

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

**MONITORAMENTO DA ZONA SUPERFICIAL DE NEVE ÚMIDA DA  
PENÍNSULA ANTÁRTICA PELO USO DE DADOS DOS SENSORES SMMR E SSM/I**

CLÁUDIO WILSON MENDES JÚNIOR

Porto Alegre – 2011

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

**MONITORAMENTO DA ZONA SUPERFICIAL DE NEVE ÚMIDA DA  
PENÍNSULA ANTÁRTICA PELO USO DE DADOS DOS SENSORES SMMR E SSM/I**

**CLÁUDIO WILSON MENDES JÚNIOR**

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

**CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Jorge Arigony-Neto**

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Victor de Araújo Haertel  
Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer  
Prof. Dr. Glauber Acunha Gonçalves**

**Tese de Doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do  
Título de Doutor em Ciências.**

Porto Alegre - 2011

Mendes Júnior, Cláudio Wilson

Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SMMR e SSM/I. / Cláudio Wilson Mendes Júnior. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2011.  
148 f.] il.

Tese (Doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Jorge Arigony-Neto

1. Glaciologia. 2. Fácies de Geleiras. 3. Península Antártica. 4. Modelo Linear de Mistura Espectral. I. Título.

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Dedico esta tese de doutorado à  
Hermínia Pretto Barnartt (avó),  
Marli Helena Bernardt (mãe) e  
Beatriz Chamun Gil (esposa).



## AGRADECIMENTOS

---

Aos meus pais e avós, cuja educação e valores tenho como exemplo.

Ao Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões, pela amizade, apoio em meus estudos e por ter orientado mais um trabalho acadêmico de minha autoria.

Ao prof. Dr. Jorge Arigony Neto, grande amigo e ex-colega do bacharelado em Geografia e mestrado do CEPSRM da UFRGS, orientador desta tese e de outros estudos.

Aos membros da banca do exame de qualificação de doutorado, Profs. Drs. Ricardo Norberto Ayup-Zouain, Eliana Lima da Fonseca e Norberto Dani, pelas críticas e sugestões à monografia e projeto de pesquisa que fundamentaram esta tese.

Aos membros da banca examinadora desta tese de doutorado: Profs. Drs. Victor Haertel, Ulisses Franz Bremer e Glauber Acunha Gonçalves.

Aos colegas do Centro Polar e Climático (CPC/UFRGS) – profs. Ulisses, Francisco, Rosemary e Patrícia; Rafael, Vagner, Éder, Kátia, Luiz Felipe, Ricardo, Ildo e Sérgio - e do Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LaCrio/FURG) - Juliana, Luca, Luiz, Cristiano, Rafael, Aline e Joice – os quais contribuíram com comentários e sugestões muito úteis para o desenvolvimento desta tese de doutorado.

À oceanógrafa Msc. Juliana Costi, pelo desenvolvimento das funções Matlab do MLME, e ao físico Msc. Daniel C. Zanotta, pela função de estimação das imagens-fração.

Ao prof. Dr. Norberto Dani, pelo grande apoio durante minha atuação como professor substituto da UFRGS e também no meu ingresso no CPC e no doutorado do PPGGeo.

Aos integrantes do Clube Alpino Paulista (CAP), Peter e Vagner, pela amizade e serviços prestados à equipe de pesquisadores do CPC durante a XXVI Operação Antártica Brasileira (OPERANTAR), na geleira Wanda, ilha Rei George (nov./dez. de 2007).

Ao *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC/Universidade do Colorado), em especial, a David Korn e Betsy Sheffield, pelo envio das imagens SMMR e SSM/I em DVDs.

Ao CNPq, pela taxa de bancada e bolsa de estudo em nível de pós-graduação.

## RESUMO

---

Dados EASE-grid do *Special Sensor Microwave-Imager* (SSM/I) e imagens classificadas ASAR *wideswath* (WS), cobrindo a Península Antártica (PA), foram processadas e usadas em um Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME), para a análise subpixel da Zona Superficial de Neve Úmida (ZSNU) em imagens SSM/I. As proporções dos componentes puros (imagens-fração) da área de estudo (ZSNU, Zona Superficial de Neve Seca e rochas) foram derivadas das imagens ASAR classificadas. As imagens-fração e imagens SSM/I co-registradas de mesma data (bandas 19H, 19V, 37H e 37V) foram usadas no MLME para estimar as assinaturas espectrais desconhecidas (*i.e.*, temperatura de brilho em cada banda SSM/I). Essas assinaturas espectrais foram então usadas no MLME para estimar as imagens-fração da ZSNU, as quais foram comparadas com as imagens-fração ASAR correspondentes, por meio do cálculo do coeficiente de correlação. Foram identificadas as duas assinaturas espectrais que resultaram nos dados mais correlacionados, sendo também calculadas as correlações das imagens-fração da ZSNU resultantes do uso no MLME dos valores médio e mediano das assinaturas espectrais mais similares. Os valores medianos dessas assinaturas espectrais produziram as imagens-fração da ZSNU mais correlacionadas, que tiveram uma precisão global de classificação média (PGCM) de 95,6% e 97,3%, nas imagens de primavera e outono, respectivamente (amplitude de classes de 0,1), e uma PGCM de 72,6% nas imagens de verão (amplitude de classes de 0,2). Essas assinaturas espectrais medianas foram então usadas no MLME para estimar, com esses níveis de precisão global, a intensidade e extensão da ZSNU na PA, pelo uso de imagens calibradas SSM/I e SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*), possibilitando assim a análise diária e em nível subpixel dessa fácies superficial, de 1978 a 2008. Na análise espacial das imagens-fração da ZSNU estimadas, observou-se que o derretimento superficial médio começava no final de outubro e terminava no final de março, com auge em 7 de janeiro (cerca de 172.237 km<sup>2</sup> ou 31,6% da área da PA). A área total mediana da ZSNU no verão foi de aproximadamente 105.100 km<sup>2</sup>. A análise de regressão com as imagens-fração dos verões entre 1978-1979 a 2007-2008 revelou a tendência de redução da área da ZSNU, totalizando 330,854 km<sup>2</sup> nesse período. Todavia, essa tendência não é estatisticamente significativa, devido à alta variabilidade interanual da área da ZSNU na PA. Forte derretimento superficial ocorreu nos verões de 1984-1985 (176.507,289 km<sup>2</sup>) e 1989-1990 (172.681,867 km<sup>2</sup>), enquanto fraco derretimento, nos verões de 1993-1994 (26.392,208 km<sup>2</sup>) e 1981-1982 (23.244,341 km<sup>2</sup>). O mais persistente e intenso derretimento superficial foi observado nas plataformas de gelo Larsen, Wilkins, George VI e Wordie e isto foi relacionado com os eventos de fragmentação e desintegração dessas massas de gelo, ocorridos nas últimas décadas. O derretimento superficial está intimamente relacionado com a estabilidade do sistema glacial antártico e com mudanças no nível médio dos mares. Esse poderia ser monitorado em toda a Antártica, por meio da análise subpixel de imagens SMMR e SSM/I proposta neste estudo.

Palavras-chave: Glaciologia, fácies de geleiras, Península Antártica, Modelo Linear de Mistura Espectral.

## ABSTRACT

---

Special Sensor Microwave-Imager (SSM/I) EASE-grid data and classified ASAR widewidth (WS) images, covering the Antarctic Peninsula (AP), were processed and used in a Spectral Linear Mixing Model (SLMM) for a subpixel analysis of the Wet Snow Zone (WSZ) in SSM/I images. The components' proportions (fraction images) of the endmembers in the study area, namely WSZ, Dry Snow Zone and rock outcrops, were derived from classified ASAR images. These fraction images and co-registered SSM/I images (bands 19H, 19V, 37H and 37V), acquired on the same date, were used in the SLMM to estimate the unknown spectral signatures (*i.e.*, brightness temperature on each SSM/I band). These spectral signatures were used to estimate WSZ fraction images, which were compared with the ASAR fraction images, by calculating the correlation coefficients. This work identified two spectral signatures that produced the most correlated data, and determined the WSZ fraction images correlations resulting from the use, in the SLMM, of the mean and median values of the most similar spectral signatures. The median values of these spectral signatures produced the most correlated WSZ fraction images, which had an average overall classification accuracy (AOCA) of 95.6% and 97.3% for spring and autumn fraction images, respectively (class range of 0.1), and an AOCA of 72.6% for summer fraction images (class range of 0.2). These median spectral signatures were then used in a SLMM to estimate accurately the WSZ intensity and its extension on the AP, by using calibrated SSM/I and SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) imageries, allowing a daily subpixel analysis of this glacier facie on the AP from 1978 to 2008. Based on the spatial analysis of the WSZ fraction images, it was observed that melt primarily takes place in late October and ends in late March, with peak on January 7<sup>th</sup> (about 172,237 km<sup>2</sup> or 31,6% of the AP area). The WSZ median total area in summer was about 105,100 km<sup>2</sup>. Regression analysis over the 1978-1979 to 2007-2008 summers, revealed a negative interannual trend in surface melt of 330.854 km<sup>2</sup>. Nevertheless, this trend inference is not statistically significant, due to the high WSZ interannual variability. Extremely high melt occurred in the 1984-1985 (176,507.289 km<sup>2</sup>) and 1989-1990 (172,681.867 km<sup>2</sup>) summers, while extremely weak melt occurred in the 1993-1994 (26,392.208 km<sup>2</sup>) and 1981-1982 (23,244.341 km<sup>2</sup>) summers. The most persistent and intensive melt was observed on Larsen, Wilkins, George VI and Wordie ice shelves and it was related to the break-up and disintegration events that occurred on these glaciers in the last decades. Surface melting is closely related to the stability of the Antarctic glacial system and global sea level changes. It could be monitored for the whole Antarctica, by using the WSZ subpixel analysis in SMMR and SSM/I imageries proposed by this study.

Keywords: Glaciology, glacier facies, Antarctic Peninsula, Spectral Linear Mixing Model.

## LISTA DE FIGURAS

---

Figura 1.1	Península Antártica no contexto do continente Antártico .....	18
Figura 1.2	Isotermas de temperatura média anual da Península Antártica .....	19
Figura 1.3	Indicadores de mudanças climáticas na Península Antártica .....	20
Figura 2.1	Sistemas sensores a bordo do satélite ENVISAT .....	25
Figura 2.2	Modos de aquisição de imagens ASAR .....	27
Figura 2.3	Satélite Nimbus-7 e principais subsistemas do sensor SMMR .....	30
Figura 2.4	Principais subsistemas do sensor SSM/I .....	33
Figura 3.1	Fácies clássicas de uma geleira e comportamento espectral de zonas de geleiras detectadas por sensores RADAR, ópticos e passivos de microondas .....	38
Figura 3.2	Subcenas de imagens ASAR WS utilizadas neste estudo (escala em decibéis), obtidas no verão austral 2006-2007, cobrindo a plataforma de gelo Larsen C e o platô Bruce. ....	43
Figura 3.3	Imagens EASE-Grid DMSP SSM/I F13 (banda 19H – órbita ascendente) da Antártica, obtidas no inverno e verão austral .....	46
Figura 4.1	Amostras das imagens ASAR WS pré-processadas da PA usadas neste estudo, com suas respectivas datas de aquisição .....	57
Figura 4.2	Cadeia de processamento usada na classificação da ZSNU nas imagens ASAR .....	60
Figura 4.3	Amostras das imagens ASAR WS classificadas da Península Antártica (ZSNU, ZSNS e rochas), com suas respectivas datas de aquisição e áreas quantificadas da ZSNU .....	61
Figura 4.4	Subcenas ASAR de 24/01/2007, nas escalas linear e decibel, e de 02/08/2006, na escala linear .....	63
Figura 4.5	Exemplo de imagens ASAR WS classificadas e bandas SSM/I pré-processadas (24/01/2007) usadas no Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME) para a estimação das assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas .....	65

Figura 4.6	Imagem-fração ASAR da ZSNU de 24/01/2007; assinaturas espectrais estimadas dos componentes puros ZSNU, ZSNS e Rochas; imagens-erro da estimativa por mínimos quadrados do MLME.....	66
Figura 4.7	Imagem-fração ASAR da ZSNU de 24/01/2007; imagem-fração da ZSNU estimada a partir das assinaturas espectrais da figura 5.2; imagem-diferença, representando a diferença entre os valores dessas duas imagens-fração; imagem-erro da estimativa por mínimos quadrados dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, relativa a cada banda SSM/I .....	67
Figura 5.1	Retas de mínimos quadrados da regressão linear entre imagens-fração ASAR da ZSNU e bandas SSM/I correspondentes .....	72
Figura 5.2	Assinaturas espectrais estimadas dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, para cada data analisada .....	75
Figura 5.3	Variação da área de ZSNU na PA e da $T_b$ estimada dessa zona superficial nas quatro bandas espectrais SSM/I .....	77
Figura 5.4	Correlação entre as imagens-fração ASAR e as estimadas da ZSNU, resultantes do uso no MLME da assinatura espectral de cada data analisada (curva do dia) com as bandas SSM/I correspondentes .....	79
Figura 5.5	Precisão global da classificação das imagens-fração estimadas da ZSNU, geradas a partir das assinaturas espectrais medianas .....	80
Figura 5.6	Valores mínimo, máximo, médio e desvio-padrão das imagens-fração da ZSNU estimadas pelo MLME e das imagens-diferença, nas regiões N-O, L-SE e SO da PA .....	83
Figura 5.7	Estatísticas dos resíduos da estimativa por mínimos quadrados dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, nas quatro bandas SSM/I e nas regiões N-O, L-SE e SO da Península Antártica .....	84
Figura 5.8	Área total média da ZSNU na PA, de setembro a abril (1978-2008), calculada a partir das imagens-fração estimadas dessa zona superficial .....	86
Figura 5.9	Linhas de costa usadas na análise dos dados continentais da PA e estatísticas das imagens-fração da ZSNU dos verões 1978-2008.....	88
Figura 5.10	Variação da área total mediana da ZSNU na PA nos verões austrais do período 1978-2008 .....	90
Figura 6.1	Áreas totais médias da ZSNU na PA, de setembro a abril, do período 1978-2008, calculadas neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b) .....	94
Figura 6.2	Variabilidade interanual da área total da ZSNU e do ID na PA, com linhas de tendência linear, equações correspondentes e coeficiente de correlação (R), calculados em estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b) .....	96

## LISTA DE TABELAS

---

Tabela 2.1	Parâmetros orbitais do satélite Nimbus-7 e do sensor SMMR .....	29
Tabela 2.2	Características das bandas do sensor SMMR .....	31
Tabela 2.3	Parâmetros orbitais dos satélites DMSP F8, F11 e F13 e do sensor SSM/I .....	33
Tabela 2.4	Características das bandas do sensor SSM/I .....	34
Tabela 4.1	Coefficientes de regressão para o ajustamento de dados antárticos SMMR, SSM/I F11 e F13 ao sensor SSM/I F8 .....	54
Tabela 5.1	Estatísticas da regressão linear entre imagens-fração ASAR da ZSNU e bandas SSM/I de datas correspondentes .....	73
Tabela 5.2	Temperaturas de brilho mínimas para o derretimento no pacote de neve superficial, estimadas a partir das equações de regressão linear .....	74
Tabela 5.3	Média (M), desvio-padrão (DP) e mediana (MD) dos valores de correlação calculados para as imagens-fração estimadas da ZSNU .....	79
Tabela 5.4	Média, desvio-padrão e mediana dos valores da precisão global da classificação das imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas dos componentes puros.....	81
Tabela 5.5	Período, área total e localização das variações mais significativas na linha de costa das imagens-máscara da PA, utilizadas na extração dos dados continentais das imagens SMMR e SSM/I .....	86
Tabela 5.6	Áreas totais e relativas da ZSNU na PA dos cinco verões austrais com maior e menor derretimento superficial de neve quantificados neste estudo .....	91
Tabela 6.1	Área total mediana, DAM e coeficiente de variação da ZSNU na PA nos verões austrais do período 1978-2004, estimados neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b), e do período 1978-2008 .....	97

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

---

AATSR	<i>Advanced Along-track Scanning Radiometer</i>
ADD	<i>Antarctic Digital Database</i>
AMI	<i>Active Microwave Instrument</i>
AO	<i>Announcement of Opportunity</i>
AP	<i>Alternated Polarization Image Mode</i>
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture RADAR</i>
ASCII	<i>American Standard Code for Information Interchange</i>
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
CCRS	<i>Canadian Centre for Remote Sensing</i>
CD-ROM	<i>Compact Disc Read-Only Memory</i>
DAM	Desvio Absoluto da Mediana
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellite</i>
DoG	<i>Derivative of Gaussian Edge Detector</i>
DORIS	<i>Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite</i>
DVD-ROM	<i>Digital Video Disc Read-Only Memory</i>
EASE-Grid	<i>Equal-Area Scalable Earth Grid</i>
EGI	<i>Ellipsoid Geocoded Image</i>
ENVISAT	<i>Environmental Satellite</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Satellite</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
ESMR	<i>Electronically Scanning Microwave Radiometer</i>
ETM+	Sensor Enhanced Thematic Mapper Plus do satellite LANDSAT 7
FTP	<i>File Transfer Protocol</i>
GM	<i>Global Monitoring Image Mode</i>
GOMOS	<i>Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars</i>
IFOV	<i>Instantaneous Field of View</i>
LRR	<i>Laser Retro-reflector</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
MERIS	<i>Medium-Resolution Imaging Spectrometer</i>
MIPAS	<i>Michelson Interferometric Passive Atmospheric Sounder</i>

MLME	Modelo Linear de Mistura Espectral
MWR	<i>Microwave Radiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
PA	Península Antártica
<i>Pixel</i>	Acrônimo de <i>picture element</i>
PRI	<i>Precision Image Mode</i>
RA-2	<i>Radar Altimeter 2</i>
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>
RADARSAT	<i>RADAR satellite</i>
RAMP	<i>Radarsat Antarctic Mapping Project</i>
REM	Radiação eletromagnética
SAR	<i>Synthetic Aperture RADAR</i>
ScanSAR	<i>Scanning Synthetic Aperture RADAR</i>
SCAR	<i>Scientific Committee on Antarctic Research</i>
SCIAMACHY	<i>Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography</i>
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SML	<i>Spatial Modeler Language</i>
SMMR	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
SR	Sensoriamento Remoto
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave-Imager</i>
SSM/IS	<i>Special Sensor Microwave Imager Sounder</i>
TIROS	<i>Television Infrared Observation Satellite</i>
TM	Sensor <i>Thematic Mapper</i> dos satélites LANDSAT 4 e 5
USAF	<i>United States Air Force</i>
USDOD	<i>United States Department of Defense</i>
WGS-84	<i>World Geodetic System 1984</i>
WS	<i>Wideswath Image Mode</i>
ZSNG	Zona superficial de neve e gelo de uma geleira
ZSNS	Zona superficial de neve seca de uma geleira
ZSNU	Zona superficial de neve úmida de uma geleira



## LISTA DE SÍMBOLOS

---

$\varepsilon$	Emissividade de um material
$\sigma^0$	<i>Sigma Nought</i> ou coeficiente de retroespalhamento (dB) normalizado em relação à área do terreno verdadeira
$\sigma_{\text{linear}}$	Coeficiente de retroespalhamento (valor linear) normalizado em relação à área do terreno verdadeira
CA	Coeficiente angular de uma equação de regressão linear
e	Erro-padrão da estimativa do CA de uma equação de regressão linear
$e_{i,k}$	Erro no <i>pixel</i> i da banda espectral k em um MLME
$E_k$	Vetor n-dimensional dos resíduos na banda espectral k em um MLME
$f_{i,j}$	Proporção do <i>pixel</i> i coberto pela componente j em um MLME
F	Matriz n x m das proporções em um MLME
$F^T$	Matriz transposta n x m das proporções em um MLME
I	Intercepto de uma equação de regressão linear
IC	Intervalo de confiança do CA com probabilidade de 95%
j	Componente puro em um MLME
k	Banda espectral em um MLME
m	Número de componentes puros em um MLME
n	Número de <i>pixels</i> de uma imagem
p	Número de bandas espectrais em um MLME
$r_k$	vetor m-dimensional da resposta espectral dos componentes puros na banda k em um MLME
$r_{j,k}$	Resposta espectral da componente j na banda k em um MLME
R	Coeficiente de correlação linear
$R^2$	Coeficiente de determinação
$R_{i,k}$	Resposta espectral média de um <i>pixel</i> i na banda k em um MLME
$R_k$	Vetor n-dimensional da resposta espectral dos <i>pixels</i> na banda k em um MLME
$T_b$	Temperatura de brilho superficial de um material
$T_{bk}$	Temperatura de brilho estimada na banda espectral k
$T_c$	Temperatura cinética superficial de um material

# SUMÁRIO

---

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>14</b>
<b>1.1 Considerações iniciais .....</b>	<b>14</b>
<b>1.2. Objetivos .....</b>	<b>16</b>
1.2.1 Objetivo geral .....	16
1.2.2 Objetivos específicos .....	17
<b>1.3 Área de estudo .....</b>	<b>17</b>
<b>2 SENSORES DE MICROONDAS USADOS NO ESTUDO DA CRIOSFERA .....</b>	<b>23</b>
<b>2.1 Introdução .....</b>	<b>23</b>
<b>2.2 Sensor ASAR .....</b>	<b>24</b>
<b>2.3 Sensor SMMR .....</b>	<b>29</b>
<b>2.4 Sensor SSM/I .....</b>	<b>32</b>
<b>2.5 Características dos dados dos sensores SMMR e SSM/I .....</b>	<b>34</b>
<b>3 CLASSIFICAÇÃO DAS ZONAS SUPERFICIAIS DE NEVE E GELO DE GELEIRAS EM IMAGENS DE SENSORES ATIVOS E PASSIVOS DE MICROONDAS .....</b>	<b>37</b>
<b>3.1 Introdução .....</b>	<b>37</b>
<b>3.2 Zonas ou facies de uma geleira .....</b>	<b>37</b>
<b>3.3 Comportamento espectral das ZSNG de geleiras na radiação de microondas .....</b>	<b>40</b>
3.3.1 Zonas superficiais de geleiras detectadas por RADAR .....	40
3.3.2 Classificação das ZSNG em imagens dos sensores SAR .....	44
3.3.3 Zonas superficiais de geleiras detectadas por sensores passivos de microondas ....	45
3.3.4 Classificação das ZSNG em imagens dos sensores SMMR e SSM/I .....	48
<b>3.4 Classificação subpixel da ZSNU em imagens dos sensores SMMR e SSM/I .....</b>	<b>49</b>
<b>4 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>53</b>
<b>4.1 Introdução .....</b>	<b>53</b>
<b>4.2 Definição do período de análise dos dados .....</b>	<b>53</b>
<b>4.3 Pré-processamento das imagens .....</b>	<b>54</b>
4.2.1 Imagens dos sensores SSM/I e SMMR .....	54
4.2.2 Imagens do sensor ASAR WS .....	55

4.4 Classificação digital das imagens do sensor ASAR .....	58
4.5 Análise subpixel da ZSNU nas imagens dos sensores SMMR e SSM/I .....	64
4.6 Estudo da variação espaço-temporal da ZSNU na Península Antártica .....	70
<b>5 RESULTADOS .....</b>	<b>71</b>
5.1 Introdução .....	71
5.2 Análise subpixel da ZSNU nas imagens do sensor SSM/I .....	71
5.2.1 Regressão linear simples na estimação das imagens-fração da ZSNU .....	71
5.2.2 Aplicação do MLME na estimação das imagens-fração da ZSNU .....	74
5.2.3 Avaliação da precisão das imagens-fração da ZSNU estimadas pelo MLME .....	80
5.3 Estudo da variação espaço-temporal da ZSNU na PA (1978-2008) .....	85
5.3.1 Padrão espaço-temporal das áreas de derretimento superficial na PA .....	85
5.3.2 Variações interanuais da ZSNU na PA (1978-2008) .....	90
<b>6 DISCUSSÃO .....</b>	<b>94</b>
6.1 Introdução .....	94
6.2 Áreas da ZSNU quantificadas neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b) .....	94
6.3 Impactos do derretimento de neve nos sistemas glaciais da PA e no aumento do nível médio dos mares .....	100
<b>7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>101</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>106</b>
<b>ANEXO A - IMAGENS ASAR UTILIZADAS NESTE ESTUDO .....</b>	<b>114</b>
<b>ANEXO B – IMAGENS-ERRO DA ESTIMATIVA DAS ASSINATURAS ESPECTRAIS DOS COMPONENTES PUROS .....</b>	<b>115</b>
<b>ANEXO C – IMAGENS-FRAÇÃO ASAR E ESTIMADAS DA ZSNU, IMAGENS-DIFERENÇA DA ZSNU E IMAGENS-ERRO DA ESTIMATIVA DOS COMPONENTES PUROS .....</b>	<b>119</b>
<b>ANEXO D - ÁREAS TOTAIS ABSOLUTAS E RELATIVAS DA ZSNU NA PA DAS IMAGENS-FRAÇÃO ESTIMADAS PELO MLME (1978-2008) ....</b>	<b>127</b>
<b>ANEXO E – ESTATÍSTICAS DAS IMAGENS-FRAÇÃO ESTIMADAS DA ZSNU DOS VERÕES AUSTRALIS DE 1978 A 2008 .....</b>	<b>130</b>
<b>ANEXO F – SCRIPT SML USADO NA CLASSIFICAÇÃO DA ZSNU .....</b>	<b>138</b>
<b>ANEXO G – FUNÇÕES MATLAB DO MLME .....</b>	<b>139</b>

# 1 INTRODUÇÃO

---

## 1.1 Considerações iniciais

A criosfera<sup>1</sup> cobre aproximadamente 10% do planeta. Ela desempenha papel importante no controle do sistema climático global e atua como um bom indicador de mudanças nesse sistema. A cobertura de neve sazonal é responsável pelas maiores variações anuais e interanuais no albedo planetário. Outro efeito climatológico é o isolamento térmico produzido pela cobertura de neve, que reduz a troca de calor entre o solo e a atmosfera. Além disso, sua baixa temperatura intensifica o gradiente de temperatura global que força o sistema de circulação atmosférica; portanto, sua extensão e localização são fatores que afetam essa circulação (BINDSCHADLER, 1998). Modelos climáticos globais predizem que as maiores mudanças ocorrerão nas áreas de altas latitudes (REES, 2006). Assim, é importante monitorar as regiões polares, para detectar antecipadamente mudanças do clima.

O monitoramento do derretimento superficial do pacote de neve e da zonação característica que esse fenômeno produz é de grande relevância, especialmente para as menores e mais dinâmicas geleiras de vale, para o manto de gelo groenlandês e para a periferia Antártica, que sofrem as mais rápidas mudanças devido a tendência de aquecimento climático em algumas regiões (RAU; BRAUN, 2002).

Nos últimos 100 anos, a superfície da Península Antártica (PA) apresentou uma tendência de aquecimento muitas vezes superior ao aquecimento global e aos registros de temperatura do ar de estações meteorológicas da região antártica nesse mesmo período (MORRIS; VAUGHAN, 2003). Dentre outras consequências, essa tendência de aquecimento climático provocou mudanças significativas nos sistemas glaciais da PA, principalmente nas últimas duas décadas, como a redução da área coberta por gelo marinho sazonal, a retração<sup>2</sup> de frentes de geleiras, além da fragmentação<sup>3</sup> e desintegração<sup>4</sup> de plataformas de gelo (SKVARCA; DE ANGELIS, 2003; BRAUN; HUMBERT; MOLL, 2009).

---

<sup>1</sup> Termo utilizado para designar todo o gelo e neve existente na superfície terrestre (SIMÕES, 2004).

<sup>2</sup> Diminuição nas dimensões lineares de uma geleira (SIMÕES, 2004).

<sup>3</sup> Tradução do termo *break-up*. Consiste no rápido e inesperado desprendimento de pedaços de gelo em tamanhos variados, em uma escala de tempo de horas a dias (BRAUN; HUMBERT; MOLL, 2009).

<sup>4</sup> Tradução do termo *disintegration*. Completo desaparecimento de uma plataforma de gelo em um período específico. O colapso refere-se à desintegração em dias ou semanas (BRAUN; HUMBERT; MOLL, 2009).

Neste contexto de aquecimento climático, um grande número de geleiras da PA apresentou variações rápidas nos balanços de massa e energia superficial, nos padrões de acumulação e ablação e apresentaram aceleração do fluxo glacial. Variações altimétricas significativas dos limites entre zonas superficiais de neve e gelo e da posição frontal de diversas geleiras da PA, detectadas em imagens de Sensoriamento Remoto (SR), evidenciam mudanças nas condições climáticas e glaciológicas locais, em uma escala de tempo relativamente curta (ARIGONY-NETO, 2006).

A análise de variações espaço-temporais dos limites de fácies ou zonas superficiais de neve e gelo (ZSNG) características de uma geleira, como as zonas de neve seca, percolação, neve úmida e de gelo exposto (PATERSON, 1994), pode fornecer evidências de mudanças climáticas e glaciológicas que estão ocorrendo na PA (RAU *et. al.* 2001). Dentre essas fácies de geleiras, dados da extensão da zona superficial de neve úmida (ZSNU), definida como a zona da superfície de uma geleira onde o pacote de neve está saturado de água (PATERSON, 1994), podem ser usados como dados de entrada em modelos para se estimar o escoamento superficial de água e para a previsão de seus impactos em ambientes costeiros locais e da sua contribuição no aumento do nível médio dos mares.

Imagens multitemporais de SR podem ser aplicadas no estudo da dinâmica dessas ZSNG, em áreas extensas e de difícil acesso, que demandam altos custos logísticos, como é o caso das regiões polares. Dentre esses tipos de imagens, as obtidas por sensores ativos e passivos de microondas são especialmente aplicáveis na interpretação das ZSNG, pois apresentam maior penetração no pacote de neve do que os sensores ópticos, podendo assim revelar suas características internas. Imagens nítidas desses sensores podem ser obtidas mesmo com baixa iluminação solar e sob a cobertura de nuvens (CCRS, 2002), que são condições frequentes na PA (BREMER; ARIGONY-NETO; SIMÕES, 2004) e que dificultam a obtenção regular de imagens por sensores ópticos. Assim, a única fonte de dados regulares de SR dessa região até o momento são as imagens de sensores de microondas (VOGT; BRAUN, 2004).

Imagens do sensor ASAR (*Advanced Synthetic Aperture RADAR*), do ENVISAT (*Environmental Satellite*), podem ser aplicadas no estudo das massas de neve e gelo. Operando na banda C (*i.e.*, comprimento de onda de 5,6 cm), o sensor ASAR tem a capacidade de discriminar diferentes ZSNG. Esse sensor possui um modo de aquisição denominado de *Wideswath* (WS), que apresenta uma grande área de recobrimento sobre a superfície terrestre (aproximadamente 405x405 km ou 164.025 km<sup>2</sup>) e uma resolução espacial de 150 m, sendo, portanto, adequada para estudos em escala regional, como é o caso da PA. Além disso, o sensor ASAR pode obter imagens diárias das regiões polares nesse modo de aquisição. Assim, essas

imagens podem ser aplicadas na detecção de variações nos limites das ZSNG de geleiras (ARIGONY-NETO; VOGT; SIMÕES, 2007).

Além das imagens de sensores ativos, as obtidas por sensores passivos de microondas podem ser aplicadas em estudos glaciológicos. Dados orbitais de sensores passivos de microondas são obtidos desde o início da década de 1970 (REES, 2006). Desde julho de 1987 e ainda em contínua operação, o sensor SSM/I (*Special Sensor Microwave-Imager*) garantiu a continuidade da missão do sensor SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*), que operou entre 1978 e 1987 (ARMSTRONG *et al.*, 2003). Devido à baixa intensidade de emissão da radiação de microondas pela superfície terrestre, esses sensores passivos operam com um grande campo de visada instantânea (IFOV) para coletar energia suficiente e produzir um sinal detectável e, conseqüentemente, suas imagens apresentam uma baixa resolução espacial (cerca de 25 km).

Em estudos de ZSNG de geleiras, imagens de bandas específicas dos sensores SMMR e SSM/I podem ser utilizadas na discriminação de zonas de neve seca e de neve úmida, com base na detecção de variações na intensidade de emissão da radiação de microondas pelo conteúdo de água líquida que pode estar presente no pacote de neve. Todavia, a aplicação dessas imagens ainda é limitada para a quantificação precisa das áreas de ZSNU, devido à baixa resolução espacial desses sensores. Para a quantificação mais precisa da área dessa zona superficial nas imagens de sensores passivos, uma solução é a aplicação de métodos utilizados na análise subpixel de componentes da cobertura da terra, como o Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME), desenvolvido por Adams, Smith e Johnson (1986) e Shimabukuro (1987).

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo geral**

O objetivo principal desta tese é o estudo das variações espaço-temporais da zona superficial de neve úmida (ZSNU) na Península Antártica durante o período 1978-2008, a partir da aplicação de técnicas de análise subpixel e da classificação de imagens dos sensores SMMR e SSM/I.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- a) Desenvolvimento de um modelo estatístico para a análise subpixel de imagens dos sensores SMMR e SSM/I;
- b) Desenvolvimento de algoritmos e rotinas computacionais para a classificação automática da ZSNU em imagens SMMR e SSM/I;
- c) Análise das variações espaço-temporais da ZSNU na PA, durante o período 1978-2008.

### 1.3 Área de estudo

A região Antártica inclui toda área ao sul da Zona da Frente Polar, que separa as águas gélidas circumpolares das mais amenas vindas do norte. Este limite muda ao longo do ano e com a latitude, podendo atingir os 50° S, mas em média é ao redor dos 58° S, que coincide aproximadamente com a isoterma de 10°C para o mês mais quente do ano - fevereiro (SIMÕES, comunicação escrita).

A Antártica Oriental, com uma história geológica de mais de três bilhões de anos (Éon Arqueano), abrange três quartos (10,3 milhões de km<sup>2</sup>) da área do continente (cerca de 13,8 milhões de km<sup>2</sup>), enquanto que o restante de sua área (Antártica Ocidental) é tectonicamente mais instável e de idade geológica mais recente, formada basicamente entre o período Cretáceo e o início do Terciário (DARLINGTON JR, 1968).

Na Antártica Ocidental está localizada a PA, que é banhada pelos mares de Bellingshausen e Weddell. Essa península consiste em uma faixa de terra montanhosa com cerca de 1.500 km de extensão, estendendo-se quase longitudinalmente entre as latitudes 63°S e 75°S, sendo composta por um platô interno com elevação média de 1.500 m. Sua largura varia de 35 km no extremo norte a quase 300 km na latitude 75°S (AHLERT, 2005). Essas características geográficas a tornam um importante controlador do clima, da circulação marinha e da dinâmica glacial da Antártica Ocidental (KING; TURNER, 1997). A área de estudo consiste na área continental da PA, ao norte do paralelo 75°S (Fig. 1.1).

A temperatura atmosférica média anual sobre o mar de Weddell é cerca de 7°C inferior à de Bellingshausen, em pontos de mesma latitude e altitude (MORRIS; VAUGHAN, 2003 - Fig. 1.2). Esta marcada diferença climática é devida principalmente à topografia da PA, que é uma barreira à circulação atmosférica regional (REYNOLDS, 1981).

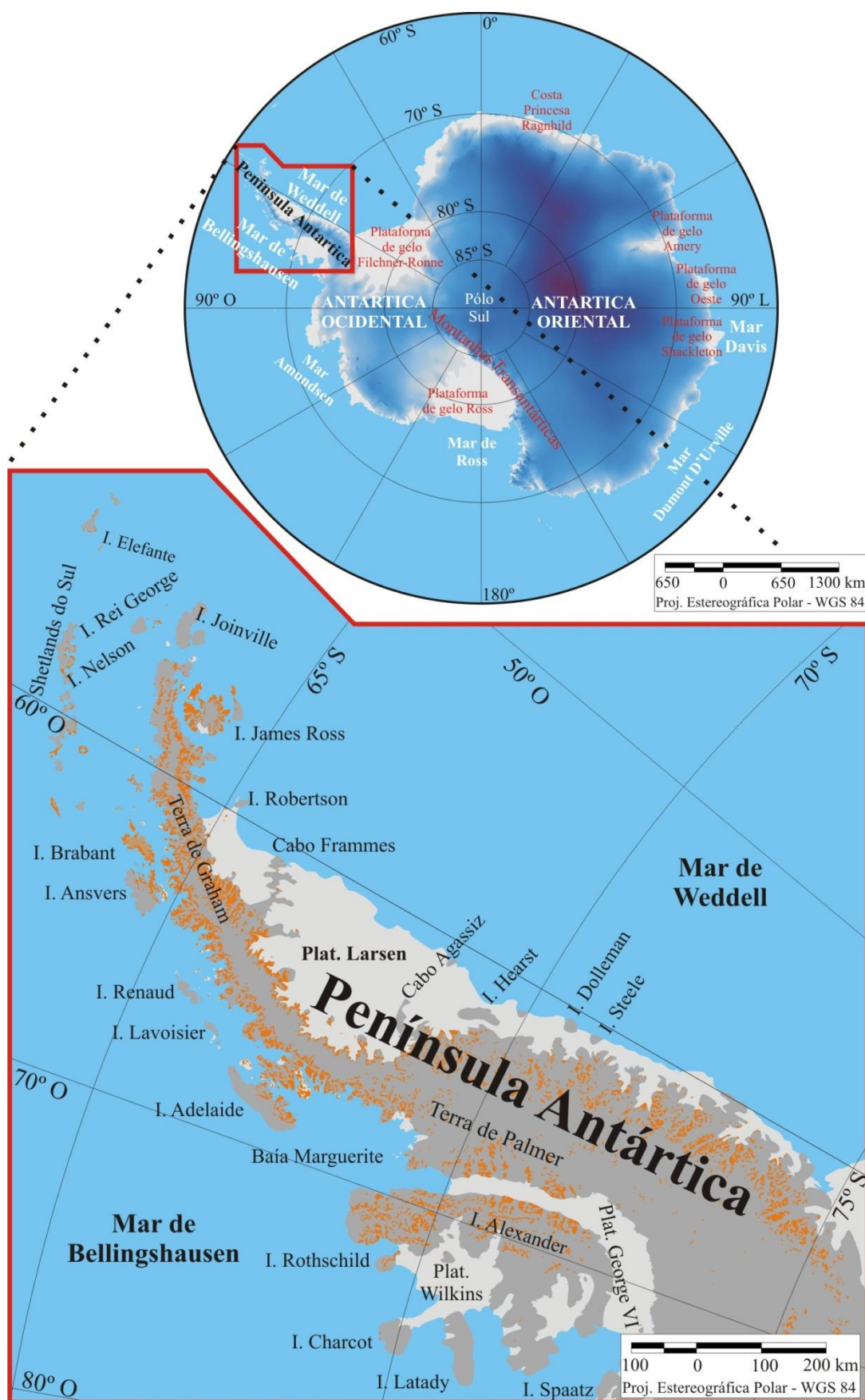


Figura 1.1 – Península Antártica no contexto do continente Antártico.  
Fonte: Ahlert (2005).



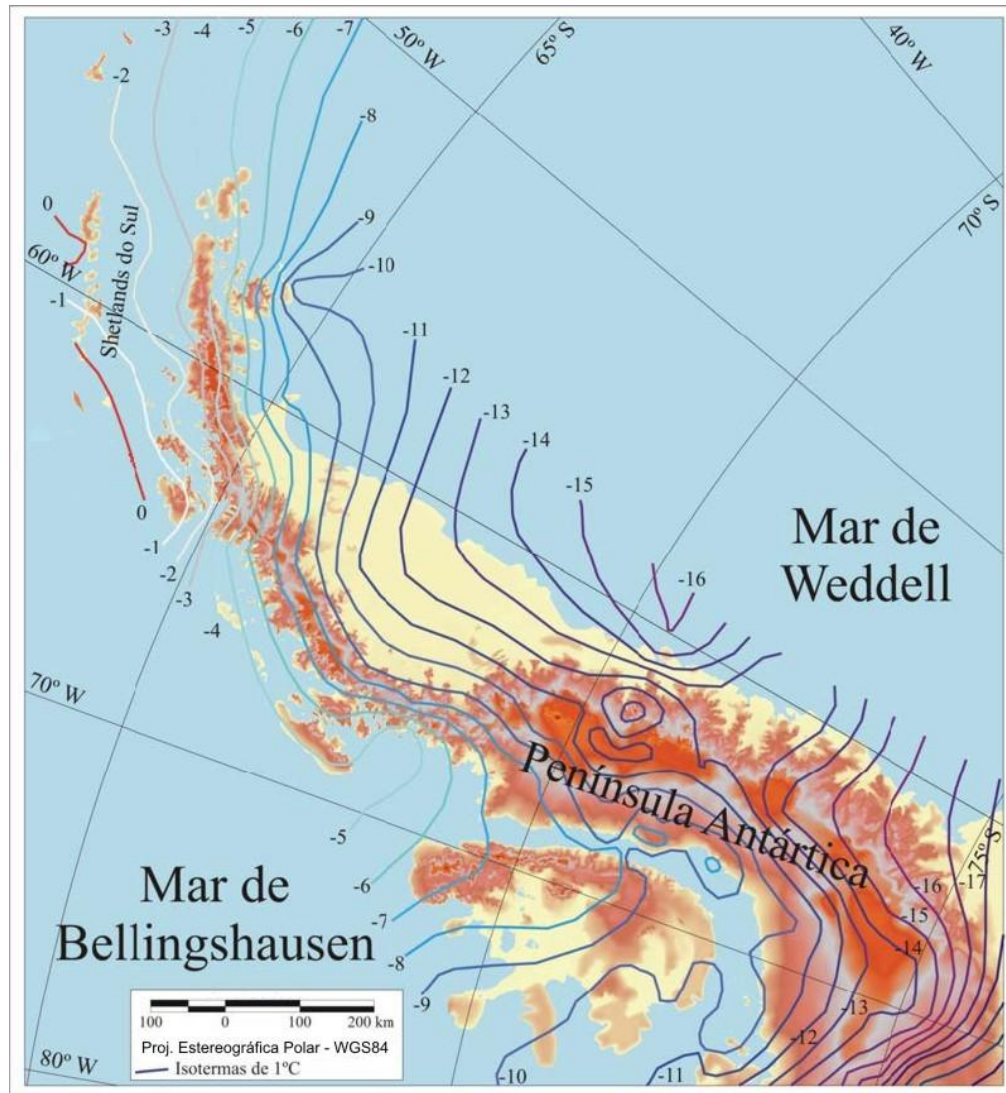


Figura 1.2 - Isotermas de temperatura média anual da Península Antártica.  
Fontes: Morris e Vaughan (2003) e Ahlert (2005).

A PA está localizada na Zona da Frente Polar, marcada pelo encontro de massas de ar frias subpolares com massas de ar quentes das latitudes médias, e no limite da extensão do gelo marinho na estação do inverno, cuja dinâmica sazonal provoca variações no balanço de energia do oceano. Dentre outros fatores, essas condições locais provocam grande variabilidade climática interanual e intersazonal, tornando essa região antártica mais suscetível a mudanças ambientais (SKVARKA; DE ANGELIS, 2003).

Na Antártica, as primeiras áreas a serem afetadas pelo aquecimento climático do ar superficial são as regiões de menor latitude, basicamente a região da PA e o conjunto de ilhas periféricas ao continente (SKVARKA; DE ANGELIS, 2003). Essa península é a única região desse continente onde um pronunciado aquecimento atmosférico de  $3,8 \pm 0,7^{\circ}\text{C}$  foi observado

nos últimos 100 anos (MORRIS; VAUGHAN, 2003). Essa tendência de aquecimento foi mais intensa na costa oeste da PA, sobretudo nas maiores latitudes (Fig. 1.3), sendo mais expressiva no inverno austral (TURNER *et al.*, 2009).

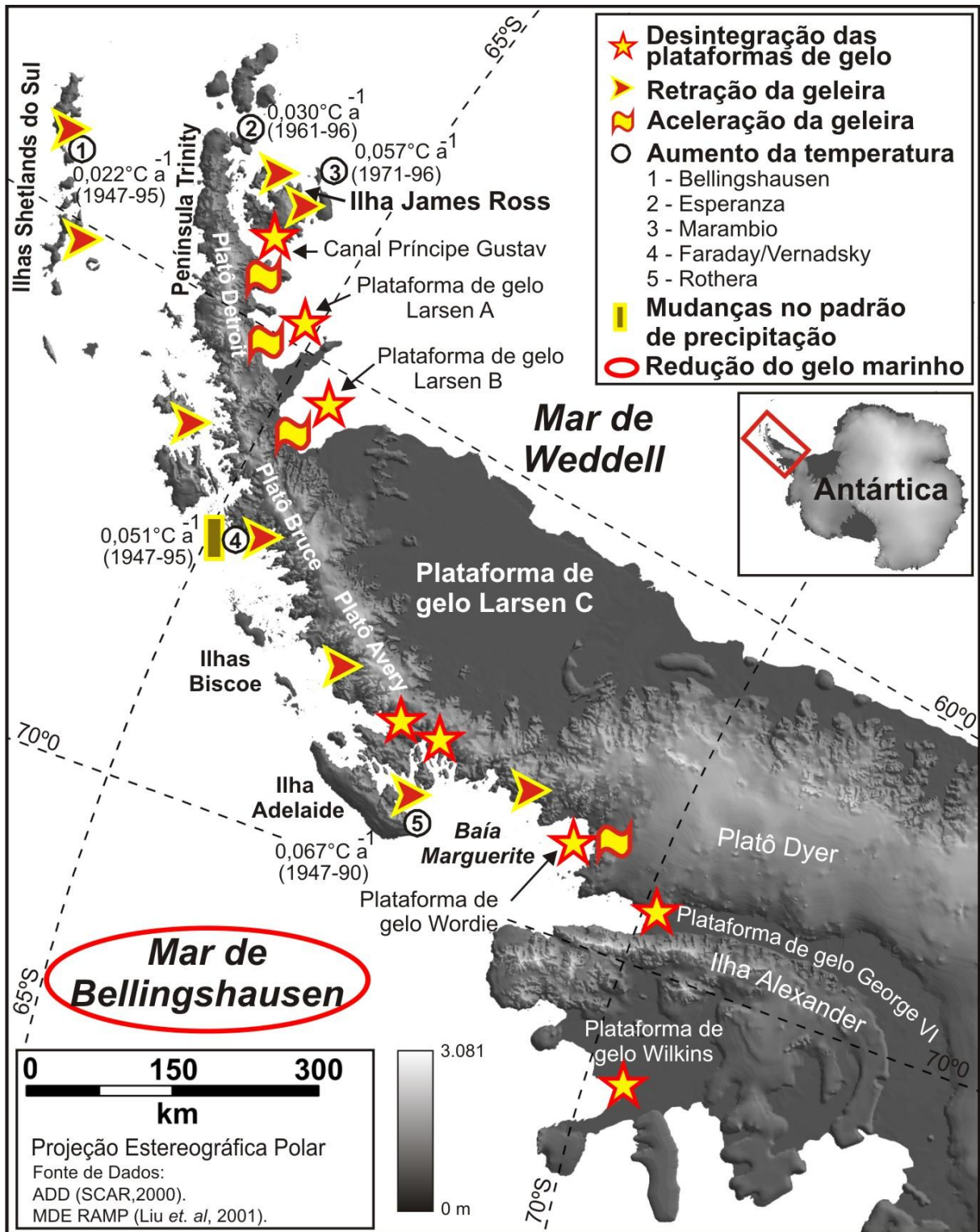


Figura 1.3 - Indicadores de mudanças climáticas na Península Antártica. Fontes: Rau (2003), Ahlert (2005) e Arigony-Neto (2006).

A ocorrência de verões quentes, o aumento significativo do número de dias com temperaturas positivas ao longo do ano e a maior duração de condições de ablação na PA (TORINESI; FILY; GENTHON, 2003; VAUGHAN, 2006) provocaram a retração de frentes de geleiras, a fragmentação e desintegração de plataformas de gelo, redução da área coberta por gelo marinho sazonal e alterações no padrão de precipitação locais (ARIGONY-NETO, 2006), como pode ser observado espacialmente na figura 1.3.

Devido ao aquecimento climático regional, um grande número de geleiras da PA apresentou variações nos balanços de massa e energia superficial, nos padrões de acumulação e ablação e na aceleração do fluxo glacial. Cerca de 90% das geleiras da PA sofreram retração de suas frentes nas últimas décadas (TURNER *et al.*, 2009). No período 1986-2005, o retrocesso de frentes de geleiras na PA foi detectado em 59% de 184 geleiras investigadas na PA, com a utilização de imagens multitemporais TM, ETM+, ASTER, AMI-SAR e ASAR (ARIGONY-NETO, 2006). De 1940 a 2001, foram observadas mudanças na posição de frentes de geleiras de maré, sendo que das 244 analisadas, 212 (87%) apresentaram retração, enquanto que as outras 32 geleiras avançaram muito pouco em relação ao retrocesso das demais (COOK *et al.*, 2005). Variações altimétricas dos limites entre ZSNG e da posição frontal de diversas geleiras da PA, observadas em imagens multitemporais de SR, evidenciaram mudanças nas condições climáticas e glaciológicas locais em uma escala de tempo relativamente curta (ARIGONY-NETO, 2006; ARIGONY-NETO *et al.*, 2007, 2009).

Grandes extensões de plataformas de gelo da PA desintegraram nas últimas duas décadas (SCAMBOS *et al.*, 2000), conforme ilustrado na figura 1.3. Após a desintegração de áreas da plataforma de gelo Wordie, no final da década de 1980 (DOAKE; VAUGHAN, 1991), ocorreu uma marcada retração das margens setentrionais das plataformas de gelo George VI e Wilkins (LUCCHITTA; ROSANOVA, 1998), seguido pela rápida sequência de eventos de desintegração na costa leste da PA, nas plataformas de gelo Príncipe Gustav e Larsen A em 1995 (ROTT; SKVARCA; NAGLER, 1996), e o início desse processo em 1995 na plataforma de gelo Larsen B, que colapsou quase que totalmente em 2002 (RACK; ROTT, 2004). Mais recentemente, grandes extensões da plataforma de gelo Wilkins fragmentaram e desintegraram a partir de fevereiro de 2008 e continuaram a sofrer esses processos até mesmo no inverno de 2008 e em abril de 2009, como uma resposta à tendência de rápido aquecimento na PA nas últimas décadas (BRAUN; HUMBERT; MOLL, 2009; HUMBERT *et al.*, 2010).

Além da tendência de aquecimento atmosférico, um aumento significativo em eventos de precipitação durante o inverno (cerca de 50%) foi observado na estação Faraday/Vernardsky (Fig. 1.3) desde 1956. Isso pode estar relacionado com a maior frequência

de ciclones no mar de Bellingshausen, de onde essa precipitação é originada (TURNER; COLWELL; HARANGOZO, 1997). Além disso, foi observado um aumento na acumulação de neve em platôs da PA durante as últimas décadas (PEEL, 1992).

A tendência de aquecimento climático regional também provocou impactos significativos sobre o gelo marinho de Bellingshausen. A extensão do gelo marinho e o período sazonal de congelamento do mar apresentaram uma forte tendência de redução em quase todo mar de Bellingshausen, de acordo com a análise de imagens de sensores passivos de microondas obtidas entre 1979 e 1999 (PARKINSON, 2002).

A alteração no balanço energético do oceano, com a diminuição da extensão do gelo marinho, causa um maior aquecimento nas águas oceânicas, podendo ocasionar mudanças na circulação oceânica e repercutir na estabilidade das frentes de geleiras que sofrem a influência desse, como as geleiras de maré e as plataformas de gelo (KING; TURNER, 1997). O monitoramento das plataformas de gelo da PA é de grande importância, pois eventos de fragmentação e desintegração dessas geleiras podem tornar instável o manto de gelo da Antártica Ocidental (OPPENHEIMER, 1998). Além disso, o monitoramento das massas de neve e gelo superficiais do continente antártico é de grande relevância, pois alterações na sua extensão resultam em mudanças nos padrões de circulação atmosférica e oceânica regionais, que estão teleconectados com os sistemas climáticos do hemisfério sul (AQUINO, 2009).

Uma das consequências mais óbvias da tendência de aquecimento climático observado na PA foi o derretimento de massas de neve e gelo continentais e o resultante aumento do escoamento superficial de água. Cerca de um terço da PA está localizado em áreas costeiras, abaixo de 200 m de altitude, onde as temperaturas de verão são frequentemente acima de 0°C, favoráveis para o derretimento no pacote de neve (TURNER *et al.*, 2009). Em torno de 80% da sua área é classificada como uma zona de percolação (RAU; BRAUN, 2002) e o escoamento de água de degelo é um componente significativo no balanço de massa de suas geleiras (VAUGHAN, 2006).

O aumento do escoamento superficial da água de derretimento pode gerar grandes impactos nos ambientes costeiros locais, e uma maior contribuição para o aumento do nível médio dos mares, afetando também outros ambientes costeiros do planeta (REES, 2006). O monitoramento das massas de neve e gelo continentais dessa região também é importante para a compreensão dos processos meteorológicos e climáticos locais que afetam esses ambientes costeiros e são afetados pela sua dinâmica.

## 2    **SENSORES DE MICROONDAS USADOS NO ESTUDO DA CRIOSFERA**

---

### **2.1 Introdução**

Desde o início do SR orbital da Criosfera, em meados da década de 1960, o número, a diversidade e qualidade dos sensores orbitais tiveram uma grande evolução, ao passo que um volume crescente de dados foram obtidos sobre as regiões polares. O SR orbital permitiu a aquisição de informações dessas regiões inóspitas que não teriam sido obtidas por outro método. A aquisição de dados multitemporais de SR possibilitou uma boa compreensão da distribuição global, interanual e tendências de longo tempo da cobertura de neve, gelo marinho e das plataformas de gelo das regiões polares (REES, 2006). Os tipos mais importantes de imageadores para o estudo da extensão e características da cobertura de neve e gelo do planeta são os ópticos e os de microondas ativos (radares) e passivos (radiômetros).

A cobertura de neve da Terra é monitorada por sensores ópticos desde 1966 e por imageadores passivos de microondas desde o início da década de 1970 (REES, 2006). Essas duas técnicas apresentam características complementares. Enquanto os sistemas ópticos podem obter dados com maior resolução espacial, esses são limitados em condições de baixa iluminação solar e sob a cobertura de nuvens. Sistemas passivos de microondas podem obter imagens da superfície terrestre nessas condições, mas estas apresentam baixa resolução espacial. Portanto, em estudos de massas de neve e gelo em escalas de maior detalhe (*e.g.*, maiores do que 1:100.000), imagens de sensores ópticos e RADAR são as mais adequadas (MASSOM; LUBIN, 2006).

O imageamento RADAR (*Radio Detection and Ranging*) é muito utilizado em estudos da Criosfera e, da mesma forma que os sensores passivos de microondas, podem obter imagens independente da luz solar e também através da cobertura de nuvens. Radares de Abertura Sintética (*Synthetic Aperture RADAR - SAR*) podem gerar imagens com resolução espacial comparável à obtida por imageadores ópticos, até mesmo em nível orbital, por meio de sofisticadas técnicas de processamento do sinal. Todavia, imageadores RADAR apresentam uma geometria de visada oblíqua, que introduz distorções geométricas e radiométricas nas imagens, principalmente em áreas com relevo acidentado, embora essas distorções possam ser

corrigidas com o uso de um Modelo Digital de Elevação (MDE) suficientemente preciso e com o uso de parâmetros de calibração da antena (ULABY; MOORE; FUNG, 1986).

Imagens ópticas e RADAR de diferentes sistemas sensores possibilitaram o estudo das variações espaço-temporais de ZSNG de geleiras do continente antártico, Groenlândia e de várias outras geleiras do planeta. As análises de imagens de sensores passivos de microondas, como as do SMMR e SSM/I, forneceram dados para o monitoramento do início, fim e a duração do período de derretimento superficial do pacote de neve nos mantos de gelo antártico e groenlandês, desde o final da década de 1970 (LIU; WANG; JEZEK, 2006a,b). Imagens de sensores ativos de microondas, como as obtidas pelo ASAR, permitem a discriminação de um número maior de ZSNG do que esses sensores passivos de microondas, inclusive com maior grau de detalhamento. Neste estudo, imagens co-registradas e de mesma data de aquisição dos sensores ASAR e SSM/I foram utilizadas em um MLME para a estimação da assinatura espectral e análise subpixel da ZSNU em imagens SSM/I e SMMR.

## 2.2 Sensor ASAR

Dando continuidade ao programa ERS-1/2 (*European Remote Sensing Satellite 1 and 2*), a Agência Espacial Européia (ESA) colocou em órbita em março de 2002 o ENVISAT (*Environmental Satellite*), até o momento, o maior satélite desenvolvido por essa agência espacial (ESA, 2007a,b). Assim como os satélites da série ERS, o ENVISAT possui uma órbita quase-polar, hélio-síncrona, com altura aproximada de 800 km, inclinada 98,5° em relação ao plano equatorial, tornando possível a aquisição de imagens em altas latitudes (ESA, 2007a).

A carga útil do ENVISAT é composta por diversos subsistemas, como unidades de armazenamento de dados, antenas de comunicação (bandas X e Ka) e vários sistemas sensores. Dentre os sistemas sensores, destacam-se o ASAR (*Advanced Synthetic Aperture RADAR*) e dois imageadores ópticos (MERIS - *Medium-Resolution Imaging Spectrometer*; AATSR - *Advanced Along-track Scanning Radiometer*), idealizados para a observação dos oceanos, zonas costeiras e a superfície terrestre. Também fazem parte da carga útil do ENVISAT três sensores para a observação da atmosfera (GOMOS - *Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars*; MIPAS - *Michelson Interferometric Passive Atmospheric Sounder*; SCIAMACHY - *Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography*) e um altímetro (RA-2 - *Radar Altimeter 2*), que é auxiliado pelos sensores MWR (*Microwave Radiometer*), DORIS (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*) e



LRR (*Laser Retro-reflector*) (LOUET, 2001). A localização dos sensores a bordo do satélite ENVISAT está representada na figura 2.1.

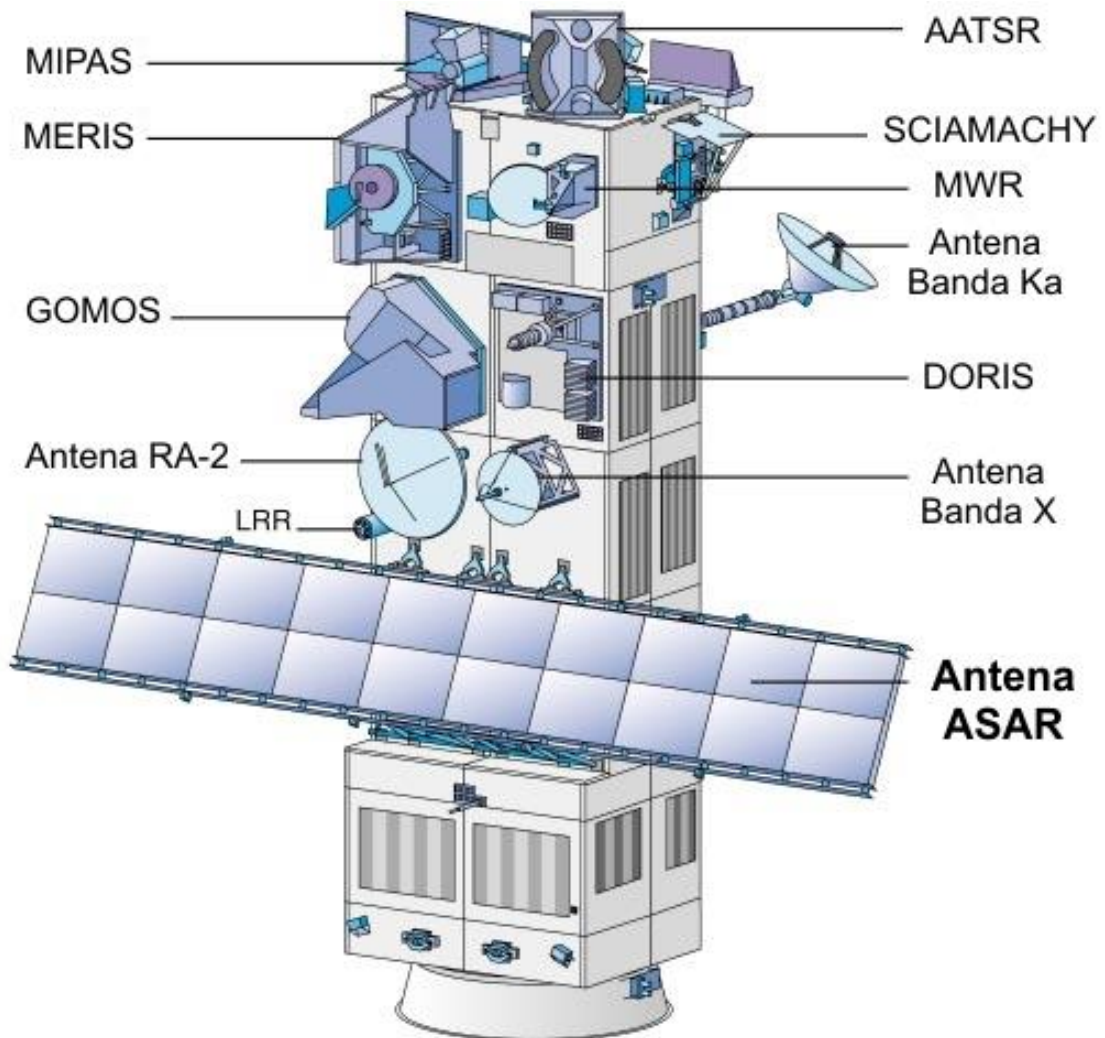


Figura 2.1 - Sistemas sensores a bordo do satélite ENVISAT. Fonte: Louet (2001).

Dentre os sistemas sensores a bordo do ENVISAT, destaca-se o ASAR, que é um sensor imageador desenvolvido para dar continuidade à série de dados SAR do Instrumento de Microondas Ativo (*Active Microwave Instrument - AMI*) dos satélites ERS 1 e 2. Esses sensores SAR operam na banda C ( $\lambda = 5,6$  cm) e são capazes de gerar dados que podem ser reconstruídos na forma de imagens digitais nas estações de recepção terrestres.

O instrumento ASAR consiste em uma antena e uma central eletrônica, composta de vários subsistemas. A antena é dividida em 20 partes retangulares, com 16

módulos de transmissão/recepção cada. Os parâmetros operacionais (da antena e características dos pulsos) são controlados por um subsistema de controle (DESNOS *et al.*, 2000).

Comparado com o sensor AMI SAR, que apresenta um ângulo de inclinação da antena constante (igual a 23°), o sensor ASAR pode emitir pulsos com ângulos de inclinação variáveis, entre 15° e 45°, devido à possibilidade de direcionamento eletrônico de sua antena. O sensor ASAR pode ser configurado para obter imagens com a mesma resolução espacial (30 m) e temporal (35 dias) e com a mesma área de recobrimento (10.000 m<sup>2</sup>) das imagens do sensor AMI SAR. Além disso, o sensor ASAR pode obter imagens com diferentes resoluções espaciais, de 30 m a 1 km, e imagens com larguras de imageamento entre 100 e 405 km.

No sensor ASAR, a largura da faixa de imageamento pode ser aumentada por meio da variação do ângulo de inclinação da antena durante o deslocamento da plataforma, que permite o imageamento de áreas contíguas ao longo da direção de alcance (*slant range*). Essa técnica é denominada de ScanSAR (*Scanning Synthetic Aperture RADAR*). Pelo direcionamento da antena, é possível a obtenção de imagens em sete diferentes posições. Uma mesma área pode ser iluminada por diferentes órbitas, com diferentes ângulos de incidência, possibilitando assim a cobertura de uma mesma área variando de um dia, próximo aos polos, a uma semana, sobre o equador. Outra importante inovação do sensor ASAR é a possibilidade de se obter imagens com diferentes modos de polarização: simples (VV ou HH) ou alternada (HH/VV, HH/HV ou VV/VH) (LOUET, 2001; ESA, 2007a,b).

Para a aplicação de dados ASAR em estudos de áreas extensas da superfície terrestre, dois modos de aquisição estão disponíveis: *Wideswath* (WS) e *Global Monitoring* (GM). Esses modos de aquisição apresentam uma largura de imageamento de até 405 km e uma resolução temporal de um dia a uma semana, superior aos outros modos de aquisição de dados. Os modos WS e GM são obtidos pela técnica ScanSAR e suas resoluções são diferenciadas para atender a objetivos específicos, sendo de 150 m no modo WS e de 1.000 m no GM.

Outro modo de aquisição do sensor ASAR é o de Polarização Alternada (*Alternated Polarization* - AP), que emprega uma técnica ScanSAR modificada. No modo AP, em vez da varredura de duas subfaixas, uma única subfaixa é varrida duas vezes, com uso de diferentes polarizações (HH e VV). Dois modos de polarização cruzada também podem ser utilizados, onde os pulsos transmitidos estão todos na polarização H ou V e são recebidos alternadamente nas polarizações H e V (polarização cruzada) (LOUET, 2001; ESA, 2007b). As características destes diferentes modos de aquisição de imagens do sensor ASAR estão representadas na figura 2.2.



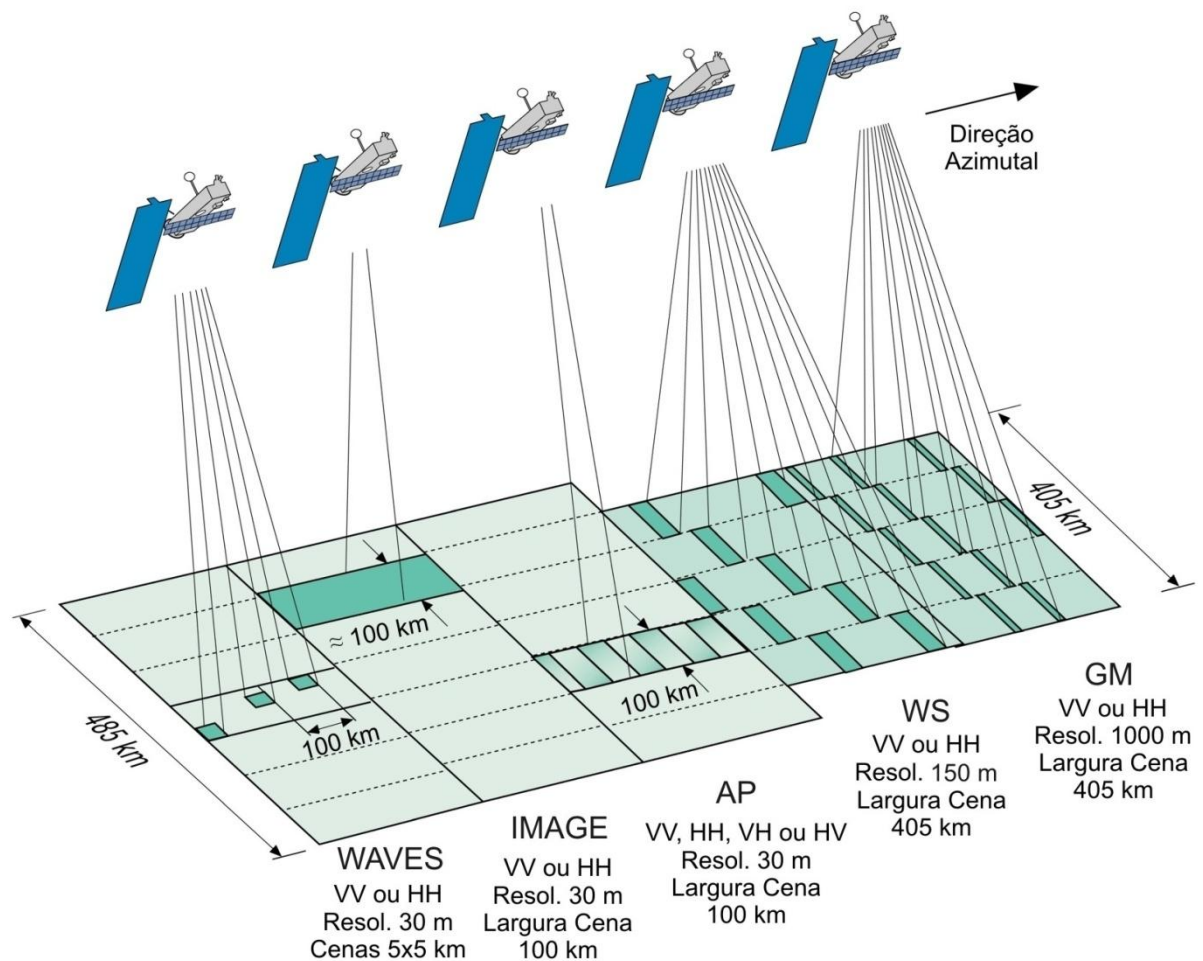


Figura 2.2 - Modos de aquisição de imagens ASAR. Fonte: Louet (2001).

Os modos de operação do sensor ASAR podem ser divididos em duas categorias: modo de baixas taxas de transferência de dados (GM e *Waves* - Ondas) e modo de altas taxas de transferência de dados (Image, AP e WS). Na primeira categoria, os dados são armazenados em uma unidade de registro ao longo de toda a órbita, enquanto que na segunda categoria, o tempo máximo de operação é de 30 minutos ao longo da órbita. Os dados podem ser transmitidos em tempo real pela banda X, para as estações terrestres mais próximas, ou pela banda Ka, onde o sinal é transmitido para um satélite geostacionário retransmissor (*Artemis*), que envia o sinal para as estações de recepção (DESNOS *et al.*, 2000).

Os sensores a bordo do ENVISAT foram concebidos para estudos da atmosfera, oceanos e superfície terrestre. Assim, estudos de grande relevância, como o aquecimento global, mudanças climáticas, camada de ozônio e o monitoramento oceânico e das regiões polares podem ser realizados com o uso de dados desses sensores.

O sensor de alta resolução espacial ASAR pode obter imagens da superfície terrestre sob qualquer condição meteorológica ou de iluminação, fornecendo medidas do retroespalhamento indicativos da estrutura do terreno, rugosidade da superfície e constante dielétrica. Assim como os dados do sensor AMI, os dados ASAR têm grande potencial de uso em estudos costeiros e para estudos da topografia, extensão, dinâmica e tipos de massas de neve e gelo do planeta (DESNOS *et al.*, 2000; ESA, 2007a).

A política de distribuição de dados ENVISAT tem como objetivo a aplicação em projetos científicos, públicos e comerciais. Essa política leva em consideração a forma como os dados são utilizados e não os tipos de usuários ou entidades envolvidos. Pesquisas e desenvolvimento de aplicações em apoio aos objetivos da missão ENVISAT, incluindo pesquisas geocientíficas, podem receber dados gratuitamente por meio de Anúncios de Oportunidade (AO) concedidos pela ESA (como foi o caso deste estudo<sup>5</sup>), enquanto que usuários com aplicações comerciais somente têm acesso a esses dados pela sua compra em entidades de distribuição autorizadas por essa agência espacial (AMANS; LAUR, 2007).

Os dados ASAR podem ser obtidos via *Internet* ou no formato de mídias (CD-ROM ou DVD-ROM), disponibilizadas pela ESA. Dependendo do modo de operação, os produtos ENVISAT podem ser do tipo Global, com cobertura total sobre a largura de uma órbita, ou do tipo Regional, quando a cobertura é restrita a um segmento da órbita.

Dados ASAR também são classificados de acordo com o seu nível de pré-processamento. Dados brutos recebidos pelo satélite são denominados de nível 0P, enquanto os com calibração radiométrica recebem a designação de nível 1P. As imagens 1P são calibradas radiometricamente por meio de correções do nível de ruído do instrumento (calibração interna), por correções ao longo da direção de alcance oblíquo (*slant range*) e por correções realizadas por *transponders* (calibração externa). Outros produtos existentes são os de nível 2P, que consistem em imagens 1P ortorretificadas (DESNOS *et al.*, 2000).

Imagens *multilook*, com projeção no alcance do terreno (*ground range*), são denominadas de Imagens de Precisão (*Precision Images - PRI*). Imagens de Precisão, retificadas a uma projeção cartográfica, recebem a denominação de Imagens Geocodificadas ao Elipsóide (*Ellipsoid Geocoded Image - EGI*). Vários outros subprodutos ENVISAT ASAR são disponibilizados pela ESA. Uma lista completa e detalhes desses produtos estão descritos em ESA (2007a) e Amans e Laur (2007).

---

<sup>5</sup> As imagens ASAR WS usadas neste estudo foram obtidas por meio do projeto “EO-derived products in support of climate change impact studies on the Antarctic Peninsula and Svalbard – interaction of glaciers, climate, terrestrial and marine ecosystems as well as the atmosphere” (Proposta ESA IPY AO número 4.032).

### 2.3 Sensor SMMR

O programa de satélites meteorológicos da série Nimbus, desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), teve início em 1963, paralelo ao programa TIROS<sup>6</sup>, com o objetivo de testar novos instrumentos sensores e fornecer dados atmosféricos para previsões do tempo. O gerenciamento dos dados dos sensores a bordo destes satélites foi coordenado pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). No decorrer dos seus trinta anos de história, os diferentes instrumentos sensores a bordo dos satélites Nimbus ampliaram o conhecimento da comunidade científica a respeito da atmosfera, previsão do tempo, superfície terrestre, ecossistemas e oceanografia (MADRID, 2004).

O SMMR consistiu em um radiômetro a bordo do satélite Nimbus-7 (1978-1994), com o objetivo de monitorar a atmosfera, superfície terrestre e oceanos, incluindo estudos da concentração do gelo marinho, das temperaturas superficiais do mar e da cobertura de neve e gelo.

O satélite Nimbus-7 foi um sistema de controle estabilizado ativo, composto basicamente de dois painéis solares, sistemas de controle e telemetria e por um conjunto de oito sensores. A órbita deste satélite é do tipo hélio-síncrona e quase-polar, em uma altitude média de 955 km, com inclinação de 99° e período orbital de 104 min (Tab. 2.1). Os registros do sistema de armazenamento de dados a bordo do Nimbus-7 eram transmitidos para estações terrestres da NASA, por dois transmissores na banda S. Detalhes a respeito dos satélites da série Nimbus e de seus sensores, além das estações terrestres de recepção e processamento dos dados desta missão, estão descritos em Haas e Shapiro (1985) e Madrid (2004).

Tabela 2.1 - Parâmetros orbitais do satélite Nimbus-7 e do sensor SMMR

<b>Altitude Nominal</b>	955 km
<b>Inclinação</b>	99°
<b>Ângulo Incidência do sensor SMMR x Terra</b>	50,2°
<b>Período Orbital</b>	104 min
<b>Horário da órbita ascendente equatorial</b>	12:00
<b>Horário da órbita descendente equatorial</b>	24:00
<b>Data Lançamento</b>	25/10/1978
<b>Cobertura Temporal do sensor SMMR</b>	25/10/1978 a 20/08/1987

Fonte: Liu, Wang e Jezek (2006b).

<sup>6</sup> *Television Infrared Observation Satellite*. Satélites meteorológicos de órbita polar da NASA.

O sensor SMMR é composto basicamente por cinco elementos: uma antena, composta de um refletor e um radiômetro de cinco frequências; um mecanismo de varredura, incluindo dispositivos de compensação de movimento; um módulo eletrônico, contendo os amplificadores de sinal e fornecedores de energia para a varredura e subsistemas de dados; um módulo de suprimento de energia, com conversores digitais; um módulo de transferência de dados, para o sistema de armazenamento de dados do satélite – figura 2.3 (MADRID, 2004).

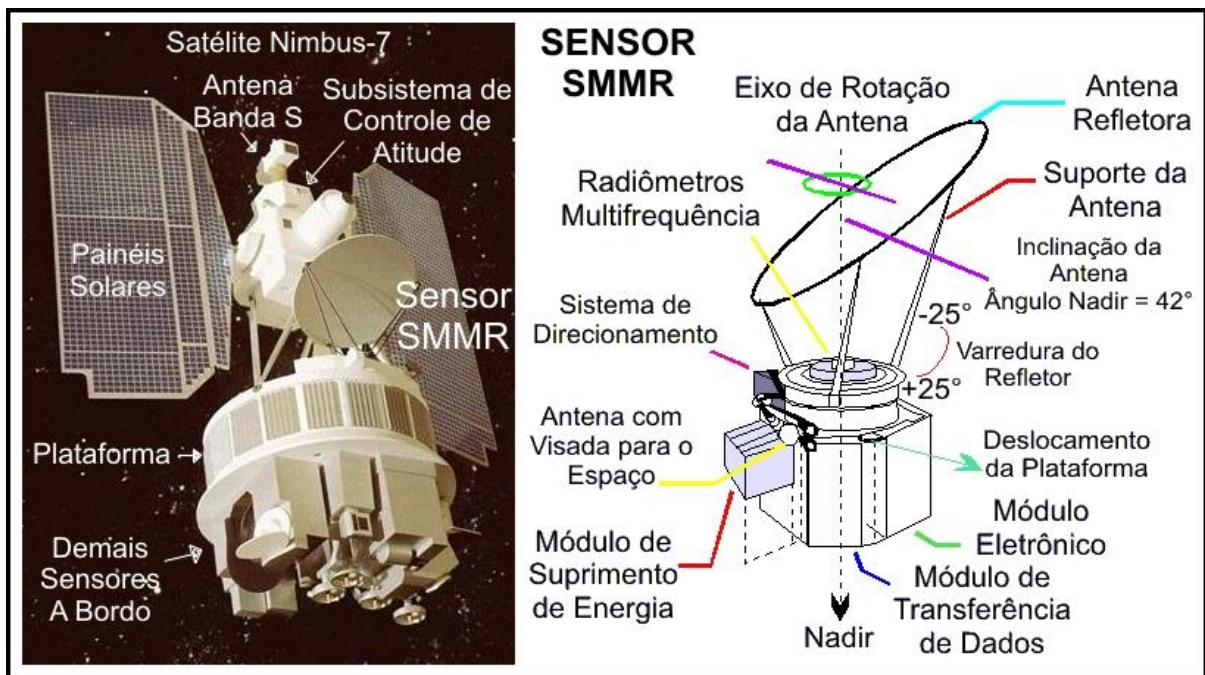


Figura 2.3 - Satélite Nimbus-7 e principais subsistemas do sensor SMMR.

Fontes: Gloersen e Barath (1977) e Madrid (2004).

No sensor SMMR, a radiação de microondas é coletada por um refletor parabólico (110 cm x 80 cm), que foca a energia em um radiômetro de cinco frequências. O refletor possui um ângulo de inclinação de  $42^\circ$  em relação ao nadir, que resulta em um ângulo de incidência com a superfície terrestre de  $50,2^\circ$ . A varredura deste sensor é do tipo cônica, realizada pela oscilação do refletor parabólico sobre o eixo de rotação da antena, em um ângulo azimutal de  $\pm 25^\circ$  (Fig. 2.3), com um período de 4,096 s, resultando em uma largura de imageamento de 390 km em ambos os lados da direção de deslocamento do satélite - total de 780 km (MADRID, 2004). A área máxima de recobrimento das imagens pode se estender até a latitude de  $84,2^\circ$ , em órbitas ascendentes e descendentes descritas pelo satélite (Tab. 2.1).

A calibração absoluta do instrumento SMMR é realizada pela observação de duas fontes referenciais, uma quente e outra fria, durante parte do tempo de varredura. Uma

fonte de frequência de rádio na temperatura ambiente é utilizada como referência quente e uma antena especial com visada para o espaço consiste na referência fria. Esses dois referenciais permitem que as medições feitas pela antena possam ser convertidas para as radiâncias observadas. As radiâncias são calculadas por meio de equações de calibração para cada frequência e polarização, considerando o sinal radiométrico da superfície terrestre e atmosfera, os valores da calibração quente e fria e dados obtidos por vários instrumentos termo-sensíveis presentes no sensor. Informações detalhadas do sensor SMMR estão descritas em Gloersen e Barath (1977) e Gloersen, Cavalieri e Chang (1984).

O SMMR foi concebido com um sucessor do ESMR (*Electronically Scanning Microwave Radiometer*), que esteve a bordo dos satélites Nimbus-5 (1972-1976) e Nimbus-6 (1975-1983). O ESMR operou na frequência central de 19,35 GHz e com uma polarização horizontal, largura de imageamento de 3.000 km e obteve imagens diárias de toda a superfície terrestre durante o período 1972-1976. O SMMR possui dez bandas (6,6, 10,7, 18, 21 e 37 GHz,) com polarizações horizontal e vertical (USAF, 2000). A resolução efetiva do sensor SMMR aumenta segundo a frequência das bandas (Tab. 2.2).

Tabela 2.2 - Características das bandas do sensor SMMR

<b>Frequência Central (GHz)</b>	<b>Polarização</b>	<b>Resolução efetiva Azimutal x Alcance (km)</b>	<b>Resolução reamostrada (km)</b>	<b>Largura da faixa (km)</b>
6,6	H - V	136 x 89	25	780
10,7	H - V	87 x 57		
18,0	H - V	54 x 35		
21,0	H - V	47 x 30		
37,0	H - V	28 x 18		

Fonte: Rees (2006).

A missão do sensor SMMR abrangeu o período de 25/10/1978 a 20/08/1987 (Tab. 2.2). Após três semanas do início da operação do SMMR, problemas surgidos com a alimentação de energia desse sensor exigiram a sua desativação, resultando na obtenção de dados em dias alternados. O sensor SMMR permaneceu ativo diariamente em alguns períodos intermitentes. No ano de 1987, o percentual de dados não coletados foi muito grande, devido a problemas com a degradação no sistema de fornecimento de energia do satélite Nimbus-7 (KNOWLES *et al.*, 2002).

## 2.4 Sensor SSM/I

O SSM/I consiste em um radiômetro que opera na faixa das microondas, integrante da carga útil de satélites do Departamento de Defesa dos Estados Unidos (*United States Department of Defense – USDoD*), no contexto do Programa de Satélites Meteorológicos de Defesa (*Defense Meteorological Satellite Program - DMSP*) (USAF, 2000).

O DMSP entrou em operação a partir da década de 60, destinado principalmente para a previsão meteorológica e das condições oceânicas, inicialmente para o apoio a missões militares, e posteriormente para uso civil. Este programa é coordenado pela NOAA e gerenciado por vários órgãos, responsáveis pelos segmentos espacial (veículos de lançamento, satélites e a sua carga útil), de controle (estações terrestres de comando e controle dos satélites) e de dados (recepção, processamento e distribuição dos dados aos usuários). Detalhes dos segmentos de gerenciamento dos satélites do DMSP estão descritos em USAF (2000, 2003).

O primeiro sensor SSM/I foi colocado em órbita no satélite DMSP F8, em 8 de junho de 1987, sendo que as primeiras imagens desse sensor foram obtidas em 9 de julho desse mesmo ano. A continuidade da missão SSM/I foi garantida pelo lançamento desse sensor em outros satélites DMSP (F10, F11, F12, F13, F14 e F15). No momento, somente os quatro satélites DMSP mais recentes estão em órbita. Todavia, os sensores SSM/I dos satélites DMSP F10 e F12 apresentaram problemas na sua operação, devido a variações de inclinação da plataforma e ao funcionamento do sensor (USAF, 2000).

Os satélites DMSP descrevem uma órbita hélio-síncrona e quase-polar, em altitudes de aproximadamente 840 km, com inclinações de  $98,8^\circ$  e um período orbital de 102 min. Na tabela 2.3, estão descritos os principais parâmetros orbitais dos satélites DMSP F8, F11 e F13.

O SSM/I é um sensor do tipo varredura cônica e intercepta a superfície terrestre em um ângulo de incidência zenital de aproximadamente  $53,1^\circ$ . É composto de um refletor parabólico de 61 x 66 cm, que foca a REM em sete radiômetros. Esses sistemas estão instalados em um tambor, que contém subsistemas de alimentação de energia, para a varredura mecânica e para o armazenamento de dados digitais (Fig. 2.4). O refletor e os radiômetros são rotacionados ao longo do eixo do tambor, por um suporte de transferência de potência, com um período de 1,9 s. Um refletor (para radiação cósmica de fundo) e um absorvedor de referência estão fixados no suporte, sendo observados pelos radiômetros em cada varredura, para a calibração absoluta dos dados. O varredor cônico descreve um arco de varredura de  $102,4^\circ$ , resultando em uma largura de imageamento de 1.400 km.



Tabela 2.3 - Parâmetros orbitais dos satélites DMSP F8, F11 e F13 e do sensor SSM/I

Parâmetro	DMSP F8	DMSP F11	DMSP F13
Sensor	SSM/I	SSM/I	SSM/I
Altitude nominal	850 km	840 km	860 km
Inclinação	98,8°	98,8°	98,8°
Ângulo incidência do sensor SSM/I x Terra	53,1°	52,8°	53,4°
Período orbital	101,8 min	101,9 min	102 min
Órbita ascendente equatorial	6:15	18:11	17:42
Órbita descendente equatorial	18:15	6:11	5:42
Data lançamento	18/06/1987	28/11/1991	24/03/1995
Cobertura Temporal do sensor SSM/I	09/07/87 a 30/12/1991	03/12/1991 a 30/09/1995	03/05/1995 aos dias atuais

Fonte: Liu, Wang e Jezek (2006b).

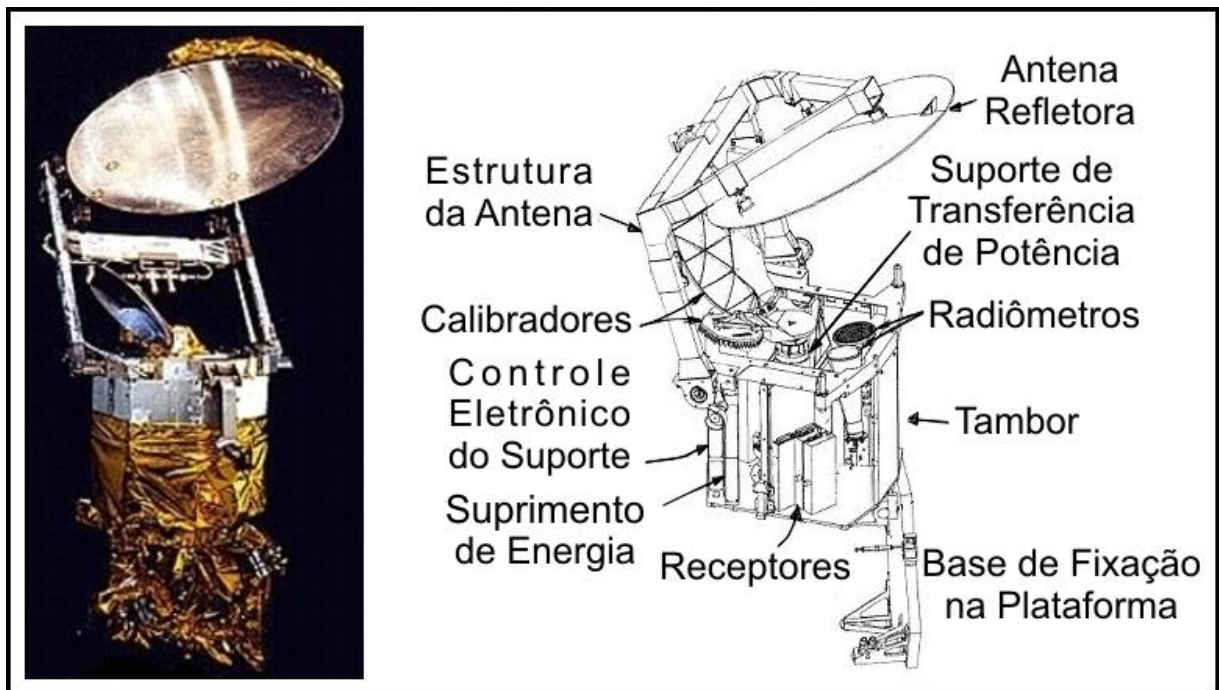


Figura 2.4 - Principais subsistemas do sensor SSM/I. Fonte: USAF (2000).

Todas as partes do globo, com exceção de pequenos setores de 2,4° ao redor dos polos geográficos, são imageadas em órbitas ascendentes e descendentes. Latitudes maiores do que 58° são revisitadas no mínimo duas vezes ao dia. Informações mais detalhadas a respeito do sensor SSM/I estão descritas em Hollinger *et al.* (1987), Wentz (1991) e USAF (2000, 2003).

O sensor SSM/I registra a  $T_b$  em sete bandas e em duas polarizações (horizontal e vertical). As bandas 19,35, 37 e 85,5 GHz apresentam duas polarizações, enquanto que a banda 22,235 GHz apresenta somente a polarização vertical. A banda de maior frequência apresenta melhor resolução azimutal e de alcance, devido à maior taxa de amostragem da cena imageada em cada varredura cônica (GRODY; BASIST, 1997). Características de cada banda SSM/I, como os modos de polarização, resolução nominal e reamostrada e largura da faixa imageada na superfície terrestre estão resumidas na tabela 2.4.

Tabela 2.4 - Características das bandas do sensor SSM/I

<b>Frequência Central (GHz)</b>	<b>Polarização</b>	<b>Resolução efetiva Azimutal x Alcance (km)</b>	<b>Resolução reamostrada (km)</b>	<b>Largura da faixa (km)</b>
19,35	H - V	70 x 45	25	1.400
22,235	V	60 x 40		
37,0	H - V	38 x 30		
85,5	H - V	16 x 14	12,5	

Fonte: Hollinger (1989).

Dados do sensor SSM/I dos satélites DMSP F8, F11 e F13 compõem uma série temporal diária de imagens desde julho de 1987, com exceção para o mês de dezembro de 1987, quando o sensor não adquiriu dados durante 28 dias (ARMSTRONG *et al.*, 2003).

A continuidade da missão SSM/I foi garantida com o desenvolvimento do sensor SSM/IS (*Special Sensor Microwave Imager Sounder*). O sensor SSM/IS possui características similares ao SSM/I e está a bordo dos satélites DMSP F16 (lançado em 12/12/1996) e DMSP F17 (18/10/2003) e foi projetado para compor a carga útil dos satélites DMSP F18 (2008), DMSP F19 (2010) e DMSP F20 (2012) (MADRID, 2004).

## 2.5 Características dos dados dos sensores SMMR e SSM/I

A grandeza física medida pelos sensores SMMR e SSM/I é a temperatura de brilho ( $T_b$ ), também denominada de temperatura de radiação ou de corpo negro (NOVO, 2008). A temperatura de brilho correspondente ao valor estimado a partir de medições de



radiância espectral, por inversão analítica da lei de Planck, assumindo-se que o alvo comporta-se como um corpo negro na frequência observada (WUKELIC *et al.*, 1989).

Para o cálculo da temperatura cinética da superfície terrestre, são considerados os efeitos atmosféricos para relacionar a temperatura de brilho superficial do material analisado e a medida pelo sensor. A relação entre a temperatura de brilho ( $T_b$ ) e a temperatura cinética superficial ( $T_c$ ) é dada pela equação 2.1:

$$T_b = \varepsilon^{1/4} T_c \quad (2.1)$$

Portanto, as temperaturas de brilho dos alvos, medidas pelos sensores passivos, diferenciam-se da sua temperatura cinética superficial pelo fator de emissividade ( $\varepsilon$ ). Assim, alvos com baixa emissividade apresentarão valores de temperatura de brilho menores do que suas reais temperaturas cinéticas. Variações na  $T_b$  podem existir até mesmo em materiais com mesma  $T_c$ , devido a diferenças na emissividade de cada material. O conhecimento da emissividade das substâncias e da maneira como estas variam possibilitam o estudo de um grande número de parâmetros ambientais (LILLESAND; KIEFER; CHIPMAN, 2008).

Com relação aos dados obtidos pelos sensores SMMR e SSM/I, estes podem ser utilizados em estudos multitemporais, caso sejam calibrados radiometricamente. Essa calibração dos dados de  $T_b$  é necessária devido às diferenças desses sensores em termos do ângulo de incidência, IFOV efetivo e no horário de passagem em um mesmo ponto da superfície terrestre (Tab. 2.1, 2.2, 2.3 e 2.4). Os dados de  $T_b$  obtidos por esses sensores podem ser calibrados com o uso de equações de regressão linear, calculadas em estudos de Jezek, Merry e Cavalieri (1993) e Abdalati *et al.* (1995).

Jezek, Merry e Cavalieri (1993) utilizaram imagens SMMR e SSM/I F8 de mesma data e tipo de órbita, nas polarizações horizontal e vertical, com recobrimento somente nas plataformas de gelo antárticas, para o cálculo de equações de regressão. Essas equações foram calculadas com o objetivo de corrigir diferenças sistemáticas entre esses sensores, para a calibração dos dados SMMR, utilizando como referência os dados SSM/I F8. Abdalati *et al.* (1995) aplicaram essa mesma metodologia no cálculo de equações de regressão com o uso de imagens SSM/I F8 e F13 de observações sobrepostas, cobrindo áreas continentais antárticas. Como as diferenças de  $T_b$  entre as imagens SSM/I F11 e F13 são pouco significativas, devido às características similares desses sensores, os mesmo coeficientes de regressão calculados para os dados SSM/I F11 e F8 podem ser aplicados para tornar os dados SSM/I F13 compatíveis com dados F8 (LIU; WANG; JEZEK, 2006b). Assim, as equações de regressão calculadas a partir desses dois estudos podem ser aplicadas para a correção radiométrica das imagens SMMR,

SSM/I F11 e F13, tendo como base os dados SSM/I F8, possibilitando assim a análise multitemporal desse vasto banco de dados diário da  $T_b$  do continente antártico, obtido desde o final da década de 1970.

As imagens SSM/I e SMMR podem ser obtidas gratuitamente, por meio de mídias digitais (DVD-ROM)<sup>7</sup> ou por Protocolo de Transferência de Arquivos (*File Transfer Protocol* - FTP), disponibilizado em sítio do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC)<sup>8</sup>. As imagens do NSIDC estão disponibilizadas no formato EASE-Grid (*Equal-Area Scalable Earth Grid*), do projeto *Pathfinder* da NOAA/NASA (ARMSTRONG; BRODZIK, 1995). As imagens desses sensores com cobertura sobre as regiões polares estão georreferenciadas na projeção azimutal equivalente de Lambert, com o sistema geodésico de referência WGS-84 (*World Geodetic System* 1984). A resolução nominal dessas imagens é de 25 km para todas as bandas, enquanto que as imagens da banda de 85 GHz do sensor SSM/I também estão disponíveis na resolução de 12,5 km (ARMSTRONG; BRODZIK, 1995). Os valores de  $T_b$  originais das imagens foram preservados na reamostragem dos dados e a precisão radiométrica é de 0,1 K (POE, 1990; GALANTOWICZ; ENGLAND, 1991).

O banco de dados EASE-Grid é composto de imagens obtidas desde o início da operação dos sensores SMMR e SSM/I, sendo que o processamento das imagens SSM/I está em contínuo andamento. Um arquivo EASE-Grid representa um conjunto de dados de  $T_b$  de uma banda e polarização do sensor, derivado da órbita ascendente ou descendente, para cada dia do ano (ARMSTRONG; BRODZIK, 1995).

Conforme afirmado anteriormente, imagens SMMR e SSM/I foram utilizadas em vários estudos no monitoramento de zonas de derretimento de neve no manto de gelo antártico e groenlandês (LIU; WANG; JEZEK, 2006b). Todavia, nenhum estudo foi desenvolvido no sentido de aprimorar o uso dessas imagens na classificação e quantificação mais precisa da área de ZSNU nas imagens desses sensores passivos, em nível subpixel.

---

<sup>7</sup> As imagens SMMR e SSM/I utilizadas neste estudo foram fornecidas pelo NSIDC em mídias de DVD-ROM.

<sup>8</sup> <http://nsidc.org/data/ease/products.html>

### **3 CLASSIFICAÇÃO DAS ZONAS SUPERFICIAIS DE NEVE E GELO DE GELEIRAS EM IMAGENS DE SENSORES ATIVOS E PASSIVOS DE MICROONDAS**

---

#### **3.1 Introdução**

As imagens obtidas por sensores RADAR e por radiômetros de microondas apresentam grande potencial de aplicação no monitoramento das variações espaço-temporais de fácies ou ZSNG de geleiras. Neste capítulo, foram descritas as principais características das ZSNG, seu comportamento espectral na radiação de microondas, os principais métodos usados na sua classificação, em imagens de sensores ativos e passivos de microondas, bem como a metodologia proposta neste estudo da análise subpixel da ZSNU em imagens SSM/I e SMMR.

#### **3.2 Zonas ou facies de uma geleira**

Uma geleira pode ser definida como uma massa de neve e gelo que se move continuamente por fluência (deformação interna) ou por deslizamento basal, de um ponto mais alto para outro mais baixo (SIMÕES, 2004). Ao contrário do que se possa pensar, uma geleira não é uma massa homogênea de neve e gelo. Esta pode ser dividida em zonas ou *facies*, de acordo com a mudança de suas características superficiais e internas (PATERSON, 1994).

Em função de diferentes características climáticas e topográficas locais, as geleiras podem apresentar formas e tamanhos diversos, indo desde uma pequena geleira de nicho ou de anfiteatro até imensos mantos de gelo, como o antártico (13,8 milhões de km<sup>2</sup>) e o groenlandês (1,7 milhões de km<sup>2</sup>) (SIMÕES, 2004).

O conceito de zonas superficiais de geleiras foi desenvolvido no início da década de 60 por Benson (1961) e Müller (1962). Este conceito foi revisto por Paterson (1994), que elaborou um modelo composto por cinco zonas ou *facies* que podem ocorrer em uma geleira, distribuídas, na seguinte ordem, de montante à juzante: zona de neve seca, zona de percolação, zona de neve úmida, zona de gelo sobreposto e zona de gelo exposto (Fig. 3.1).

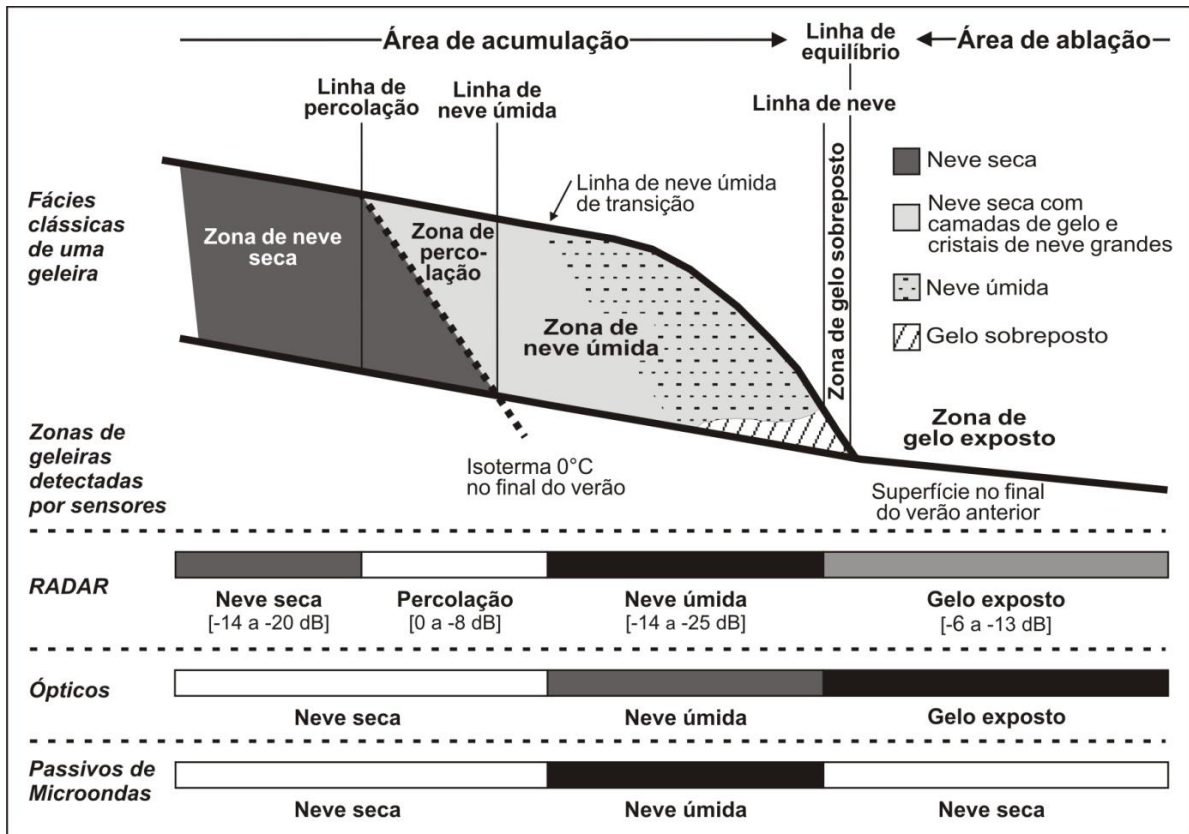


Figura 3.1 - Fácies clássicas de uma geleira, segundo Paterson (1994), e comportamento espectral de zonas de geleiras detectadas por sensores RADAR, ópticos e passivos de microondas. Fontes: Rau *et al.* (2001) e Arigony-Neto (2006).

Uma geleira forma-se onde a acumulação anual de neve é maior do que a ablação. A área de acumulação pode apresentar quatro zonas superficiais (PATERSON, 1994):

**Zona de neve seca:** nesta zona de geleira não ocorre derretimento superficial da neve mesmo no auge do verão. Só é encontrada no interior dos mantos de gelo da Antártica e Groenlândia e em geleiras de montanha muito elevadas. Devido à ausência de eventos de derretimento, a parte superior da zona de neve seca apresenta uma neve de baixa densidade, com cristais uniformes de tamanho pequeno. A altitude a partir da qual ocorre derretimento é marcada pela linha de percolação (SIMÕES, 2004). Mudanças na altitude da linha de percolação em direção à montante indicam eventos extremos de derretimento impactando áreas de maiores altitudes. Por outro lado, a progressão a juzante da linha de percolação indica um aumento das taxas de acumulação de neve (ARIGONY-NETO, 2006).

**Zona de percolação:** zona onde ocorre derretimento na superfície do pacote de neve, mas a água percola alguns metros e recongela, formando estruturas horizontais (lentes e camadas) e verticais (veios) de gelo. Os grãos de neve apresentam tamanho maior do que na

zona de neve seca. O limite superior dessa zona é chamado de linha de percolação e o inferior é marcado pela linha de neve úmida (SIMÕES, 2004).

**Zona de neve úmida:** zona superficial de uma geleira entre a linha de neve úmida e a linha de neve, onde o pacote de neve está saturado de água. Compreende toda a neve acumulada ao longo do último ano, que no final do verão está a 0°C. Assim, a linha de neve úmida geralmente coincide com a posição da isoterma 0°C. O aumento da altitude da linha de neve úmida indica tendência de aquecimento e é um importante parâmetro para o estudo do escoamento superficial de água em uma geleira (ARIGONY-NETO, 2006).

**Zona de gelo sobreposto:** esta zona é marcada pela presença de água de derretimento, misturando camadas e veios de gelo numa massa contínua. O gelo sobreposto é formado na parte inferior da zona de neve úmida, e algumas vezes está coberto por *firn*<sup>9</sup>. Este gelo diferencia-se daquele formado pela acumulação de neve, pois os cristais são menores e as bolhas de ar são dispostas diferentemente. Os limites da zona de gelo sobreposto são a linha de neve e a linha de equilíbrio de uma geleira. A linha de neve separa as áreas onde a neve permanece ao longo de todo o ano das áreas onde a neve depositada desaparece no verão. Sua altitude é controlada pela temperatura atmosférica e pelo volume de neve precipitada. O limite inferior da zona de gelo sobreposto marca a linha de equilíbrio, que consiste na linha da superfície da geleira na qual, durante um ano, a ablação é igual à acumulação (SIMÕES, 2004). A variação da linha de neve para montante indica balanço de massa negativo de uma geleira e para juzante, balanço de massa positivo (ARIGONY-NETO, 2006).

Além da área de acumulação, Paterson (1994) caracteriza uma geleira por uma área de ablação, que consiste na parte menos elevada de uma geleira, onde anualmente ocorre perda de massa, por processos como o derretimento e evaporação de neve, desprendimento de massas de gelo, erosão eólica e avalanchas. A zona de gelo exposto está localizada na área de ablação de uma geleira, sendo formada por uma superfície irregular de gelo de geleira. Nessa zona superficial, toda a neve que foi depositada durante o inverno prévio derreteu no final da estação de ablação, podendo ocorrer uma cobertura de neve remanescente (SIMÕES, 2004).

A extensão das ZSNG e a altitude dos limites das zonas (linha de percolação, linha de neve úmida e linha de neve) são variáveis no tempo, respondendo a mudanças nos balanços de energia e de massa de uma geleira. Variações espaço-temporais nestas ZSNG são afetadas por parâmetros climáticos e meteorológicos locais e assim podem ser utilizadas como bons indicadores de mudanças climáticas (RAU *et al.*, 2001).

---

<sup>9</sup> Estágio intermediário entre a neve e o gelo. O limite firn-gelo é marcado pelo fechamento da conexão (permeabilidade) entre os poros e ocorre quando a densidade da neve atinge 0,83 g cm<sup>-3</sup> (SIMÕES, 2004).

O entendimento da estrutura e dinâmica de uma geleira é de grande importância para os estudos de balanço de massa e de energia, sendo também importante para a interpretação de imagens de SR, pois as ZSNG podem apresentar um comportamento espectral característico na sua interação com a REM de diferentes comprimentos de onda. No caso deste estudo, é de interesse o comportamento espectral das ZSNG nas imagens de sensores ativos e passivos de microondas, o qual está descrito na seção 3.3.

### **3.3 Comportamento espectral das ZSNG de geleiras na radiação de microondas**

Os sensores de microondas possibilitam a aquisição de imagens nítidas em qualquer hora do dia, independente das condições meteorológicas, de acordo com o comprimento de onda utilizado. Além dessa vantagem, a radiação de microondas proporciona uma visão diferente e complementar do meio ambiente em relação à radiação detectada pelos sensores ópticos. Enquanto os sensores ópticos utilizam-se das propriedades de ressonância molecular dos alvos para diferenciá-los, os sensores de microondas detectam as propriedades geométricas e dielétricas das superfícies observadas (CCRS, 2002).

As ZSNG podem ser detectadas por sensores ópticos e de microondas. Todavia, essas zonas superficiais são detectadas diferentemente por esses tipos de sensores (LIU; WANG; JEZEK, 2006a), como pode ser observado na figura 3.1.

#### **3.3.1 Zonas superficiais de geleiras detectadas por RADAR**

O sensor RADAR ativo é eficiente para o estudo da dinâmica das condições da neve e do gelo, pois a energia das microondas permite obter informações das características superficiais e internas desses alvos (LILLESAND; KIEFER; CHIPMAN, 2008). A interpretação dos sinais retroespalhados pela neve e gelo pode ser considerada complexa, pois o sinal RADAR, além de depender das características do sensor utilizado (banda, polarização e geometria de aquisição), depende também das propriedades elétricas (constante dielétrica, estado físico, conteúdo de água líquida e de impurezas) e geométricas (tamanho e forma dos grãos, rugosidade da superfície, espessura das camadas e estratigrafia) da neve e do gelo (HALL; MARTINEC, 1985; MASSOM; LUBIN, 2006).

Em uma geleira, o retroespalhamento recebido pelo sensor SAR é a soma do espalhamento superficial da interface ar/neve, espalhamento volumétrico no pacote de neve, espalhamento na interface neve/rocha e também provocado por afloramentos rochosos eventualmente presentes nessas massas de gelo. O tamanho dos grãos, densidade da neve, estratigrafia do pacote de neve, rugosidade da superfície e conteúdo de água líquida são fatores que afetam diferentemente o retroespalhamento superficial e volumétrico, permitindo assim a discriminação das ZSNG em imagens RADAR (PARTINGTON, 1998).

As fácies clássicas definidas por Paterson (1994) podem ser discriminadas em imagens de sensores RADAR e ópticos (Fig. 3.1). Rau *et al.* (2001) identificaram quatro ZSNG de geleiras que podem ser detectadas por sensores RADAR: zona de RADAR de neve seca, de percolação, de neve úmida e de gelo exposto. Para o caso de imagens ópticas, Hall *et al.* (1987) identificaram três ZSNG: zona óptica de neve seca, de neve úmida e de gelo exposto. Portanto, o RADAR tem a vantagem de discriminar zonas de percolação de zonas de neve seca, ao contrário dos sensores ópticos, que as detectam como uma única zona superficial.

Na figura 3.1 estão descritos os valores  $\sigma^0$  (coeficiente de retroespalhamento normalizado em relação à área do terreno verdadeira) das ZSNG de geleiras de RADAR para a banda C e polarização VV, no verão austral, na Península Antártica (meses de dezembro a fevereiro), de acordo com estudo de Rau *et al.* (2001), além do comportamento espectral das ZSNG detectadas por sensores ópticos, RADAR e passivos de microondas.

As ZSNG detectadas por sensores remotos não correspondem necessariamente às fácies clássicas propostas por Paterson (1994), pois tal modelo abrange toda a coluna estratigráfica do pacote de neve e gelo, que não pode ser detectada pelo uso desses sensores. Assim, as ZSNG detectadas por sensores remotos podem apresentar uma maior dinâmica do que as fácies clássicas de uma geleira, em uma escala de tempo de semanas ou até dias, conforme a dinâmica dos processos de ablação e acumulação locais (ARIGONY-NETO, 2006).

A zona superficial de neve seca, caracterizada por depósitos de neve superficiais de baixa densidade e por cristais uniformes de pequeno tamanho, possibilita uma grande profundidade de penetração da radiação de microondas (por volta de 20 m). Assim, a interação entre o sinal RADAR e o pacote de neve é dominado pelo espalhamento volumétrico. Devido à alta penetração e predominante espalhamento volumétrico, a zona de neve seca é caracterizada por baixo retroespalhamento e assim aparece com tonalidade cinza-escura nas imagens RADAR (Fig. 3.1 e 3.2). Essas tonalidades de cinza podem apresentar variações, conforme o tamanho dos grãos e o conteúdo de impurezas no pacote de neve (LIU; WANG; JEZEK, 2006a).

A radiação de microondas apresenta maior penetração no pacote de neve do que a radiação do visível e do infravermelho, devido ao seu maior comprimento de onda. Por essa razão, o RADAR pode detectar características típicas de uma zona de percolação, como grãos de neve maiores e/ou estruturas no interior do pacote de neve como camadas, lentes e veios (RAU *et al.*, 2001). Sucessivos eventos de derretimento e congelamento no pacote de neve são responsáveis pelo aumento do tamanho dos grãos e pela formação dessas estruturas, as quais atuam como fortes espalhadores volumétricos se apresentarem dimensões maiores do que o comprimento de onda emitido pelo sensor RADAR (LIU; WANG; JEZEK, 2006a).

A presença de água líquida na zona de neve úmida provoca grande absorção da radiação de microondas, resultando em tonalidades mais escuras nas imagens RADAR (Fig. 3.1 e 3.2). Neste caso, o espalhamento é do tipo superficial, como o sinal RADAR quase completamente absorvido pela água líquida, em baixa profundidade. Durante o verão, a profundidade de penetração está por volta de 3 a 4 cm no pacote de neve. No inverno, a zona de neve úmida é caracterizada por menor quantidade de água líquida e conseqüentemente provoca uma menor perda do sinal retroespalhado (LIU; WANG; JEZEK, 2006a). Portanto, os dados de RADAR possibilitam a detecção espacial de padrões de ablação, com o potencial de revelar consideráveis informações qualitativas da dinâmica de derretimento no pacote de neve (VOGT; BRAUN, 2004).

Na zona de gelo exposto, ocorre um baixo espalhamento superficial, promovido pela superfície densa e rugosa do gelo de geleira. O aumento de neve depositada e ciclos de derretimento e congelamento podem aumentar seu retroespalhamento (RAU *et al.*, 2001).

Os valores de retroespalhamento das ZSNG de uma mesma geleira variam sazonalmente. Ao longo de todo o ano, a zona de percolação é a que apresenta maior retroespalhamento, aparecendo em tons mais claros nas imagens RADAR. No verão, valores altos de retroespalhamento ocorrem na zona de gelo exposto (tons cinza-médios nas imagens), enquanto que valores baixos (cinza-escuros) nas zonas de neve seca e neve úmida (Fig. 3.1 e 3.2). Por exemplo, em subcenas ASAR WS cobrindo a plataforma de gelo Larsen C e o platô Bruce (Fig. 3.2), obtidas durante o verão austral 2006-2007, pode-se observar que a zona superficial de neve seca (NS) possui valores baixos e constantes de retroespalhamento ao longo dessa série temporal, localizados nas áreas elevadas do platô Bruce, onde não ocorre derretimento no pacote de neve superficial. Por outro lado, nas áreas de menor altitude, localizadas na plataforma de gelo Larsen C, ocorreram maiores variações no retroespalhamento, de tonalidades cinza-claras (zona de percolação – PC) a cinza-escuras (zona de neve úmida – NU), em função do aumento do conteúdo de água líquida no pacote de neve,



que pode estar relacionado com o aumento da temperatura do ar superficial, o qual foi suficiente para promover o derretimento no pacote de neve, detectado nas imagens de janeiro de 2007. Na subcena ASAR WS do final de fevereiro, ocorreu recongelamento da água líquida no pacote de neve da plataforma de gelo Larsen C, formando assim uma zona de percolação.

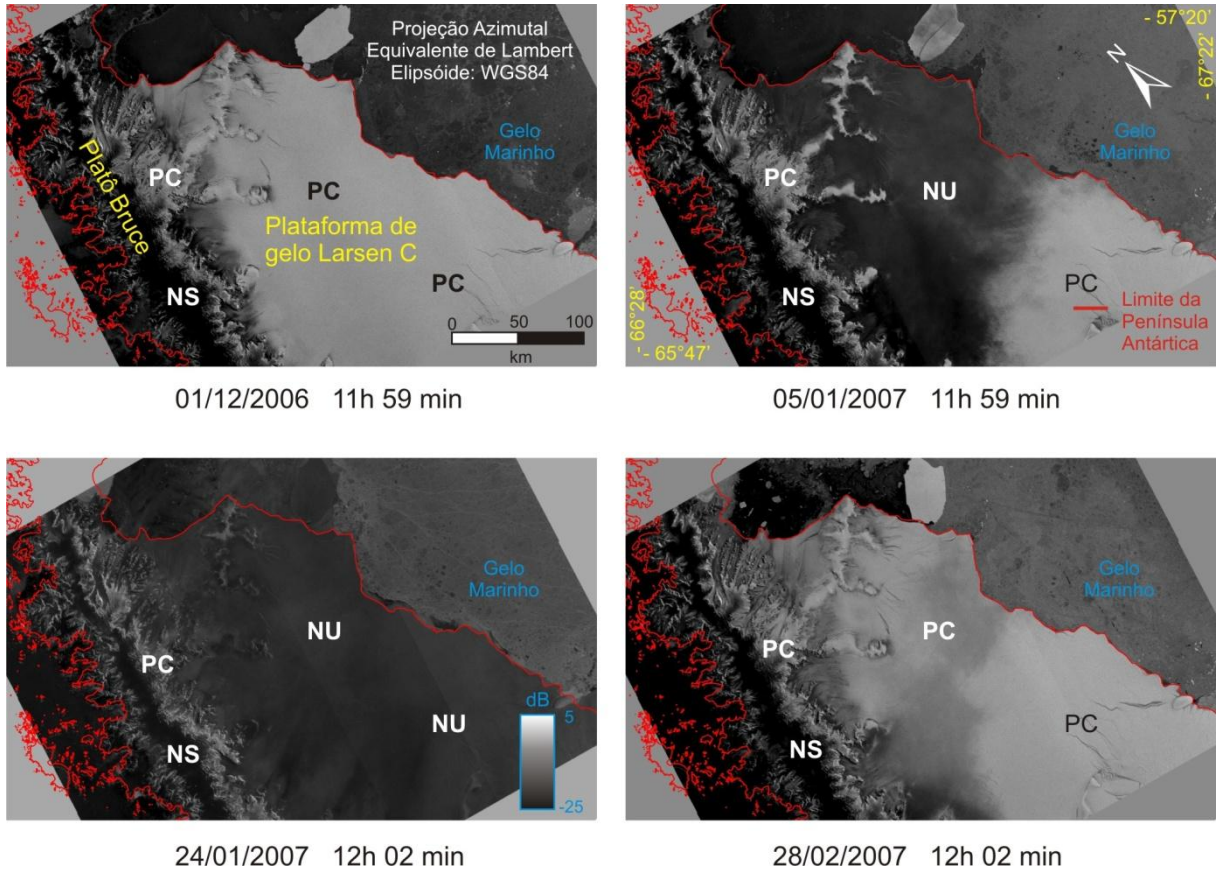


Figura 3.2 – Subcenas de imagens ASAR WS utilizadas neste estudo (escala em decibéis), obtidas no verão austral 2006-2007, cobrindo a plataforma de gelo Larsen C e o platô Bruce. Abaixo de cada figura estão indicadas suas respectivas datas e horários locais de aquisição. Nessas subcenas, foram identificadas zonas superficiais de neve seca (NS), percolação (PC) e neve úmida (NU), com base nos valores de retroespalhamento e tonalidades de cinza. Os tons de cinza mais claros representam valores maiores de retroespalhamento, onde ocorrem áreas de PC, e os mais escuros, valores menores, caracterizados por zonas de NS e NU.

As diferentes tonalidades de cinza das zonas de neve seca e de percolação em imagens RADAR permitem identificar o limite da linha de percolação, enquanto que as variações de tonalidades entre as zonas de percolação e de neve úmida podem ser utilizadas para delimitar a linha de neve úmida. Por sua vez, a posição da linha de neve de uma geleira, indicadora da extensão corrente da área de ablação, pode ser identificada na transição das

tonalidades de cinza das zonas de percolação e de gelo exposto. A variação da extensão dessas ZSNG e da posição altitudinal desses limites de fácies de geleiras são respostas a mudanças nos balanços de energia e de massa e, portanto, podem evidenciar alterações nas condições glaciológicas e climatológicas locais e regionais (VOGT; BRAUN, 2004).

### 3.3.2 Classificação das ZSNG em imagens dos sensores SAR

Devido ao número reduzido de bandas espectrais, as imagens RADAR são limitadas para o uso de classificadores não-supervisionados e supervisionados. Classificadores baseados nos padrões texturais (variações espaciais de níveis de cinza) e no contexto (relação de vizinhança), além de classificadores por regras de decisão ou por redes neurais artificiais, são mais adequados para a classificação de imagens RADAR (LIU; WANG; JEZEK, 2006a).

Para a classificação de ZSNG em imagens RADAR, uma das técnicas mais utilizadas é a de alocação (*labelling*), onde cada *pixel* da imagem é rotulado a uma ZSNG, com base em valores limiares (*thresholds*) de retroespalhamento definidos pelo usuário. Classificadores por regras de decisão (múltiplos critérios) também são muito utilizados nesses estudos (LIU; WANG; JEZEK, 2006a). Técnicas de fusão de dados multitemporais, multisensores e de imagens com dados auxiliares também podem ser utilizadas para aprimorar o processo de classificação (LILLESAND; KIEFER; CHIPMAN, 2008).

Vários estudos aplicaram a metodologia de classificação por regras de decisão para discriminar ZSNG em imagens SAR (JEZEK *et al.*, 1993; PARTINGTON, 1998; BRAUN *et al.*, 2000; RAMAGE; ISACKS; MILLER, 2000; RAU *et al.*, 2001, 2004; RAU; BRAUN, 2002; RAU, 2003; ARIGONY-NETO, 2006; ARIGONY-NETO; VOGT; SIMÕES, 2007; ARIGONY-NETO *et al.*, 2006, 2007, 2009; ARIGONY-NETO, 2009; MENDES JR. *et al.*, 2009).

Arigony-Neto (2006) desenvolveu um algoritmo de classificação por regras de decisão para detectar os limites das ZSNG em um área-tampão (*buffer*) de 600 m ao longo da linha central de fluxo de geleiras da PA, em imagens ERS-1/2 AMI SAR e ENVISAT ASAR. Nesse algoritmo de classificação, os *pixels* foram alocados a classes de ZSNG de acordo com valores limiares do coeficiente de retroespalhamento ( $\sigma^0$ ) das imagens SAR e com limiares altimétricos extraídos automaticamente de um MDE.

Operações aritméticas de razão entre imagens (*image rationing*) também podem ser aplicadas para a discriminação de ZSNG. Nessa metodologia, são utilizadas imagens

multitemporais com variações espaciais significativas das ZSNG, como, por exemplo, imagens SAR obtidas no verão e inverno. Arigony-Neto, Vogt e Simões (2007) e Arigony-Neto (2009) desenvolveram um algoritmo de classificação por regras de decisão para a classificação da ZSNU na PA, baseado nos limiares  $\sigma^0$  usados em estudo de Arigony-Neto (2006) e na razão de imagens ASAR WS de verão e inverno, na escala sigma linear.

Com a aplicação da técnica de razão de imagens, podem ser reconhecidas ambiguidades existentes entre diferentes ZSNG (neve seca e úmida), entre zonas superficiais e outros alvos iluminados (como rochas, por exemplo) e entre ZSNG e efeitos geométricos provocados pelo relevo. Em imagens RADAR ocorrem ambiguidades entre os sinais retroespalhados da zona de percolação com os efeitos de encurtamento (*foreshortening*) e inversão de feições (*layover*) e das zonas de neve seca e úmida com efeitos de sombreamento - *shadowing* (LIU; WANG; JEZEK, 2006a). Essas ambiguidades não podem ser detectadas pela técnica de alocação de *pixels* e, portanto, a metodologia de razão de imagens pode ser utilizada como uma forma de discriminar ZSNG de efeitos provocados pelo relevo, aprimorando assim o processo de classificação.

Classificadores de contexto também podem ser aplicados durante ou após a classificação das ZSNG, para possibilitar a geração de classes mais contínuas e coerentes, segundo o caráter espacial de adjacência ou vizinhança dessas zonas superficiais (LIU; WANG; JEZEK, 2006a).

### **3.3.3 Zonas superficiais de geleiras detectadas por sensores passivos de microondas**

Um sensor passivo de microondas detecta a energia emitida pelo pacote de neve, dentro de seu IFOV. A densidade da neve, temperatura, estrutura cristalina e tamanho dos grãos contribuem para a emissividade do pacote de neve, mas as mudanças mais expressivas na  $T_b$  ocorrem quando há mudanças no conteúdo de água líquida.

O efeito primário da cobertura de neve seca nas frequências acima de 10 GHz é de espalhar a radiação no interior do pacote de neve, pois as partículas de neve apresentam um tamanho próximo ao do comprimento de onda da radiação (ABDALATI; STEFFEN, 1997). Na medida em que o pacote de neve apresenta processos de derretimento e recongelamento, o tamanho dos grãos aumenta, resultando assim em um maior espalhamento da radiação. Por essa razão, um pacote de neve mais antigo tende a aparecer com uma  $T_b$  menor do que um pacote de neve fresca.

O derretimento no pacote de neve promove a absorção e diminui o espalhamento volumétrico pela presença da água líquida. O espalhamento superficial é aumentado em um fator de duas vezes sobre o volumétrico, resultando em um substancial aumento na emissividade da neve. Portanto, o mecanismo físico para a detecção de zonas de derretimento é baseado no fato de que a emissividade de microondas de um pacote de neve aumenta dramaticamente em resposta à introdução de uma pequena quantidade de água líquida (MOTE *et al.*, 1993).

A temperatura de brilho aumenta no início do período de derretimento da neve e diminui com o recongelamento da água e essas variações podem ser detectadas por sensores passivos de microondas, com o uso de frequências maiores do que 10 GHz (ABDALATI; STEFFEN, 1997). Na figura 3.3 pode-se observar uma grande extensão de gelo marinho na imagem SSM/I do inverno austral, além do aumento da  $T_b$  na imagem SSM/I do verão austral, ocorrido nas áreas costeiras do continente antártico, devido ao derretimento de neve superficial.

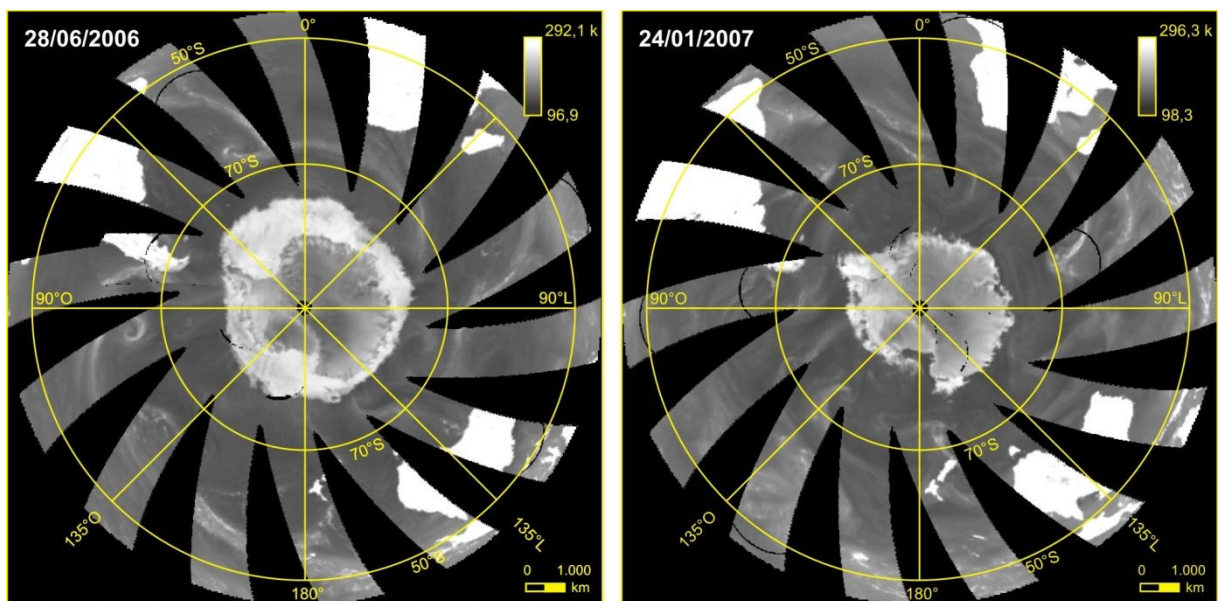


Figura 3.3 – Imagens EASE-Grid DMSP SSM/I F13 (banda 19H – órbita ascendente) da Antártica, obtidas no inverno e verão austral, na sua projeção cartográfica original (azimutal equivalente de Lambert). Fonte: NSIDC [<http://nsidc.org/data/ease/products.html>].

Nos sensores passivos de microondas, uma zona de neve úmida pode ser discriminada de uma zona de neve seca, devido à maior emissividade da água líquida presente no pacote de neve. Zonas de neve seca e percolação, que não apresentam água líquida no pacote

de neve, assim como o gelo exposto, são detectadas como uma única ZSNG, considerada como zona superficial de neve seca (ZSNS) nas imagens desses sensores (Fig. 3.1).

Dados de sensores passivos de microondas, como os do SMMR e SSM/I, têm sido utilizados em vários estudos para a detecção do derretimento de neve e para mapear zonas de neve úmida e de neve seca em uma escala global (ABDALATI; STEFFEN, 2001; LIU; WANG; JEZEK, 2006a,b). Devido à baixa resolução espacial e à baixa transição das temperaturas de brilho, os dados desses sensores passivos não são adequados para diferenciar zonas de percolação daquelas de neve úmida. A análise temporal de dados de microondas passivos é utilizada para a identificação de zonas de neve úmida e de neve seca e para examinar a variação espacial e duração do período de derretimento (LIU; WANG; JEZEK, 2006a).

Em vários estudos, as bandas de 19 GHz e 37 GHz do sensor SSM/I, e as bandas correspondentes de 18 GHz e 37 GHz do sensor SMMR, nas polarizações horizontal e vertical, foram utilizadas para a detecção de zonas de neve seca e de neve úmida (LIU; WANG; JEZEK, 2006a,b). Essas frequências são adequadas para detectar processos de derretimento no pacote de neve, pois apresentam boa penetração no pacote de neve.

As frequências de 18 GHz e 19 GHz apresentam maior penetração no pacote de neve do que a de 37 GHz e assim podem ser utilizadas para detectar características de camadas mais profundas do pacote de neve e, em alguns, casos, até mesmo do embasamento rochoso ou do solo abaixo da neve (TORINESI; FIFY; GENTHON, 2003). Embora as emissividades da neve úmida sejam muito próximas nas polarizações horizontal e vertical, a emissividade da neve seca na polarização horizontal é significativamente menor do que na vertical (Fig. 4.5). Portanto, em uma mesma frequência, a polarização horizontal é mais adequada para discriminar zonas de neve seca daquelas de neve úmida (LIU; WANG; JEZEK, 2006b).

A banda de 85 GHz do sensor SSM/I apresenta a melhor resolução espacial (12,5 km - Tab. 2.4), mas esta não é utilizada para estudos da superfície terrestre, pois a REM nesta frequência é afetada pela presença de vapor d'água e nuvens na atmosfera. Além disso, a banda de 22 GHz do sensor SSM/I e a de 21 GHz do SMMR não são utilizadas nesses estudos, devido à forte absorção da radiação de microondas pelo vapor d'água na atmosfera (USAF, 2000; TORINESI; FIFY; GENTHON, 2003).

As imagens mais adequadas para detectar condições de derretimento no pacote de neve são as obtidas em órbita ascendente do satélite Nimbus-7, descendente do DMSP F8 e ascendente dos satélites DMSP F11 e F13 (Tab. 2.1 e 2.3), pois a emissão de radiação de microondas nos períodos diurnos são mais intensas do que nos períodos noturnos (LIU; WANG; JEZEK, 2006b).

### 3.3.4 Classificação das ZSNG em imagens dos sensores SMMR e SSM/I

Vários métodos foram propostos para extrair dados do derretimento de neve de imagens dos sensores SMMR e SSM/I. Alguns métodos foram baseados na análise de valores diários de  $T_b$  de uma única banda (MOTE *et al.*, 1993; MOTE; ANDERSON, 1995; ZWALLY; FIEGLES, 1994), enquanto outros utilizaram um índice composto derivado de duas bandas (ABDALATI; STEFFEN, 1995, 1997, 2001; STEFFEN; ABDALATI; STROEVE, 1993; FAHNESTOCK; ABDALATI; SHUMAN, 2002; RAMAGE; ISACKS, 2003). Esses métodos são de fácil implementação computacional e as estimativas para o período de derretimento e recongelamento não são precisas, pois os índices de bandas únicas e de composições de bandas são baseados em valores absolutos de  $T_b$ , os quais tendem a apresentar variações sazonais e interanuais (e.g., Tab. 5.2). O valor dos limiares de  $T_b$  é obtido diretamente das imagens ou por medidas de campo do volume de água no pacote de neve ou da temperatura do ar superficial, mas sabe-se que esses limiares são aplicáveis em escala local, pois a profundidade, tamanho de grão, densidade e estratificação de pacote de neve podem apresentar diferenças consideráveis em cada área estudada. Como o *pixel* dos sensores de microondas cobre uma área relativamente extensa (cerca de 25 x 25 km de resolução reamostrada – Tab. 2.2 e 2.4), essas observações podem não representar as condições de derretimento e recongelamento local, resultando em valores estimados por limiares tendenciosos. Além disso, a necessidade de observações de campo é muito onerosa e pode ser limitada pela acessibilidade ao ambiente. Assim, dados de campo são inexistentes para muitas regiões polares (LIU; WANG; JEZEK, 2006b).

Joshi *et al.* (2001) propôs um método para a detecção de mudanças abruptas na  $T_b$  de séries temporais de dados SSM/I do manto de gelo groenlandês. Os limites das transições abruptas foram identificados como ocorrências de derretimento ou de recongelamento no pacote de neve. Nesse estudo, foi criado um Detector de Limites de Derivação Gaussiana (*Derivative of Gaussian Edge Detector - DoG*) para a banda 19 GHz de polarização vertical. Um processo iterativo foi aplicado para determinar o limiar ideal para identificar limites correspondendo a eventos de derretimento e congelamento.

Liu, Wang e Jezek (2005, 2006b) desenvolveram um método mais preciso para determinar as datas de início e fim, a duração e a extensão espacial da zona de derretimento de neve do manto de gelo antártico, a partir de imagens SMMR e SSM/I. Primeiramente, os valores de  $T_b$  da série temporal analisada (1978-2004) foram decompostos em componentes de multiescala, por uma transformação *Wavelet*. A principal vantagem desse método é o exame de variações na  $T_b$  em escalas temporais múltiplas, pois no método do DoG (JOSHI *et al.*, 2001)

essas variações foram analisadas somente em uma escala. Além da transformação *Wavelet*, técnicas de análise de variância e de ajuste a curvas gaussianas bimodais foram utilizadas para determinar estatisticamente um limiar otimizado, para diferenciar transições abruptas nos valores dos *pixels*, correspondendo a eventos de derretimento, e para identificar transições fracas, associadas com perturbações de sinais randômicos e/ou ruídos. Um operador de contexto, baseado no princípio da autocorrelação espacial, foi implementado por Liu, Wang e Jezek (2005), para a detecção e correção de possíveis erros oriundos de ruídos ou relacionados com a heterogeneidade dos dados dos *pixels*.

### 3.4 Classificação subpixel da ZSNU em imagens dos sensores SMMR e SSM/I

Ao compararmos os diferentes métodos utilizados na classificação da ZSNU em imagens de sensores passivos, descritos na seção 3.3.4, podemos concluir que até o momento o método mais avançado e preciso foi desenvolvido e aplicado por Liu, Wang e Jezek (2005, 2006b). No entanto, sua maior limitação é a precisão da estimativa da área de ZSNU, pois as imagens SMMR e SSM/I apresentam uma baixa resolução espacial. Este estudo propõe pela primeira vez a classificação subpixel da ZSNU em imagens desses sensores, tendo em vista a estimativa mais detalhada dessa zona superficial. A metodologia proposta consiste na análise subpixel da ZSNU por meio da regressão entre os atributos de imagens classificadas ASAR WS, que são adequadas para o mapeamento detalhado dessa zona superficial, e imagens de bandas do sensor SSM/I, co-registradas e com mesma data de aquisição dos dados ASAR. Para correlacionar as imagens classificadas ASAR e bandas SSM/I, foram testados neste estudo dois métodos baseados na regressão linear entre os valores de atributos dessas imagens (Capítulo 5).

O primeiro método consistiu em uma regressão linear simples, com o uso das imagens ASAR WS classificadas e cada banda SSM/I selecionada. Outro método, mais complexo, consistiu na aplicação de uma metodologia amplamente utilizada na análise subpixel de classes de cobertura do solo em imagens de SR, denominada de MLME, baseada em estudos de Adams, Smith e Johnson (1986) e Shimabukuro (1987).

O MLME fundamenta-se no pressuposto de que a resposta espectral de um *pixel* (e.g., nível digital, reflectância, radiância ou  $T_b$ ) é uma combinação linear da resposta espectral de cada componente no IFOV do sensor. Nesse modelo, a resposta espectral é resultante da contribuição atmosférica e do valor médio da resposta espectral de todos os materiais dentro do seu IFOV (SHIMABUKURO, 1987).

A contribuição de cada componente puro (*endmember*) é ponderada de acordo com a área que ocupa no IFOV. Assim, cada *pixel* da imagem, que pode assumir qualquer valor dentro da escala de níveis de cinza, contém informações a respeito da resposta espectral e da proporção de cada componente. Portanto, sendo as respostas espectrais dos componentes conhecidas, pode-se estimar as proporções de cada componente pela equação 3.1:

$$R_{i,k} = \sum_{j=1}^m f_{i,j} r_{j,k} + e_{i,k} \quad (3.1)$$

onde:

$R_{i,k}$  = resposta espectral média de um *pixel*  $i$  na banda espectral  $k$ ;

$f_{i,j}$  = proporção do *pixel*  $i$  coberto pela componente  $j$ ;

$r_{j,k}$  = resposta espectral da componente  $j$  na banda espectral  $k$ ;

$e_{i,k}$  = erro no *pixel*  $i$  na banda espectral  $k$ ;

$j = 1, 2, \dots, m$  (número de componentes);

$k = 1, 2, \dots, p$  (número de bandas espectrais).

As estimativas da proporção  $f_j$  estão sujeitas às seguintes restrições:

$$\sum_{j=1}^m f_j = 1 \quad (3.2)$$

$$f_j \geq 0 \quad (3.3)$$

Outras restrições são que o número de *pixels*  $n > m$  e que  $m \leq p + 1$ , para que o sistema de equações lineares tenha uma solução. O sistema de equações é solucionado pelo ajuste por mínimos quadrados, cujo objetivo é estimar  $f_{i,j}$ , minimizando a soma dos quadrados dos erros  $e_{i,k}$ , sujeito às restrições 3.2 e 3.3 (SHIMABUKURO; SMITH, 1991).

Para a aplicação do MLME, além da imagem original, é necessário indicar a assinatura espectral dos componentes puros, que representam a radiância de um único alvo. A escolha da assinatura espectral dos elementos considerados como componentes da mistura é crítica para a estimação correta das proporções. Os valores de assinatura espectral podem ser obtidos por meio de bibliotecas espectrais, análise espectral de amostras de cada componente ou pela seleção de *pixels* na imagem que sejam considerados puros.

A equação 3.1 é utilizada para formar um sistema de equações lineares, de número igual ao número de *pixels* e à quantidade de bandas utilizadas. Após obter as



proporções  $f_{i,j}$ ,  $m$  imagens de proporção (fração) são geradas. As imagens-fração podem ser consideradas como uma forma de redução da dimensionalidade dos dados e também como uma forma de realçamento das informações. Além disso, o modelo de mistura espectral transforma a informação espectral em informação física (*i.e.*, proporção das componentes no *pixel*) (SHIMABUKURO; SMITH, 1991).

Para cada *pixel* da imagem, após a estimação das proporções pelo método de mínimos quadrados, é possível calcular o erro de estimação para cada banda:

$$e_{i,k} = R_{i,k} - \sum_{j=1}^m f_{i,j} r_{j,k} \quad (3.4)$$

Tomando esses valores de erro por *pixel*, podem ser calculados o erro médio por banda e total. É possível também gerar  $p$  imagens de erro, que apresentam a distribuição espacial dos erros. A equação 3.4 pode ser expressa na seguinte notação matricial:

$$E_k = R_k - F * r_k \quad (3.5)$$

onde:

$E_k$  = vetor  $n$ -dimensional dos resíduos na banda espectral  $k$ ;

$R_k$  = vetor  $n$ -dimensional da resposta espectral dos *pixels* na banda  $k$ ;

$F$  = matriz  $n \times m$  das proporções;

$r_k$  = vetor  $m$ -dimensional da resposta espectral dos componentes na banda  $k$ .

A maior dificuldade na aplicação do MLME em imagens SSM/I e SMMR é a determinação das assinaturas espectrais dos componentes puros, pois com a resolução espacial desses dados dificilmente se encontra um *pixel* que contenha a resposta de um único componente. Quanto maior a área no terreno enquadrada pelo IFOV, maior a quantidade de alvos imageados e, conseqüentemente, maior a mistura de respostas. Se o IFOV for menor, a probabilidade de se encontrar um *pixel* com respostas puras é maior e as proporções geradas como resultado do modelo serão mais precisas (ADAMS; SMITH; JOHNSON, 1986).

Imagens-fração obtidas pelo MLME de sensores de alta e média resolução espacial podem ser utilizadas para estimar as assinaturas espectrais dos *pixels* puros de imagens de sensores de baixa resolução espacial (HAERTEL; SHIMABUKURO, 2005). Para a aplicação desse procedimento, as imagens devem estar co-registradas e devem apresentar correções radiométricas. Primeiramente, a resposta espectral dos *pixels* puros são obtidas a partir de uma imagem de média ou alta resolução espacial. Assim, os modelos de mistura são aplicados para essas imagens, tendo em vista a estimação das componentes desejadas

(imagens-fração). As imagens-fração ( $f_{i,j}$ ) geradas a partir desse processo podem ser aplicadas na equação 3.1, para estimar a resposta multiespectral dos *pixels* puros de cada componente ( $r_{j,k}$ ) da imagem de baixa resolução espacial, pois a resposta espectral média dos *pixels* das bandas dessa última imagem são conhecidas.

Na notação matricial, a solução de mínimos quadrados com restrições (SHIMABUKURO; SMITH, 1991) para determinar a resposta espectral desconhecida pode ser expressa pela seguinte relação:

$$r_k = (F^T F)^{-1} F^T R_k \quad (3.6)$$

onde:

$r_k$  = vetor m-dimensional da resposta espectral das componentes na banda k;

F = matriz n x m das proporções;

$F^T$  = matriz transposta n x m das proporções;

$R_k$  = vetor n-dimensional da resposta espectral dos *pixels* na banda espectral k.

Como as novas respostas espectrais estimadas para o sensor de baixa resolução espacial e a resposta espectral média dos *pixels* de suas bandas são conhecidas, pode-se obter as imagens-fração dos componentes dessas imagens (HAERTEL; SHIMABUKURO, 2005). As imagens-fração geradas a partir das bandas de baixa resolução e alta resolução espacial podem ser comparadas por meio de análises de regressão entre os atributos dessas imagens, para verificar o grau de similaridade entre as imagens-fração estimadas a partir do MLME.

Em alguns casos, o MLME pode não ser adequado para a obtenção de dados confiáveis em nível subpixel. Nesse modelo, assume-se que as respostas espectrais de cada *pixel* sejam resultantes do valor médio ponderado das respostas espectrais dos alvos no IFOV do sensor. Limitações na aplicação do MLME podem ocorrer no caso de múltiplas reflexões da REM, que podem resultar em complexas não-linearidades no processo de mistura espectral (MOODY; GOPAL; STRAHLER, 1996). Isto ocorre principalmente quando a característica analisada dentro de uma área é muito heterogênea (ADAMS; SMITH; JOHNSON, 1986). Nesse caso, um modelo de mistura espectral não-linear mais sofisticado é requerido. Redes neurais artificiais já foram aplicadas em modelos de mistura mais complexos, pois nessa metodologia os dados de entrada não necessitam apresentar mistura espectral do tipo linear e uma distribuição gaussiana (FOODY; LUCAS; CURRAN, 1997).

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

---

### 4.1 Introdução

Os procedimentos aplicados na presente tese foram realizados na seguinte ordem de execução:

- 4.2 Definição do período de análise dos dados;
- 4.3 Pré-processamento das imagens;
- 4.4 Classificação digital das imagens do sensor ASAR;
- 4.5 Análise subpixel da ZSNU nas imagens dos sensores SSM/I e SMMR;
- 4.6 Estudo da variação espaço-temporal da ZSNU na PA;

### 4.2 Definição do período de análise dos dados

Neste estudo, foram utilizadas imagens ASAR WS obtidas nos períodos de ablação na Antártica (*i.e.*, entre dezembro e fevereiro) de 2006/2007 e 2007/2008. Além disso, foram utilizadas imagens ASAR da primavera e inverno austrais de 2006 e inverno e outono austrais de 2007, para sua aplicação no método de classificação da ZSNU (seção 4.4). A lista completa das imagens ASAR WS usadas neste estudo é apresentada no anexo A.

O período de análise foi definido em função do início da operação do sensor SMMR (1978) e o seu ano final (2008), para viabilizar a execução da presente tese dentro do cronograma planejado no seu projeto de pesquisa. Foram utilizadas imagens SMMR e SSM/I obtidas entre os meses de setembro e abril, para garantir o monitoramento do ciclo sazonal completo da ZSNU na PA, pois este compreende em média os meses de outubro a março, de acordo com estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b).

As imagens de sensores passivos de microondas utilizadas neste estudo foram aquelas das bandas 18 GHz e 37 GHz do sensor SMMR (período 1978-1987) e das bandas 19 GHz e 37 GHz do sensor SSM/I (1987-2008), nas polarizações horizontal e vertical, obtidas em órbitas diurnas, pois imagens dessas frequências e desse período do dia são mais adequadas para estudos da cobertura de neve (LIU; WANG; JEZEK, 2006a,b).

### 4.3 Pré-processamento das imagens

Rotinas semi-automáticas foram implementadas nos programas utilizados neste estudo para o processamento da grande quantidade de imagens dos sensores ASAR, SMM/I e SMMR (Capítulo 4). Devido a diferentes características geométricas e radiométricas das imagens de sensores ativos e passivos de microondas, algoritmos específicos foram utilizados para o processamento das imagens de cada tipo desses sensores.

#### 4.3.1 Imagens dos sensores SSM/I e SMMR

As imagens SSM/I e SMMR foram obtidas no formato EASE-Grid, com correções radiométricas relativas ao sistema sensor e dados georreferenciados na projeção azimutal equivalente de Lambert, com o elipsóide de referência WGS84. Para a correção radiométrica dessas imagens, foram aplicadas equações de regressão linear calculadas em estudos de Jezek, Merry e Cavalieri (1993) e Abdalati *et al.* (1995), para as bandas de 18GHz e 37 GHz do sensor SMMR e 19 GHz e 37 GHz dos sensores SSM/I F11 e F13. Os valores do coeficiente angular e intercepto das equações de regressão para a correção radiométrica dessas bandas espectrais, tendo como referência os dados SSM/I F8, estão descritos na tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Coeficientes de regressão para o ajustamento de dados antárticos dos sensores SMMR, SSM/I F11 e F13 ao sensor SSM/I F8 (Dado corrigido = [Coeficiente angular \* Dado original] + Intercepto)

Sensor	Banda (GHz)	Coeficiente angular	Intercepto
SMMR para F8	18 H	1,064	-2,787
	18 V	1,149	-25,172
	37 H	1,048	-2,987
	37 V	1,161	-35,075
SSM/I F11 e F13 para F8	19 H	1,008	- 1,170
	19 V	1,002	- 0,932
	37 H	1,019	- 3,590
	37 V	1,008	- 2,230

Fontes: Jezek, Merry e Cavalieri (1993) e Abdalati *et al.* (1995).

As equações de regressão linear usadas na calibração radiométrica das imagens desses sensores foram implementadas na Linguagem de Modelagem Espacial (SML) do ERDAS *Imagine*<sup>TM</sup> (Leica Geosystems Geospatial Imaging, LLC). Nesse *script* SML (Anexo F) também foi implementada uma função para o cruzamento das imagens calibradas com uma imagem-máscara da PA, derivada da conversão de um arquivo vetorial das linhas de costa do projeto *Antarctic Digital Database - ADD* (SCAR 2000b; LIU; JEZEK, 2004). A projeção original dessa imagem-máscara, do tipo estereográfica polar, foi convertida para a projeção azimutal equivalente de Lambert, para o seu cruzamento com as imagens SMMR e SSM/I.

Para considerar as variações da linha de costa da PA ao longo do período estudado, foi utilizado esse arquivo vetorial do ADD, com os limites continentais dessa península em vários anos. Como a área da superfície terrestre coberta pelos *pixels* das imagens SMMR e SSM/I é relativamente grande (*i.e.*, cerca de 628,4 km<sup>2</sup> nas imagens EASE-Grid), foram selecionadas somente as linhas de costa de anos marcados pela variação expressiva de frentes de plataformas de gelo, como a Wilkins, Wordie e George VI (1990), Príncipe Gustav e Larsen A (1995) e Larsen B (2002). Um limite mais atualizado da linha de costa da PA foi obtido a partir das imagens ASAR deste estudo. Posteriormente, as imagens SMMR e SSM/I foram cruzadas com as imagens-máscara dos períodos correspondentes (1978-1991, 1991-1998, 1998-2000, 2000-2002 e 2002-2008), para incluir somente os *pixels* das áreas continentais na análise da variação espaço-temporal da ZSNU. Maiores detalhes a respeito das imagens-máscara utilizadas na extração dos dados continentais das imagens SMMR e SSM/I estão descritos na seção 5.3.1.

#### **4.3.2 Imagens do sensor ASAR WS**

As imagens brutas ASAR WS usadas neste estudo foram do tipo 1P, com correções radiométricas relativas à antena, mas sem correções para os efeitos radiométricos induzidos pelo terreno iluminado, não eram georreferenciadas e estavam na projeção do tipo *ground range* (ESA, 2007a). Essas imagens foram importadas para o NEST (*Next ESA SAR Toolbox*), que é um programa gratuito desenvolvido pela ESA (2010) para o processamento de imagens SAR. O NEST foi usado para a calibração radiométrica, filtragem e ortorretificação dessas imagens, executadas nesta ordem, por uma cadeia de processamento construída nesse programa.

Os algoritmos implementados no NEST para a calibração radiométrica foram desenvolvidos com base em estudo de Laur *et. al.* (2004). Nesse algoritmo, os parâmetros utilizados para a calibração radiométrica são basicamente o ângulo de incidência, a constante de calibração absoluta, o padrão de ganho da antena e a perda propagada no *range* (ESA, 2010).

A filtragem do ruído *speckle* consistiu na próxima etapa da cadeia de processamento. O filtro utilizado foi do tipo mediana, com uma janela móvel 3 x 3 *pixels*, que apresentou bons resultados na redução do ruído *speckle*, na suavização das imagens e na preservação dos limites das feições iluminadas pelo sensor. O filtro mediana, além de ser um método simples e de fácil implementação computacional, demanda um tempo relativamente baixo de processamento comparado com o de outros filtros (REES; SATCHELL, 1997) e pode ser considerado como um dos métodos mais eficientes no processamento de imagens SAR para a classificação de ZSNG (ARIGONY-NETO, 2006).

Na ortoretificação das imagens SAR, o NEST utiliza os metadados dessas imagens (geometria de aquisição, parâmetros do sensor, orbitais e das efemérides), sendo necessário o uso de um MDE para as correções altimétricas dos dados. Para tanto, foi utilizado o MDE do *Radarsat Mapping Project - RAMP* (LIU; JEZEK; LI, 1999; LIU *et al.*, 2001), que possui uma resolução espacial de 200 m e coordenadas no sistema de projeção estereográfica polar, que foram convertidas pelo programa ERDAS Imagine<sup>TM</sup> para o sistema de coordenadas geográficas, com o elipsóide de referência WGS84 (*World Geodetic System 1984*). Estas são as mesmas referências cartográficas dos metadados das imagens ASAR originais e foram também utilizadas para a geração das imagens ASAR ortoretificadas e reamostradas com o uso do método de interpolação do vizinho mais próximo, o qual preserva melhor os valores originais de retroespalhamento do que interpoladores do tipo bilinear ou por convolução cúbica. Por meio do programa NEST, as imagens ortoretificadas foram exportadas para o formato GeoTiff, que é compatível com muitos programas de processamento de imagens de SR. As imagens neste formato foram importadas para o ERDAS Imagine<sup>TM</sup>, o qual foi utilizado para a conversão da sua projeção original para o sistema de projeção azimutal equivalente de Lambert, com o elipsóide de referência WGS84, que é um sistema cartográfico recomendado pelo SCAR para a quantificação de áreas e de distâncias em regiões polares, em mapas de escalas maiores do que 1:1.000.000 (SCAR, 2000a). Todas as imagens foram georreferenciadas com o uso dessa mesma referência cartográfica, para possibilitar o cruzamento dos dados. Para o recobrimento de toda a PA, foram necessárias três imagens ASAR WS ortoretificadas. Na figura 4.1, estão apresentadas amostras das imagens ASAR WS pré-processadas neste estudo, na escala em decibéis, com suas respectivas datas de aquisição.

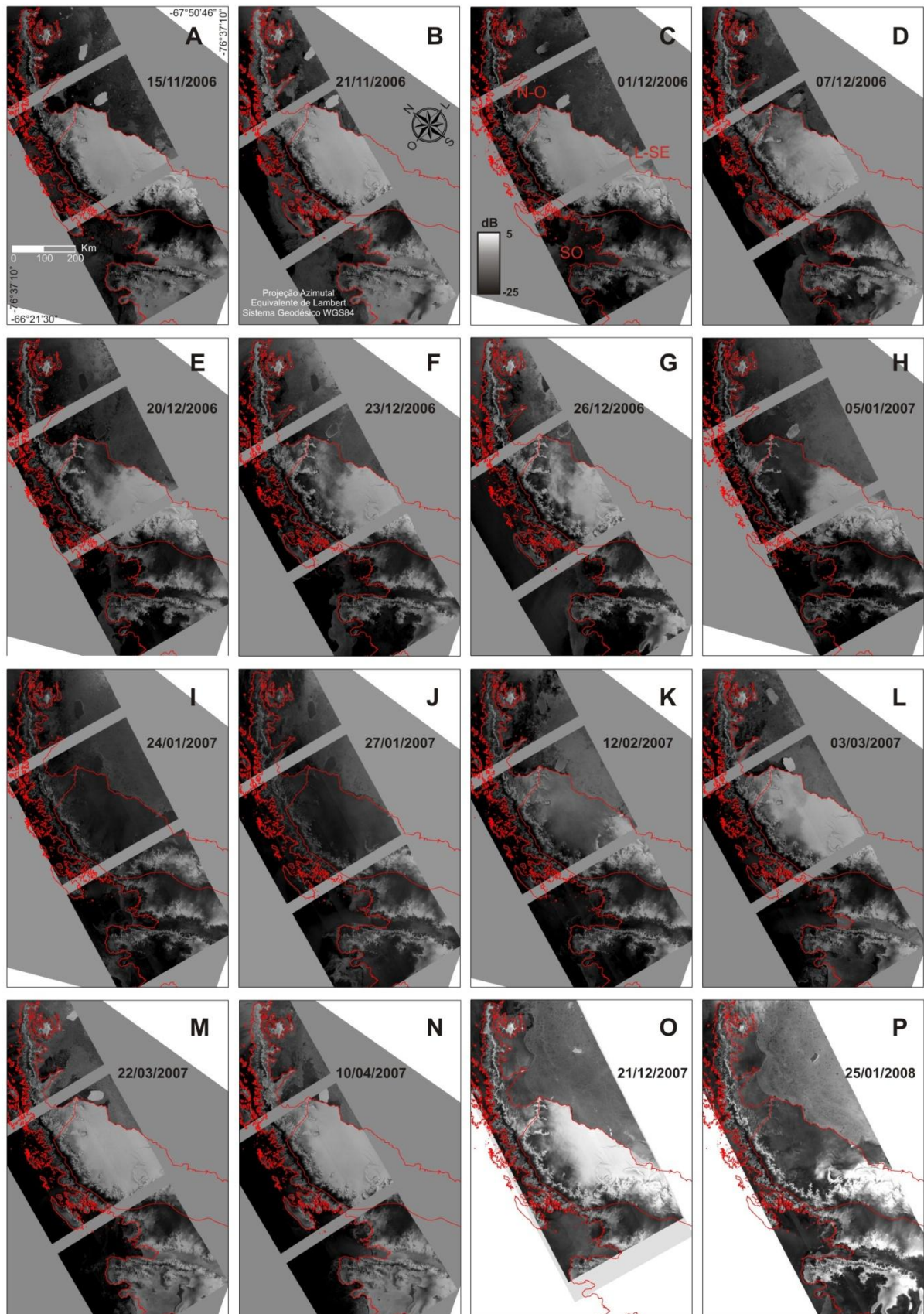


Figura 4.1 - Amostras das imagens ASAR WS pré-processadas da Península Antártica usadas neste estudo, na escala em decibéis, com suas respectivas datas de aquisição.

#### 4.4 Classificação digital das imagens do sensor ASAR

As imagens ortorretificadas ASAR WS foram utilizadas na classificação da ZSNU de geleiras da PA. Para a exclusão de áreas imageadas que não seriam classificadas, como as áreas oceânicas e de gelo flutuante (*i.e.*, *icebergs* e gelo marinho), foram utilizadas ferramentas de análise espacial do ERDAS *Imagine*<sup>TM</sup>. O arquivo vetorial da linha de costa do ADD (SCAR, 2000b) foi atualizado de acordo com a nova posição das frentes de plataformas de gelo, referente aos anos de aquisição das imagens ASAR (2006 a 2008). Esse polígono foi digitalizado sobre as imagens ASAR ortorretificadas, convertido em uma imagem-máscara e usado na extração das áreas continentais das mesmas.

Três classes de cobertura do solo foram identificadas visualmente nas imagens ASAR da área de estudo: ZSNU, ZSNS e rochas. Para a classificação digital da ZSNU nessas imagens, foi utilizado o algoritmo de classificação por regras de decisão desenvolvido por Arigony-Neto, Vogt e Simões (2007) e Arigony-Neto (2009), implementado na linguagem SML. Nesse algoritmo, a ZSNU é classificada de acordo com limiares de retroespalhamento ( $-14 > \sigma^0 > -25$ ), definidos com base em estudo de Rau *et al.* (2001), e por limiares altimétricos (H) das regiões norte e sul da PA ( $H < 1200$  m para a região norte e  $H < 800$  m para a região sul), encontrados nos estudos de Rau e Braun (2002) e Rau (2003), e utilizados previamente por Arigony-Neto (2006).

Os limites norte e sul da PA foram digitalizados como polígonos, para separar essas duas regiões na linha de costa atualizada (anos de 2006 a 2008), e foram posteriormente convertidos para o formato raster. A cada uma dessas regiões foi definido um atributo diferente e seus valores foram inseridos no algoritmo de classificação. Os limiares altimétricos possibilitam discriminar a ZSNU de ZSNS, mesmo quando ambas apresentam um retroespalhamento comum, entre -14 e -20 dB (Fig. 3.1; RAU *et al.*, 2001).

Além dos limiares altimétricos e de retroespalhamento de Arigony-Neto (2006), o algoritmo de classificação de Arigony-Neto, Vogt e Simões (2007) e Arigony-Neto (2009) possui um limiar para a razão de imagens multitemporais SAR, tendo como objetivo a detecção mais precisa da ZSNU nas imagens ASAR. Esse valor limiar foi determinado por esses autores a partir de um experimento realizado com algumas das imagens ASAR WS utilizadas neste estudo. Esses autores observaram que *pixels* com valores menores do que 0,4 em imagens sintéticas resultantes da razão entre imagens SAR de verão (ou obtidas próximas dessa estação) e inverno, na escala sigma linear ( $\sigma_{\text{linear}}^{\text{verão}} / \sigma_{\text{linear}}^{\text{inverno}} < 0,4$ ), correspondem a áreas de



ZSNU. Esta condição é satisfeita quando os *pixels* co-registrados de imagens ASAR correspondentes em decibéis apresentam retroespalhamento entre  $-14 > \sigma^0 > -25$ . Na razão de imagens, é necessário o uso de imagens SAR na escala sigma linear, pois, ao contrário das imagens em decibéis, nestas não ocorrem valores negativos ou até mesmo iguais a zero, que resultariam em valores indeterminados na razão de imagens, caso o mesmo ocorresse nas imagens de inverno. As imagens de referência devem ser preferencialmente do inverno anterior ou posterior às imagens de verão, para que as variações das áreas de ZSNU representem o ciclo sazonal de ablação e acumulação das geleiras. Outra exigência para a aplicação correta da razão de imagens é que as imagens de verão e inverno tenham sido obtidas com uma mesma geometria de iluminação e parâmetros da REM incidente, tais como o comprimento de onda, amplitude, fase e polarização, como as imagens ASAR WS utilizadas neste estudo (Fig. 4.1 e Anexo A).

As regras de decisão associam cada *pixel* da imagem ASAR à ZSNU, quando os valores  $\sigma^0$  da imagem SAR de verão, da altitude derivada do MDE e da razão de imagens estão contidos nos limiares definidos no algoritmo, produzindo assim uma imagem classificada dessa zona superficial. Além das regras de decisão, foi implementada nesse algoritmo uma função de filtragem de pós-classificação, do tipo *Focal Majority* (com uma janela móvel  $5 \times 5$  *pixels*), para a geração de uma ZSNU mais contínua e coerente (ARIGONY-NETO, 2009). *Pixels* não classificados em áreas de ZSNU geralmente correspondem a grandes fendas ou áreas de elevada declividade, que podem ser incorporados nessa zona superficial com o uso desse tipo de filtro.

O algoritmo em questão não foi utilizado para a classificação de rochas, devido à ambiguidade existente entre esse alvo e as ZSNG em imagens RADAR. Para a representação dessa classe nos mapas temáticos, o plano de informação de rochas da área de estudo, integrante do ADD (SCAR, 2000b), foi reprojetoado e sobreposto a cada imagem ASAR classificada e pós-processada. As áreas continentais não classificadas pelo algoritmo e sem cobertura de rochas foram reclassificadas como ZSNS.

A cadeia de processamento usada na classificação digital das imagens ASAR WS (Fig. 4.1) está representada na forma de um fluxograma na figura 4.2. Amostras das imagens classificadas resultantes da aplicação dessa cadeia de processamento estão ilustradas na figura 4.3.

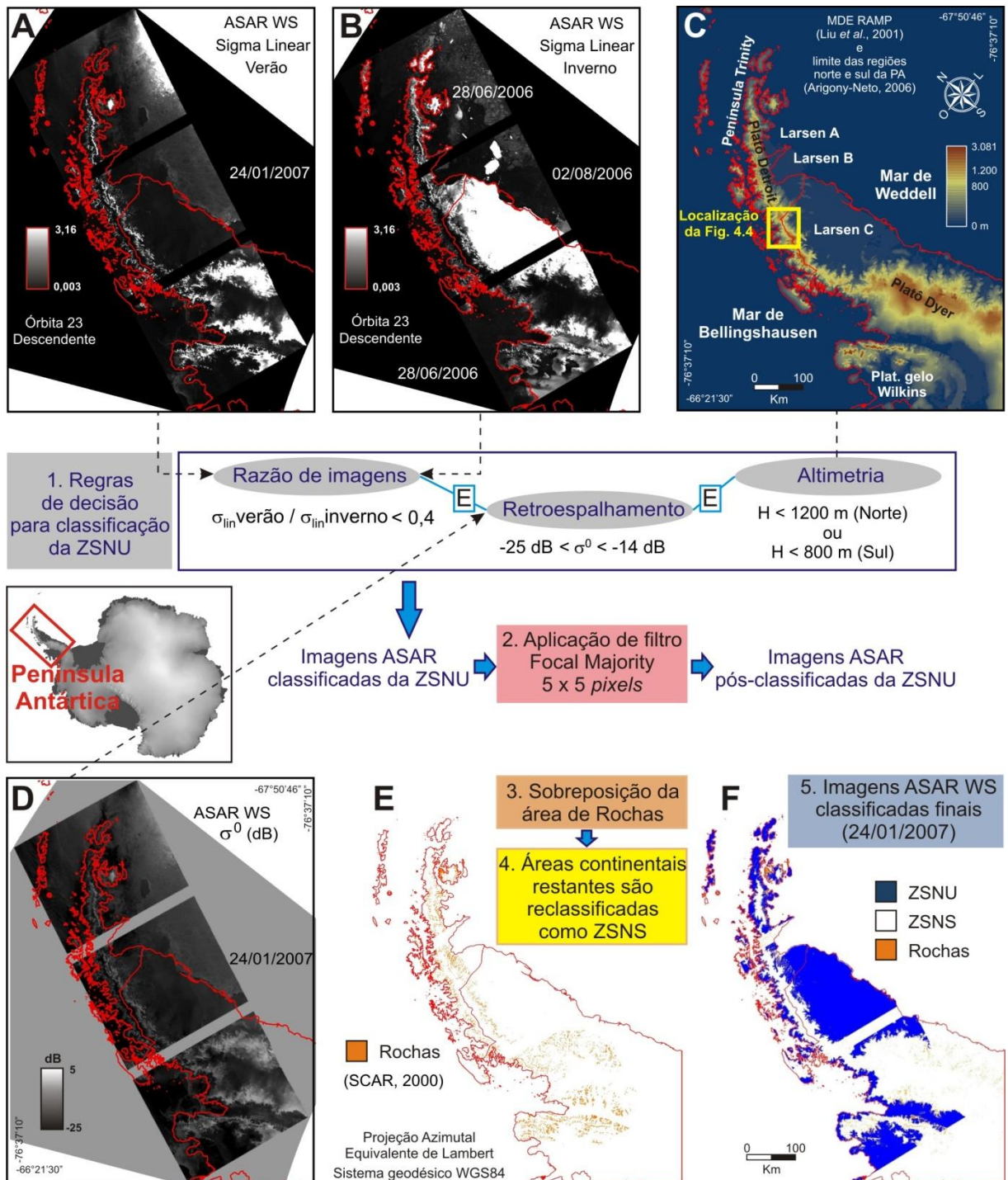


Figura 4.2 - Cadeia de processamento usada na classificação da ZSNU nas imagens ASAR. Neste exemplo, está descrita a classificação de imagens obtidas em 24/01/2007. A imagem classificada da ZSNU foi pós-processada com um filtro do tipo Focal Majority 5 x 5 pixels e posteriormente esta foi sobreposta por uma imagem de rochas do ADD. As áreas continentais não classificadas na área de recobrimento das imagens ASAR foram reclassificadas como ZSNS.

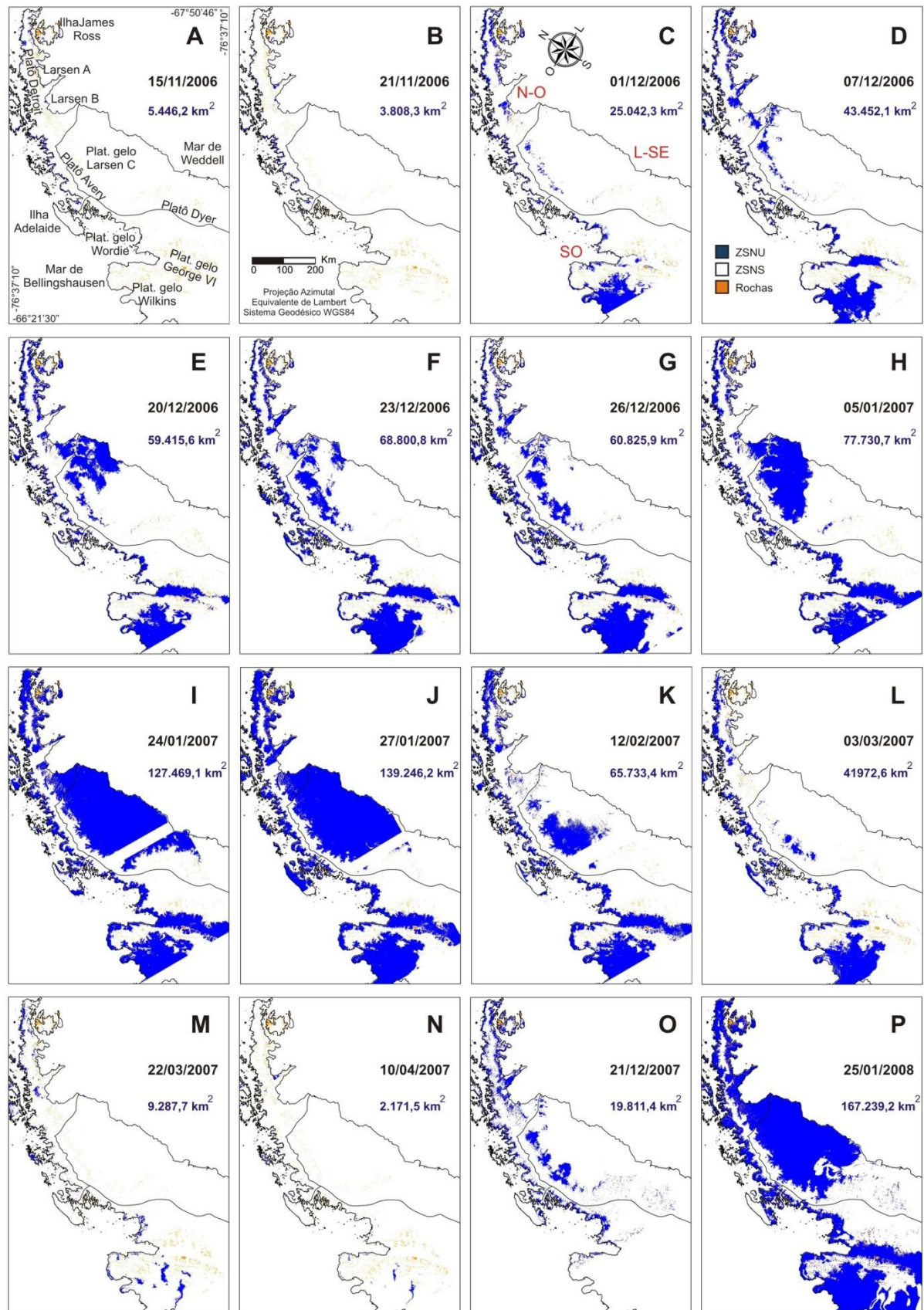


Figura 4.3 - Amostras das imagens ASAR classificadas da Península Antártica (ZSNU, ZSNS e rochas), com suas respectivas datas de aquisição e áreas quantificadas da ZSNU.

Nas áreas de ZSNU, ocorre derretimento no período de ablação e, conseqüentemente, diminui o seu retroespalhamento pela absorção da REM pela água líquida no pacote de neve, enquanto que no inverno, seu retroespalhamento é relativamente maior, devido ao recongelamento da água líquida, resultando assim em valores baixos na razão de imagens. Esses valores diferem dos observados para as sombras de RADAR e para a ZSNS, que na razão de imagens são maiores do que 0,4, podendo ser próximos ou iguais a 1 (nestes últimos casos, indicando baixa ou nenhuma variação de retroespalhamento, respectivamente).

Na figura 4.4 pode-se observar que nas imagens ASAR de verão (4.4a) e inverno (4.4b) ocorreu uma variação significativa nos tons cinza-escuros (baixo retroespalhamento) para tons cinza-claros (alto retroespalhamento), nas áreas com altitude menor do que 1.200 m, aproximadamente, que corresponde ao limiar altimétrico da região norte da PA usado no algoritmo de classificação. A variação sazonal desses níveis de cinza é maior para a ZSNU do que para a zona de percolação (PC). Essas duas ZSNG podem ser discriminadas em imagens SAR mesmo sem o uso do limiar da razão de imagens, pois a PC apresenta retroespalhamento maior do que a ZSNU (*i.e.*, superior a -8 dB; RAU *et al.*, 2001) e, conseqüentemente, tons de cinza mais claros (Fig. 4.4). Nas áreas elevadas do platô Avery (Fig. 4.4), ocorrem tons cinza-escuros nas imagens e não foi observada uma variação sazonal significativa dos níveis de cinza nas imagens ASAR, pois não ocorreu derretimento do pacote de neve superficial, o que é característico de uma ZSNS. Na figura 4.4d estão mapeadas as áreas de ZSNU detectadas pelas regras de decisão usadas neste estudo, baseadas em Arigony-Neto (2009), e resultantes do uso do algoritmo de classificação proposto por Arigony-Neto (2006).

A área classificada da ZSNU pelo algoritmo de Arigony-Neto (2009) será quase sempre menor (ou em poucos casos igual) à classificada pelo algoritmo de Arigony-Neto (2006), pois este primeiro utiliza os mesmos limiares altimétricos e de retroespalhamento do estudo anterior, além do critério restritivo do limiar da razão de imagens SAR. Na figura 4.4d, a ZSNU detectada pelo algoritmo de Arigony-Neto (2006) incluiu todas as áreas de ZSNU detectadas pelo algoritmo de Arigony-Neto (2009), além de áreas com sombras de RADAR e de transição entre as zonas superficiais de percolação e neve úmida. Essas áreas não seriam classificadas como ZSNU pelo algoritmo mais recente, pois as pequenas variações sazonais do retroespalhamento das mesmas resultaram em imagens-razão com valores maiores do que o limiar definido. Assim, pode-se concluir que o uso do algoritmo de classificação proposto por Arigony-Neto (2006) superestima as áreas de ZSNU, ao incorporar essas áreas transicionais de ZSNG e sombras de RADAR.



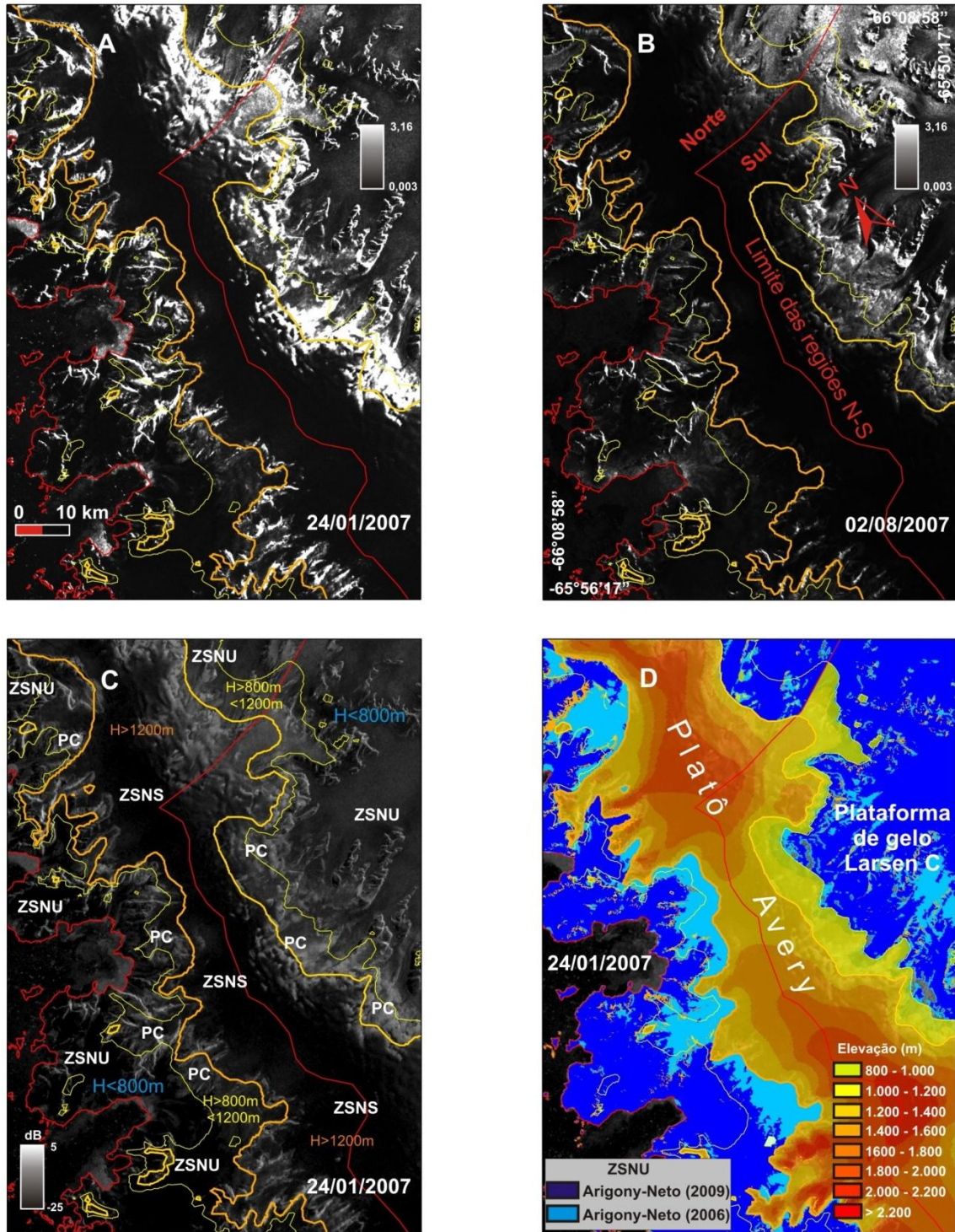


Figura 4.4 - Subcenas ASAR de 24/01/2007, nas escalas linear (A) e decibel (C), e de 02/08/2006, na escala linear (B). Nestas imagens, foram delimitados os limiares altimétricos de 800 m e 1.200 m das regiões norte e sul da PA, usados como critérios na classificação da ZSNU. Na figura 4.4c, foram identificadas as zonas superficiais de percolação (PC), ZSNU e ZSNS. Na imagem ASAR classificada (D), foram mapeados os dados altimétricos do MDE RAMP e as áreas da ZSNU classificadas pelas regras de decisão propostas por Arigony-Neto (2009) e por Arigony-Neto (2006). A localização das subcenas ASAR na PA está indicada na figura 4.2c.

Como afirmado anteriormente, as regras de decisão propostas por Arigony-Neto (2006) foram elaboradas para a classificação de ZSNG em áreas-tampão ao longo da linha central de fluxo de geleiras (seção 3.3.2), onde os efeitos geométricos provocados pelo relevo são pouco significativos. Caso o estudo seja realizado nessas áreas específicas de uma geleira e não em sua extensão total, recomenda-se o uso dos limiares altimétricos e de retroespalhamento propostos por Arigony-Neto (2006), pois neste caso não será necessário o processamento de um volume maior de dados, como as imagens ASAR nas escalas sigma linear de verão e inverno. Por outro lado, para a classificação mais precisa da ZSNU na extensão total das geleiras, recomenda-se o uso adicional do limiar da razão de imagens neste algoritmo de classificação, como o proposto por Arigony-Neto (2009).

#### **4.5 Análise subpixel da ZSNU nas imagens dos sensores SMMR e SSM/I**

A classificação subpixel da ZSNU em imagens SMMR e SSM/I foi baseada no MLME proposto por Shimabukuro e Smith (1991) e Haertel e Shimabukuro (2005), descrito na seção 3.4. Imagens SSM/I calibradas e ASAR WS classificadas foram usadas para correlacionar valores de  $T_b$  e proporções de áreas (imagens-fração) de ZSNU, ZSNS e rochas, respectivamente, em *pixels* co-registrados dessas imagens, com mesma data de aquisição. As imagens-fração desses componentes foram derivadas das imagens ASAR classificadas e usadas no MLME com as bandas SSM/I de 19 GHz e 37 GHz, nas polarizações horizontal e vertical.

Para sua aplicação no MLME, as imagens ASAR classificadas e SSM/I foram pré-processadas, com o uso de ferramentas de análise espacial do programa ArcGIS<sup>TM</sup> (ESRI, Inc.). Primeiramente, a resolução espacial dessas imagens foi reamostrada para valores múltiplos. Os *pixels* das imagens ASAR WS foram reamostrados de 75,000 m para 75,505 m, enquanto que as quatro bandas SSM/I, de 25.067, 525 m para 25.067,660 m, para que um *pixel* dessas bandas recobrisse uma matriz de 332 x 332 *pixels* das imagens ASAR (Fig. 4.5). Posteriormente, as imagens SSM/I e ASAR foram segmentadas, com as mesmas coordenadas limítrofes. Esses dois procedimentos foram realizados para possibilitar a comparação entre os atributos dessas imagens.

O mosaico de imagens ASAR classificadas não apresentou total recobrimento sobre a região meridional da PA. Além disso, este foi gerado a partir de imagens sem recobrimento contínuo entre as diferentes órbitas (Fig. 4.1 e 4.3). Assim, para correlacionar somente os atributos dos *pixels* classificados com os das imagens SSM/I, foi necessário

eliminar os *pixels* SSM/I que recobrissem áreas não classificadas nas imagens ASAR. Para tanto, foram gerados polígonos recobrendo somente as áreas classificadas, a partir da reclassificação dos atributos das classes do mosaico ASAR e conversão do formato raster para vetorial. Esses polígonos foram utilizados para extrair os *pixels* SSM/I contidos totalmente em seus limites, garantindo assim que fossem selecionados somente *pixels* SSM/I correspondentes à matriz de 332 x 332 *pixels* classificados das imagens ASAR.

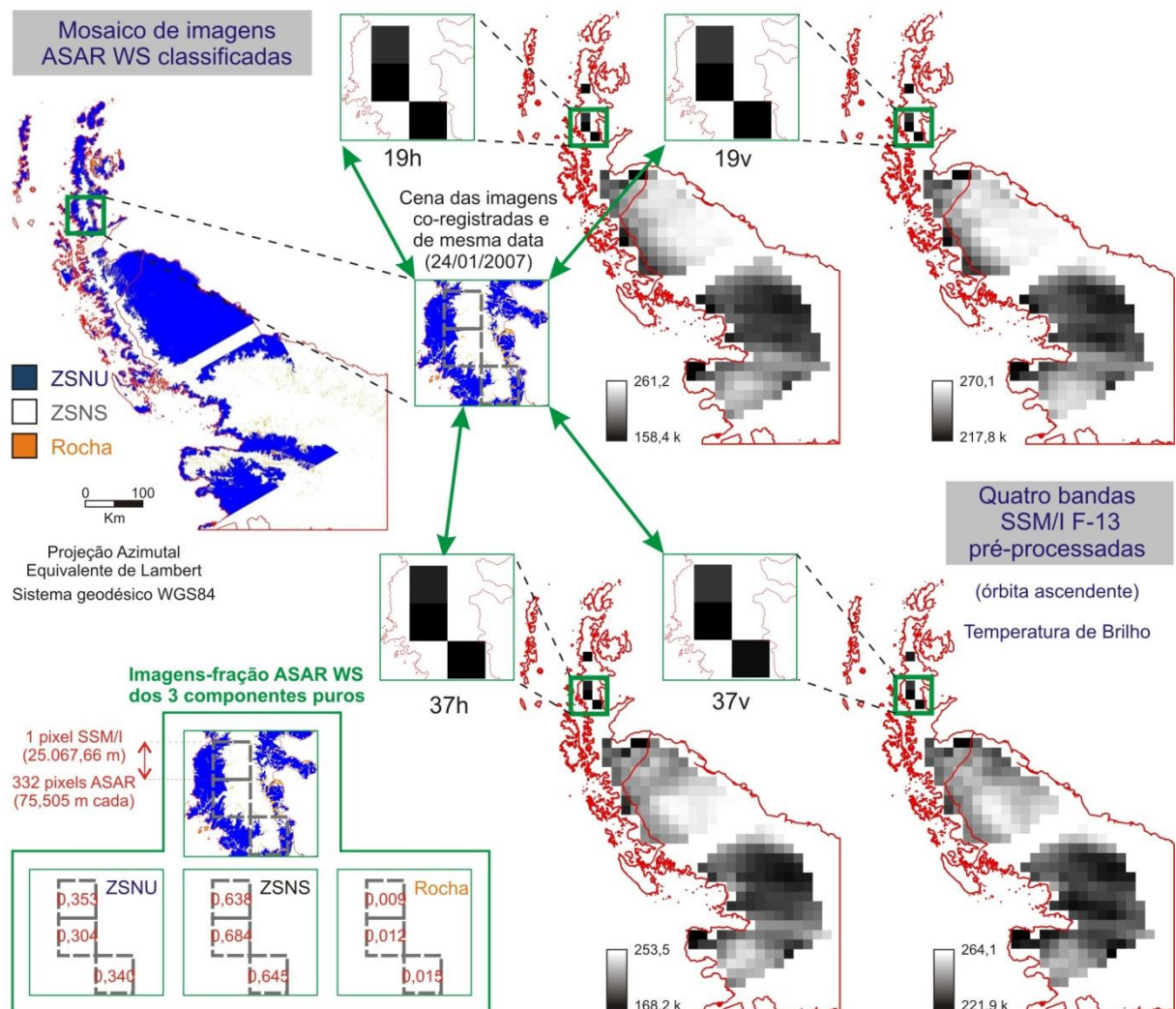


Figura 4.5 - Exemplo de imagens ASAR WS classificadas e bandas SSM/I pré-processadas (24/01/2007), usadas no MLME para a estimativa das assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas. Essas imagens foram reamostradas para uma resolução espacial com valores múltiplos (75,505 m para a imagem ASAR e 25.067,66 m para as bandas SSM/I), de modo que um *pixel* SSM/I correspondesse a uma matriz de 332 x 332 *pixels* co-registrados da imagem ASAR classificada. Uma janela móvel com essas dimensões foi aplicada nas imagens ASAR para o cálculo e geração de uma imagem-fração para cada um dos componentes puros, com mesma resolução espacial das quatro bandas SSM/I.



As imagens pré-processadas ASAR e SSM/I foram importadas no programa Matlab<sup>TM</sup> (MathWorks, Inc.), utilizado para a implementação do MLME<sup>10</sup>. Por meio desse programa, as imagens ASAR classificadas foram utilizadas para a geração de três imagens-fração, correspondentes à ZSNU, ZSNS e rochas. A janela móvel de 332 x 332 *pixels* foi utilizada para o cálculo e geração da imagem-fração de cada uma dessas classes, com a mesma resolução espacial das bandas SSM/I reamostradas.

Os valores dos *pixels* da imagem-fração de cada componente puro (variando de 0 a 1) foram determinados a partir do cálculo do valor percentual da área ocupada por cada classe na janela móvel em questão (Fig. 4.5). Esses valores foram usados no MLME com os da  $T_b$  das quatro bandas SSM/I pré-processadas, para estimar a assinatura espectral dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, por meio da solução por mínimos quadrados da equação 3.6. Imagens-erro (resíduos em  $T_b$ ) da estimativa para cada banda foram obtidas pela aplicação da equação 3.5 (seção 3.4).

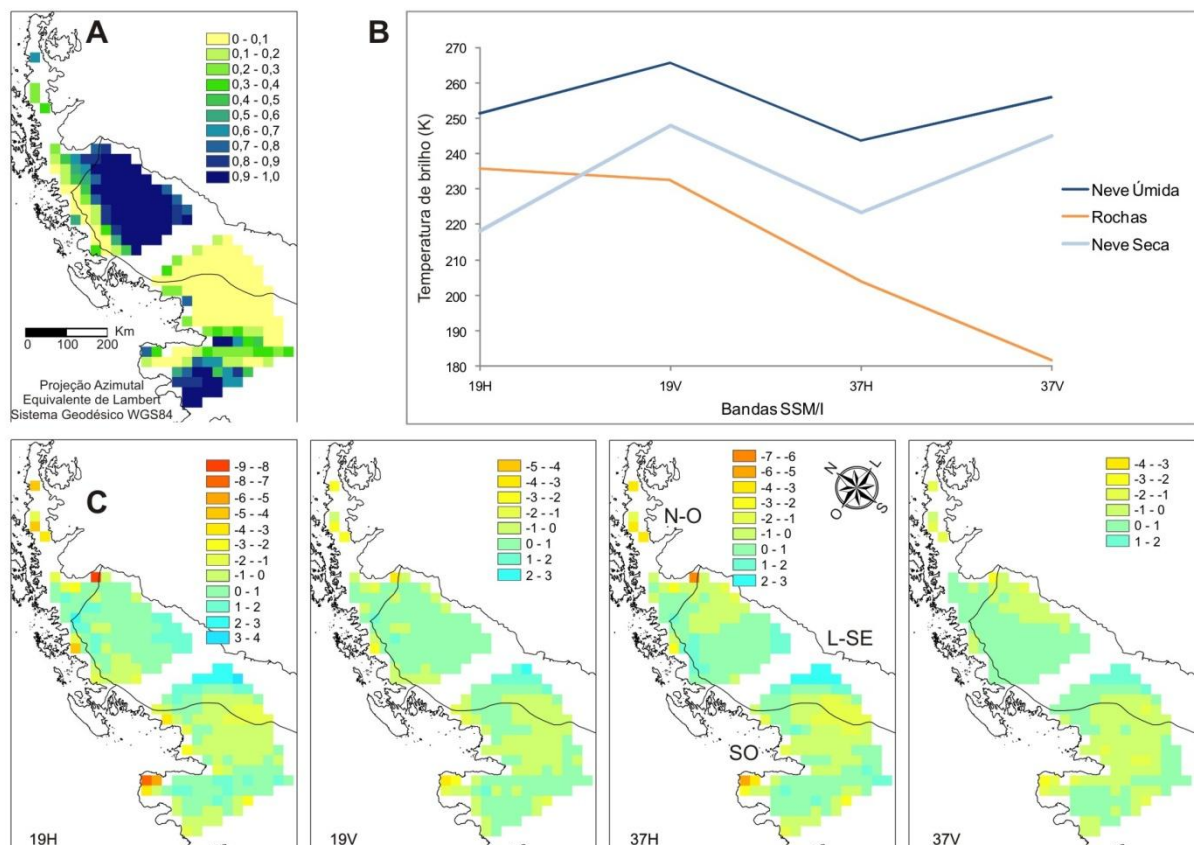


Figura 4.6 - Imagem-fração da ZSNU derivada da imagem ASAR classificada de 24/01/2007 (A); assinaturas espectrais estimadas dos componentes puros ZSNU, ZSNS e Rochas (B); imagens-erro da estimativa por mínimos quadrados do MLME (C).

<sup>10</sup> As rotinas foram desenvolvidas por Costi (2010, comunicação escrita) e estão apresentadas no Anexo G.



Na figura 4.6 estão apresentadas uma amostra da imagem-fração ASAR de 24/01/2007 (A), as assinaturas espectrais estimadas dos componentes puros (B), bem como as imagens-erro (resíduos em  $T_b$ ) resultantes dessa estimativa (C), relativas a cada banda SSM/I.

As assinaturas espectrais foram estimadas no MLME com o uso de todas as imagens SSM/I e imagens-fração ASAR correspondentes, da série temporal 2006/2007 e 2007/2008 (Fig. 4.3). Como seria esperado que ocorresse alguma variação da  $T_b$  nessas assinaturas espectrais estimadas, foram usados os seguintes critérios estatísticos para a seleção de uma única assinatura para cada componente puro: assinaturas espectrais que resultaram na maior correlação entre as imagens-fração ASAR e as estimadas pelo MLME; média e mediana dos valores de  $T_b$  das assinaturas espectrais estimadas mais similares dos componentes puros, nas bandas SSM/I analisadas. A figura 4.7b mostra um exemplo de imagem-fração da ZSNU estimada no MLME a partir da assinatura espectral mediana dos componentes puros.

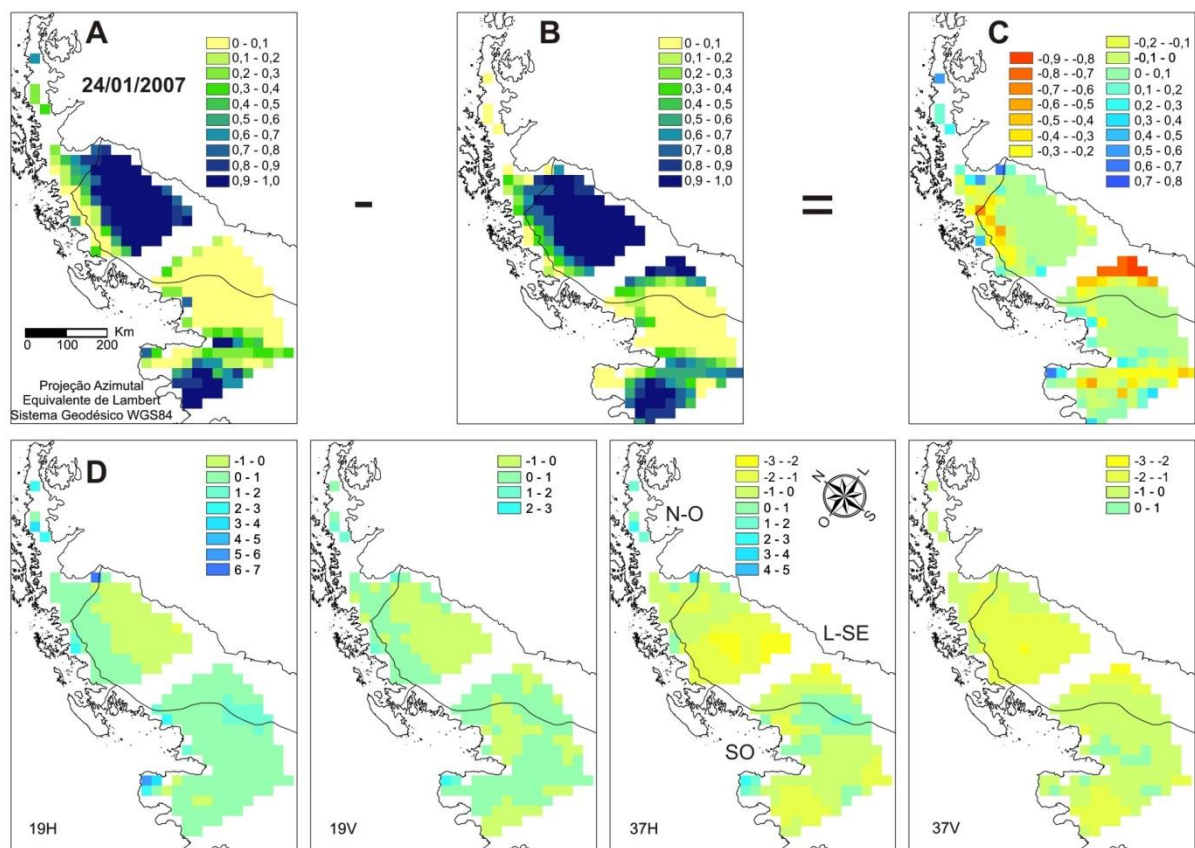


Figura 4.7 - Imagem-fração da ZSNU derivada da imagem ASAR classificada de 24/01/2007 (A); imagem-fração da ZSNU estimada a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B); imagem-diferença, representando a diferença entre os valores dessas duas imagens-fração (C); imagem-erro da estimativa por mínimos quadrados dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, relativa a cada banda SSM/I (D).

A mediana é um estimador mais robusto do que a tendência central medida pela média aritmética, que é influenciada por valores extremos. Neste estudo, foi calculado o desvio absoluto da assinatura espectral mediana. O Desvio Absoluto da Mediana (DAM) é uma medida de variabilidade (dispersão dos dados), mais robusta do que o desvio-padrão, sendo definido como a mediana dos desvios absolutos sobre a mediana (BARNETT; LEWIS, 1994).

$$DAM_k = \{|T_{bk} - \text{Med } T_{bk}|\} \quad (4.1)$$

onde:

$DAM_k$  = Desvio absoluto da mediana da  $T_b$  da assinatura espectral na banda  $k$ ;

$T_{bk}$  = Temperatura de brilho estimada na banda  $k$ ;

$\text{Med } T_{bk}$  = Mediana da  $T_b$  da assinatura espectral estimada na banda  $k$ .

As assinaturas espectrais selecionadas a partir dos critérios estatísticos citados anteriormente foram usadas no MLME para estimar as proporções dos componentes puros nas imagens SSM/I<sup>11</sup>. Os valores de correlação entre as imagens-fração ASAR e estimadas da ZSNU foram utilizados para a seleção da assinatura espectral mais adequada para estimar a fração dessa zona superficial nos *pixels* SSM/I. Os resultados analisados foram somente os das imagens-fração da ZSNU, as quais foram utilizadas no estudo de sua variação espaço-temporal na PA durante o período 1978-2008 (seções 4.6 e 5.3).

Para avaliar o grau de precisão da estimativa das imagens-fração da ZSNU, geradas no MLME a partir da assinatura espectral selecionada de cada componente puro, foi calculada a precisão global da classificação. Esta consiste no valor percentual do total de classes corretamente classificadas dentre as classes referenciais, consideradas como verdade terrestre. Neste estudo, as classes referenciais foram derivadas das imagens-fração ASAR.

As imagens-fração da ZSNU foram fatiadas em 10 classes, sendo cada uma com amplitude de 0,1. As imagens-fração ASAR foram convertidas para arquivos vetoriais de pontos, cujos atributos são os valores reclassificados da fração dessa zona superficial em um determinado *pixel*. Esses pontos foram exportados do formato *shape* (ArcGIS<sup>TM</sup>) para o ASCII e esses dados foram importados no programa ERDAS Imagine<sup>TM</sup>, sendo usados na rotina accuracy assesment como classes referenciais, as quais foram comparadas com as classes dos *pixels* das imagens-fração estimadas e reclassificadas de datas correspondentes, para o cálculo da precisão global da classificação.

---

<sup>11</sup> A função do programa Matlab para a estimação das imagens-fração foi baseada em Zanotta (2010) – Anexo G.

As imagens-fração estimadas da ZSNU foram comparadas com as imagens-fração derivadas das imagens ASAR, pelo cálculo do coeficiente de correlação. Outra forma de avaliar a precisão das imagens-fração ASAR foi pelas imagens-diferença, calculadas a partir da subtração dos valores de atributos da imagem-fração ASAR (referencial) pelos da imagem-fração estimada de mesma data. Um exemplo deste tipo de imagem está apresentado na figura 4.7c.

Os valores de correlação, da precisão global da classificação e das imagens-diferença foram calculados para todas as imagens-fração estimadas da série temporal de imagens ASAR (Fig. 4.3). Esta série temporal foi definida com o objetivo de analisar as variações sazonais e interanuais das assinaturas espectrais estimadas dos componentes puros. Maiores detalhes a respeito deste experimento estão descritos na seção 5.2.3.

As regiões norte e oeste (N-O), leste e sudeste (L-SE) e sudoeste (SO) da PA foram delimitadas para a análise regional das imagens-fração, imagens-erro e imagens-diferença da ZSNU. O limite das regiões L-SE e SO estende-se ao longo da linha de cumeada do platô Dyer e foi extraído automaticamente do MDE RAMP, enquanto que o limite da região N-O, sobre a linha de cumeada dos platôs Bruce e Avery (Fig. 1.3 e 4.3), foi obtido a partir de estudo de Arigony-Neto (2006), sendo este último correspondente ao limiar altimétrico da ZSNU usado na classificação das imagens ASAR WS (seção 4.4).

Além dos limiares altimétricos da ZSNU de geleiras, a divisão da PA nessas três regiões foi baseada em suas características morfológicas e climáticas. A região N-O abrange a Península Trinity, que é dividida no sentido norte-sul pelos platôs Detroit e Bruce. É a região da PA marcada pelas maiores temperaturas do ar superficiais (Fig. 1.2) e pela sua maior variabilidade sazonal e interanual (SKVARCA; DE ANGELIS, 2003).

Nas regiões nordeste (plataforma de gelo Príncipe Gustav) e leste (plataforma de gelo Larsen B) da PA, o clima é do tipo pseudocontinental, frio e seco (MARTIN; PEEL, 1978). Ventos catabáticos, frios e secos, oriundos do interior do manto de gelo antártico, defletem na barreira orográfica dos platôs e exercem influência sobre o clima das regiões NE e L-SE da PA. O clima dessas regiões sofre também grandes influências de ventos frios e secos provenientes do mar de Weddell. Na região L-SE, localiza-se a maior plataforma de gelo da PA, denominada de Larsen C. A região oeste da PA é influenciada por ventos quentes e úmidos provenientes do mar de Bellingshausen. O clima é do tipo polar marítimo, mais quente e úmido (maior índice de precipitação) do que o da costa leste (REYNOLDS, 1981). Na região SO da PA, onde estão localizadas as plataformas de gelo George VI e Wilkins, ocorre esse mesmo tipo climático (Fig. 1.3).

#### **4.6 Estudo da variação espaço-temporal da ZSNU na Península Antártica**

Para a análise das variações espaço-temporais da ZSNU na PA, foram utilizadas ferramentas de análise espacial do ArcGIS<sup>TM</sup>, aplicadas no cálculo de áreas e de estatísticas das imagens-fração estimadas da ZSNU do verão austral.

A análise da dinâmica da ZSNU foi realizada para as regiões N-O, L-SE e SO da PA. Os resultados obtidos nas análises espaciais foram utilizados na elaboração de mapas temáticos multitemporais da ZSNU na PA (Anexo E).

Nesta última etapa, foram elaboradas considerações a respeito dos potenciais e limitações de aplicação das metodologias propostas e do uso de imagens dos sensores ASAR, SMMR e SSM/I nestes estudos. Os mapas multitemporais da ZSNU e outros resultados obtidos a partir das análises estatísticas foram utilizados na interpretação das variações espaço-temporais da ZSNU na PA de 1978 a 2008 (seção 5.3).

## 5 RESULTADOS

---

### 5.1 Introdução

Os resultados da presente tese consistem na estimação da assinatura espectral ( $T_b$ ) dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas da PA nas bandas SSM/I analisadas, na avaliação da precisão global das imagens-fração da ZSNU estimadas por meio do MLME e na determinação da variação espaço-temporal dessa zona superficial na PA no período 1978-2008.

### 5.2 Análise subpixel da ZSNU nas imagens do sensor SSM/I

Para a estimação das imagens-fração da ZSNU a partir das bandas SSM/I 19H, 19V, 37H e 37V, foram testados dois métodos: primeiramente, foi realizada uma regressão linear entre os valores de atributos das imagens-fração ASAR da ZSNU e cada uma dessas bandas SSM/I; posteriormente, essas mesmas imagens-fração e essas quatro bandas SSM/I foram usadas no MLME para estimar as assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas e depois essas assinaturas foram aplicadas na estimação da imagem-fração desses componentes. Os coeficientes de correlação obtidos entre as imagens-fração ASAR e as estimadas por esses dois métodos foram utilizados para a definição do método mais preciso para a estimação das imagens-fração da ZSNU na série temporal de imagens dos sensores SSM/I e SMMR.

#### 5.2.1 Regressão linear simples na estimação das imagens-fração da ZSNU

O primeiro experimento deste estudo consistiu em uma regressão linear entre valores de atributos das imagens-fração ASAR e das bandas SSM/I, co-registradas e de datas correspondentes, de 01/12/2006, 24/01/2007, 27/01/2007 e 25/01/2008. Na regressão linear, a variável dependente foi a ZSNU, derivada das imagens-fração ASAR, enquanto que a independente (preditiva), a  $T_b$  das imagens SSM/I. As estatísticas e equações da regressão linear calculadas estão apresentadas na figura 5.1 e tabela 5.1.

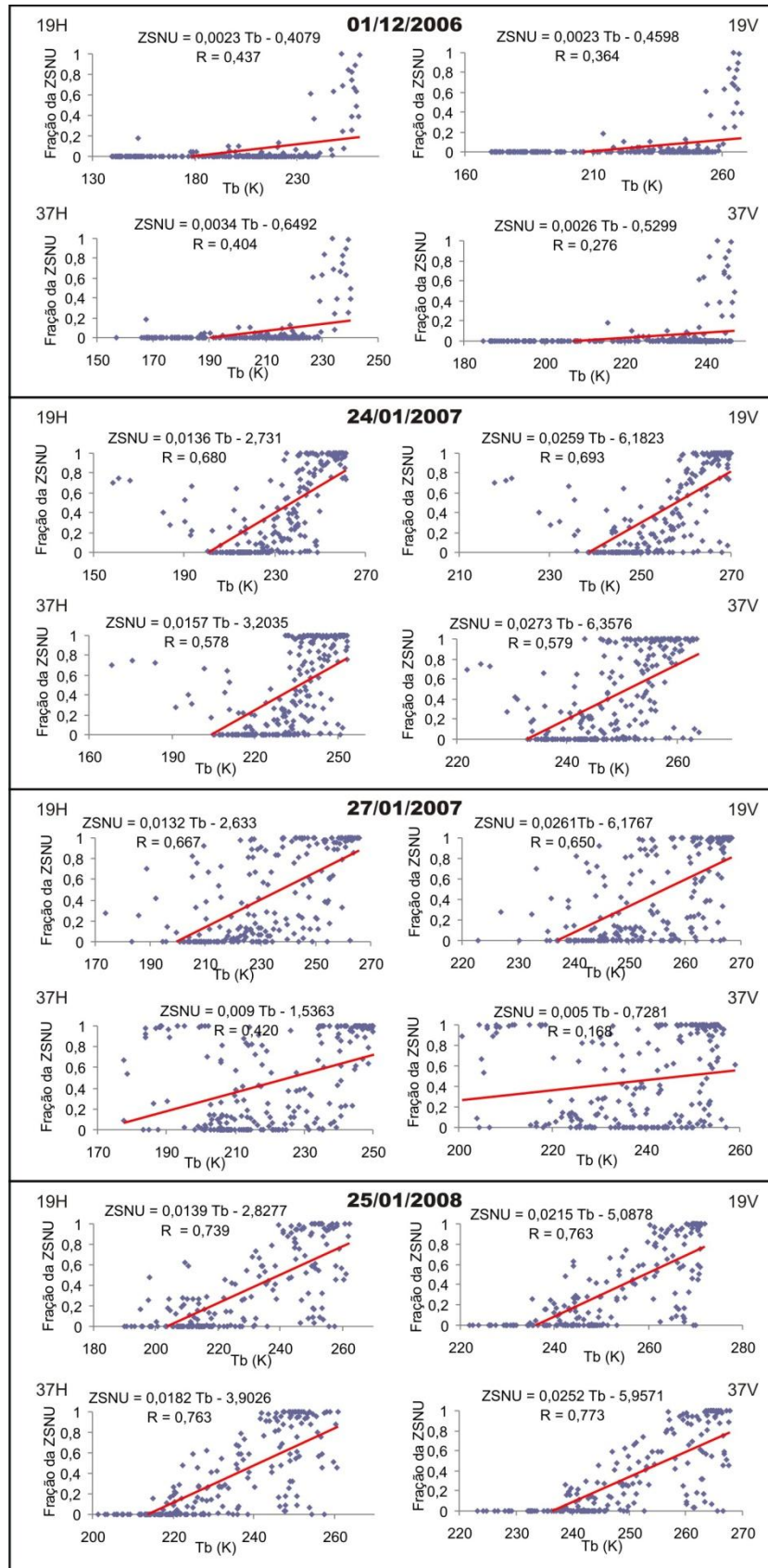


Figura 5.1 - Retas de mínimos quadrados da regressão linear entre imagens-fração ASAR da ZSNU e bandas SSM/I correspondentes. A equação de regressão e coeficiente de correlação (R) estão acima do gráfico de cada banda e data analisadas.

Tabela 5.1 - Estatísticas da regressão linear entre imagens-fração ASAR da ZSNU e bandas SSM/I de datas correspondentes: coeficientes de correlação (R) e determinação ( $R^2$ ); intercepto (I) e coeficiente angular (CA) da equação de regressão; erro-padrão da estimativa do CA (e); estatística T de *Student* e intervalo de confiança (IC) do CA com probabilidade de 95%. A correlação obtida em cada data pelo MLME (R MLME) é apresentada na última coluna desta tabela, para sua comparação com as correlações resultantes da regressão linear simples.

Data	Banda	R	$R^2$	I	CA	e	T	IC 95%	R MLME
01 12 2006	19H	0,437	0,191	-0,4079	0,0023	0,0003	5,969	[0,0015; 0,0030]	0,743
	19V	0,364	0,132	-0,4598	0,0023	0,0003	5,969	[0,0015; 0,0030]	
	37H	0,404	0,163	-0,6492	0,0034	0,0005	6,751	[0,0025; 0,0045]	
	37V	0,276	0,076	-0,5299	0,0026	0,0006	4,387	[0,0014; 0,0038]	
24 01 2007	19H	0,680	0,463	-2,7310	0,0136	0,0010	14,19	[0,0119; 0,0158]	0,778
	19V	0,693	0,480	-6,1823	0,0259	0,0018	14,69	[0,0229; 0,0300]	
	37H	0,578	0,334	-3,2035	0,0157	0,0015	10,83	[0,0132; 0,0190]	
	37V	0,579	0,336	-6,3576	0,0273	0,0026	10,87	[0,0223; 0,0328]	
27 01 2007	19H	0,667	0,445	-2,6330	0,0132	0,0010	13,38	[0,0116; 0,0156]	0,679
	19V	0,650	0,423	-6,1767	0,0261	0,0021	12,79	[0,0226; 0,0309]	
	37H	0,420	0,177	-1,5363	0,0090	0,0013	6,921	[0,0065; 0,0117]	
	37V	0,168	0,028	-0,7287	0,0050	0,0019	2,549	[0,0011; 0,0088]	
25 01 2008	19H	0,739	0,547	-2,8277	0,0139	0,0009	15,38	[0,0122; 0,0159]	0,777
	19V	0,763	0,583	-5,0878	0,0215	0,0013	16,56	[0,0190; 0,0242]	
	37H	0,763	0,582	-3,9026	0,0182	0,0011	16,52	[0,0161; 0,0205]	
	37V	0,773	0,597	-5,9571	0,0252	0,0015	17,04	[0,0222; 0,0281]	

As variáveis  $T_b$  e fração da ZSNU tiveram uma correlação positiva, mas esta variou ao longo da série temporal analisada. Nas imagens SSM/I do início do verão austral, a correlação foi menor do que nas imagens do auge da estação de ablação (Fig. 5.1 e Tab. 5.1), caracterizadas por maiores extensões da ZSNU (Fig. 4.3).

De acordo com dados da tabela 5.1, os coeficientes angulares das retas de regressão foram estatisticamente significantes, com 95% de probabilidade para os intervalos de confiança. A significância estatística da relação linear foi confirmada em mais de 99% no teste T de *Student*. O coeficiente angular das equações de regressão indica a área de ZSNU que aumenta com a elevação de 1K. O intercepto pode ser usado para estimar a  $T_b$  necessária para a ocorrência de derretimento no pacote de neve superficial (Tab. 5.2).

Como afirmado na seção 3.3.3, nas bandas com polarização horizontal, a ZSNU pode ser detectada a partir de valores menores de  $T_b$  do que nas bandas com polarização vertical (Fig. 4.5 e Tab. 5.2), pois as primeiras são mais sensíveis para a detecção do derretimento no pacote de neve. Embora as emissividades sejam muito próximas entre as polarizações

horizontal e vertical, a emissividade da neve seca é significativamente menor na polarização horizontal (ZWALLY; FIEGLES, 1994). Nas bandas com maior frequência, os valores de  $T_b$  estimados apresentaram maior variação, de acordo com valores do DAM da tabela 5.2. As bandas 37H e 37V de 27/01/2007 contribuíram na variação desses valores, que pode ser explicada por problemas de funcionamento do sensor SSM/I nessa data e bandas específicas.

Tabela 5.2 - Temperaturas de brilho mínimas para o derretimento no pacote de neve superficial, estimadas a partir das equações de regressão linear da figura 5.1 ( $T_b = - I / CA$ ).

<b>Banda</b>	<b>Data</b>	<b><math>T_b</math></b>	<b>Mediana</b>	<b>DAM</b>
<b>19H</b>	<b>01/12/2006</b>	177,348	200,139	1,981
	<b>24/01/2007</b>	200,809		
	<b>27/01/2007</b>	199,470		
	<b>25/01/2008</b>	203,432		
<b>19V</b>	<b>01/12/2006</b>	199,913	236,649	1,028
	<b>24/01/2007</b>	238,699		
	<b>27/01/2007</b>	236,655		
	<b>25/01/2008</b>	236,642		
<b>37H</b>	<b>01/12/2006</b>	190,941	197,493	11,744
	<b>24/01/2007</b>	204,045		
	<b>27/01/2007</b>	170,700		
	<b>25/01/2008</b>	214,429		
<b>37V</b>	<b>01/12/2006</b>	203,808	218,343	16,293
	<b>24/01/2007</b>	232,879		
	<b>27/01/2007</b>	145,740		
	<b>25/01/2008</b>	236,393		

### 5.2.2 Aplicação do MLME na estimação das imagens-fração da ZSNU

O experimento do MLME foi realizado com o uso de todas as ASAR WS classificadas neste estudo (Fig. 4.3) e de imagens SSM/I calibradas correspondentes. As assinaturas espectrais estimadas dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, para cada data analisada, obtidas a partir da solução por mínimos quadrados da equação 3.6, estão representadas graficamente na figura 5.2. Os valores dos resíduos do MLME, sua distribuição espacial na PA, em cada banda SSM/I analisada, estão apresentados nos mapas temáticos do anexo B.



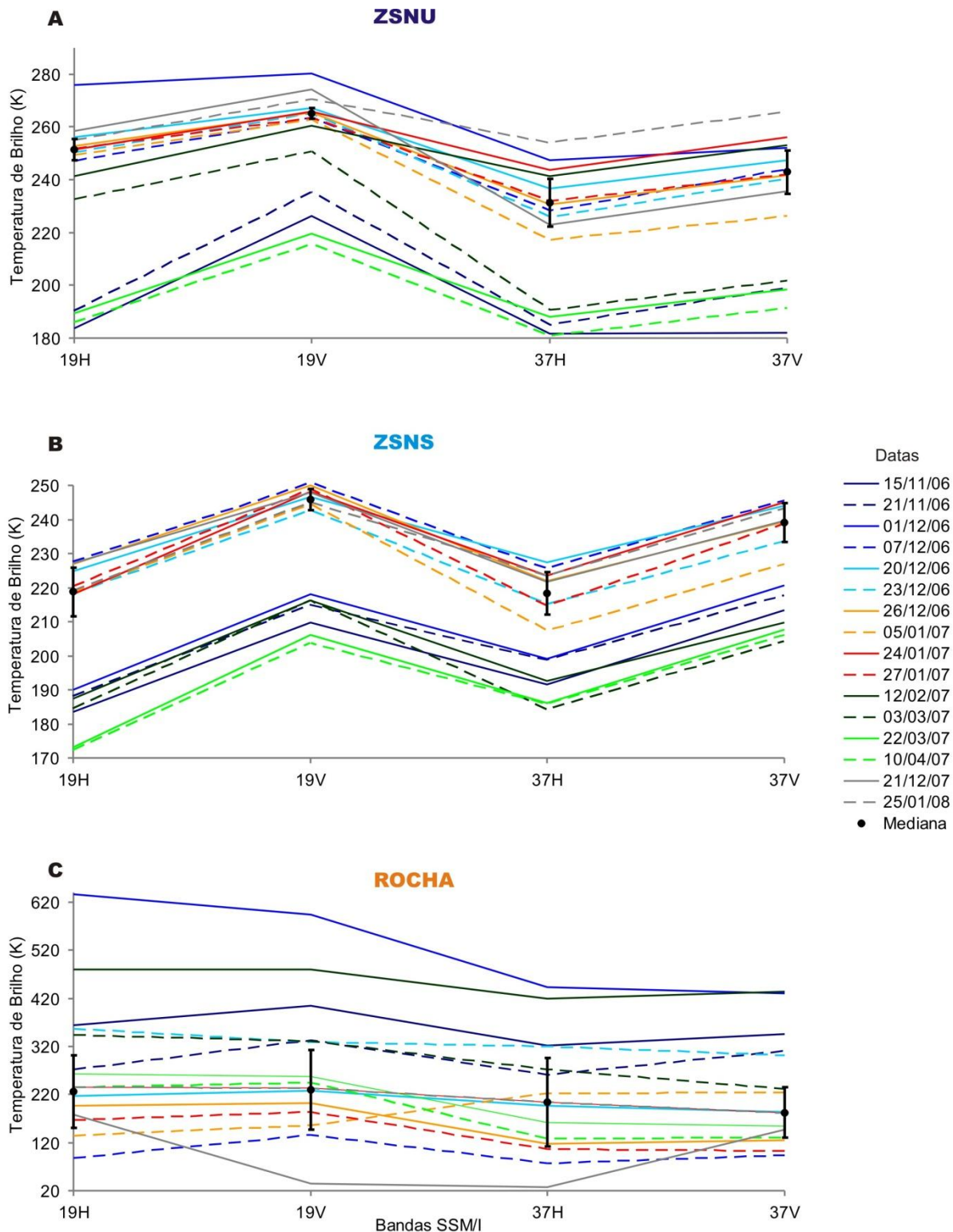


Figura 5.2 - Assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, estimadas para as imagens SSM/I obtidas nas diferentes datas analisadas neste estudo. O valor mediano e o desvio absoluto da mediana das assinaturas espectrais de cada um desses componentes puros estão representados por um ponto e por barras de erro, respectivamente. As imagens-erro da estimativa (resíduos em  $T_b$ ) dessas assinaturas espectrais estão apresentadas nos mapas temáticos do anexo B.

Na estimação das assinaturas espectrais dos componentes puros, vários *pixels* apresentaram altos resíduos no ajustamento por mínimos quadrados (Anexo B). Como esses resíduos podem ser modelados segundo uma distribuição Gaussiana, removendo-os de acordo com um dado limiar, expresso em termos de desvio-padrão (HAERTEL; SHIMABUKURO, 2005), foi testada no programa Matlab (Anexo G) a eliminação dos *pixels* com valor maior do que 1,645 desvios-padrão (*i.e.*, 10% em ambos os lados da curva normal). Esse limiar resultou na eliminação de uma quantidade significativa de *pixels* SSM/I e assim foi testado um limiar de 1,960 (*i.e.*, 5% em ambos os lados da curva normal). O processo de seleção dos *pixels* por esse critério foi iterativo e, portanto, concluído quando os resíduos dos *pixels* eram menores do que o referido limiar. Posteriormente, foram usados somente os valores dos *pixels* das imagens-fração correspondentes aos *pixels* SSM/I selecionados por esse critério, na estimação da assinatura espectral dos componentes puros. Após esses testes com diferentes limiares dos resíduos, optou-se por não utilizar essa metodologia, para não reduzir significativamente os dados amostrais. Por esse mesmo motivo, não foram estimadas assinaturas espectrais dos componentes puros para cada região da PA analisada neste estudo (seção 4.5), principalmente para as regiões N-O e SO, que apresentaram uma menor quantidade de dados amostrais de  $T_b$  do que a região L-SE (Anexo B).

Os menores valores da  $T_b$  estimada da ZSNU ocorreram nas imagens da primavera de 2006 (15/11 e 21/11) e outono de 2007 (03/03, 22/03 e 10/04), enquanto que os maiores e mais constantes, nas imagens de verão (01/12/2006 a 12/02/2006, 21/12/2007 e 25/01/2008), uma vez que na estação de ablação predominaram áreas de ZSNU (Fig. 4.3 e 5.3), que foram responsáveis pelo aumento da emissividade da neve e conseqüentemente da  $T_b$ .

As assinaturas espectrais estimadas apresentaram variações significativas da  $T_b$  na série temporal analisada. As zonas superficiais de neve úmida e seca apresentaram variações semelhantes nas assinaturas espectrais, mas os valores da  $T_b$  da ZSNU foram superiores aos da ZSNS, pois na zona de derretimento superficial ocorre maior emissividade. Nessas ZSNG, a  $T_b$  é maior para as bandas com polarização vertical do que horizontal, em bandas de mesma frequência. As bandas de menor frequência (19 GHz) são mais sensíveis na detecção do início do derretimento do que as de maior frequência (37 GHz), pois nessas primeiras ocorrem maiores diferenças de absorção e emissão e, conseqüentemente, nas variações da  $T_b$ . Por essas razões, Liu, Wang e Jezek (2006b) utilizaram a banda 19H no estudo da variação espaço-temporal da ZSNU no continente antártico, com o uso de imagens SMMR e SSM/I. Esses comportamentos característicos da  $T_b$  nas diferentes bandas analisadas foram observados na série temporal das assinaturas espectrais estimadas neste estudo (Fig. 5.2 e 5.3).

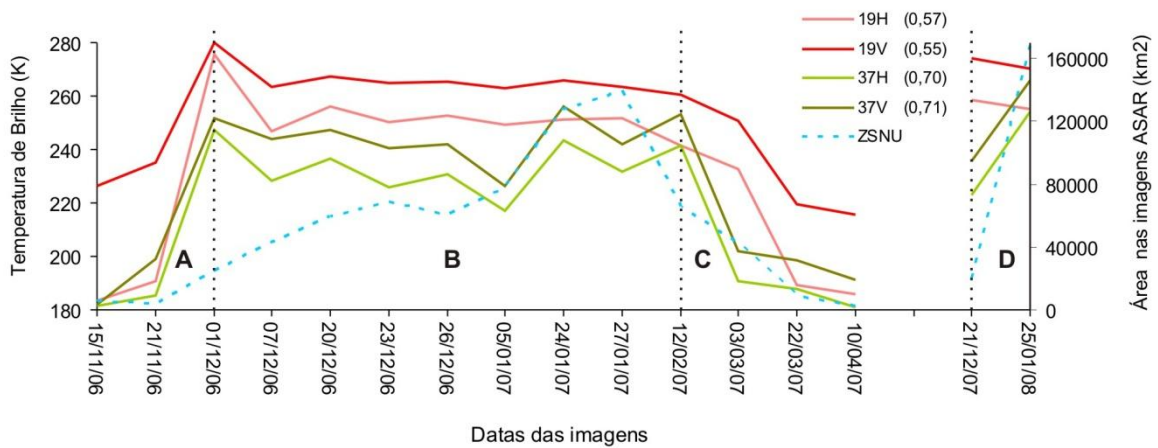


Figura 5.3 - Variação da área de ZSNU na PA e da  $T_b$  estimada dessa zona superficial nas quatro bandas espectrais SSM/I. Na legenda, está descrito o valor da correlação entre as  $T_b$  estimadas e a variação das áreas de ZSNU, quantificadas a partir das imagens ASAR classificadas (Fig. 4.3).

O componente puro rocha não apresentou um comportamento espectral característico nas bandas analisadas (Fig. 5.2c). O caráter aleatório das assinaturas estimadas pode estar relacionado com as variações significativas da  $T_b$  nas áreas de rochas, em períodos relativamente curtos, que ocorrem devido ao seu baixo calor específico. Outra explicação plausível é a extensão pouco expressiva de áreas de rochas na PA (Fig. 4.3) com relação à área de cada *pixel* SSM/I reamostrado (Fig. 4.5 – cerca de 628,4 km<sup>2</sup>). Assim, o único valor da  $T_b$  amostrado dessas áreas em cada banda SSM/I estaria associado a um baixo valor da imagem-fração rocha, sendo que as variações mais expressivas da  $T_b$  estariam sendo praticamente influenciadas pela dinâmica das ZSNG. Portanto, um aumento ou redução na área de rochas não estaria relacionado necessariamente com um aumento ou redução da  $T_b$  dessa mesma área, mas com as variações nas áreas das ZSNG vizinhas a essa. Além disso, outros fatores contribuíram para as variações da  $T_b$ , os quais podem estar relacionados com a presença de outros alvos cobrindo as áreas de rochas, como a neve em diferentes estágios de compactação, manto de regolito, solos, etc.

Como deveria ser utilizada somente uma assinatura espectral de cada componente puro na estimação da imagem-fração de ZSNU em toda a série temporal de imagens SSM/I e SMMR, e essas assinaturas apresentaram variações ao longo da série temporal analisada (Fig. 5.2), esta foi selecionada de acordo com os critérios estatísticos apresentados na seção 4.5.

Primeiramente, as assinaturas espectrais de cada componente puro e as imagens SSM/I de datas correspondentes foram usadas no MLME para a estimação da imagem-fração de cada componente. Com base nos valores de correlação obtidos entre as imagens-fração ASAR e estimadas pelo MLME (Fig. 5.4), foram selecionadas as assinaturas espectrais das datas que resultaram em uma maior correlação entre essas imagens-fração (24/01/2007 e 25/01/2008), além das assinaturas espectrais média e mediana, calculadas a partir das assinaturas espectrais estimadas da ZSNU mais similares (de 01/12/2006 a 03/03/2007, 21/12/2007 e 25/01/2008).

Na figura 5.4, estão representados graficamente os valores de correlação entre as imagens-fração estimadas a partir da curva espectral de cada data analisada (curva do dia) e as imagens-fração ASAR correspondentes, bem como a correlação dessas últimas com as imagens-fração estimadas a partir das curvas espectrais de 24/01/2007, 25/01/2008, média e mediana. Para a análise sazonal dos valores de correlação obtidos, foram calculadas estatísticas para os períodos da primavera de 2006 (A), verão de 2006-2007 (B), outono de 2007 (C) e verão de 2007-2008 (D), que estão descritas na tabela 5.3.

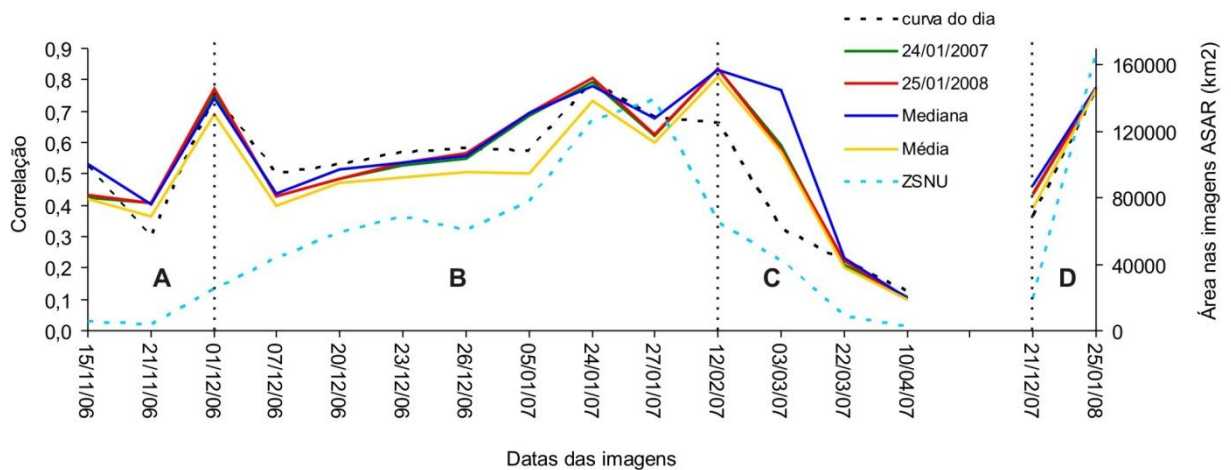


Figura 5.4 - Correlação entre as imagens-fração ASAR e as estimadas da ZSNU, resultantes do uso no MLME da curva espectral de cada data analisada (curva do dia) com as bandas SSM/I correspondentes. Uma assinatura espectral de cada componente foi selecionada para a estimação das imagens-fração, com base em dois critérios: assinaturas espectrais que produziram maior grau de correlação entre as imagens-fração da ZSNU (24/01/2007 e 25/01/2008); média e mediana das assinaturas espectrais da ZSNU com valores de  $T_b$  mais similares (01/12/2006 a 03/03/2007, 21/12/2007 e 25/01/2008). Para a análise dos resultados obtidos, foram plotadas neste gráfico as variações das áreas de ZSNU.

Tabela 5.3 - Média (M), desvio-padrão (DP) e mediana (MD) dos valores de correlação calculados para as imagens-fração estimadas da ZSNU, com base na curva espectral de cada data analisada (curva do dia), nas assinaturas espectrais de 24/01/2007 e 25/01/2008, média e mediana, para os períodos (P) da primavera de 2006 (A), verão de 2006-2007 (B), outono de 2007 (C) e verão de 2007-2008 (D).

P	Curva do dia			24/01/2007			25/01/2008			Mediana			Média		
	M	DP	MD	M	DP	MD	M	DP	MD	M	DP	MD	M	DP	MD
A	0,41	0,16	0,41	0,42	0,01	0,42	0,42	0,02	0,42	0,47	0,09	0,47	0,39	0,04	0,39
B	0,63	0,10	0,58	0,63	0,15	0,62	0,64	0,15	0,63	0,64	0,14	0,68	0,58	0,14	0,51
C	0,22	0,10	0,22	0,30	0,25	0,21	0,30	0,25	0,22	0,37	0,35	0,23	0,29	0,25	0,20
D	0,57	0,28	0,57	0,61	0,24	0,61	0,60	0,24	0,60	0,62	0,22	0,62	0,58	0,27	0,58

A melhor estimativa da ZSNU foi obtida com o uso da assinatura espectral mediana, seguido pelas de 24/01/2007, 25/01/2008 e pela assinatura média (Fig. 5.4 e Tab. 5.3). A média é um estimador tendencioso, influenciado pelos valores extremos de  $T_b$  das assinaturas espectrais que resultaram em valores de baixa correlação entre as imagens-fração da ZSNU.

Os valores do coeficiente de correlação entre as imagens-fração ASAR e estimadas da ZSNU de 01/12/2006 a 03/03/2007, 21/12/2007 e 25/01/2008, não apresentaram variações significativas com o uso das assinaturas espectrais mediana, de 24/01/2007 e 25/01/2008. Porém, nas imagens-fração da primavera de 2006 e outono de 2007 foi obtida uma correlação maior com o uso da assinatura espectral mediana (Fig. 5.4 e Tab. 5.3), motivo pelo qual esta foi selecionada dentre as demais para a estimação da ZSNU em toda a série temporal de imagens SMM/I e SMMR calibradas. As assinaturas espectrais medianas e o DAM dos três componentes puros estão representados graficamente na figura 5.2.

Com relação aos dois experimentos testados neste estudo (seções 5.2.1 e 5.2.2), concluiu-se que o uso combinado das quatro bandas SSM/I no MLME resultou na estimação de imagens-fração da ZSNU mais correlacionadas com as imagens-fração ASAR correspondentes do que por meio da regressão linear com o uso de uma banda espectral (Tab. 5.1).

### 5.2.3 Avaliação da precisão das imagens-fração da ZSNU estimadas pelo MLME

O coeficiente de correlação é um bom indicador do grau de associação entre as imagens-fração ASAR e estimadas pelo MLME. Porém, dados com alta correlação não correspondem necessariamente a dados similares. Por exemplo, uma imagem-fração estimada poderia ter o dobro dos valores da imagem-fração ASAR da ZSNU, e teríamos nesse caso uma correlação máxima entre essas imagens, apesar dos seus valores não serem similares. Assim, o grau de confiabilidade das imagens-fração estimadas da ZSNU, resultantes do uso das assinaturas espectrais medianas no MLME (Fig. 5.1), foi analisado a partir da precisão global da classificação dessas imagens, descrita na seção 4.5. Para tanto, as imagens-fração ASAR e estimadas da ZSNU foram fatiadas em 10 classes, cada uma com amplitude de 0,1 (*i.e.*, cada classe com até 10% da área do *pixel*). A precisão global dessas imagens-fração classificadas foi então calculada para a série temporal analisada. Essas imagens-fração também foram reclassificadas em classes com amplitude de 0,2. A precisão global das imagens-fração classificadas da ZSNU, está descrita na figura 5.5 e tabela 5.4.

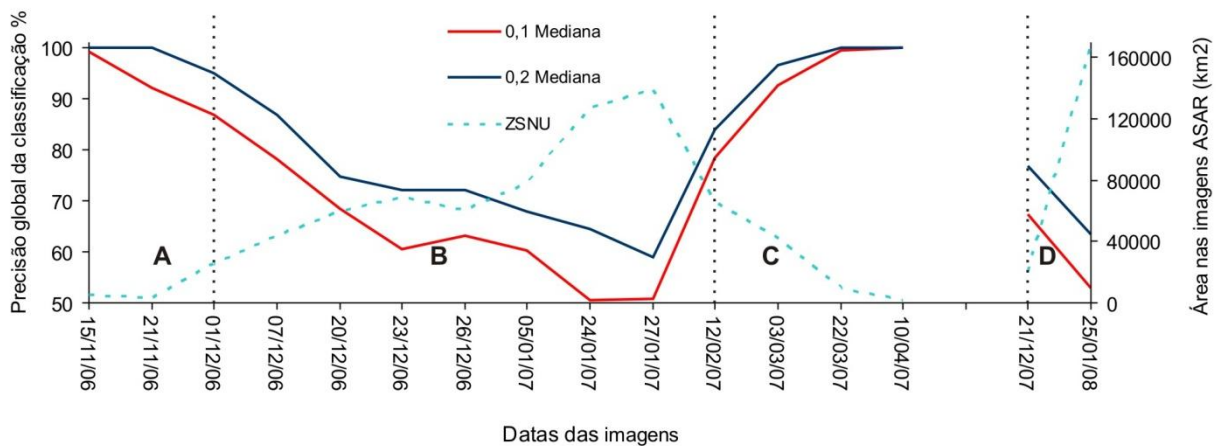


Figura 5.5 - Precisão global da classificação das imagens-fração estimadas da ZSNU, geradas a partir das assinaturas espectrais medianas (Fig. 5.2). Para o cálculo da precisão global, foram utilizadas imagens-fração reclassificadas com amplitudes de classe iguais a 0,1 e 0,2, tendo como referência as imagens-fração ASAR de datas correspondentes. Para a análise da variação sazonal da precisão global das imagens-fração estimadas da ZSNU, foram calculadas estatísticas dos resultados obtidos para a primavera de 2006 (A), verão de 2006-2007 (B), outono de 2007 (C) e verão de 2007-2008 (D), apresentadas na tabela 5.4. Para a análise dos resultados obtidos, foram plotadas neste gráfico as variações das áreas de ZSNU.

Tabela 5.4 - Média, desvio-padrão e mediana dos valores da precisão global da classificação das imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas dos componentes puros, reclassificadas com amplitudes de classe iguais a 0,1 e 0,2, relativas aos períodos da primavera de 2006, verão de 2006-2007, outono de 2007 e verão de 2007-2008.

Período	Classes com amplitude de 0,1			Classes com amplitude de 0,2		
	Média	Desvio-padrão	Mediana	Média	Desvio-padrão	Mediana
<b>Primavera de 2006</b>	95,6	5,0	95,6	100	0	100
<b>Verão 2006-2007</b>	66,4	12,7	63,1	75,1	11,5	72,2
<b>Outono 2007</b>	97,3	4,2	99,5	98,8	2,0	100
<b>Verão 2007-2008</b>	60,2	10,1	60,2	70,1	11	70,1

As imagens-fração estimadas da ZSNU da primavera de 2006 e outono de 2007 tiveram uma precisão global maior do que as estimadas dos verões de 2006/2007 e 2007/2008 (Fig. 5.5 e Tab. 5.4). Essa maior precisão está relacionada com a área pouco representativa da ZSNU nos *pixels* das imagens-fração da primavera e outono (Fig. 5.5 e Anexo C). Assim, os baixos valores das frações de ZSNU dos *pixels* foram reunidos em classes correspondentes, até mesmo nas imagens com amplitude de classe igual a 0,1. O aumento das áreas de ZSNU ao longo do verão foi acompanhado pelo aumento do número de classes das imagens-fração que não foram correspondentes com as classes referenciais, resultando assim na redução da precisão global das imagens-fração estimadas dessa estação do ano. A maior precisão global foi obtida para as imagens-fração com amplitude de classe igual a 0,2, que abrangeram maiores variações da ZSNU.

As imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas apresentaram uma verossimilhança média de 95,6% e 97,3% com as imagens-fração ASAR da primavera de 2006 e outono de 2007, respectivamente, para uma amplitude de classe igual a 0,1. Nas imagens-fração do verão de 2006-2007 e 2007-2008, a verossimilhança média foi de 66,4% e 60,2%, respectivamente. No caso das imagens-fração com amplitude de classe igual a 0,2, a verossimilhança entre as imagens-fração foi de 100% e 98,8% nas imagens da primavera e outono, e de 75,1% e 70,1% nas imagens de verão de 2006-2007 e 2007-2008, nessa ordem (Tab. 5.4). Portanto, o uso das assinaturas espectrais medianas no MLME produziu resultados muito precisos na estimação das imagens-fração de ZSNU de primavera e outono austrais, ao nível de precisão de amplitude de classe igual a 0,1, enquanto que nas imagens do verão austral, a precisão global de classificação em níveis aceitáveis (maior do que 70%) ocorreu somente a partir da amplitude de classe igual a 0,2.



Para avaliar a distribuição espacial das diferenças de valores entre as imagens-fração ASAR e as estimadas da ZSNU pelas assinaturas espectrais medianas, foram calculadas imagens-diferença (Anexo C), definidas na seção 4.5.

Imagens-máscara das regiões da PA analisadas, N-O, L-SE e SO (seção 4.5), foram criadas a partir dos arquivos vetoriais de seus limites e estas foram cruzadas com as imagens-diferença e imagens-erro, para o cálculo dos valores mínimo, máximo, média e desvio-padrão das diferenças entre as imagens-fração ASAR e estimadas da ZSNU (Fig. 5.6) e dos resíduos do MLME nessas regiões (Fig. 5.7), respectivamente.

As maiores diferenças de valores entre as imagens-fração ASAR e as estimadas da ZSNU foram observadas nas imagens do verão austral, enquanto que as menores, nas de primavera e outono, em todas as regiões da PA analisadas (Fig. 5.6). Nas imagens-fração da período de ablação também foi observada a menor precisão global da classificação (Fig. 5.5 e Tab. 5.4), sendo estes erros causados pelas mesmas razões descritas nesse experimento anterior.

Na estação de ablação, a região L-SE apresentou os maiores valores médios absolutos das imagens-diferença da ZSNU, seguido das regiões SO e N-O. A média e desvio-padrão dos valores absolutos das imagens-diferença do verão austral nessas regiões foram de  $0,25 \pm 0,17$ ,  $0,14 \pm 0,10$  e  $0,08 \pm 0,04$ , respectivamente. Na figura 5.6 pode-se observar que o aumento da fração estimada da ZSNU (5.6a e 5.6b) foi acompanhado pela maior diferença entre os valores das imagens-fração ASAR e estimadas (5.6c e 5.6d).

Com base nos resultados obtidos no experimento das imagens-diferença, conclui-se que a precisão da estimativa da ZSNU está relacionada com a extensão e grau de contigüidade das áreas dessa zona superficial: na região N-O da PA, onde esta é menor e mais esparsa, foi produzida uma estimativa mais precisa da mesma, enquanto que nas demais regiões, com maior extensão e contigüidade das áreas de ZSNU na estação de ablação, houve uma tendência de estimar valores maiores de ZSNU nas imagens-fração, pois nestas predominaram valores negativos nas imagens-diferença (Fig. 5.6 e Anexo C).



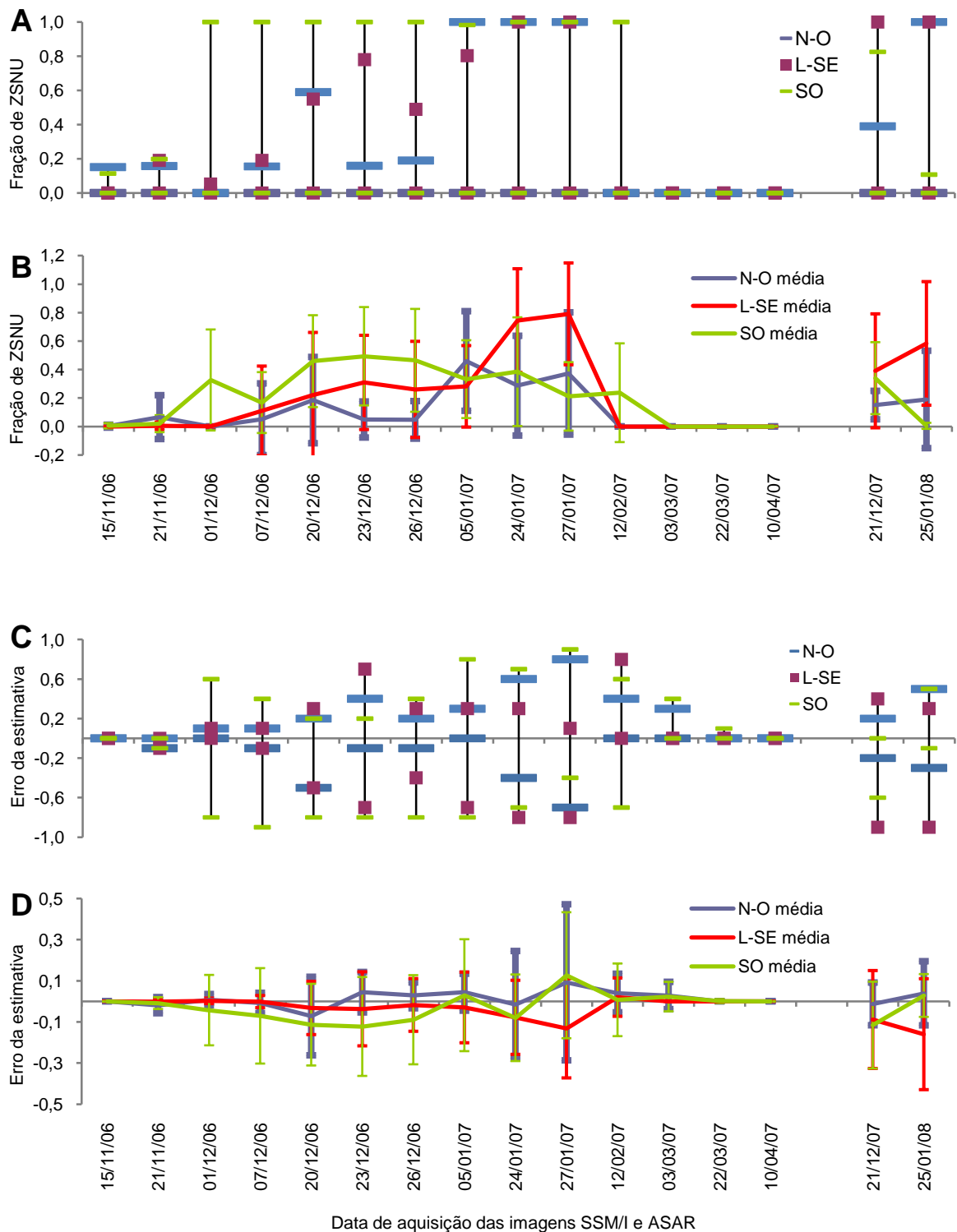


Figura 5.6 - Valores mínimo, máximo (A), médio e desvio-padrão (B) das imagens-fração da ZSNU estimadas pelo MLME, com o uso das assinaturas espectrais medianas dos componentes puros (Fig. 5.2), nas regiões N-O, L-SE e SO da PA. Nos gráficos C e D, estão descritos os valores mínimo, máximo, médio e desvio-padrão das imagens-diferença nessas regiões. As imagens-fração estimadas e as imagens-diferença de todas as datas analisadas neste estudo estão apresentadas no anexo C.

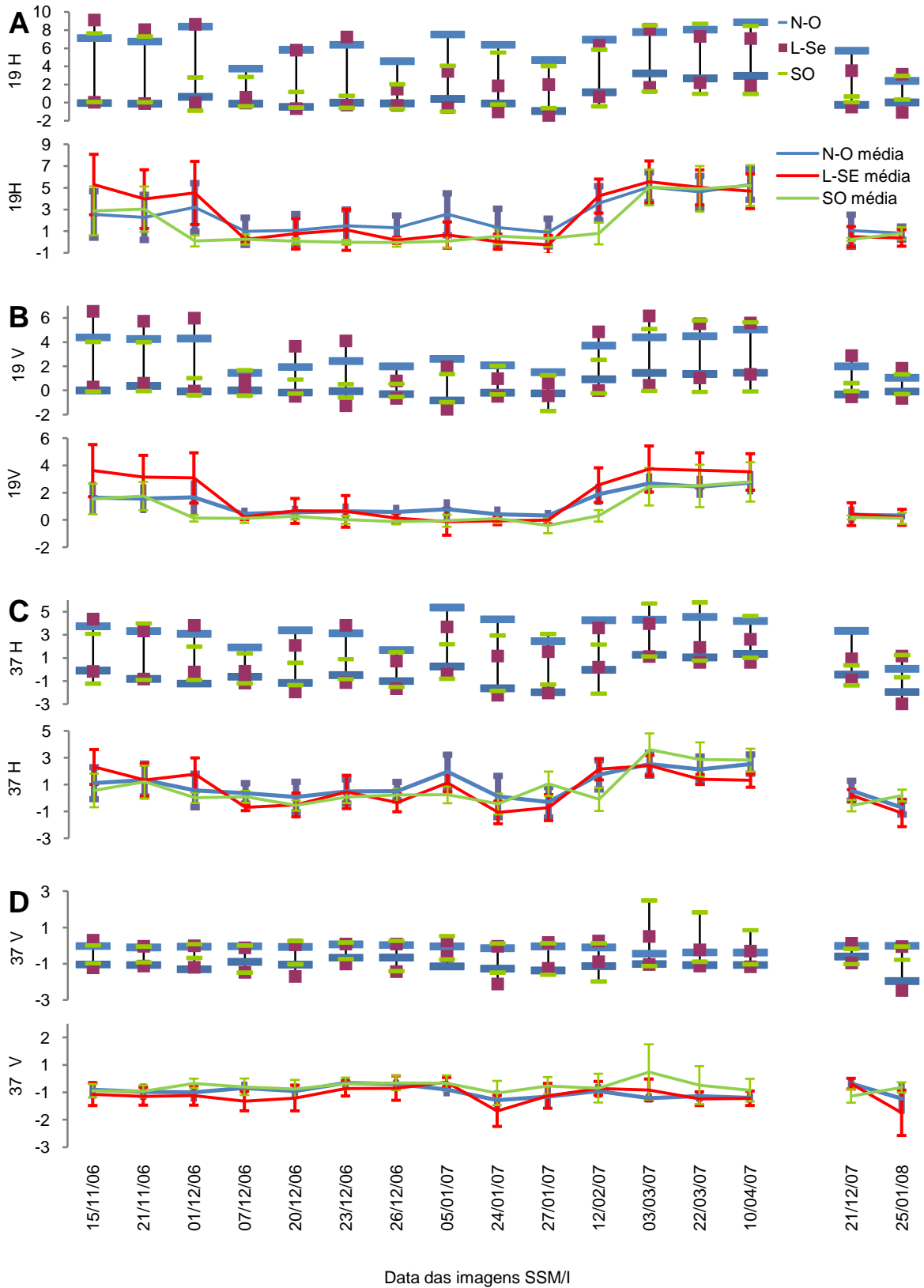


Figura 5.7 - Estatísticas dos resíduos da estimativa por mínimos quadrados dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, resultantes do uso das assinaturas espectrais medianas no MLME (Fig. 5.2), nas quatro bandas SSM/I e nas regiões N-O, L-SE e SO da Península Antártica. As imagens-erro de todas as datas analisadas neste estudo estão apresentadas no anexo C.

Nas imagens-erro da estimativa dos componentes puros em cada banda SSM/I analisada (Anexo C), os maiores valores absolutos ocorreram nas bandas de menor frequência (19 GHz) e com polarização horizontal (Fig. 5.7). Como afirmado anteriormente, bandas com essas características apresentam variações mais expressivas da  $T_b$ , pois são mais sensíveis para a detecção de áreas de derretimento. Os resíduos foram maiores nessas bandas, pois essas variações significativas de  $T_b$  provavelmente apresentaram menor correlação com as variações de áreas dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas na série temporal analisada do que com as bandas de maior frequência e polarização vertical. Esta maior correlação foi observada entre a variação das áreas de ZSNU e  $T_b$  estimada na série temporal analisada neste estudo (Fig. 5.3).

As imagens SSM/I de primavera e outono, caracterizadas por uma menor correlação entre as imagens-fração ASAR e estimadas da ZSNU (Fig. 5.4 e Tab. 5.3), apresentaram resíduos maiores do que as imagens de verão. Nestas últimas, os resíduos predominaram na região N-O, seguido da L-SE e SO, que pode estar relacionado com as variações altimétricas significativas das áreas recobertas pelos *pixels* SSM/I nesta região, que também resultaram em valores relativamente altos nas imagens-diferença calculadas. Nas imagens-erro de primavera e outono, os resíduos predominaram na região N-O, nas bandas de 19 GHz, e não ocorreu uma variação significativa dos mesmos nas bandas de 37 GHz (Fig. 5.7).

### **5.3 Estudo da variação espaço-temporal da ZSNU na PA (1978-2008)**

O estudo das variações espaço-temporais da ZSNU na PA foi baseado na análise espacial das imagens-fração estimadas dessa zona superficial, da série temporal 1978-2008 das imagens SMMR e SSM/I. Foram analisadas também as variações espaciais da ZSNU na PA nos verões austrais desse período.

#### **5.3.1 – Padrão espaço-temporal das áreas de derretimento superficial na PA**

Para a estimação das áreas de ZSNU na PA, foram utilizados dados continentais das imagens SMMR e SSM/I calibradas, extraídos da imagem-máscara de período correspondente (seção 4.3.1). Algumas características dessas imagens-máscara estão listadas na tabela 5.5 e seus limites estão representados no mapa da figura 5.9a.

Tabela 5.5 – Período, área total e localização das variações mais significativas na linha de costa das imagens-máscara da PA, utilizadas na extração dos dados continentais das imagens SMMR e SSM/I.

Período	Área (Km <sup>2</sup> )	Localização das variações significativas na linha de costa
09/1978 a 04/1991	561.748,91	Linha de costa referencial, mais antiga deste estudo
09/1991 a 04/1998	554.837,01	Plat. de gelo Príncipe Gustav, Wordie, Wilkins, George VI, Larsen A e B
09/1998 a 04/2000	554.208,66	Plataformas de gelo Wilkins, Larsen B e C
09/2000 a 04/2002	546.040,05	Plataformas de gelo Larsen B e C
09/2002 a 04/2008	545.411,70	Plataformas de gelo Wilkins, Larsen B e C

As imagens-fração estimadas foram usadas no cálculo das áreas totais médias da ZSNU no período 1978-2008 (Fig. 5.8). Os resultados obtidos foram agrupados segundo o ciclo sazonal das ZSNG, de 01 de setembro a 31 de abril, conforme seção 4.2. Foram também calculadas as áreas totais médias da ZSNU no período 1978-2004 (Fig. 6.1), com o objetivo de comparar os resultados obtidos neste estudo com os de Liu, Wang e Jezek (2006b), que consiste no estudo mais avançado e completo das áreas de derretimento de neve superficial do continente antártico até o presente momento.

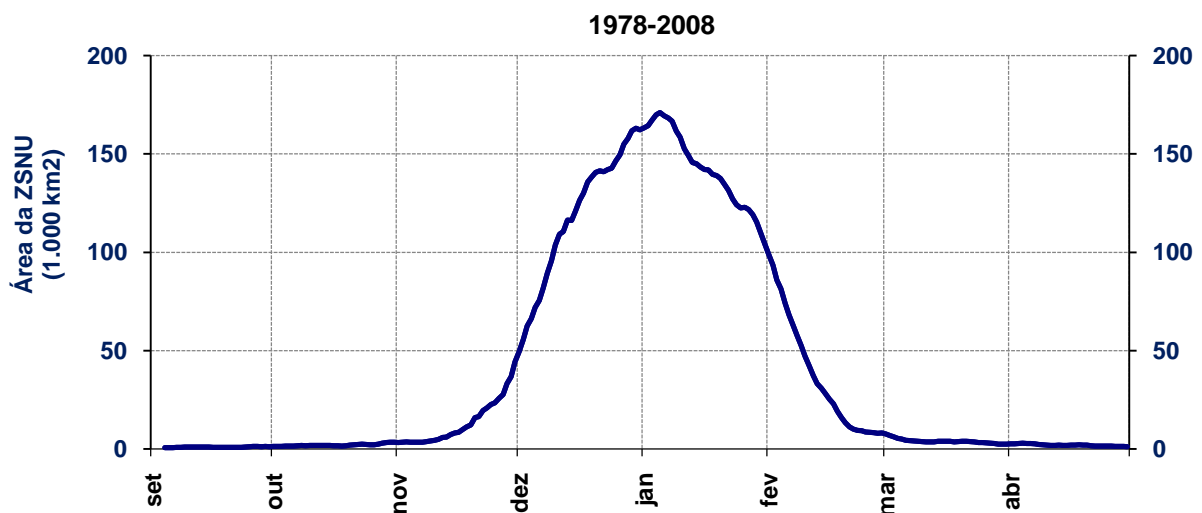


Figura 5.8 – Área total média da ZSNU na PA, de setembro a abril (1978-2008), calculada a partir das imagens-fração estimadas dessa zona superficial.

O período médio de derretimento na PA começou no final de outubro e terminou no final de março (Fig.5.8). As áreas totais médias da ZSNU foram maiores em dezembro e janeiro, que tendem a apresentar uma maior frequência de dias com temperaturas positivas do ar superficial do que os outros meses do ano, responsáveis pelo maior derretimento do pacote de neve superficial. A maior área total média da ZSNU ocorreu no dia 7 de janeiro, com um valor de 172.236,69 km<sup>2</sup>, que representou cerca de 31,6% da extensão da PA, com relação a sua linha de costa do período 2002-2008 (Tab. 5.5).

Para o estudo da variação espaço-temporal da ZSNU na PA, foram calculadas as seguintes estatísticas das imagens-fração: média, desvio-padrão, mediana e soma dos valores de fração da ZSNU, classes de fração com menor e maior frequência e variação da ZSNU, além do cálculo do percentual de *pixels* das imagens-fração com valor maior do que 0,8 (Fig 5.9). Essas estatísticas foram calculadas somente com o uso das imagens-fração do verão austral, para eliminar a influência dos baixos valores de fração de ZSNU que ocorrem nas imagens dos demais meses analisados e assim destacar os eventos mais significativos do derretimento de neve superficial na PA.

Além das estatísticas espaciais de 1978-2008, foram calculadas estatísticas das imagens-fração de cada verão austral desse período (Anexo E), possibilitando assim a análise da variação interanual dessa zona superficial na PA (seção 5.3.2).

As imagens-fração médias não foram usadas no cálculo das áreas totais da ZSNU, pois os valores extremos dessas imagens no início e final da estação de ablação teriam maior influência sobre os valores médios calculados do que as imagens medianas, que representam com uma maior aproximação a real magnitude e frequência de eventos de derretimento ocorridos ao longo de cada ciclo sazonal das ZSNG na PA. Na figura 5.9, pode-se observar que a imagem média (5.9b) apresentou valores de fração da ZSNU menores do que a imagem mediana (5.9d), que foi uma medida de tendência central mais representativa da área total da fração dessa zona superficial no período de ablação.

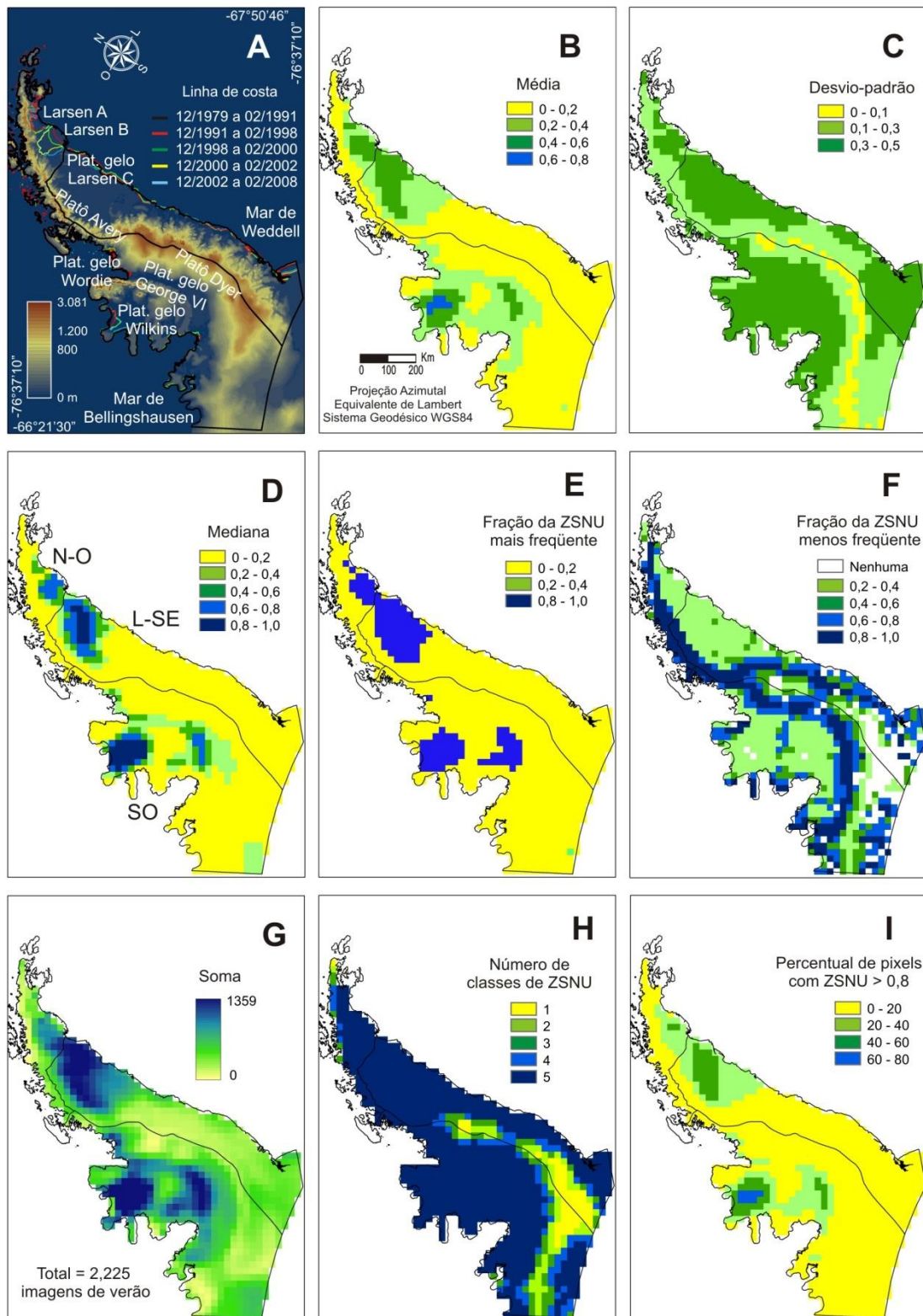


Figura 5.9 - Linhas de costa usadas na análise dos dados continentais da PA (A) e estatísticas calculadas para as imagens-fração da ZSNU dos verões austrais do período 1978-2008: média (B), desvio-padrão (C), mediana (D), classes de fração da ZSNU mais e menos frequentes (E e F), soma dos valores de fração (G), grau de variabilidade das classes de fração (H) e percentual de *pixels* com fração de ZSNU maior do que 0,8 no verão austral (I).

As áreas de ZSNU geralmente se expandem da linha de costa para o interior, das baixas para as altas latitudes e das áreas de menor para maior elevação, e contraem-se na direção oposta, principalmente porque a temperatura do ar superficial aumenta e diminui de acordo com esse padrão, na medida em que o verão progride (LIU; WANG; JEZEK, 2006b). Portanto, a extensão das áreas de ZSNU apresenta uma relação inversa com o aumento da latitude, altitude e continentalidade, que contribuem para a redução das temperaturas do ar superficial. Essas temperaturas podem se tornar insuficientes para o derretimento no pacote de neve em algumas regiões da PA, como as áreas elevadas dos platôs Detroit, Bruce, Avery e Dyer (Fig. 1.3). Nesses platôs, ocorreram valores baixos da fração de ZSNU nas imagens calculadas de média (Fig. 5.9b), mediana (Fig. 5.9d), soma (Fig. 5.9g) e do percentual de *pixels* com valor maior do que 0,8 (Fig. 5.9i), durante os verões austrais do período 1978-2008. A classe de fração predominante da ZSNU foi de 0-0,2 (Fig. 5.9e), sendo que no platô Dyer, onde estão localizadas as áreas mais meridionais, elevadas e continentais da PA, essa foi a única classe detectada em toda a série temporal de imagens-fração estimadas (Fig. 5.9h). Nas áreas elevadas dos platôs Detroit, Bruce e Avery, também caracterizadas por ZSNS, seria esperado que ocorresse somente essa classe de fração, como nas imagens ASAR classificadas deste estudo (Fig. 4.3). Todavia, isto não foi observado na imagem do grau de variabilidade das classes de fração da ZSNU (Fig. 5.9h), pois os *pixels* das imagens-fração abrangeram áreas de cumeada, escarpa e sopé desses platôs e, em alguns casos, até mesmo áreas de geleiras de descarga e plataforma de gelo. Nessas áreas mais rebaixadas, as classes de fração apresentaram maior variabilidade, contribuindo assim para a ausência de *pixels* com apenas uma classe de fração de ZSNU nesses platôs.

No período 1978-2008, as áreas com maior derretimento de neve ocorreram nas plataformas de gelo Larsen, Wilkins, George VI (região sudeste) e Wordie, conforme dados das imagens de média (Fig. 5.9b), mediana (Fig. 5.9d), fração mais frequente (Fig. 5.9e), soma (Fig. 5.9g) e do percentual de *pixels* com ZSNU maior do que 0,8 (Fig. 5.9i). As plataformas de gelo apresentaram alta variabilidade das classes de fração da ZSNU (Fig. 5.9h), que pode ser explicada como uma resposta à grande variabilidade sazonal e interanual da temperatura do ar superficial da PA (SKVARKA; DE ANGELIS, 2003), influenciada pela atuação de massas de ar continentais e marítimas de diferentes características (tipo, intensidade, duração e extensão).

### 5.3.2 – Variações interanuais da ZSNU na PA (1978-2008)

Para o estudo das variações interanuais da ZSNU na PA, foram calculadas as áreas totais e relativas das imagens-fração de setembro a abril de 1978-2008 (Anexo D) e as imagens de estatísticas de cada verão austral desse período (Anexo E), descritas na seção 5.3.1. As áreas relativas de ZSNU consistem no valor percentual dessa zona superficial com relação à área continental imageada pelos sensores SMMR ou SSM/I. Somente foram utilizadas imagens com recobrimento superior a 90% da PA na quantificação das áreas totais da ZSNU.

As imagens-fração medianas da ZSNU dos verões austrais do período 1978-2008 (Anexo E - Fig. E1) foram usadas no cálculo das áreas totais da ZSNU (Fig. 5.10). Na tabela 5.6 estão listados os cinco verões austrais com maior e menor extensão da ZSNU na PA no período 1978-2008.

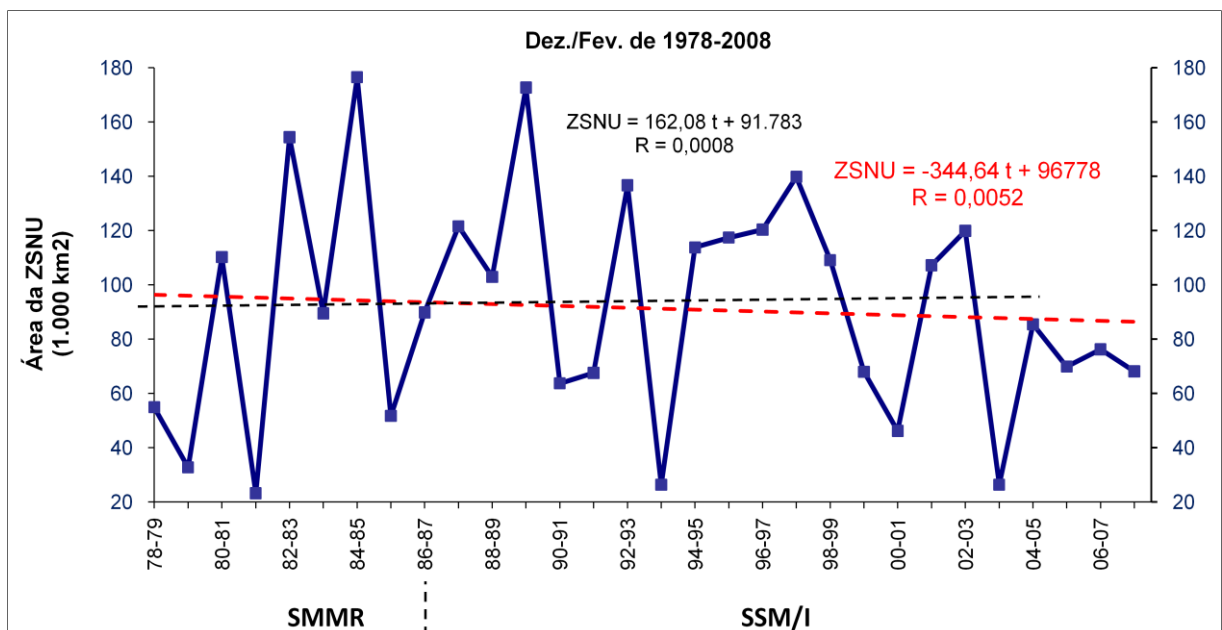


Figura 5.10 – Variação da área total mediana da ZSNU na PA nos verões austrais do período 1978-2008. Sua tendência linear em 1978-2004 está representada por uma linha tracejada preta, e a de 1978-2008, por uma vermelha. As equações e coeficientes de correlação (R) de cada linha de tendência estão descritas acima do gráfico, com cores correspondentes a essas linhas.



Tabela 5.6 – Áreas totais e relativas da ZSNU na PA dos cinco verões austrais com maior e menor derretimento de neve superficial quantificados neste estudo (Fig. 5.10).

Verão com maior ZSNU	Área total (km <sup>2</sup> )	Área relativa (%)	Verão com menor ZSNU	Área total (km <sup>2</sup> )	Área relativa (%)
1984-1985	176.507,289	31,42	2000-2001	46.213,273	8,46
1989-1990	172.681,867	30,74	1979-1980	32.793,130	5,84
1982-1983	154.418,116	27,49	2003-2004	23.410,745	4,84
1997-1998	139.837,150	25,20	1993-1994	26.392,208	4,76
1992-1993	136.716,113	24,64	1981-1982	23.244,341	4,14

Nos verões austrais de 1984-1985 e 1989-1990, as áreas totais de ZSNU foram maiores do que 170.000 km<sup>2</sup>, ou seja, cerca de 30% da PA (Fig. 5.10 e Tab. 5.6). As áreas de derretimento concentraram-se nas plataformas de gelo Larsen, Wordie, Wilkins e George VI (Anexo E – Fig. E1-7 e E1-12). Nessas plataformas de gelo, predominou a classe de fração de ZSNU 0,8-1,0 (Fig. E2-7 e E2-12), com alto valor percentual nesses verões (Fig. E4-7 e E4-12). Uma maior variabilidade das classes de fração ocorreu no verão 1989-1990 com relação ao de 1984-1985 (Fig. E3-7 e E3-12). A alta frequência de classes de fração 0-0,8 no verão 1989-1990 (Fig. E4-12) contribuiu para a desintegração de parte das plataformas de gelo Wordie, Wilkins e George VI, ocorrida no final da década de 1980 e início dos anos 90 (DOAKE; VAUGHAN, 1991; LUCCHITTA; ROSANOVA, 1998). O número de dias de derretimento é um importante parâmetro relacionado com o aumento ou redução das áreas de geleiras (TURNER *et al.* 2009).

No verão 1992-1993, foi estimada uma área significativa de ZSNU na PA (Fig. D1-15 e E1-15), de aproximadamente 136.716 km<sup>2</sup> (Tab. 5.6). Liu, Wang e Jezek (2006b) consideraram esse verão como o de maior derretimento de neve na PA no período 1978-2004 (Fig. 6.2). Na imagem de *pixels* com fração de ZSNU maior do que 0,8 nesse verão, ocorreram altos valores percentuais concentrados nas plataformas de gelo Larsen e Wilkins (Fig. E4-15). A magnitude e distribuição desses valores nas plataformas de gelo Larsen foram as mais expressivas da série temporal de imagens dessa estatística (Fig. E4), sendo somente superadas pelos valores da imagem do verão 1997-1998 (Fig. E4-20).

As áreas totais da ZSNU foram pouco representativas no verão 1993-1994 (Fig. D1-16), abrangendo menos do que 5% da área total da PA (Tab. 5.6). Liu, Wang e Jezek (2006b) caracterizaram esse verão como um período de derretimento superficial pouco significativo na PA (Fig. 6.2). A temperatura média do ar superficial no verão (TMAV) foi

relativamente baixa na região nordeste da PA em 1993-1994, de aproximadamente  $-2,3^{\circ}\text{C}$  (ARIGONY-NETO, 2006), que contribuiu para a ocorrência de áreas de derretimento pouco expressivas nessa região (Fig. E1-16). A TMAV é um parâmetro meteorológico importante no estudo da dinâmica glacial de geleiras, pois está relacionado com o seu derretimento superficial e com o aumento da água de degelo (SKVARKA; DE ANGELIS, 2003).

Nos verões de 1994-1995 a 1998-1999, a área total mediana da ZSNU foi de aproximadamente  $117.420 \text{ km}^2$ , atingindo seu auge em 1997-1998, com cerca de  $139.837 \text{ km}^2$  (Tab. 5.6). O verão de 1994-1995 foi marcado pela fragmentação e desintegração de áreas significativas das plataformas de gelo Príncipe Gustav e Larsen A (ROTT; SKVARCA; NAGLER, 1996). Esse verão apresentou uma TMAV relativamente alta na região nordeste da PA, de aproximadamente  $1,5^{\circ}\text{C}$  (ARIGONY-NETO, 2006). Em geral, essa região caracteriza-se pela mais alta ocorrência de temperaturas positivas do ar superficial ao longo do ano (VAUGHAN, 2006) e duração dos períodos de derretimento na PA (TORINESI; FILLY; GENTHON, 2003). Os eventos de derretimento nas plataformas de gelo Larsen e Wilkins tiveram alta intensidade (Fig. E1-17 a E1-21) e frequência (Fig. E2-17 a E2-21; Fig. E4-17 a E4-21) durante os verões do período 1994-1999. Uma desintegração similar às plataformas de gelo Larsen A e B ocorreu na Wilkins, no verão 1997-1998 (SCAMBOS *et al.*, 2000), mas a maior parte das massas de gelo permaneceu até o verão de 2007-2008, quando então ocorreu uma perda de  $1.400 \text{ km}^2$  dessa plataforma de gelo (BRAUN; HUMBERT; MOLL, 2009). O evento de desintegração da região oeste da plataforma de gelo Wilkins no verão 1997-1998 ocorreu no período em que foram observadas uma alta intensidade da ZSNU (Fig. E1-20) e frequência da classe de fração 0,8-1,0 (Fig. E3-20 e E4-20), com valores percentuais maiores do que nos outros verões do período 1994-1999 (Fig. E4-17 a E4-21).

O verão 1999-2000 caracterizou-se pela redução considerável das áreas de ZSNU na PA com relação ao período 1994-1999 (FIG. 5.10, D1-22 e E1-22). Isto também foi observado em estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b), conforme dados da figura 6.2. No verão 2000-2001, as áreas totais de ZSNU foram ainda menores (FIG. 5.10, D1-23 e E1-23), chegando a representar apenas 8,5% da PA (Tab. 5.6). Na região nordeste dessa península, a TMAV foi de  $-2,8^{\circ}\text{C}$  (ARIGONY-NETO, 2006), que contribuiu, dentre outros fatores, para a baixa intensidade, extensão (Fig. E1-23) e frequência (Fig. E2-23 e E4-23) das áreas de derretimento superficial nessa região.

No verão 2001-2002, ocorreu um grande aumento na intensidade (Fig. E1-24) e frequência (Fig. E2-24 e E4-24) das áreas de ZSNU nas plataformas de gelo da PA. Van den Broeke (2005) constatou essa alta intensidade do derretimento superficial na plataforma de gelo

Larsen B, relacionando-a com o colapso de parte de suas áreas. Scambos *et al.* (2000) sugerem que a desintegração de parte da plataforma de gelo Larsen B está relacionada com lagoas e fendas alimentadas pelo derretimento de neve, que intensificaram o processo de fraturamento do gelo. No verão 2002-2003, o derretimento no pacote de neve superficial persistiu nas áreas remanescentes das plataformas de gelo da PA (Fig. E1-25, E2-25 e E4-25). A área total mediana da ZSNU nesse verão aumentou aproximadamente 12.690 km<sup>2</sup> com relação ao verão anterior (Fig. 5.10).

O derretimento de neve mais persistente nas plataformas de gelo está relacionado com a baixa altitude e alta intensidade da radiação solar em baixas latitudes da PA. A redução dramática de áreas das plataformas de gelo da região leste da PA foi consequência da tendência de rápido aquecimento no verão e outono nessa região (0,41°C por década de 1946 a 2006, de acordo com dados da estação Esperanza), provocada principalmente pelo aumento da intensidade e frequência dos ventos de oeste, que transportam massas de ar quente e úmido do oceano austral para essa região (TURNER *et al.*, 2009).

Frações de ZSNU 0,8-1,0 pouco representativas (Fig. E1-26) e frequentes (Fig. E2-26 e E4-26) ocorreram no verão 2003-2004, até mesmo nas plataformas de gelo Larsen, com exceção da região oeste da plataforma de gelo Wilkins (Fig. E1-26). Liu, Wang e Jezek (2006b) também constataram a redução da área total da ZSNU e do índice de derretimento na PA nesse verão com relação ao de 2002-2003 (Fig. 6.2).

A intensidade (Fig. E1-27) e frequência (Fig. E2-27 e E4-27) das áreas de derretimento nas plataformas de gelo Larsen C e Wilkins tiveram um aumento no verão de 2004-2005 com relação ao verão anterior. A área total mediana da ZSNU apresentou uma tendência de redução no período 2004-2008 (Fig. 5.10), mas pode-se notar que nas plataformas de gelo Larsen C e Wilkins (região oeste) esta teve alta intensidade (Fig. E1-28 a 30), com uma frequência de 20 a 60% da classe de fração 0-0,8. Na região oeste da plataforma de gelo Wilkins, essa frequência foi maior, entre 40 e 80% (Fig. E4-28 a 30). No verão 2007-2008, colapsaram grandes áreas da plataforma de gelo Wilkins, cujo processo está relacionado com o deslizamento basal e com a maior extensão e duração das áreas de ZSNU nessa região (BRAUN; HUMBERT; MOLL, 2009; HUMBERT *et al.*, 2010).

## 6 DISCUSSÃO

---

### 6.1 Introdução

Os resultados obtidos no estudo da variação espaço-temporal da ZSNU na PA (seção 5.3) foram comparados com os de Liu, Wang e Jezek (2006b). Além disso, foram discutidas as limitações e vantagens do método aplicado na estimação da ZSNU em imagens SMMR e SSM/I proposto nesta tese e no estudo desses autores, bem como os impactos do derretimento de neve superficial nos sistemas glaciais da PA e no aumento do nível médio dos mares.

### 6.2 Áreas da ZSNU quantificadas neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b)

As áreas totais médias da ZSNU na PA quantificadas neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b), relativas aos meses de setembro a abril, do período 1978-2004, estão representadas graficamente na figura 6.1.

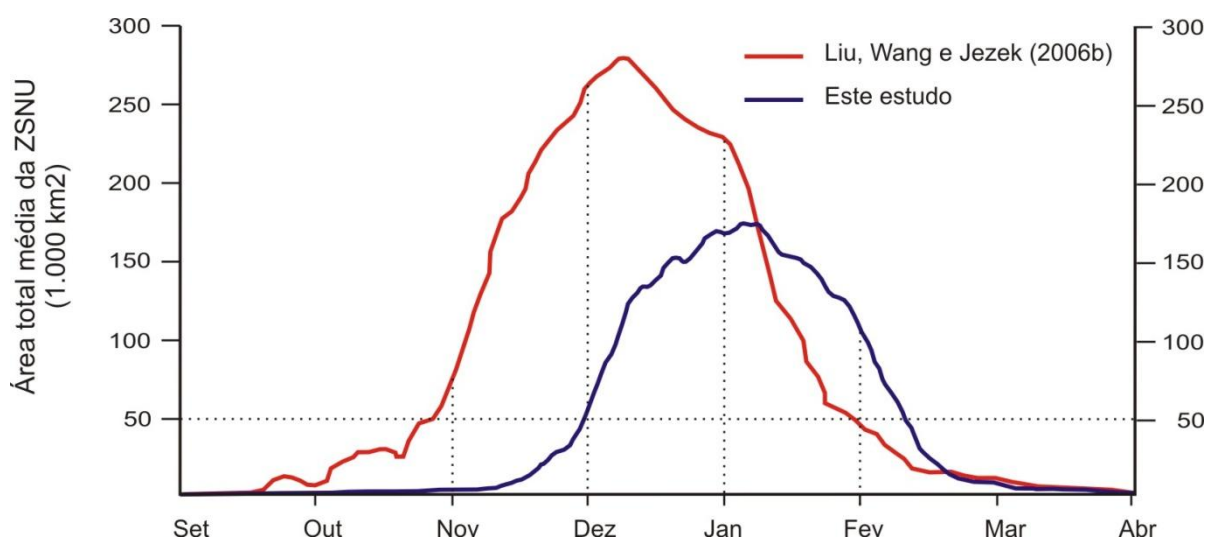


Figura 6.1 – Áreas totais médias da ZSNU na PA nos meses de setembro a abril, do período 1978-2008, calculadas neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b).

A PA é a região do continente antártico com maior intensidade e duração do derretimento de neve. Essa península é a primeira a mostrar áreas de derretimento e a última a recongelar na Antártica. A duração mediana do derretimento foi relativamente alta no período 1978-2004, de  $59,6 \pm 5,4$  dias (LIU: WANG; JEZEK, 2006b). A variação da área total média da ZSNU nesse período (Fig. 6.1) aproxima-se de uma distribuição normal (pelo teorema do limite central), em ambos os estudos, com a diferença da amplitude, média e desvio-padrão dessas distribuições.

As áreas totais médias da ZSNU na PA quantificadas neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b) foram pouco representativas em setembro, outubro e março, que são meses caracterizados pela maior frequência de dias com temperaturas negativas do ar superficial do que os de novembro a fevereiro. Nesses últimos meses foram observadas diferenças mais significativas entre as áreas totais médias quantificadas nos dois estudos (Fig. 6.1). Liu, Wang e Jezek (2006b) observaram que área total média da ZSNU somente foi maior do que  $50.000 \text{ km}^2$  (*i.e.*, cerca de 9% da área da PA) a partir do final de outubro, atingindo seu auge na segunda semana de dezembro, e decrescendo a partir desse período, voltando a ser menor do que essa área no início de fevereiro. Neste estudo, essa área total média somente foi superada a partir do início de dezembro, atingindo seu auge ( $177.274,49 \text{ km}^2$ ) no dia 7 de janeiro, e voltando a ser menor do que esse valor na metade de fevereiro.

As variações interanuais da área total da ZSNU na PA durante o período 1978-2004 também foram diferentes nos dois estudos analisados (Fig. 5.10 e 6.2). Essas diferenças podem ser explicadas pelo método utilizado na quantificação das áreas totais da ZSNU. Liu, Wang e Jezek (2006b) calcularam as áreas totais de cada ciclo sazonal da ZSNU na PA a partir da soma das áreas de todos os *pixels* que apresentassem pelo menos um dia de derretimento ao longo do ano. Assim, no momento que fosse detectado um evento de derretimento de neve pela transição abrupta de valores de  $T_b$  na série temporal analisada (seção 3.3.4), a área do *pixel* das imagens SMMR ou SSM/I era somada a dos demais *pixels* que satisfizessem essa condição. Neste estudo, essa área foi calculada a partir do produto da área total da PA pela soma dos valores das frações medianas da ZSNU das imagens do verão austral.

No estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b), toda a grande área recoberta por cada *pixel* das imagens SMMR ou SSM/I (cerca de  $628,4 \text{ km}^2$ ) foi considerada como de ZSNU, desde a primeira até a última transição abrupta de  $T_b$ , em uma única banda analisada desses sensores, enquanto que neste estudo a área da ZSNU foi estimada em nível subpixel (*i.e.*, valores de fração dessa zona superficial em um *pixel*), a partir do uso de quatro bandas dessas imagens e das curvas espectrais medianas dos componentes puros no MLME (Fig. 5.2).

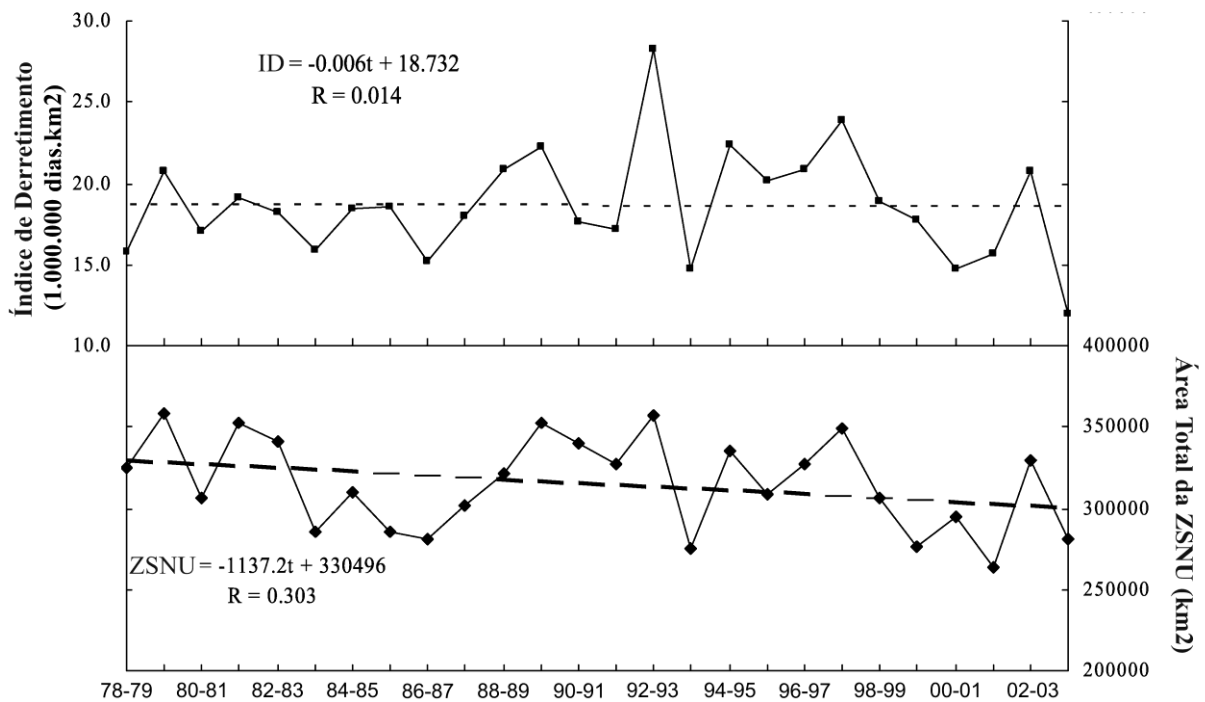


Figura 6.2 – Variabilidade interanual da área total da ZSNU e do índice de derretimento (ID) na PA, com linhas de tendência linear, equações correspondentes e coeficiente de correlação (R), calculados em estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b).

Como os dados SMMR foram obtidos em dias alternados, os valores de  $T_b$  inexistentes foram interpolados linearmente por Liu, Wang e Jezek (2006b), com o uso das imagens de dias adjacentes. Nesse estudo, valores de  $T_b$  iguais a zero ou incoerentes foram substituídos pelos valores interpolados, formando assim uma série temporal contínua de dados para cada ciclo sazonal da ZSNU, de 1978 a 2004, com exceção para 1986-1987, quando não foram obtidas imagens pelo sensor SMMR em 28 dias do mês de dezembro (seção 2.4). Na presente tese, os valores de  $T_b$  não foram interpolados, sendo utilizados os *pixels* das imagens calibradas de quatro bandas, somente com valores de  $T_b$  maiores do que 150 K, considerados coerentes. Além das imagens de verão obtidas em dias alternados, muitas das imagens do sensor SMMR não apresentaram total recobrimento sobre a PA. No caso deste estudo, somente foram utilizadas imagens com recobrimento superior a 90% da área da PA (seção 5.3.2), para não reduzir consideravelmente a quantidade de imagens do sensor SMMR, que foram quase a metade da quantidade de imagens do sensor SSM/I dos verões austrais analisados (Anexo E). A localização das áreas não imageadas também é um fator importante a ser considerado, pois se estas ocorrem, por exemplo, nas áreas de plataformas de gelo da PA, onde se concentram as maiores áreas de ZSNU (Fig. 5.9), as áreas totais dessa zona superficial seriam subestimadas,

ao passo que em outras regiões essas áreas quantificadas seriam muito próximas do valor estimado, caso fosse recoberta toda a PA.

Outra explicação plausível para a diferença entre as estimativas da área total da ZSNU foi o uso de diferentes linhas de costa na extração dos dados continentais da PA das imagens SMMR e SSM/I nos estudos analisados. Liu, Wang e Jezek (2006b) utilizaram somente uma linha de costa para extrair esses dados continentais, derivada do mosaico RADARSAT 1 de 1997 (LIU; JEZEK, 2004). Neste estudo, foram utilizadas cinco diferentes imagens-máscara das áreas continentais, obtidas do ADD (SCAR, 2000), definidas segundo as variações mais significativas da linha de costa da PA, com relação à resolução espacial das imagens SMMR e SSM/I (Tab. 5.5 e Fig. 5.9a). Como a linha de costa da PA regrediu no período 1978-1997, principalmente nas plataformas de gelo, que apresentaram alta intensidade e frequência de áreas de ZSNU no verão austral (Fig. 5.9), este também foi outro fator que contribuiu para as diferenças entre as áreas totais de ZSNU quantificadas nestes estudos. Após o ano de 1997, outras três variações significativas da linha de costa foram consideradas na quantificação da área total da ZSNU deste estudo (Tab. 5.5), que também contribuíram para as diferenças de resultados com relação às áreas quantificadas por Liu, Wang e Jezek (2006b).

Para a comparação das áreas totais da ZSNU nos verões austrais do período 1978-2004, quantificadas neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b), foram calculadas a área total mediana, o DAM, o coeficiente de variação, a tendência linear e a variação anual da área de ZSNU na PA durante esse período (Tab. 6.1). Essas estatísticas também foram calculadas para o período 1978-2008 (Fig. 5.10).

Tabela 6.1 - Área total mediana, DAM e coeficiente de variação da ZSNU na PA nos verões austrais do período 1978-2004, estimados neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b), e do período 1978-2008, analisado neste estudo.

Estatística	Liu, Wang e Jezek (2006b)	Períodos analisados neste estudo	
		1978-2004	1978-2008
Área total mediana da ZSNU (km <sup>2</sup> )	315.625	105.098,9	89.690
Desvio absoluto da mediana	24.688	30.457,3	26.842
Coeficiente de variação	0,0782	0,2898	0,2993
Tendência linear da ZSNU	-1.137,2 t + 330.496	162,08 t + 91.783	-344,64 t + 96.778
Coeficiente de correlação	0,303	0,0008	0,0052
Variação anual área de ZSNU (km <sup>2</sup> )	- 1.091,712	155,597	-330,854

A área total mediana da ZSNU quantificada por Liu, Wang e Jezek (2006b) foi de 315.625 km<sup>2</sup> e neste estudo, igual a 105.098,9 km<sup>2</sup>, ou seja, cerca de 33,3% da área total estimada por esses autores. Estes observaram que a área total da ZSNU na PA decresceu anualmente cerca de 1.091,7 km<sup>2</sup>, enquanto que neste estudo ocorreu um aumento anual pouco significativo, de apenas 155,6 km<sup>2</sup>. Uma tendência positiva na duração do derretimento em plataformas de gelo da PA durante o período 1978-1991 foi observada por Ridley (1993), com um nível de confiança de 85%, por meio da análise de imagens SMMR e SSM/I.

No período 1978-2008, os dados deste estudo indicaram uma tendência de redução anual de 330,8 km<sup>2</sup> na área total da ZSNU. Na interpretação dessas tendências anuais, alguns cuidados devem ser tomados, pois as linhas de tendência não foram estatisticamente significantes, como indicado pelos baixos valores de R calculados (Tab. 6.1).

A tendência interanual negativa da área total da ZSNU na PA também foi observada por Zwally e Fiegles (1994), em dados SMMR de nove anos, e por Torinesi, Filly e Genthon (2003), em dados SMMR e SSM/I de dezoito anos. Comiso (2000) verificou essa tendência interanual negativa no período 1979-1998, pela análise de dados termais de satélites e de medidas de temperatura do ar superficial *in situ*.

As variações sazonais das áreas totais estimadas da ZSNU neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b) foram mais similares na série temporal de dados de 1990-2004. Isto pode se explicado pela maior disponibilidade de imagens SSM/I nesse período com relação às imagens SMMR (Anexo E). Assim, foi observada uma maior aproximação entre as áreas totais quantificadas nestes estudos e nas suas variações ao longo desse período. O comportamento das variações da ZSNU em 1990-2004 deste estudo foi mais similar com o dos índices de derretimento do que com o das áreas totais quantificados por Liu, Wang e Jezek (2006b), como pode ser observado nas figuras 5.10 e 6.2, respectivamente.

O conceito de índice de derretimento (ID) foi introduzido por Zwally e Fiegles (1994) e usado para mensurar a quantidade total de derretimento, sendo definido por:

$$ID = \sum_{i=1}^N A * dd_i \quad (6.1)$$

onde:

ID = índice de derretimento;

A = Área total de recobrimento no terreno de um *pixel* i;

N = Número total de *pixels* do ano analisado;

dd = Duração do derretimento (dias) em um ano.



Como no ID (medido em dias\*km<sup>2</sup>) são consideradas a extensão e duração da ZSNU (Equação 6.1), este forneceu uma estimativa mais completa da quantidade de derretimento de uma região do que a área total da ZSNU. Além disso, os valores de ID tendem a apresentar uma correlação maior com os dados de TMAV do que as áreas totais da ZSNU, sendo, portanto, melhores indicadores de suas variações. De acordo com Liu, Wang e Jezek (2006b), a maior correlação entre os valores de ID (Fig. 6.2) e dados de temperatura média mensal da estação de Rothera (Fig. 1.3) foi observada em dezembro e janeiro, com um valor de 0,60. Com base na equação de regressão calculada com esses dados, esses autores concluíram que as áreas de derretimento ocorreram na PA quando a temperatura média do ar superficial em dezembro e janeiro foram superiores a -4,8°C, que é um limiar próximo ao calculado por Zwally e Fiegles (1994), igual a -5°C.

Os valores de ID estimados por Liu, Wang e Jezek (2006b) não apresentaram uma alta correlação com a temperatura média de dezembro e janeiro, devido à influência de outros fatores no balanço de energia do pacote de neve e nas variações das ZSNG na PA. Dentre esses fatores, incluem-se a precipitação de chuva ou de neve, a morfologia de geleiras e processos relacionados, como o desprendimento de massas de gelo, erosão eólica e avalanches. As variações nas ZSNG podem ser influenciadas pela circulação oceânica e também pela circulação atmosférica induzida pelo gelo marinho sazonal, principalmente em geleiras de maré, que possuem terminações sob ação direta do oceano, as quais são abundantes na PA (MENDES JR *et al.*, 2009).

O valor mediano do índice de derretimento da PA em 1978-2004 foi de  $18.357.188 \pm 2.415.000$  dias\*km<sup>2</sup> no estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b), com coeficiente de variação de 0,1316, e taxa de decréscimo anual de 5.760 dias\*km<sup>2</sup> (Fig. 6.2). Essa tendência negativa interanual pouco significativa também foi observada na série temporal 1978-2008 das áreas totais medianas da ZSNU quantificadas neste estudo (Fig. 5.10 e Tab. 6.1). Essas tendências lineares apresentaram pouca significância estatística, indicadas pelos baixos valores de R (Tab. 6.1), resultantes da alta variabilidade interanual do ID e da área total da ZSNU, respectivamente, nessas séries temporais.

### 6.3 Impactos do derretimento de neve nos sistemas glaciais da PA e no aumento do nível médio dos mares

A maioria dos efeitos climáticos que ocorreram na PA promoveram a perda de massas de neve e gelo, principalmente nas áreas das plataformas de gelo. A tendência de aquecimento provocará uma progressão meridional da fragmentação e desintegração das plataformas do gelo, nas costas leste e oeste dessa península. Morris e Vaughan (2003) constataram que a isoterma de  $-9^{\circ}\text{C}$  da temperatura média anual representa o limite mais real para a ocorrência de plataformas de gelo na PA, atualizando o limite de  $-5^{\circ}\text{C}$  proposto por Reynolds (1981). Essa progressão das plataformas de gelo deve ser precedida pelo aumento de lagos superficiais de água de derretimento de neve e a retração progressiva da frente de geleiras. A remoção de plataformas de gelo provocará o aumento da velocidade de fluxo dessas geleiras (TURNER *et al.*, 2009).

Após a desintegração de áreas da Larsen B, as geleiras que as alimentam aceleraram 2 a 8 vezes com relação ao período anterior desse colapso (SCAMBOS *et al.*, 2004). Isto também foi observado em áreas da plataforma de gelo Wordie, que após o seu colapso, tiveram perda de massa para o oceano na última década (RIGNOT *et al.*, 2005).

A instabilidade de várias plataformas de gelo antárticas tem preocupado a comunidade científica com relação a seus impactos indiretos<sup>12</sup> no nível médio dos mares. A contribuição antrópica no aquecimento global e consequentemente na perda de massas de neve e gelo da PA é relevante, embora não provada conclusivamente (TURNER *et al.*, 2009).

Dados de marégrafos e altímetros de satélite sugerem que o nível médio dos mares aumentou a uma taxa anual de 3 mm no período 1990-2000, que é maior do que a estimada pelas projeções do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC), embora essa taxa tenha diminuído desde então para 2,5 mm/ano. Há uma grande preocupação sobre a grande contribuição no século XXI dos mantos de gelo instáveis no aumento do nível médio dos mares (TURNER *et al.*, 2009). Em 2005, estimou-se que a PA contribuiu para o aumento do nível médio dos mares por meio do aumento das áreas de derretimento e da aceleração do fluxo de geleiras<sup>13</sup>, a uma taxa de  $0,16 \pm 0,06$  mm/ano, que pode ser comparada a um volume de gelo de  $95.200 \text{ km}^3$ , equivalente a 242 mm de aumento no nível médio dos mares (PRITCHARD; VAUGHAN, 2007).

---

<sup>12</sup> O derretimento das plataformas de gelo não afeta diretamente o nível médio dos mares, pois estas já estão flutuando.

<sup>13</sup> Devido à remoção das plataformas de gelo que estavam a jusante dessas geleiras.

## 7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

---

As geleiras da PA apresentam comportamento dinâmico e térmico diferente do manto de gelo antártico. A topografia norte-sul da PA é uma barreira para a circulação atmosférica e oceânica nas costas oeste e leste. Altas taxas de acumulação de neve e de derretimento conferem uma maior dinâmica do regime glacial nessa península. Observações nas últimas duas décadas revelaram rápidas sucessões de eventos de fragmentação e desintegração de plataformas de gelo da PA, seguidas pela aceleração do fluxo glacial.

O derretimento superficial de geleiras, associado com condições meteorológicas relativamente quentes de escala sinóptica, foi maior em áreas extensas, com elevações relativamente baixas e uniformes na PA, principalmente nas plataformas de gelo, progredindo sazonalmente segundo a elevação da superfície e distância da costa.

As plataformas de gelo Larsen, Wilkins e George VI apresentaram as mais intensivas e extensivas áreas de ZSNU no período 1978-2008, pois nos verões analisados desse período ocorreram em grande parte dessas massas de gelo os mais altos valores medianos da fração da ZSNU (maiores do que 0,8 – Fig.5.9d), a predominância da classe de fração 0,8-1,0 (Fig. 5.9e) e os mais altos percentuais dessa classe de fração (Fig. 5.9i). As áreas mais extensas da PA com predominância dessa classe de fração (Fig. 5.9e) ocorreram na plataforma de gelo Larsen C (38.957,978 km<sup>2</sup>), seguido das plataformas de gelo Wilkins (22.620,762 km<sup>2</sup>), George VI (15.708,862 km<sup>2</sup>), Larsen B (9.425,317 km<sup>2</sup>) e Larsen A (1.256,709 km<sup>2</sup>).

As imagens ASAR são adequadas para a detecção das áreas de derretimento superficial, sendo necessárias apenas três imagens para o recobrimento de quase toda a área da PA, no modo WS. Recomenda-se o uso da metodologia de imagens-razão na classificação da ZSNU em imagens SAR, pois este procedimento possibilitou a discriminação das sombras de RADAR e da ZSNS, que apresentam retroespalhamento similar à ZSNU.

As imagens classificadas do sensor ASAR e dados de rochas do ADD podem ser utilizados em um MLME com imagens de mesma data do sensor SSM/I (bandas 19H, 19V, 37H e 37V), para estimar as assinaturas espectrais da ZSNU, ZSNS e rochas. Posteriormente, essas assinaturas espectrais e imagens dos sensores SMMR ou SSM/I calibradas podem ser utilizadas no MLME para estimar as imagens-fração desses componentes puros.

O procedimento da análise subpixel da ZSNU em imagens SMMR e SSM/I é inédito e possibilitou estimar com maior precisão as áreas dessa zona superficial do que as metodologias anteriores, descritas na seção 3.3.4. As maiores correlações entre as imagens-fração ASAR e aquelas estimadas da ZSNU foram obtidas com o uso de quatro bandas no MLME do que com por meio da regressão linear simples entre uma banda espectral SSM/I e uma imagem-fração ASAR. Como as equações de regressão calculadas neste estudo foram estatisticamente significantes, seu coeficiente angular pode ser utilizado para calcular a área de ZSNU que aumenta com a elevação de 1 K, enquanto que seu intercepto, para estimar a  $T_b$  necessária para a ocorrência de derretimento de neve superficial.

As assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas, estimadas pelo MLME, apresentaram variações dos valores de  $T_b$  nos períodos 2006-2007 e 2007-2008. Os valores mais baixos de  $T_b$  foram observados nas assinaturas espectrais obtidas a partir das imagens de primavera e outono, enquanto que os mais altos, das imagens de verão, pois nesta estação do ano predominaram áreas de ZSNU, responsáveis pela elevação da  $T_b$ . Nessas assinaturas espectrais, a  $T_b$  estimada da ZSNU foi maior nas bandas de menor frequência (19 GHz) e com polarização vertical.

O uso das assinaturas espectrais medianas dos componentes puros no MLME resultou em imagens-fração ASAR e estimadas da ZSNU mais correlacionadas, ao longo da série temporal 2006-2007 e 2007-2008, motivo pelo qual essas assinaturas foram utilizadas no MLME para a estimação da ZSNU em todas as imagens SMMR e SSM/I deste estudo.

Um experimento demonstrou que as imagens-fração ASAR e aquelas estimadas da ZSNU do verão apresentaram correlação maior do que as imagens-fração de primavera e outono, nas quais foram observados os maiores resíduos da estimativa de mínimos quadrados do MLME. No entanto, as imagens-fração classificadas de verão tiveram uma precisão global menor do que as imagens dessas outras estações do ano. A precisão global média das imagens-fração classificadas de verão foi próxima de 70%, para classes de fração com amplitude igual a 0,2 (*i.e.*, 20% da área do pixel), enquanto que a precisão global média das imagens-fração classificadas de primavera e outono foi superior a 98%. Isso pode ser explicado pelo predomínio da classe de fração 0-0,2 nas imagens-fração ASAR e estimadas da ZSNU de primavera e outono, enquanto que nas imagens de verão, ocorreram todas as classes de fração, pois essa estação do ano caracteriza-se por áreas com diferentes graus de derretimento superficial, reduzindo assim a probabilidade de acerto de classes das imagens-fração estimadas. Esses níveis de precisão (*i.e.*, amplitude de classes) foram considerados satisfatórios para

estimar as frações da ZSNU e, em razão disso, não foi testado um modelo de mistura espectral mais complexo e não-linear neste estudo com esse objetivo.

Os maiores erros da estimativa das classes de fração da ZSNU foram observados na região L-SE da PA, na plataforma de gelo Larsen C, onde ocorrem as áreas mais expressivas de derretimento superficial nessa península. A precisão da estimativa está relacionada com o grau de contiguidade e extensão das áreas de ZSNU (*i.e.*, com o grau de pureza dos componentes nos *pixels*), tendo uma relação inversa com o aumento ou redução dessas áreas de derretimento.

Para verificar a precisão das imagens-fração estimadas da ZSNU pelo MLME em períodos anteriores ou posteriores aos da análise deste estudo (2006-2007 e 2007-2008), recomenda-se o uso de imagens classificadas (ou a classificação de) imagens ópticas e RADAR de alta e média resolução espacial, como dados de referência das áreas de derretimento de neve superficial da PA.

As imagens-fração estimadas da ZSNU neste estudo abrangeram uma série temporal de dados diários alternados de 1978 a 1987 e diários de 1988 a 2008, para os meses de setembro a abril. Portanto, o presente estudo atualizou os resultados de investigações prévias (*e.g.*, RIDLEY, 1993; ZWALLY; FIEGLES, 1994; TORINESI; FILLY; GENTHON, 2003; COMISSO, 2000; LIU; WANG; JEZEK, 2006b), com um período estendido de dados dos sensores SMMR e SSM/I, além de fornecer uma base de dados da ZSNU em nível subpixel, em uma escala temporal até então inexistente.

Com base na análise das imagens-fração da ZSNU, determinou-se que o período médio de derretimento na PA começa no final de outubro e termina no final de março, com área total máxima no início de janeiro. Devido à estimativa subpixel da ZSNU de cada verão austral entre 1978 e 2008, as áreas totais dessa zona superficial foram menores do que as calculadas por Liu, Wang e Jezek (2006b). Por considerarem a soma da área total de *pixels* SMMR ou SSM/I com somente um dia de derretimento ao longo do ano, esses autores determinaram que o início do derretimento na PA ocorreria ainda no final de setembro, antes do mês estimado neste estudo. O uso neste estudo de dados SMMR e SSM/I amostrais e não interpolados, de imagens com área de recobrimento menor do que a área total da PA (mínimo de 90% de recobrimento) e de diferentes linhas de costa da PA na extração dos dados continentais, foram fatores que também contribuíram para a diferença de 210.526,1 km<sup>2</sup> (Tab. 6.1) entre a área total mediana da ZSNU calculada neste estudo e por Liu, Wang e Jezek (2006b). As maiores diferenças das áreas totais da ZSNU ocorreram nos verões austrais do período 1978-1987 (Fig. 5.10 e 6.2), analisados a partir das imagens do sensor SMMR, que foram obtidas em dias alternados.

A interpolação linear dos valores de  $T_b$ , empregada no estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b), pode em muitos casos não refletir o comportamento das variações diárias da ZSNU que ocorrem nas regiões da PA analisadas neste estudo, pois essa zona superficial pode ter a dinâmica influenciada por diferentes condições meteorológicas (temperatura, precipitação, ventos, etc.) e/ou oceânicas (temperatura, circulação, etc.) e também pelas características das geleiras (tipo, tamanho, morfologia, etc.) ou processos relacionados (derretimento, evaporação, desprendimento, erosão eólica, avalanchas, etc.).

Ao utilizarem somente a linha de costa de 1997 na quantificação das áreas totais da ZSNU em toda a série temporal 1978-2004, Liu, Wang e Jezek (2004b) detectaram erroneamente essa zona superficial em *pixels* com recobrimento sobre áreas oceânicas (*i.e.*, com alta  $T_b$ ), em imagens SSM/I posteriores a 1997, pois frentes de plataformas de gelo da PA retraíram após esse ano. Além disso, subestimaram áreas da ZSNU em imagens obtidas antes de 1991, ao desconsiderarem em sua quantificação uma área continental da PA de aproximadamente 6.900 km<sup>2</sup> (Tab.5.1). Portanto, o uso de diferentes imagens-máscara da área continental da PA é recomendado para a quantificação mais precisa das ZSNG ou de outros componentes da cobertura da terra dessa península. A quantidade de imagens-máscara da área de estudo depende da escala de análise, do fenômeno estudado e da resolução temporal das imagens analisadas.

As áreas totais medianas da ZSNU dos verões austrais 1978-2004 apresentaram tendência de crescimento (156 km<sup>2</sup> por ano), diferente da tendência negativa de 1.092 km<sup>2</sup> calculada por Liu, Wang e Jezek (2006b) para o mesmo período. Neste estudo, somente foi observada uma tendência negativa da variação anual da ZSNU na série temporal 1978-2008, de aproximadamente 331 km<sup>2</sup>. Tal como no estudo de Liu, Wang e Jezek (2006b) e de outros estudos mencionados na seção 6.2, as tendências inferidas pela regressão de mínimos quadrados não foram estatisticamente significantes. A falta de significância dessas tendências lineares pode ser explicada pela alta variabilidade interanual das áreas totais da ZSNU na PA durante os períodos analisados nesses estudos.

As imagens mediana, de frequência e variabilidade das classes de fração de ZSNU e do percentual de *pixels* com fração maior do que 0,8 foram adequadas para a validação dos resultados obtidos no estudo da variação interanual da ZSNU na PA. As imagens de estatísticas apresentaram alta intensidade e frequência de eventos de derretimento nos verões marcados pela desintegração de grandes áreas de plataformas de gelo, relatados na literatura como contribuintes da perda de massa dessas geleiras e, portanto, apresentaram classes de fração da ZSNU com valores coerentes com outros estudos.

As variações interanuais da área total mediana da ZSNU entre 1990 e 2004 apresentaram maior similaridade com as variações do ID calculadas por Liu, Wang e Jezek (2006b) do que com a variação da área total da ZSNU quantificada por esses autores. Isto pode ser explicado pela metodologia usada para calcular o ID, a partir da área total e duração diária dos eventos de derretimento na PA, que exerceram marcada influência nos valores das imagens medianas dos verões austrais de 1978-2008, calculadas neste estudo.

Uma boa correlação com a temperatura média mensal do ar superficial sugere que o ID pode servir como indicador das variações de temperaturas regionais, devido a sua boa correlação (*i.e.*, acima de 60%) com esses dados, com recomendado por Zwally e Fiegles (1994). Assim, os dados mais precisos de ID estimados a partir das imagens-fração deste estudo poderão ser utilizados na reconstituição dessas variações de temperatura desde o final da década de 1970. Todavia, alguns cuidados devem ser tomados nessa reconstituição, pois, como afirmado anteriormente, outros fatores também contribuem para a variação das áreas de ZSNU, como a precipitação de chuva ou de neve, morfologia de geleiras e processos relacionados, além da temperatura e circulação oceânica, principalmente em geleiras de maré.

As imagens-fração da ZSNU estimadas neste estudo poderão ser utilizadas para determinar com maior precisão a duração do derretimento, sendo então aplicadas no cálculo mais preciso do ID na PA, nos verões austrais do período 1978-2008. Além disso, poderão ser usadas em modelos para a previsão do escoamento superficial da água de derretimento.

Além das plataformas de gelo da PA, Liu, Wang e Jezek (2006b) observaram que as plataformas de gelo oeste, Shackleton, Amery e ao longo da costa Princesa Ragnhild (Fig 1.1), apresentaram o mais persistente e intenso derretimento na Antártica durante o período 1978-2004 e, portanto, deveriam ser monitoradas para averiguar sua estabilidade no futuro. A metodologia da análise subpixel da ZSNU em imagens SMMR e SSM/I proposta neste estudo também pode ser testada e aplicada no monitoramento dessas plataformas de gelo, com o uso de dados diários de pelo menos 30 anos desses sensores.

Em virtude do grande debate sobre as mudanças climáticas globais e a respeito da instabilidade de plataformas de gelo antárticas, o monitoramento contínuo da ZSNU é de grande importância para avaliar a magnitude e localização das áreas de derretimento, em uma escala temporal de longo termo, além de seus impactos nos sistemas glaciais e ambientes costeiros locais e no aumento do nível médio dos mares.

## REFERÊNCIAS

---

ABDALATI, W; STEFFEN, K. Passive microwave-derived snow melt regions on the Greenland ice sheet. **Geophysical Research Letters**, Washington, v.7, n.22, p.787-790, 1995.

ABDALATI, W; STEFFEN, K.; OTTO, C.; JEZEK, K.C. Comparison of brightness temperatures from SSMI instruments on the DMSP F8 and F11 satellites for Antarctica and the Greenland ice sheet, **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v.7, n.16, p.1223-1229, 1995.

ABDALATI, W.; STEFFEN, K. Snowmelt on the Greenland ice sheet as derived from passive microwave satellite data, **Journal of Climate**, Boston, v.1, n.10, p.3165-175, 1997.

ABDALATI, W; STEFFEN, K. Greenland ice sheet melt extent: 1979-1999, **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.33, n.106, p.983-989, 2001.

ADAMS, J.B.; SMITH, M.O.; JOHNSON, P.E. Spectral mixture modeling: a new analysis of rock and soil types at the Viking Lander 1 site. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.91, n.B8, p.8098-8112, 1986.

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

AMANS, V.; LAUR, H. **Access to Envisat data**. ESA, 2007. 68 p. Disponível em: <[http://earth.esrin.esa.it/pub/ESA\\_DOC/ENVISAT/ENVI87a.pdf](http://earth.esrin.esa.it/pub/ESA_DOC/ENVISAT/ENVI87a.pdf)> Acesso em: 17 mar. 2008.

AQUINO, F.E. **A influência da Antártica no sistema climático do hemisfério sul**. 2009. 38f. Monografia (Doutorado em Geociências) – Programa de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

ARIGONY-NETO, J. **Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula – a centerline approach combining satellite and GIS data**. 2006. 136 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg (Albert-Ludwigs), Freiburg, 2006.

ARIGONY-NETO, J.; SAURER, H.; JAÑA, R.; RAU, F.; SIMÕES, J.C.; GOßMANN, H. Monitoring snow parameters on the Antarctic Peninsula using satellite data: a new methodological approach. **EARSel eProceedings**, Boulogne, v.1, n.5, p.100-110, 2006.

ARIGONY-NETO, J.; VOGT, S.; SIMÕES, J.C. Snowmelt dynamics of the Antarctic Peninsula as detected by SAR imagery during the austral summer 2006/2007. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PESQUISA ANTÁRTICA, 15, 2007, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SPA, 2007, v.1, p. 62.



ARIGONY-NETO, J.; RAU, F.; SAURER, H.; JANA, R.; SIMÕES, J. C.; VOGT, S. A time series of SAR data for monitoring changes in boundaries of glacier zones on Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, Cambridge, v.1, n.46, p.55-60, 2007.

ARIGONY-NETO, J.; RAU, F.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C., JAÑA, R.; VOGT, S.; GOSSMANN, H. Spatial and temporal changes in dry-snow line altitude on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**, Dordrecht, 94 (1): 55-60, 2009.

ARIGONY-NETO, J. An automatic algorithm for monitoring the melting zone of the Antarctic Peninsula using ASAR WS data. In: MOCA-09: Our warming planet, 2009, Montreal. **Anais...** Montreal: IAMAS-IAPSO-IACS Joint Assembly, v. 1. p. J16.3-J16.3.

ARMSTRONG, R. L.; BRODZIK, M. J. An earth-gridded SSM/I data set for cryospheric studies and global change monitoring. **Advances in Space Research**, Oxford, n.10, p.155-163, 1995.

ARMSTRONG, R.L.; KNOWLES, K.W.; BRODZIK, M.J.; HARDMAN, M.A. **DMSP SSM/I Pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures**, Boulder: National Snow and Ice Data Center, 2003. 1 CD-ROM.

BARNETT, V.; LEWIS, T. **Outliers in statistical data**. New York: John Wiley and Sons, 1994. 584 p.

BENSON, C. S. **Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet**. 1960. 213f. Tese (Doutorado em Filosofia) – Instituto de Tecnologia da Califórnia, Pasadena, 1960. Disponível em: <[http://etd.caltech.edu/etd/available/etd-03232006-104828/unrestricted/Benson\\_cs\\_1960.pdf](http://etd.caltech.edu/etd/available/etd-03232006-104828/unrestricted/Benson_cs_1960.pdf)> Acesso em: 10 dez. 2007.

BINDSCHADLER, R. Monitoring ice sheet behavior from space. **Reviews on Geophysics**, Washington, v.1, n.36, p.79-104, 1998.

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

BRAUN, M.; HUMBERT, A.; MOLL, A. Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. **The Cryosphere**, Göttingen, n.3, p.41-56, 2009.

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

CCRS. **Fundamentals of Remote Sensing**. CCRS, 2002. 258 p. Disponível em: <[http://ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)> Acesso em: 10 jan. 2008.

COMISO, J.C. Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. **Journal of Climate**, Boston, n.13, p. 1674-1696, 2000.

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

DARLINGTON JR., P.J. **Biogeography of the southern end of the world: distribution and history of far-southern life and land with an assessment of continental drift**. New York: McGraw-Hill, 1968. 236 p.

DESNOS, Y.L.; BUCK, C.; GUIJARO, J.; SUCHAIL, J.L.; TORRES, R.; ATTEMA, E. 2000. **ASAR – Envisat’s Advanced Synthetic Aperture Radar**. ESA, 2000 (Boletim ESA, 102). Disponível em: <<http://www.esa.int/esapub/bulletin/bullet102/Desnos102.pdf>> Acesso em: 12 dez. 2007.

DOAKE, C. S. M.; VAUGHAN, D. G. Rapid disintegration of Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. **Nature**, Washington, n.350, p.328-330, 1991.

ESA. **ASAR product handbook**. ESA, 2007a. Disponível em: <<http://envisat.esa.int/dataproducts/asar/CNTR.htm>> Acesso em: 12 dez. 2007.

ESA. **ERS design**. ESA, 2007b. Disponível em: <<http://earth.esa.int/object/index.cfm?fobjectid=4221>> Acesso em: 11 out. 2007.

ESA. **NEST (Next ESA SAR Toolbox) user manual**. Version 3C. ESA, 2010. Disponível em: <[http://nest.s3.amazonaws.com/docs/nest\\_user\\_manual-3C.pdf](http://nest.s3.amazonaws.com/docs/nest_user_manual-3C.pdf)> Acesso em: 11 abril. 2010.

FAHNESTOCK, M.A.; ABDALATI, W.; SHUMAN, C.A. Long melt seasons on ice shelves of the Antarctic Peninsula: an analysis using satellite-based microwave emission measurements, **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.34, p.127-133, 2002.

FOODY, G.M.; LUCAS, R.M.; CURRAN, P.J. Non-linear mixture modeling without endmembers using an artificial neural network. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v.18, n. 4, p. 937-953, 1997.

GALANTOWICZ, J.F.; ENGLAND, A.W. **The Michigan Earth Grid: Description, registration method for SSM/I data and derivative map projections**. Ann Arbor: Universidade de Michigan, 1991. (Technical report, n.027396-2-T)

GLOERSEN, P., BARATH, F. T. A Scanning Multichannel Microwave Radiometer for Nimbus-G and SeaSat-A. **IEEE Journal of Oceanic Engineering**, New York, v.2, p.172-178, 1977. Disponível em: <[http://nsidc.org/data/docs/daac/smmr\\_instrument.gd.html](http://nsidc.org/data/docs/daac/smmr_instrument.gd.html)> Acesso em: 17 mar. 2008.

GLOERSEN, P.; CAVALIERI, D. J. A.; CHANG, T. C. A summary of results from the first Nimbus-7 SMMR observations. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.89, n.D4, p.5335-5344, 1984.

GRODY, N.C.; BASIST, A.N. Interpretation of SSM/I measurements over Greenland. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, n.35, p.360–366, 1997.

HAAS, I.H.; SHAPIRO, R. The Nimbus Satellite System: Remote Sensing R&D platform of the 1970s. Monitoring Earth's ocean, land, and atmosphere from space - Sensors, Systems, and Applications, **Progress in Astronautics and Aeronautics**, New York, v. 97, p.71-95, 1985.

HALL, D.K.; MARTINEC, J. **Remote Sensing of ice and snow**. London: Chapman, 1985. 189 p.

HALL, D. K.; ORMSBY, J.P.; BINDSCHADLER, R.A.; SIDDALINGAIAH, H. Characterization of snow and ice zones on glaciers using Landsat Thematic Mapper data. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.9, p.104-108, 1987.

HAERTEL, V.; SHIMABUKURO, Y.O. Spectral linear mixing model in low spatial resolution image data. **IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v.43, n.11, p.2555-2562, 2005.

HOLLINGER, J.P. **DMSR Special Sensor Microwave/Imager Calibration/Validation**. Washington: Space Sensing Branch, Naval Research Laboratory, 1989. (Final report, v.1)

HOLLINGER, J.; LO, R.; POE, G.; SAVAGE, R.; PIERCE, J. **Special Sensor Microwave/Imager User's Guide**. Washington: Naval Research Laboratory, 1987. 120 p.

HUMBERT, A.; GROSS, D.; MÜLLER, R.; BRAUN, M.; VAND DE WAL, R.S.W.; VAN DER BROEKE, M.R.; VAUGHAN, D.G.; VAN DE BERG, W.J. Deformation and failure of the ice bridge on Wilkins Ice Shelf, Antarctica. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.51, v.55, p.49-55, 2010.

JEZEK, K.C.; DRINKWATER, M. R.; CRAWFORD, J. P.; BINDSCHADLER, R.; KWOK, R. Analysis of synthetic aperture radar data collected over southwestern Greenland ice sheet. **Journal of Glaciology**, Cambridge, v.39, n.131, p.119-132, 1993.

JEZEK, K.C.; MERRY, C.; CAVALIERI, D.; **Comparison of SMMR and SSM/I passive microwave data collected over the Antarctica**. *Annals of Glaciology*, Cambridge, v.17, p.131-136, 1993.

JOSHI, M.; MERRY, C.J.; JEZEK, K.C.; BOLZAN, J.F. An edge detection technique to estimate melt duration, season and met extent on the Greenland ice sheet using passive microwave data. **Geophysical Research Letters**, Washington, v.18, n.28, p.3497-3500, 2001.

KING, J.C.; TURNER, J. **Antarctic meteorology and climatology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 409 p.

KNOWLES, K.W.; NJOKU, E.; ARMSTRONG, R.L.; BRODZIK, M.J. **Nimbus-7 SMMR Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperatures**. Boulder, Colorado: National Snow and Ice Data Center, 2002. 1 CD-ROM.

LAUR, H.; BALLY, P.; MEADOWS, P.; SANCHEZ, J.; SCHÄTTLER, B.; LOPINTO, E.; ESTEBAN, D. **Derivation of the Backscattering coefficient  $\sigma^0$  in ESA ERS SAR PRI products**. 5 ed. ESA, 2004. 53 p. (Documento ESA/ESRIN, ESTN-RS-PM-HL09, v.2)

LILLESAND, T.; KIEFER, R.W.; CHIPMAN, J.W. **Remote sensing and image interpretation**. 6 ed. New York: John Wiley and Sons, 2008. 756 p.

LIU, H.; JEZEK, K.C. A complete high-resolution coastline of Antarctica extracted from orthorectified Radarsat SAR imagery. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, Falls Church, v.70, n.5, p.605-616, 2004.

LIU, H., JEZEK, K.C.; LI, B. Development of Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data. **Journal of Geophysical Research**, Washington, n.104, p.23199-23213, 1999.

LIU, H.; JEZEK, K.C.; ZHAO, L.; ZHAO, Z. **RADARSAT Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2**. 2001. Boulder, National Snow and Ice Data Center. Disponível em: <<http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html>> Acesso em: 11 out. 2007.

LIU, H.; WANG, L.; JEZEK, K.C. Wavelet-transform based edge detection approach to derivation of snowmelt onset, end and duration from satellite passive microwave measurements. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v.26, n.21, p.4639-4660, 2005.

LIU, H.; WANG, L.; JEZEK, K.C. Automated delineation of dry and melt snow zones in Antarctica using active and passive microwave observations from space. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v.44, n.8, p.2152-2163, 2006a.

LIU, H.; WANG, L.; JEZEK, K.C. Spatiotemporal variations of snowmelt in Antarctica derived from satellite scanning multichannel microwave radiometer and Special Sensor Microwave Imager data (1978–2004). **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 111, n. F01003, p. 1-20, 2006b.

LOUET, J. **The Envisat mission and system**. ESA, 2001 (Boletim ESA, 106). Disponível em: <[http://www.esa.int/esapub/bulletin/bullet106/bul106\\_1.pdf](http://www.esa.int/esapub/bulletin/bullet106/bul106_1.pdf)> Acesso em: 12 dez. 2007.

LUCCHITA B. K.; ROSANOVA, C.E. Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.27, p.41-46, 1998.

MADRID, C.R. **The Nimbus 7 Spacecraft System. The Nimbus 7 Users' Guide**. 2004. Disponível em: <[http://nsidc.org/data/docs/daac/nimbus-7\\_platform.gd.html](http://nsidc.org/data/docs/daac/nimbus-7_platform.gd.html)> Acesso em: 17 mar. 2008.

MARTIN, P.J.; PEEL, D.A. The spatial distribution of 10 m temperatures in the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, Cambridge, n.20, v.1, p. 311-317, 1978.

MASSOM, R.; LUBIN, D. **Polar Remote Sensing. Volume II: Ice Sheets**. Chichester: Springer, 2006. 426 p.

MENDES JR., C.W., ARIGONY-NETO, J., RIBEIRO, R.R.; SIMÕES, J.C. Uso de imagens ERS SAR no monitoramento de zonas superficiais de neve e gelo da região nordeste da Península Antártica. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 36, p. 203-222, 2009.

MOODY, A.; GOPAL, S.; STRAHLER, A.H. Artificial neural network response to mixed *pixels* in coarse-resolution satellite data. **Remote Sensing of Environment**, New York, n.58, p.329-343, 1996.

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

MOTE, T.L.; ANDERSON, M.R.; KUIVENEN, K.C.; ROWE, C.M. Passive microwave-derived spatial and temporal variations of summer melt on Greenland ice sheet. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.17, p.233-238, 1993.

MOTE, T.L.; ANDERSON, M.R. Variations in snowpack melt on the Greenland ice sheet based on passive microwave measurements, **Journal of Glaciology**, Cambridge, v. 137, n.41, p.51-60, 1995.

OPPENHEIMER, M. Global warming and the stability of the West Antarctic ice sheet. **Nature**, Washington, n.393, p.325-332, 1998.

MÜLLER, F. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, NWT, Canada. **Journal of Glaciology**, Cambridge, v.33, n.4, p.302-311, 1962.

NOVO, E.M.L.de M. **Sensoriamento Remoto. Princípios e aplicações**. 3 ed. São Paulo: Edgard Blücher, 2008. 388 p.

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

PARTINGTON, K.C. Discrimination of glacier facies using multi-temporal SAR data. **Journal of Glaciology**, Cambridge, v.44, n.146, p.42-53, 1998.

PATERSON, W.S.B. **The physics of glaciers**. 3 ed. Amsterdam: Elsevier, 1994. 480 p.

PEEL, D. A. Spatial temperature and accumulation rate variations in the Antarctic Peninsula. In: MORRIS E. M. (Ed.). **The contribution of Antarctic Peninsula ice to sea level rise**. Cambridge: British Antarctic Survey, 1992, p.11-15. (Ice and Climate special report, n.1)

POE, G.A. Optimum interpolation of Imaging Microwave Radiometer Data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v.5, n.28, p.800-810, 1990.

PRITCHARD, H.D.; VAUGHAN, D.G. Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.112, F03S29, doi:doi:10.1029/2006JF000597. 2007.

RACK, W.; ROTT, H. Pattern of retreat and disintegration of Larsen B Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.39, p.505-510, 2004.

RAMAGE J. M., ISACKS, B. L.; MILLER, M. M. Radar glacier zones in southeast Alaska, U.S.A.: field and satellite observations. **Journal of Glaciology**, Cambridge, v.153, n.46, p.287-296, 2000.

RAMAGE, J.M.; ISACKS, B. L. Interannual variations of snowmelt and refreeze timing in southeast Alaskan icefields, USA, *Journal of Glaciology*, Cambridge, v.49,102- 116, 2003.

RAU F.; BRAUN, M.; FRIEDRICH, F.; WEBER, F.; GOßMANN, H. Radar glacier zones and its boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. **EARSel eProceedings**, Boulogne, v.1, n.1, p.317-327, 2001.

RAU, F.; BRAUN, M. The regional distribution of the dry snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° south. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.34, p.95-100, 2002.

RAU, F. The upward shift of the dry snow line on northern Antarctic Peninsula. **EARSel eProceedings**, Boulogne, v.1, n.2, p.113-121, 2003.

RAU, F.; MAUZ, F.; DE ANGELIS, H.; JAÑA, R.; ARIGONY-NETO, J.; SKVARCA, P.; VOGT, S.; SAURER, H.; GOßMANN, H. Variations of glacier frontal positions on the northern Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.39, p.525-530, 2004.

- REES, W. G. **Remote sensing of snow and ice**. Boca Raton: Taylor & Francis, 2006. 284 p.
- REES W. G.; SATCHELL, M. J. F. The effect of median filtering on synthetic aperture radar images. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v.13, n.18, p.2887-2893, 1997.
- REYNOLDS, J. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Bulletin**, Cambridge, v. 54, p. 123-133, 1981.
- RIDLEY, J. Surface melting on Antarctic Peninsula ice shelves detected by passive microwave sensors, **Geophysical Research Letters**, Washington, v.23, n.20, p.2639-2642, 1993.
- RIGNOT, E.; CASASSA, G.; GOGINENI, P.; KANAGARATNAM, P.; KRABILL, W.; PRITCHARD, H.; RIVERA, A.; THOMAS, R., TURNER, J.; VAUGHAN, D.G. Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula, **Geophysical Research Letters**, Washington, v.32, doi:10.1029/2004GL021947. 2005.
- ROTT, H.; SKVARCA, P.; NAGLER, T. Rapid collapse of northern Larsen ice shelf, Antarctica. **Science**, London, n.271, p.788-792, 1996.
- SCAMBOS, T.A.; BOHLANDER, J.; SHUMAN, C.; SKVARCA, P. Glacier acceleration and thinner after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, **Geophysical Research Letters**, Washington, v.31, doi:10.1029/2004GL020670. 2004.
- SCAMBOS T.A.; HULBE, C.; FAHNESTOCK, M.; BOHLANDERT J. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, Cambridge, v.154, n.46, p.516-530, 2000.
- SCAR. **Antarctic Digital Database Version 3. Documentation**. SCAR, 2000a. Disponível em: <<http://www.add.scar.org:8080/add/documentation.jsp>> Acesso em: 11 out. 2007.
- SCAR. **Antarctic Digital Database. Version 3. Download Data**. SCAR, 2000b. Disponível em: <<http://www.add.scar.org:8080/add/registered/download.jsp>> Acesso em: 11 out. 2007.
- SHIMABUKURO, Y. E. **Shade images derived from linear mixing models of multispectral measurements of forested areas**. 1987. 274 f. Tese (Doutorado em Ciências Florestais) – Departamento de Ciências Florestais, Universidade do Colorado, Fort Collins, 1987.
- SHIMABUKURO, Y. E.; SMITH, J. A. The least-squares mixing models to generate fraction images derived from remote sensing multispectral data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v. 29, n. 1, p. 16-20, 1991.
- SIMÕES, J. C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, Rio de Janeiro, n.4, p.119-154, 2004.
- SKVARCA, P.; DE ANGELIS, H.. Impact assessment of regional climatic warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic Peninsula. In: DOMACK E., LEVENTER, A.; BURNETT, A.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; KIRBY, M. (Ed.): **Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives**. Washington: American Geophysical Union, 2003, p.69-78. (Antarctic Research Series, v.79).

STEFFEN, K., ABDALATI, W.; STROEVE, J. Climate sensitivity studies of the Greenland ice sheet using AVHRR, SMMR, SSM/I and in situ data. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Wien, n.51, p. 239–258, 1993.

TORINESI, O.; FIFY, M.; GENTHON, C. Interannual variability and trend of the Antarctic Ice Sheet summer melting period from 20 years of spaceborne **Arctic, Antarctic and Alpine Research**, Boulder, v.1, n.38, p.147-152, 2003.

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; DI PRISCO G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D.; MAYEWSKI, P.; SUMMERHAYES, C. **Antarctic climate change and the environment**. Cambridge: SCAR, 2009. 526 p.

TURNER J., COLWELL, S. R.; HARANGOZO, S. Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.D12, n.102, p.13999-14007, 1997.

ULABY F. T., MOORE, R. K.; FUNG, A. K. **Microwave remote sensing: active and passive. Volume III: from theory to applications**. Norwood: Artech House, Remote Sensing Series n.4, 1986. 1120 p.

USAF. **SSM/I User's Interpretation Guide**. USAF, 2000. Disponível em: <<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/ssmi/fnoc-ssmi-manual.pdf>> Acesso em: 16 mar. 2008.

USAF. **Weather/Environmental satellites**. In: \_\_\_\_\_. **Air University Space Primer**. USAF, 2003. cap. 13. 10p. Disponível em: <[http://www.space.au.af.mil/primer/weather\\_satellites.pdf](http://www.space.au.af.mil/primer/weather_satellites.pdf)> Acesso em: 10 dez. 2007.

VAUGHAN, D.G. Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level. **Antarctic, and Alpine Research**, Boulder, v.1, n.38, p.147-152, 2006.

VAN DEN BROEKE, M. Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf. **Geophysical Research Letters**, 32, L12815, doi:10.1029/2005GL023247. 2009.

VOGT, S.; BRAUN, M. Influence of glaciers and snow cover on terrestrial and marine ecosystems as revealed by remotely-sensed data. **Pesquisa Antártica Brasileira**, Rio de Janeiro, n.4, p.105-118, 2004.

WENTZ, F.J. **User's manual: SSM/I antenna temperature tapes**. Santa Rosa: Remote Sensing Systems, 1991. 69 pp. (RSS technical report, n.120191)

WUKELIC, G.E.; GIBBONS, D.E.; MARTUCII, L.M.; FOOTE, H.P. Radiometric calibration of LANDSAT Thematic Mapper thermal band. **Remote Sensing of Environment**, New York, n.28, p.339-347, 1989.

ZANOTTA, D.C. **Uma abordagem Fuzzy na detecção automática de mudanças do solo usando imagens de fração e informações de contexto espacial**. 2010. 78 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

ZWALLY, H.J.; FIEGLES, S. Extent and duration of Antarctic surface melting, **Journal of Glaciology**, Cambridge, v.136, n.40, p.463-476, 1994.

## ANEXO A - IMAGENS ASAR UTILIZADAS NESTE ESTUDO

Tabela A1 - Data de aquisição, órbita-ponto e polarização das imagens ENVISAT ASAR WS utilizadas na classificação das ZSNG de geleiras da Península Antártica

Primavera, verão e outono (escalas dB e linear)				Imagens de referência (escala linear)			
Data	Órbita	Ponto	Polar.	Data	Órbita	Ponto	Polar.
15/11/2006	23*	1149, 1155	VV	28/06/2006	23*	3259, 3321	VV
		1153		02/08/2006		3265	
21/11/2006	109	1163, 1167	VV	04/07/2006	109	3263, 3187	VV
		1165		12/09/2006		3253	
01/12/2006	252*	1169, 1173	VV	28/06/2006	23*	3259, 3321	VV
		1171		02/08/2006		3265	
07/12/2006	338	1175, 1179	VV	20/07/2006	338	3277, 3275	VV
		1177		15/06/2006		3179	
20/12/2006	23*	1181, 1185	VV	28/06/2006	23*	3259, 3321	VV
		1183		02/08/2006		3265	
23/12/2006	66	1187, 1189, 1040	VV	16/06/2007	66	3267, 3269, 3323	VV
26/12/2006	109	1042, 1046	VV	04/07/2006	109	3263, 3187	VV
		1143		12/09/2006		3253	
05/01/2007	252*	1048, 1052	VV	28/06/2006	23*	3259, 3321	VV
		1050		02/08/2006		3265	
24/01/2007	23	1054, 1058	VV	28/06/2006	23*	3259, 3321	VV
		1056		02/08/2006		3265	
27/01/2007	66	1060, 1145, 1123	VV	16/06/2007	66	3267, 3269, 3323	VV
12/02/2007	295*	3715, 3719	VV	28/06/2006	23*	3259, 3321	VV
		3717		02/08/2006		3265	
03/03/2007	66	3307, 3305, 3303	VV	16/06/2007	66	3267, 3269, 3323	VV
22/03/2007	338	3295, 3291	VV	20/07/2006	338	3277, 3275	VV
		3293		15/06/2006		3179	
10/04/2007	109	3285, 3281	VV	04/07/2006	109	3263, 3187	VV
		3283		12/09/2006		3253	
21/12/2007	252*	5400	VV	09/05/2008	252*	4661	VV
25/01/2008	252*	2031	VV	09/05/2008	252*	4661	

\* As imagens das órbitas 23, 252 e 295 foram obtidas com a mesma geometria de iluminação.



## ANEXO B – IMAGENS-ERRO DA ESTIMATIVA DAS ASSINATURAS ESPECTRAIS ( $T_b$ ) DOS COMPONENTES PUROS

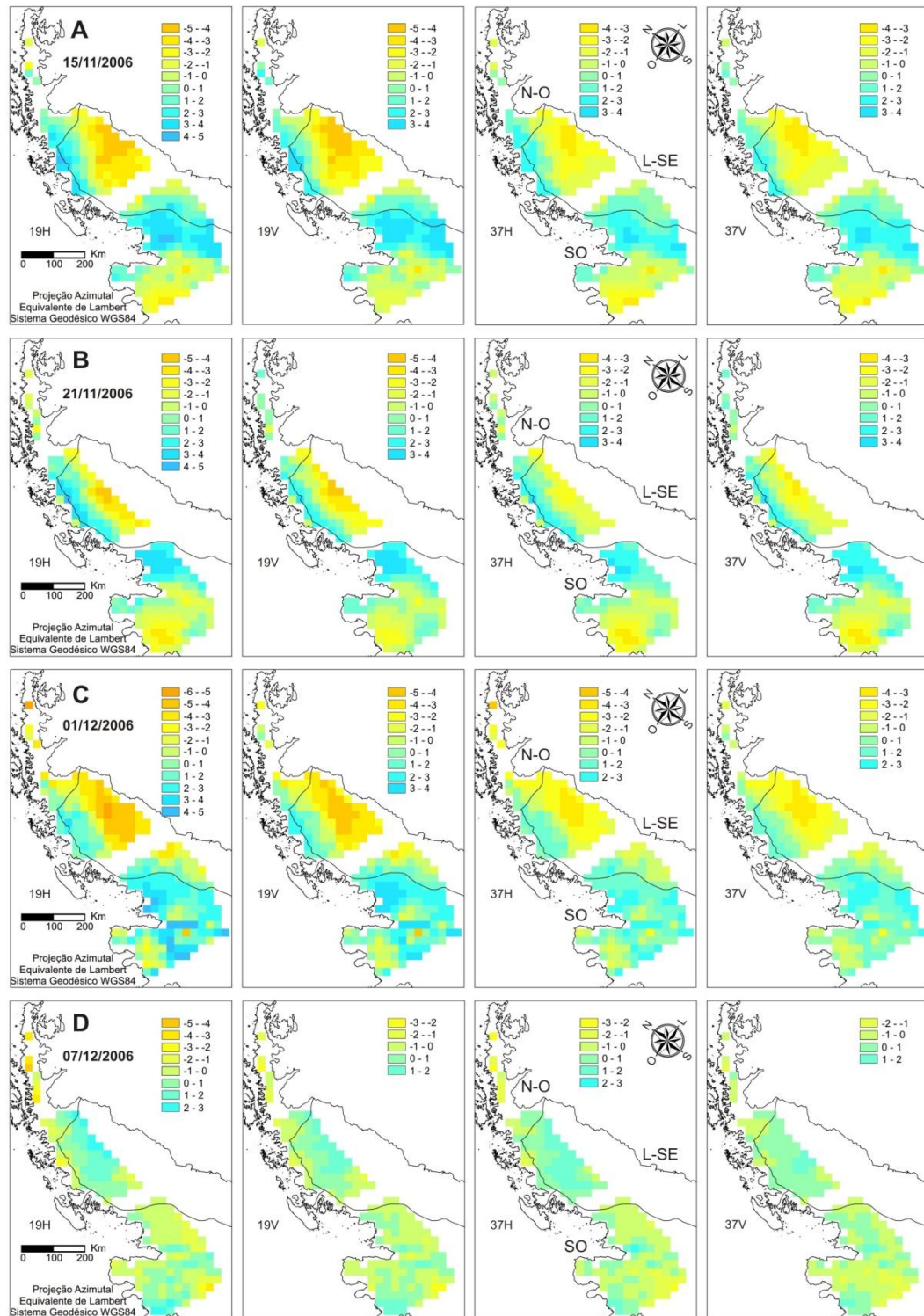


Figura B1 - Imagens-erro (resíduos em  $T_b$ ) da estimativa das assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNS, ZSNU e rochas (Fig. 5.2), de 15/11/2006 (A), 21/11/2006 (B), 01/12/2006 (C) e 07/12/2006 (D), resultantes do uso no MLME das imagens-fração ASAR e bandas SSM/I de datas correspondentes.

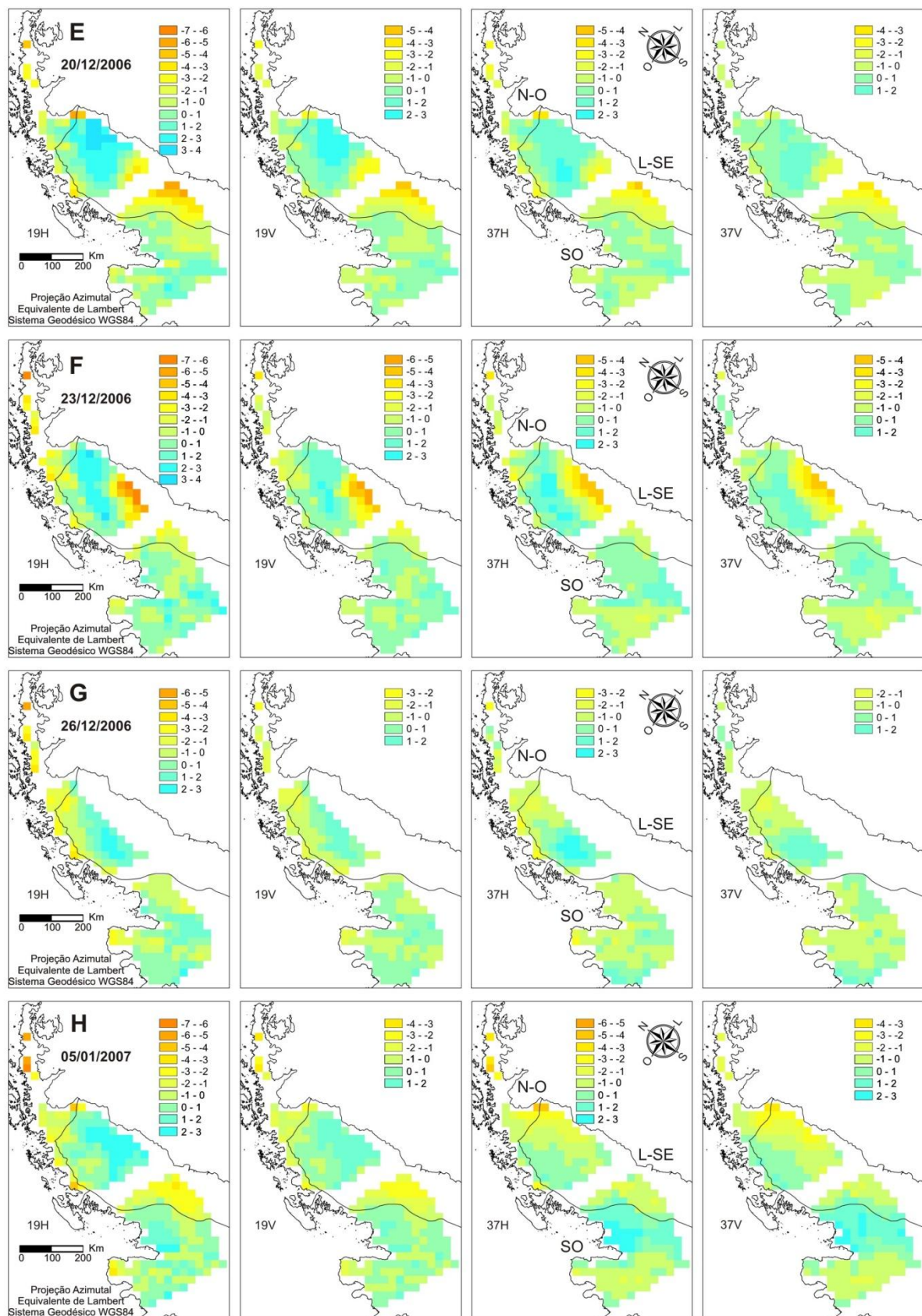


Figura B2 - Imagens-erro (resíduos em  $T_b$ ) da estimativa das assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNS, ZSNU e rochas (Fig. 5.2), de 20/12/2006 (E), 23/12/2006 (F), 26/12/2006 (G) e 05/01/2007 (H), resultantes do uso no MLME das imagens-fração ASAR e bandas SSM/I de datas correspondentes.



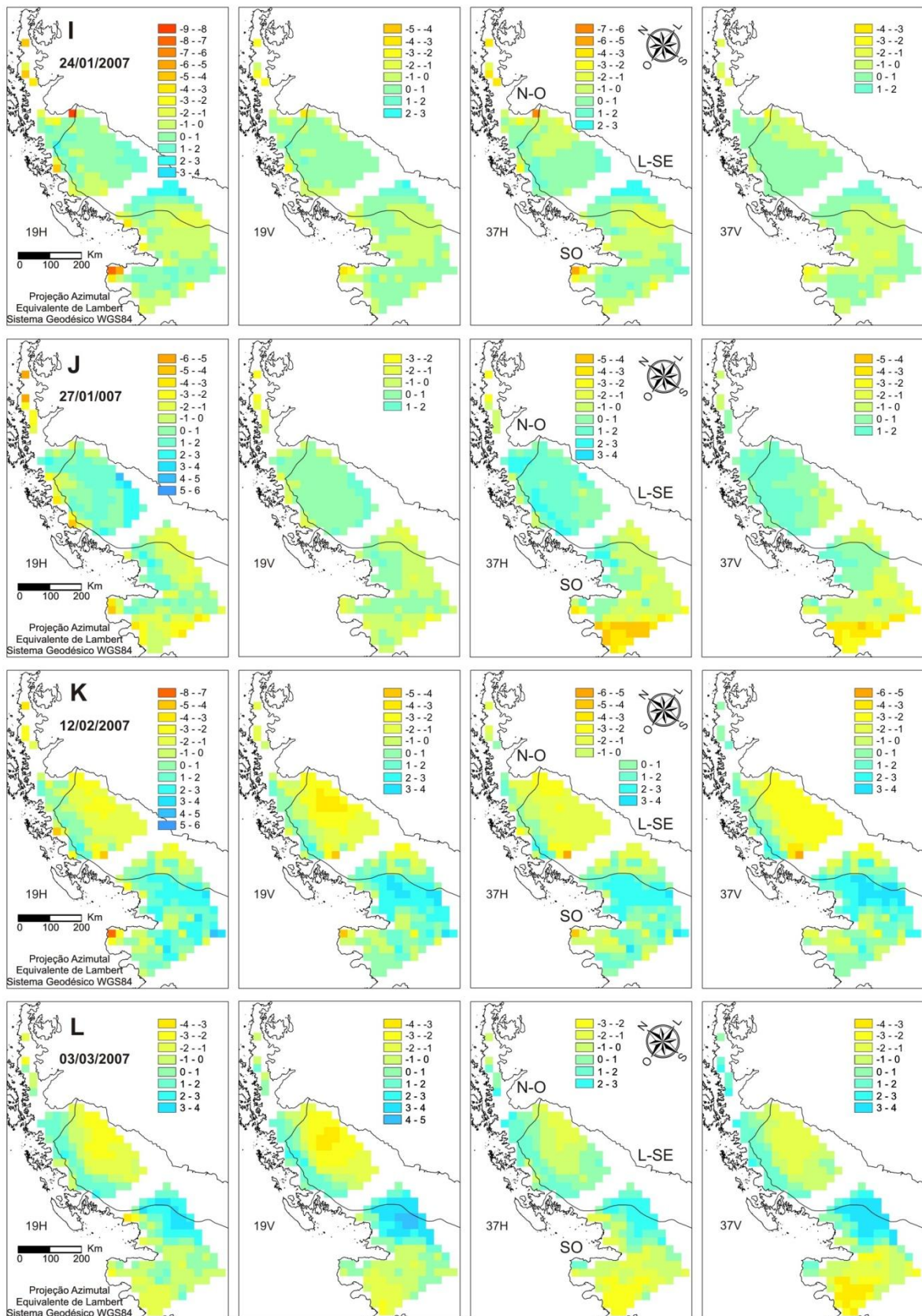


Figura B3 - Imagens-erro (resíduos em  $T_b$ ) da estimativa das assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNS, ZSNU e rochas (Fig. 5.2), de 24/01/2007 (I), 27/01/2007 (J), 12/02/2007 (K) e 03/03/2007 (L), resultantes do uso no MLME das imagens-fração ASAR e bandas SSM/I de datas correspondentes.

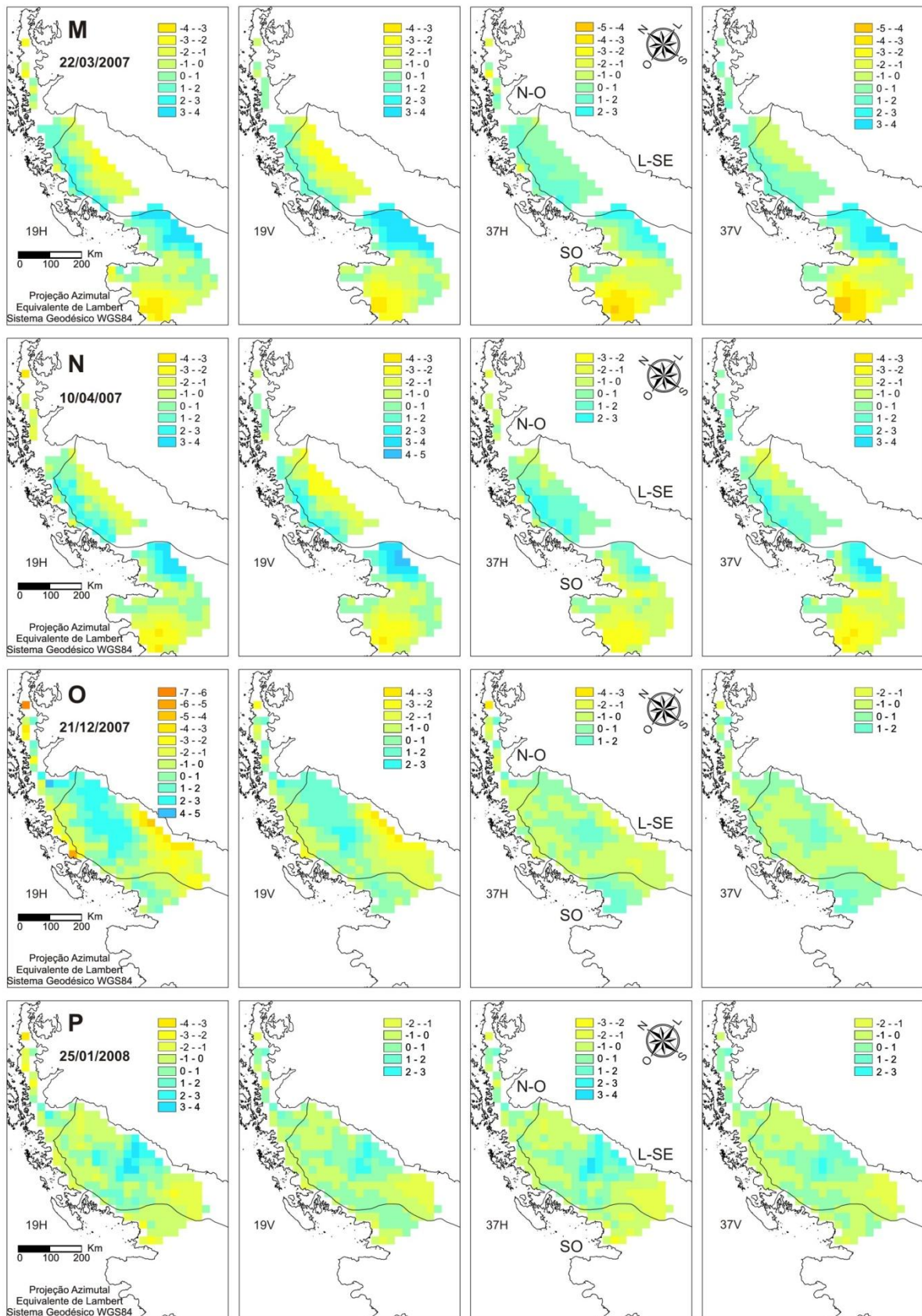


Figura B4 - Imagens-erro (resíduos em  $T_b$ ) da estimativa das assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNS, ZSNU e rochas (Fig. 5.2) de 22/03/2007 (M), 10/04/2007 (N), 21/12/2007 (O) e 25/01/2008 (P), resultantes do uso no MLME das imagens-fração ASAR e bandas SSM/I de datas correspondentes.



## ANEXO C - IMAGENS-FRAÇÃO ASAR E ESTIMADAS DA ZSNU, IMAGENS-DIFERENÇA DA ZSNU E IMAGENS-ERRO DA ESTIMATIVA DOS COMPONENTES PUROS

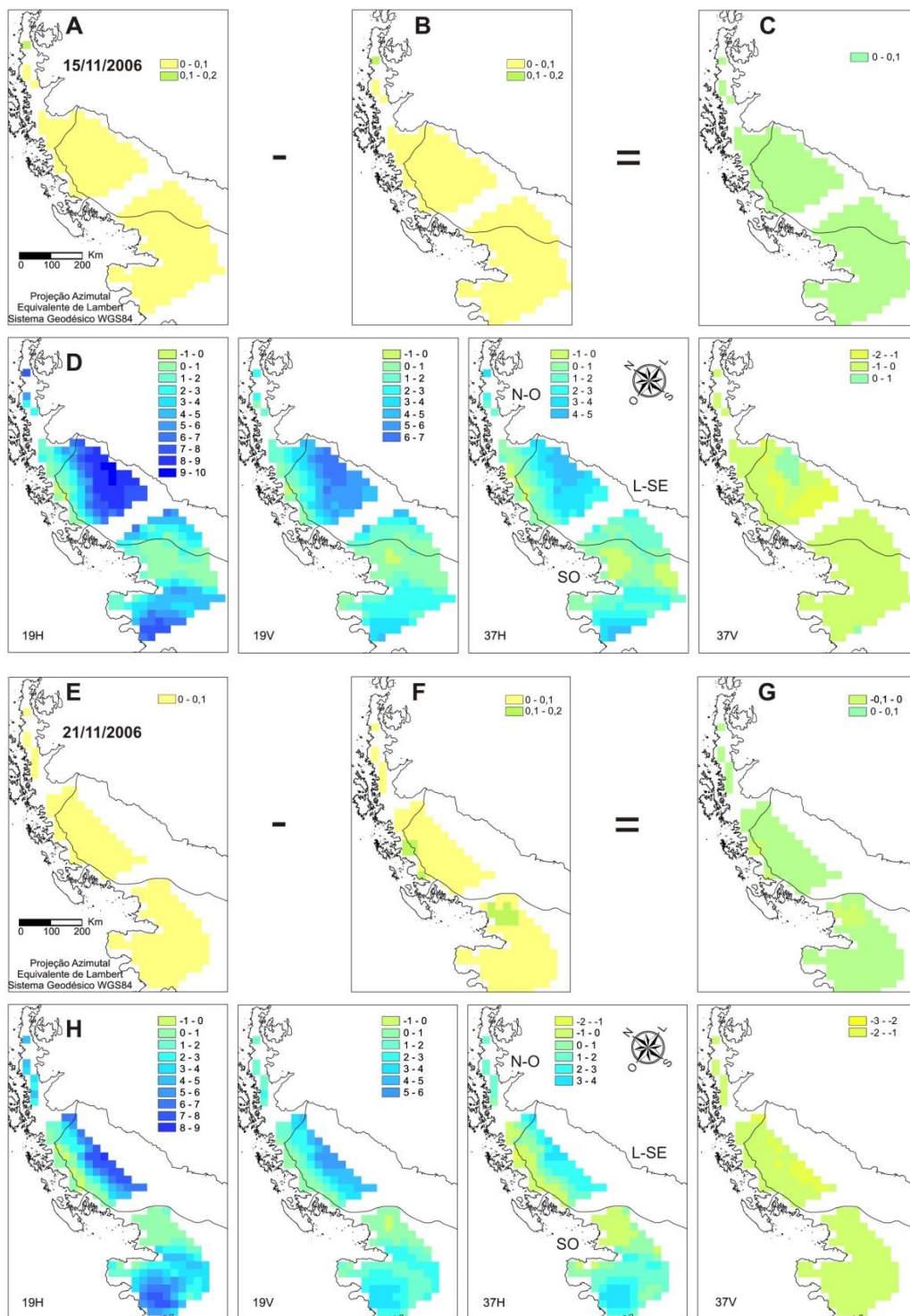


Figura C1 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 15/11/2006 e 21/11/2006 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZSNS, ZSNU e rochas (D; H).

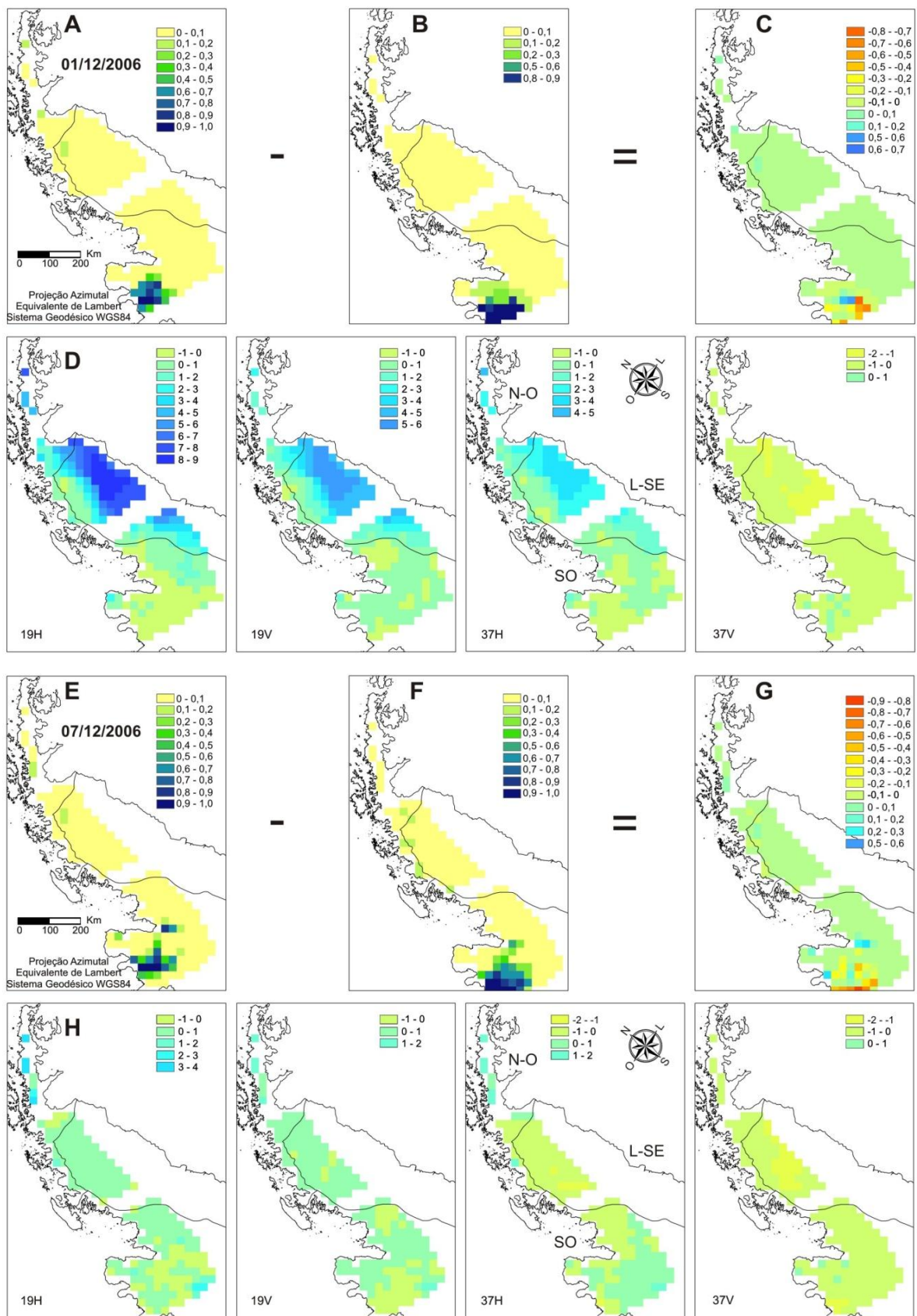


Figura C2 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 01/12/2006 e 07/12/2006 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZSNS, ZSNU e rochas (D; H).



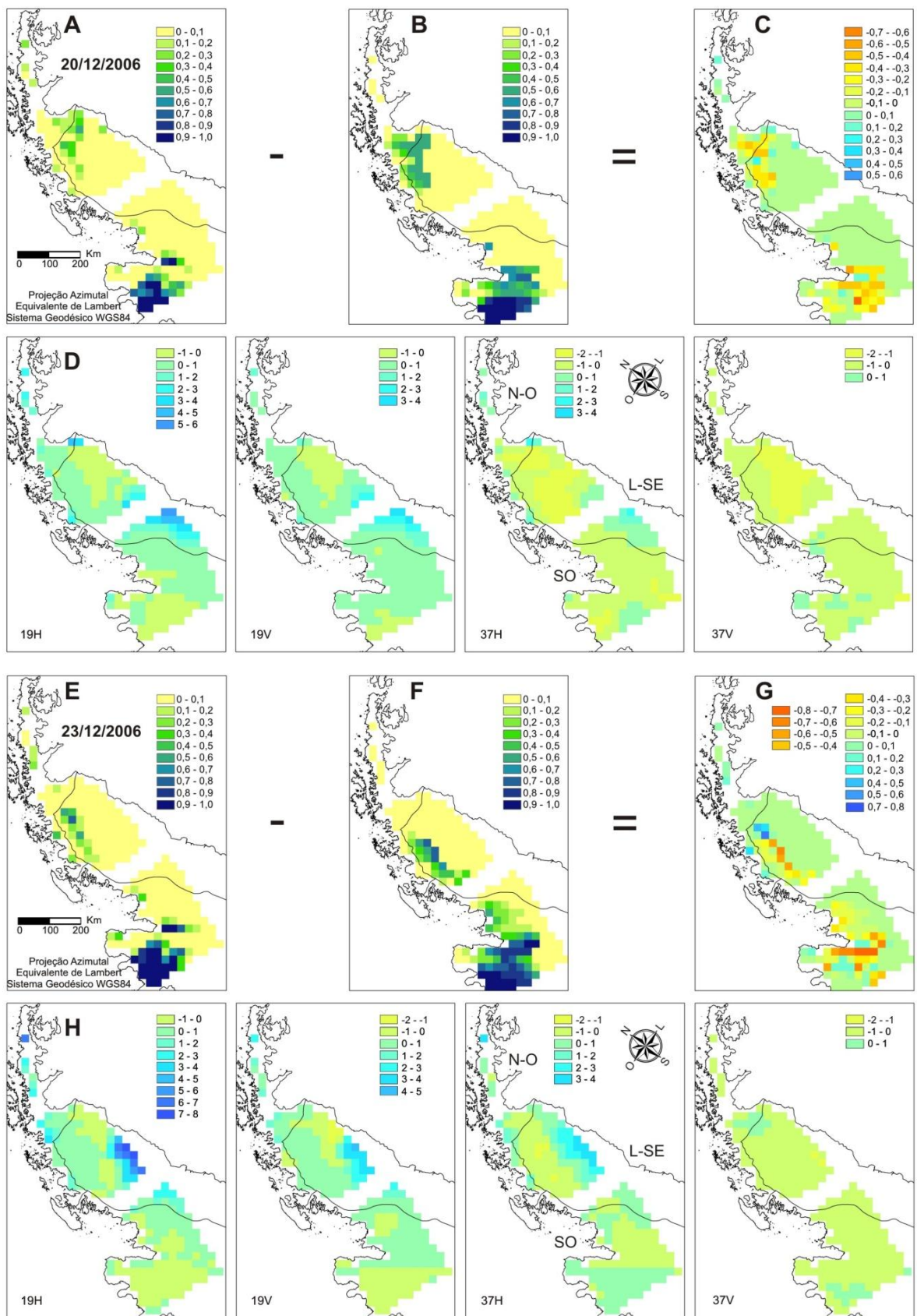


Figura C3 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 20/12/2006 e 23/12/2006 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZSNS, ZSNU e rochas (D; H).

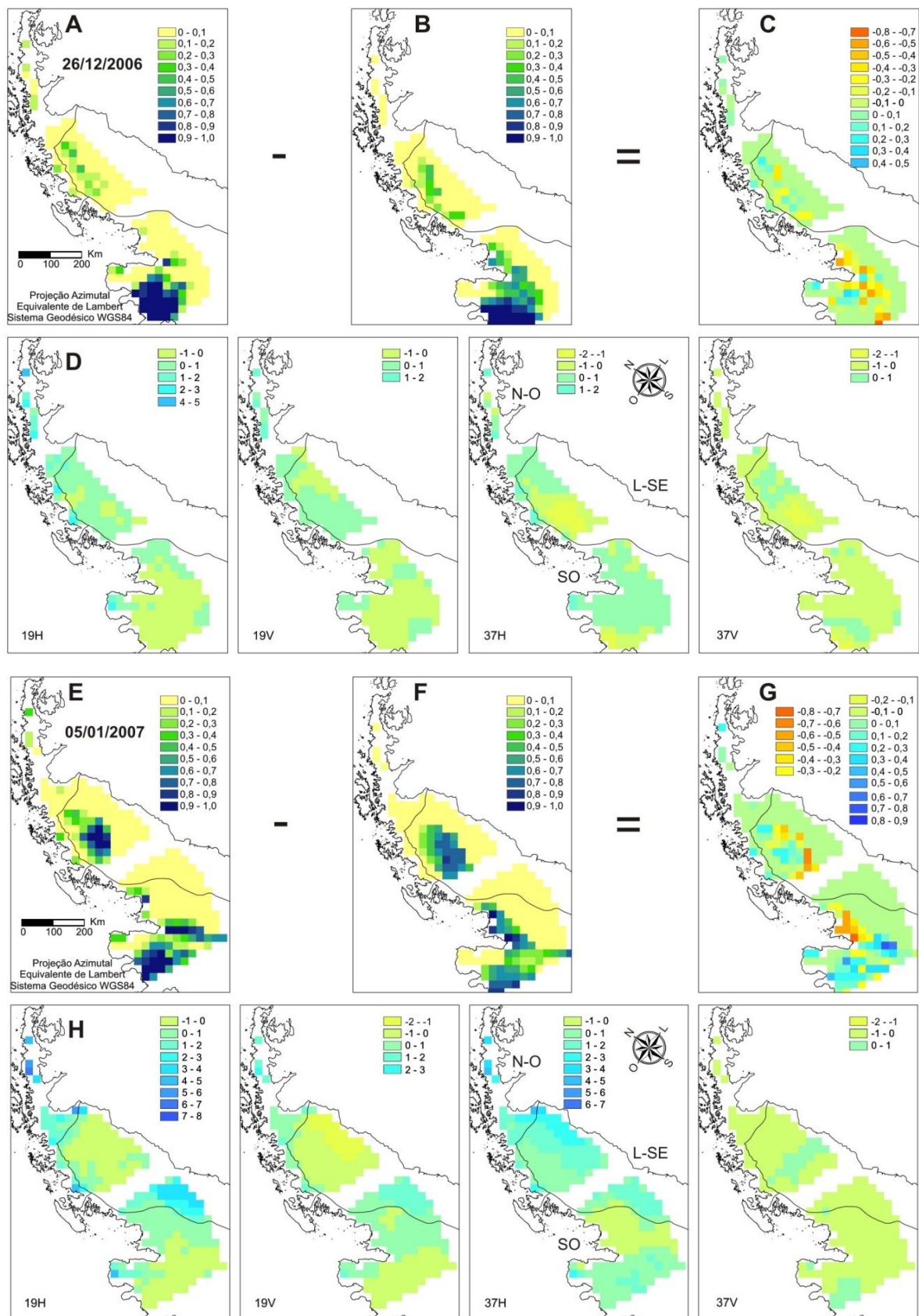


Figura C4 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 26/12/2006 e 05/01/2007 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZSNS, ZSNU e rochas (D; H).



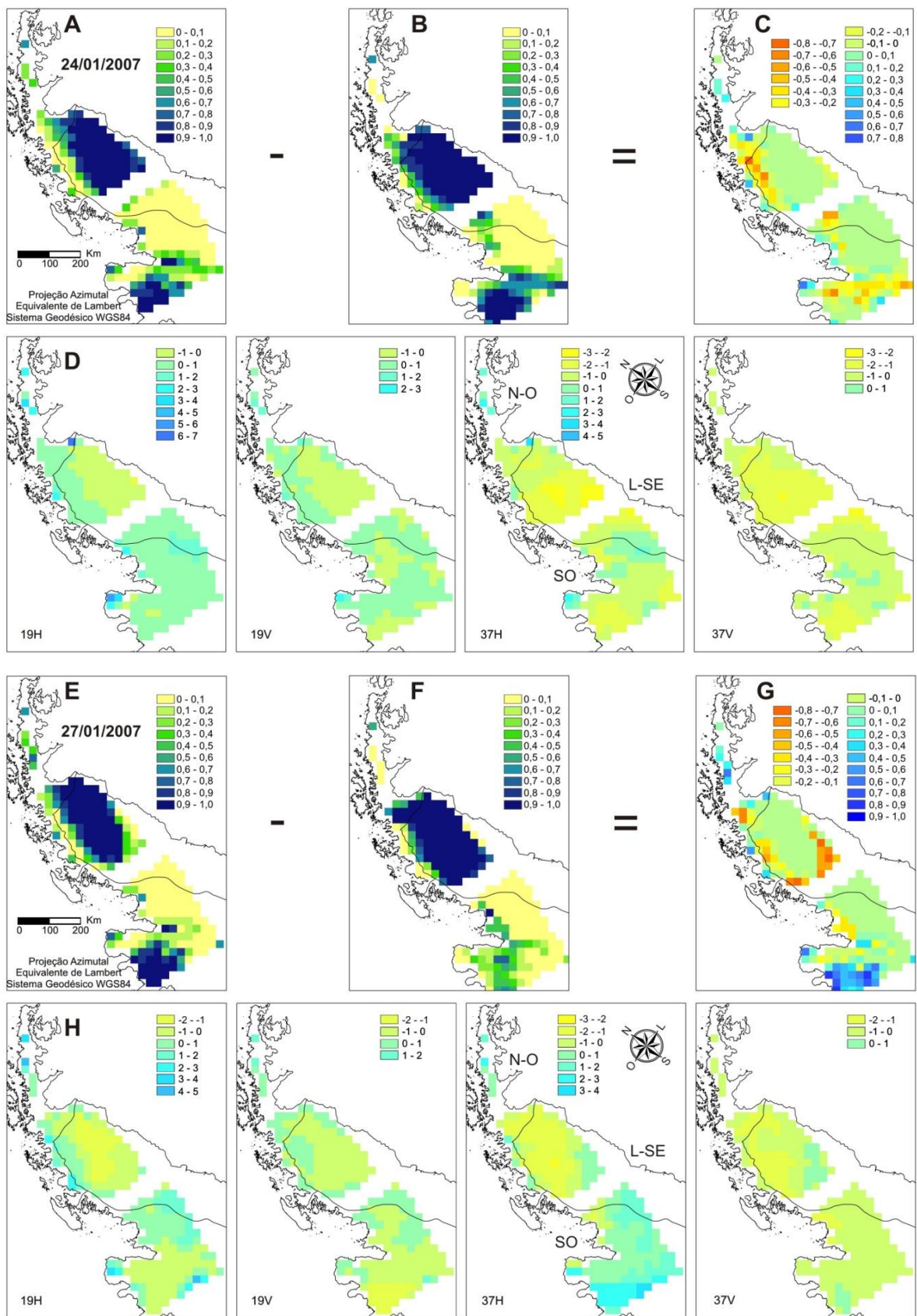


Figura C5 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 24/01/2007 e 27/01/2007 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZSNS, ZSNU e rochas (D; H).

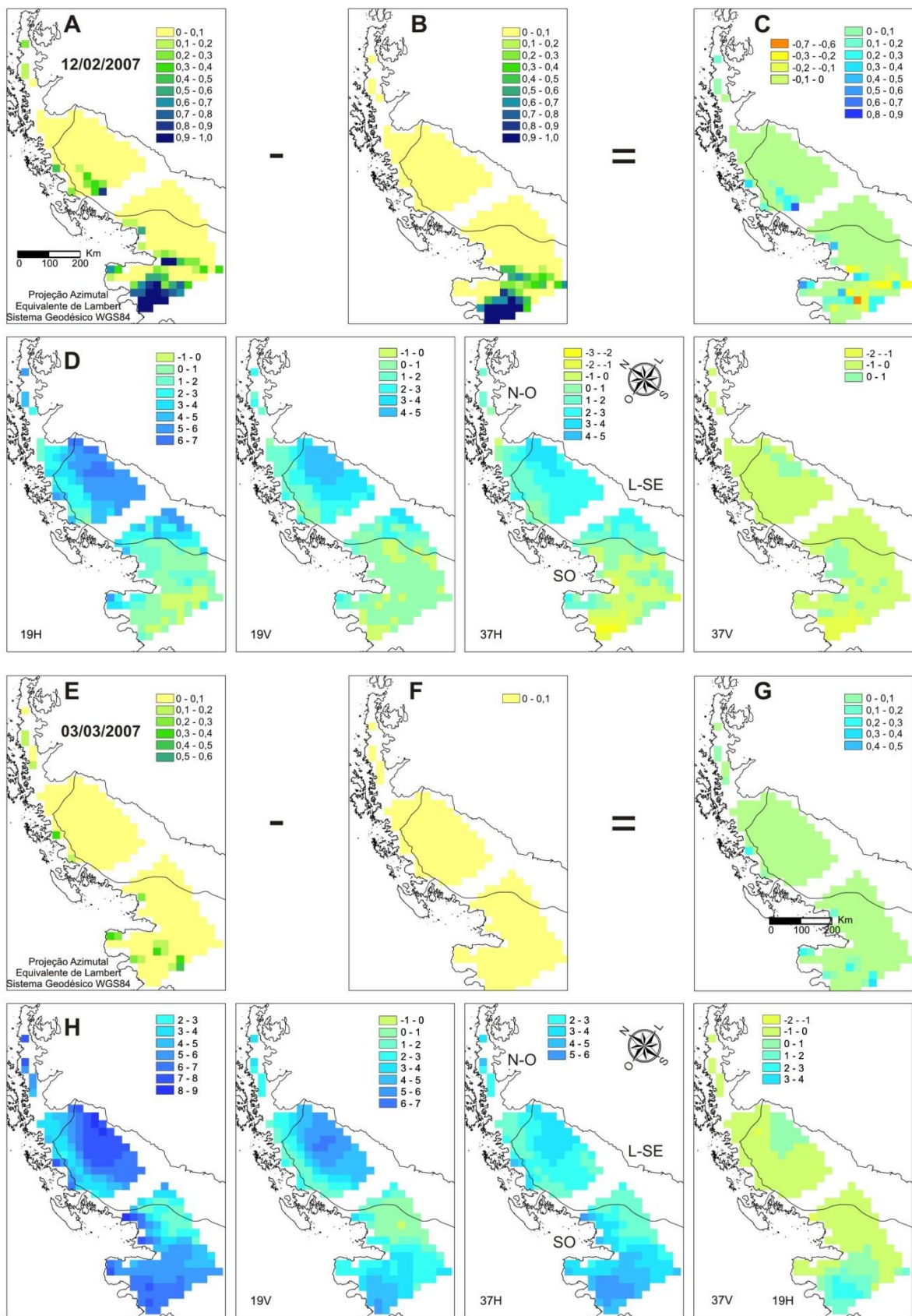


Figura C6 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 12/02/2007 e 03/03/2007 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZNS, ZNU e rochas (D; H).



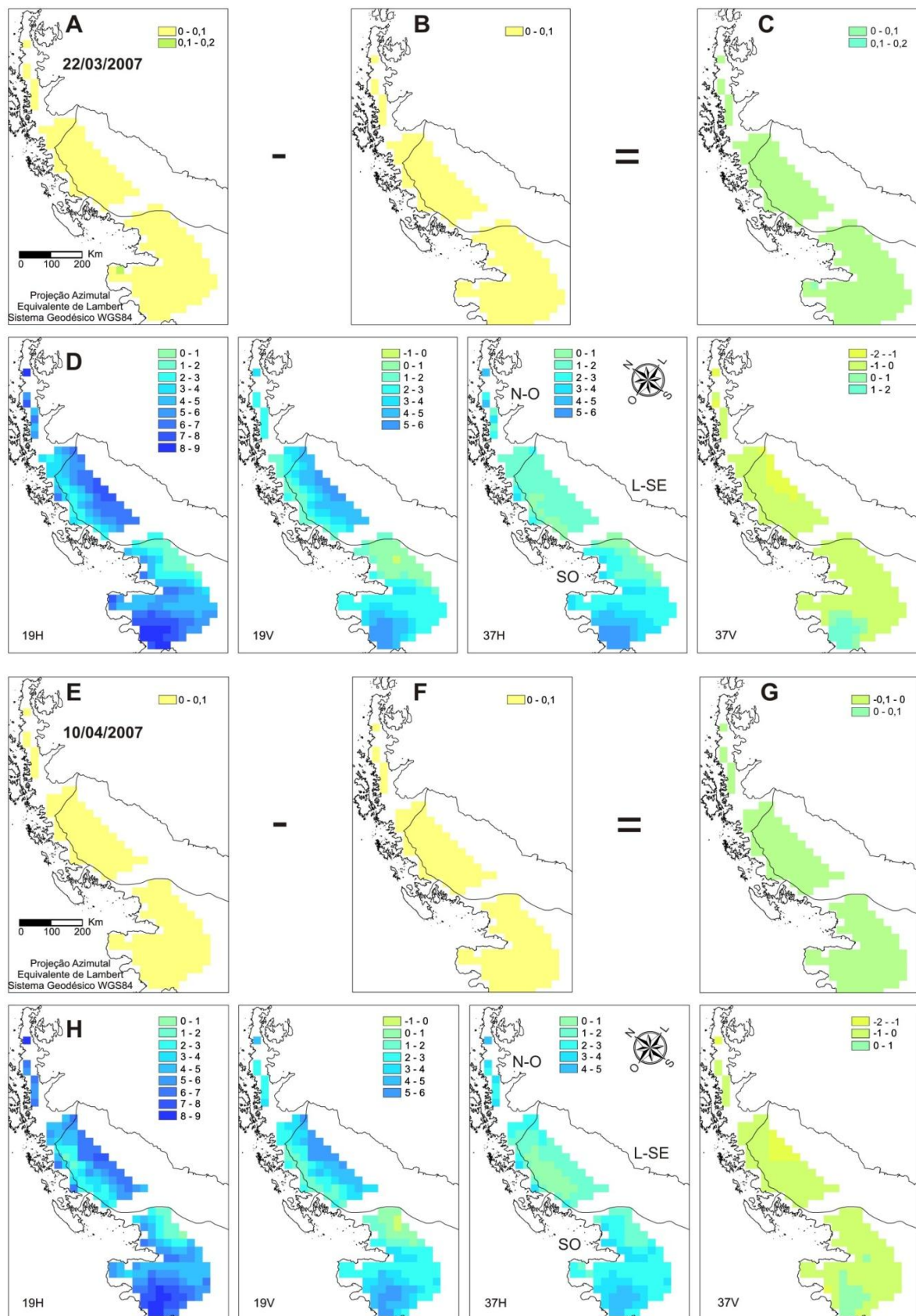


Figura C7 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 22/03/2007 e 10/04/2007 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZSNS, ZSNU e rochas (D; H).

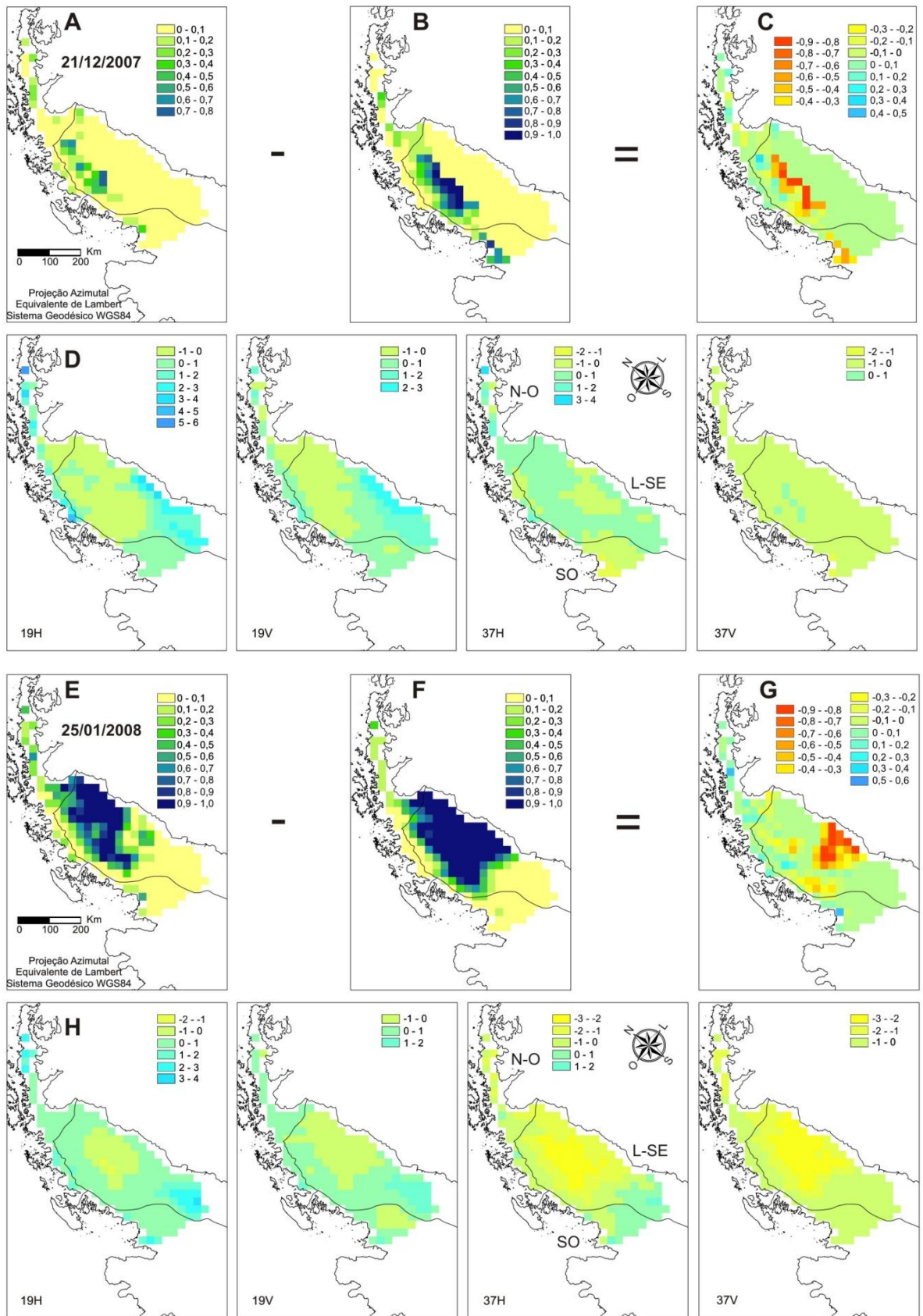


Figura C8 - Imagens-fração ASAR da ZSNU de 21/12/2007 e 25/01/2008 (A; E); imagens-fração estimadas da ZSNU a partir das assinaturas espectrais medianas da figura 5.2 (B; F); imagens-diferença resultantes (C; G); imagens-erro dos componentes ZSNS, ZSNU e rochas (D; H).

## ANEXO D – ÁREAS TOTAIS ABSOLUTAS E RELATIVAS DA ZSNU NA PENÍNSULA ANTÁRTICA DAS IMAGENS-FRAÇÃO ESTIMADAS PELO MLME (1978-2008)

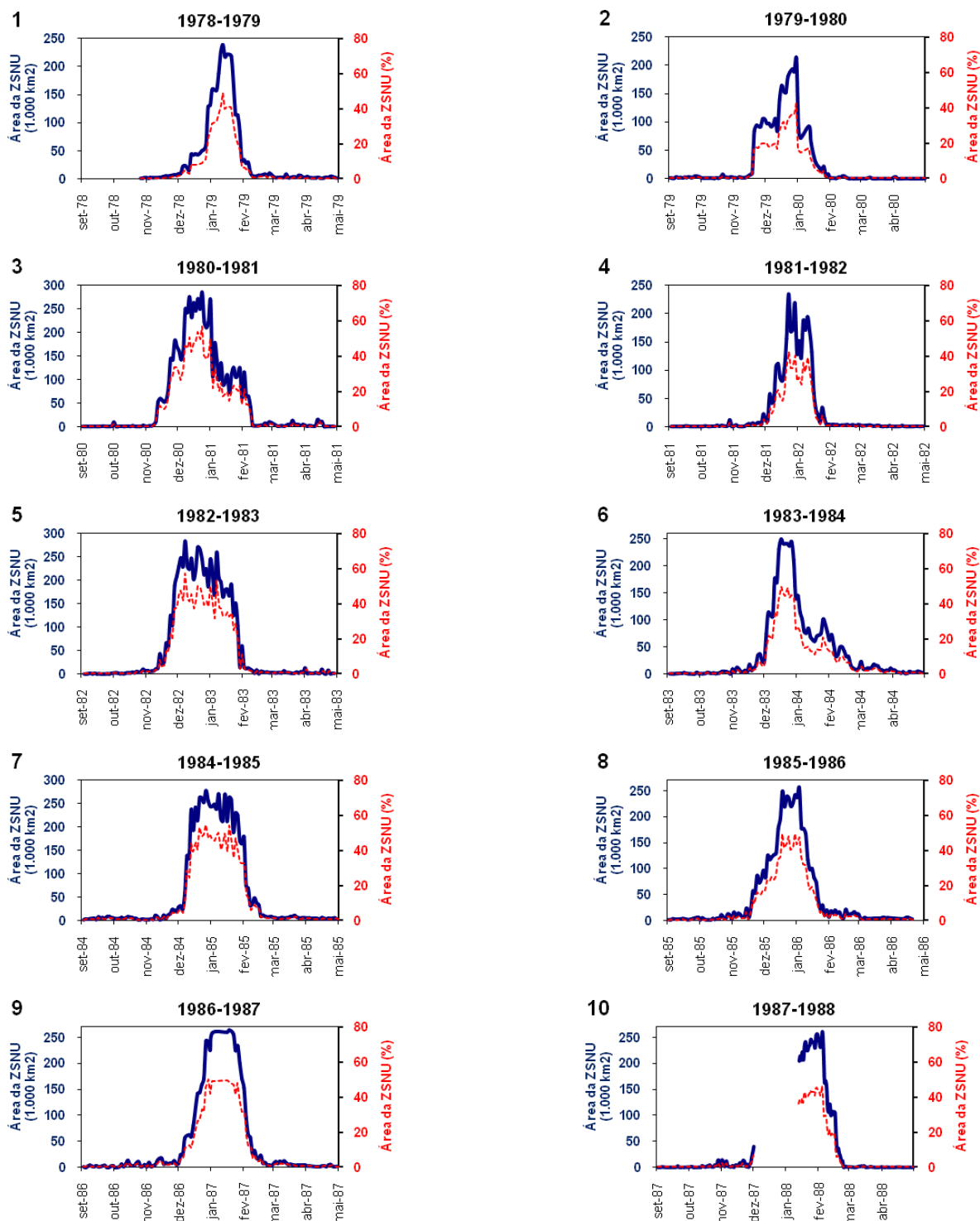


Figura D1 – Áreas totais absolutas e relativas da ZSNU na PA, estimadas das imagens SMMR utilizadas neste estudo, de 01 setembro a 31 abril, no período 1978-1979 a 1987-1988. As áreas absolutas estão representadas por linhas contínuas azuis e as áreas relativas, por linhas tracejadas vermelhas.

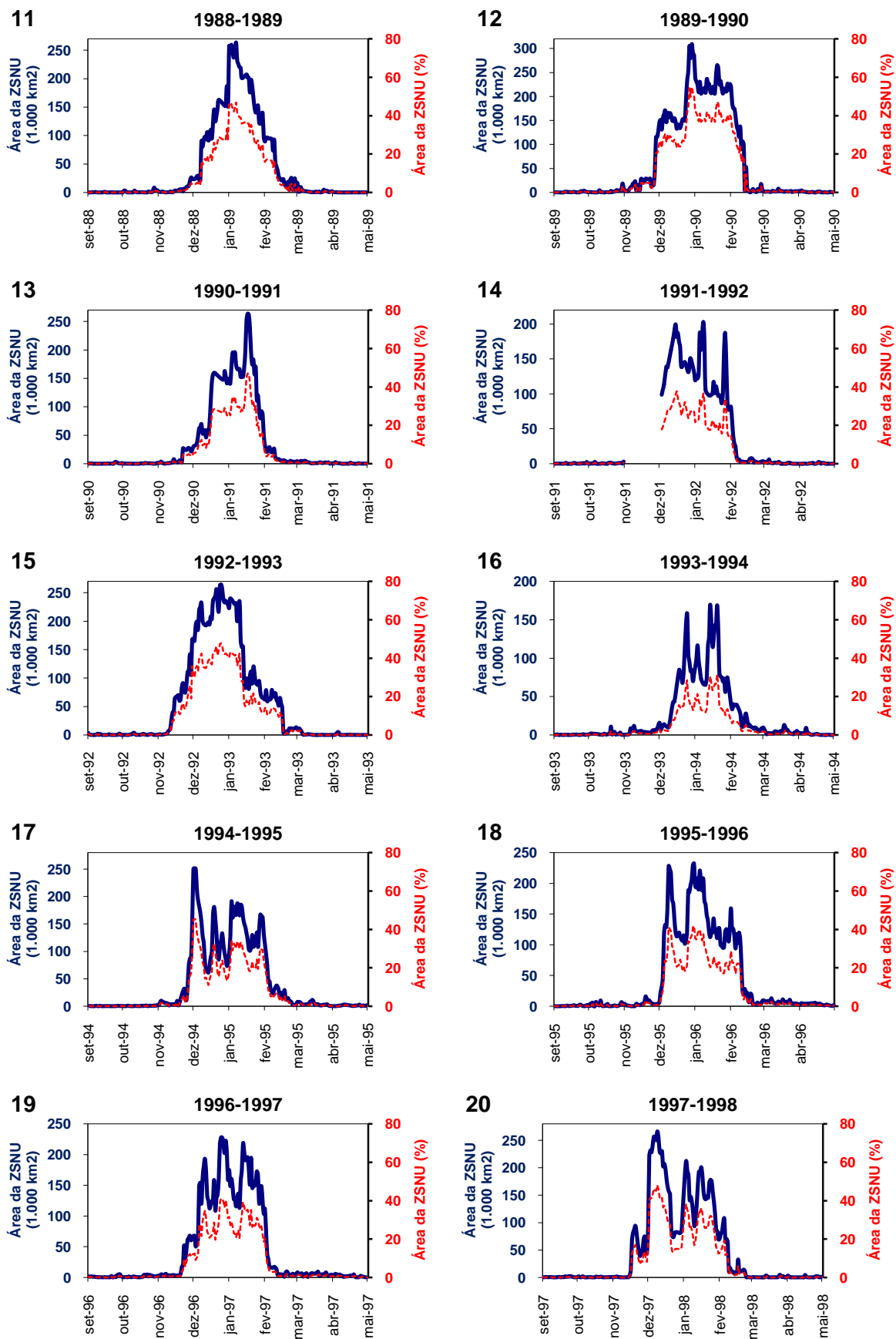


Figura D1 – Áreas totais absolutas e relativas da ZSNU na PA, estimadas das imagens SSM/I utilizadas neste estudo, de 01 setembro a 31 abril, no período 1988-1989 a 1997-1998. As áreas absolutas estão representadas por linhas contínuas azuis e as áreas relativas, por linhas tracejadas vermelhas.



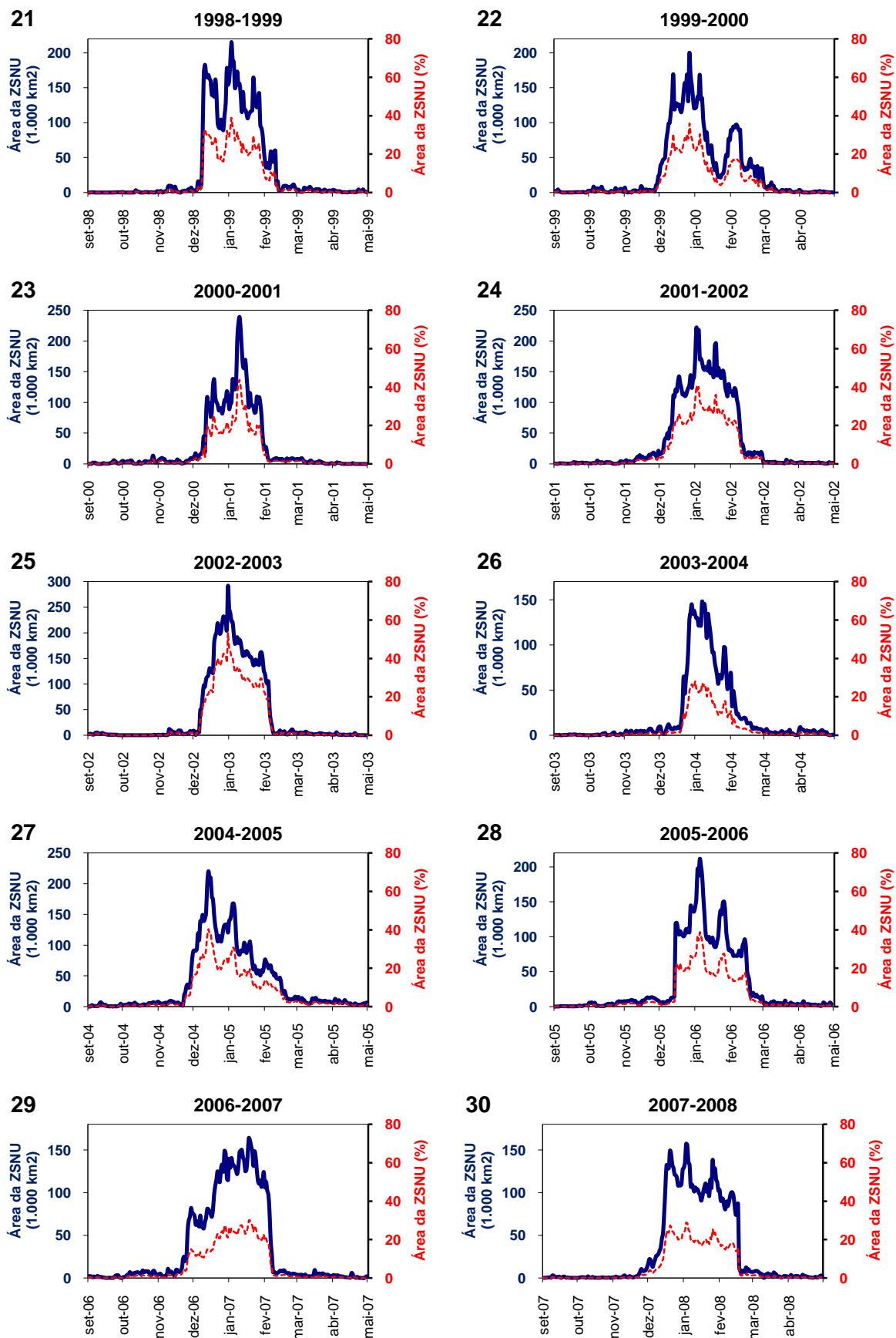


Figura D1 – Áreas totais absolutas e relativas da ZSNU na PA, estimadas das imagens SSM/I utilizadas neste estudo, de 01 setembro a 31 abril, no período 1998-1999 a 2007-2008. As áreas absolutas estão representadas por linhas contínuas azuis e as áreas relativas, por linhas tracejadas vermelhas.

## ANEXO E – ESTATÍSTICAS DAS IMAGENS-FRAÇÃO ESTIMADAS DA ZSNU DOS VERÕES AUSTRAIS DE 1978 A 2008

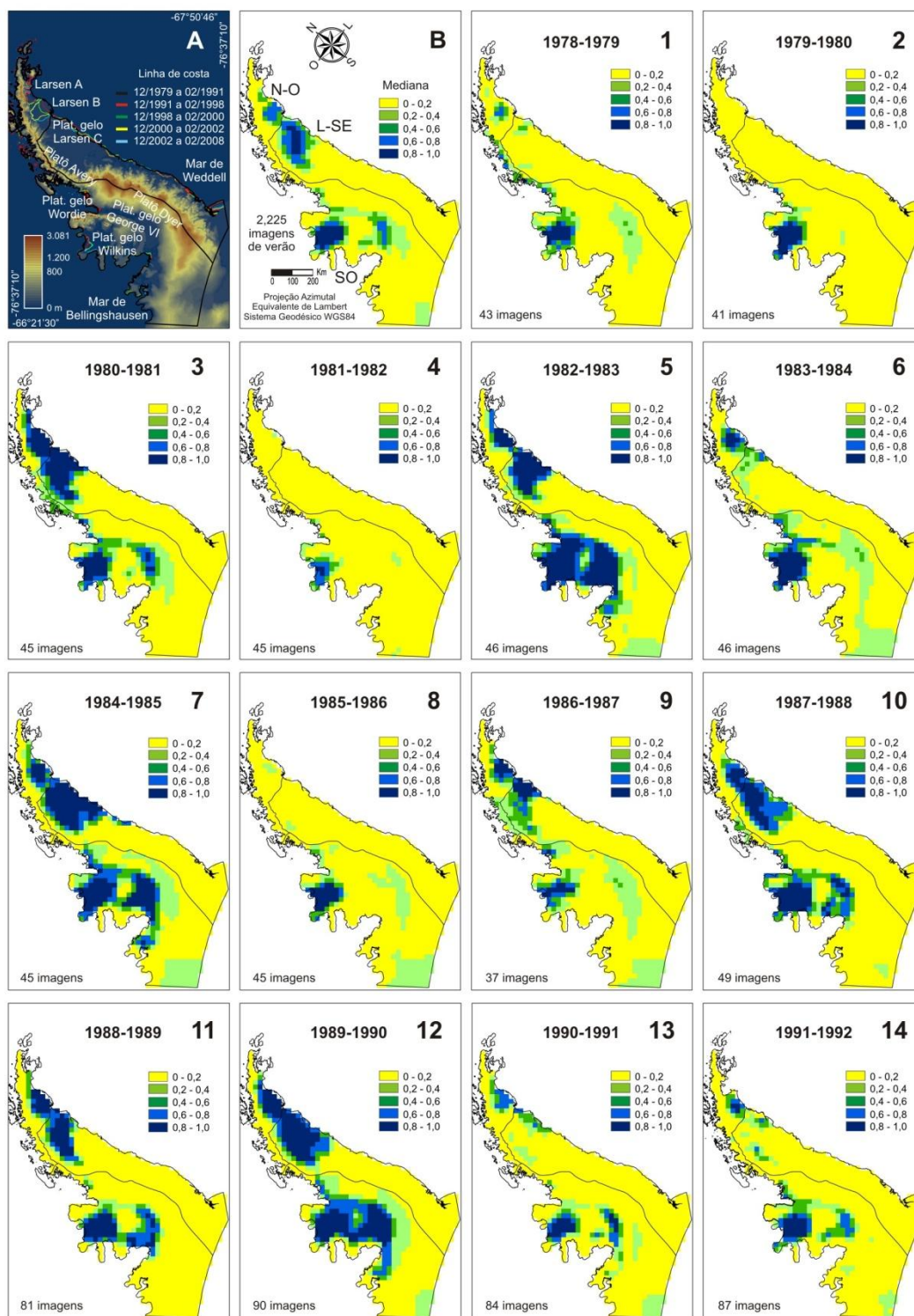


Figura E1 – Linhas de costa usadas na extração dos dados continentais da Península Antártica (A); mediana das imagens-fração da ZSNU dos verões austrais de 1978-1979 a 2007-2008 (B) e de cada ciclo sazonal da ZSNU no período 1978-1979 a 1991-1992 (Fig. 1 a 14).



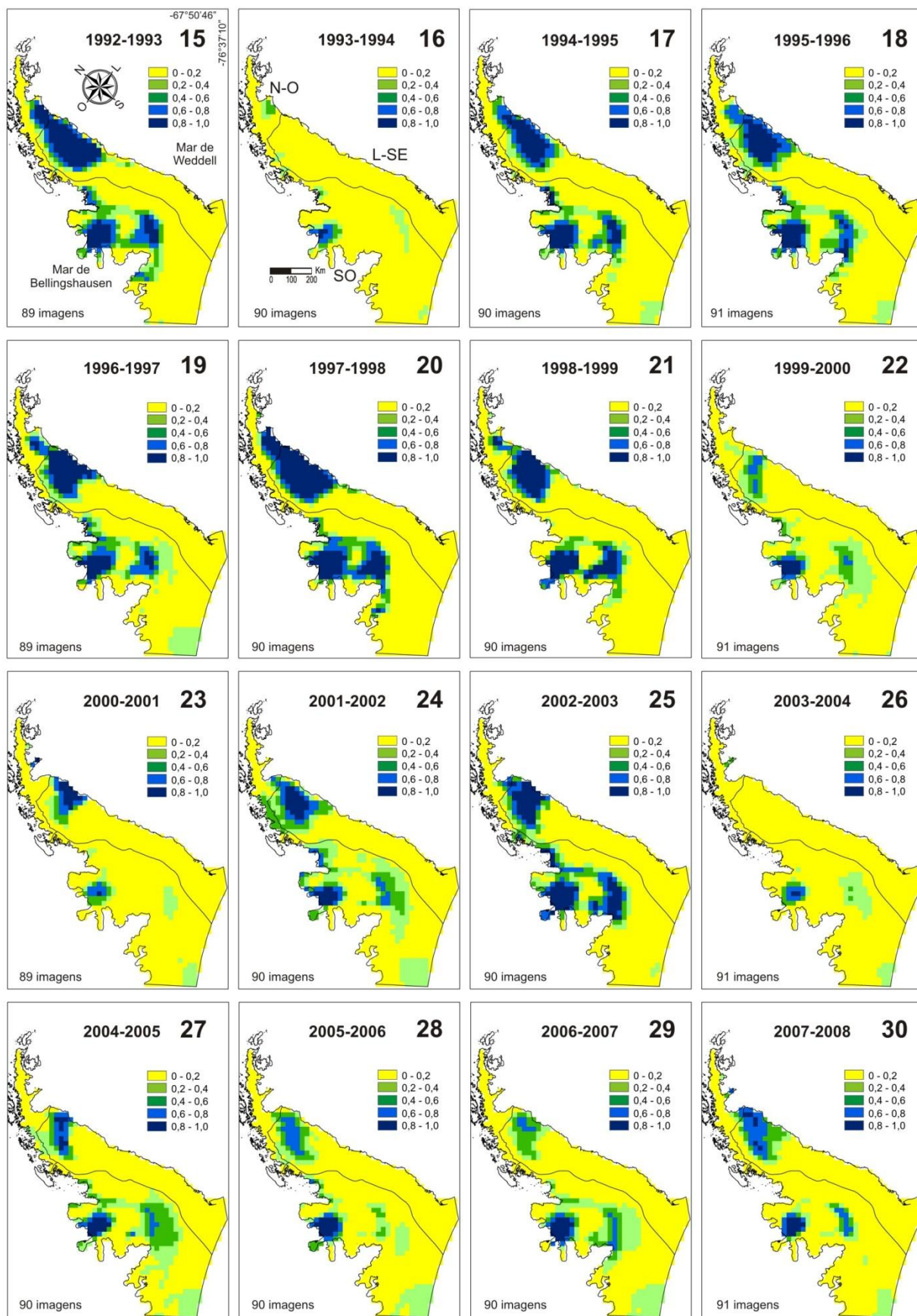


Figura E1 – Mediana das imagens-fração da ZSNU dos verões austrais de 1992-1993 a 2007-2008 (Fig. 15 a 30).

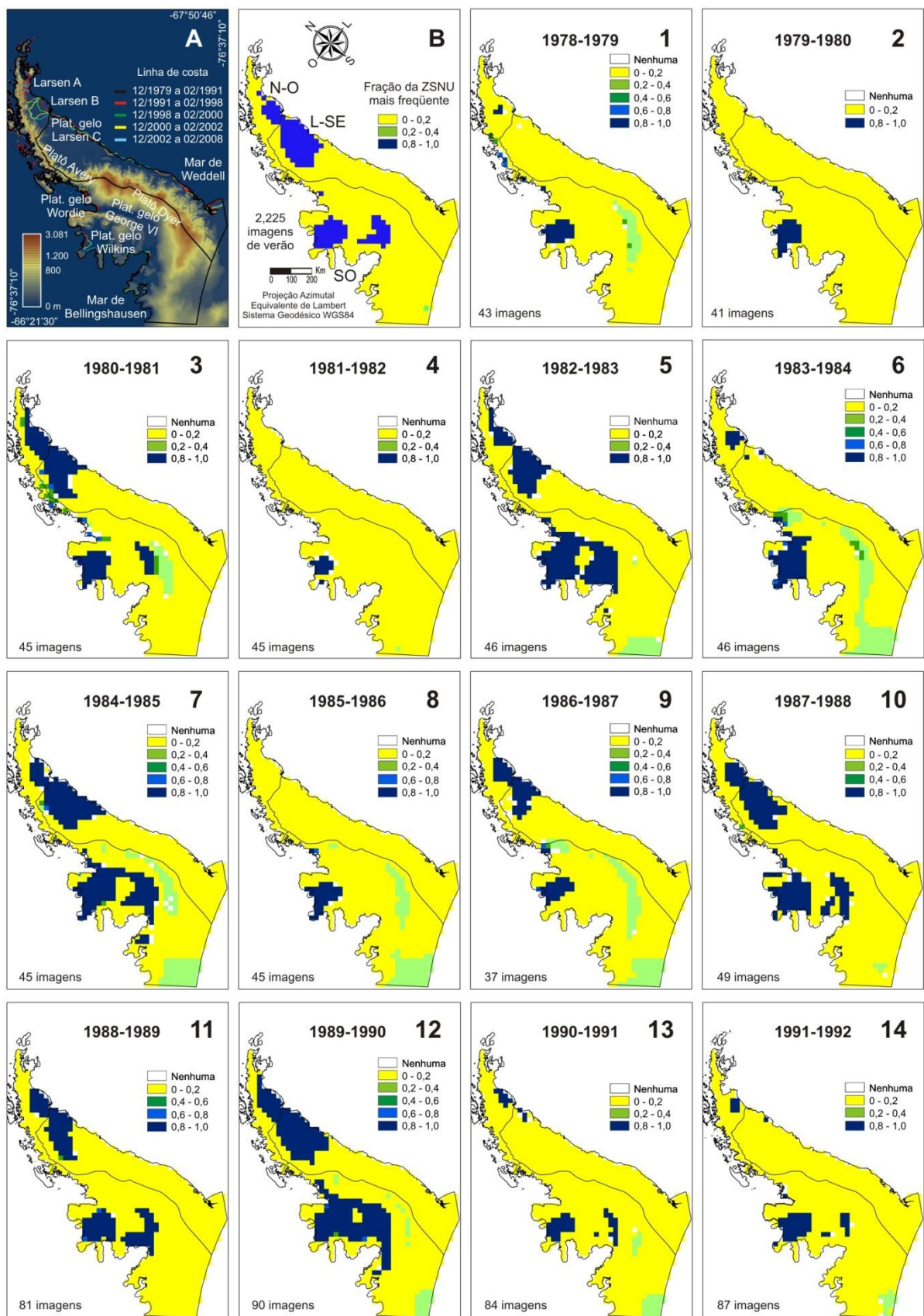


Figura E2 – Linhas de costa usadas na extração dos dados continentais da Península Antártica (A); classes mais frequentes das imagens-fração da ZSNU dos verões austrais de 1978-1979 a 2007-2008 (B) e de cada ciclo sazonal da ZSNU de 1978-1979 a 1991-1992 (Fig. 1 a 14).



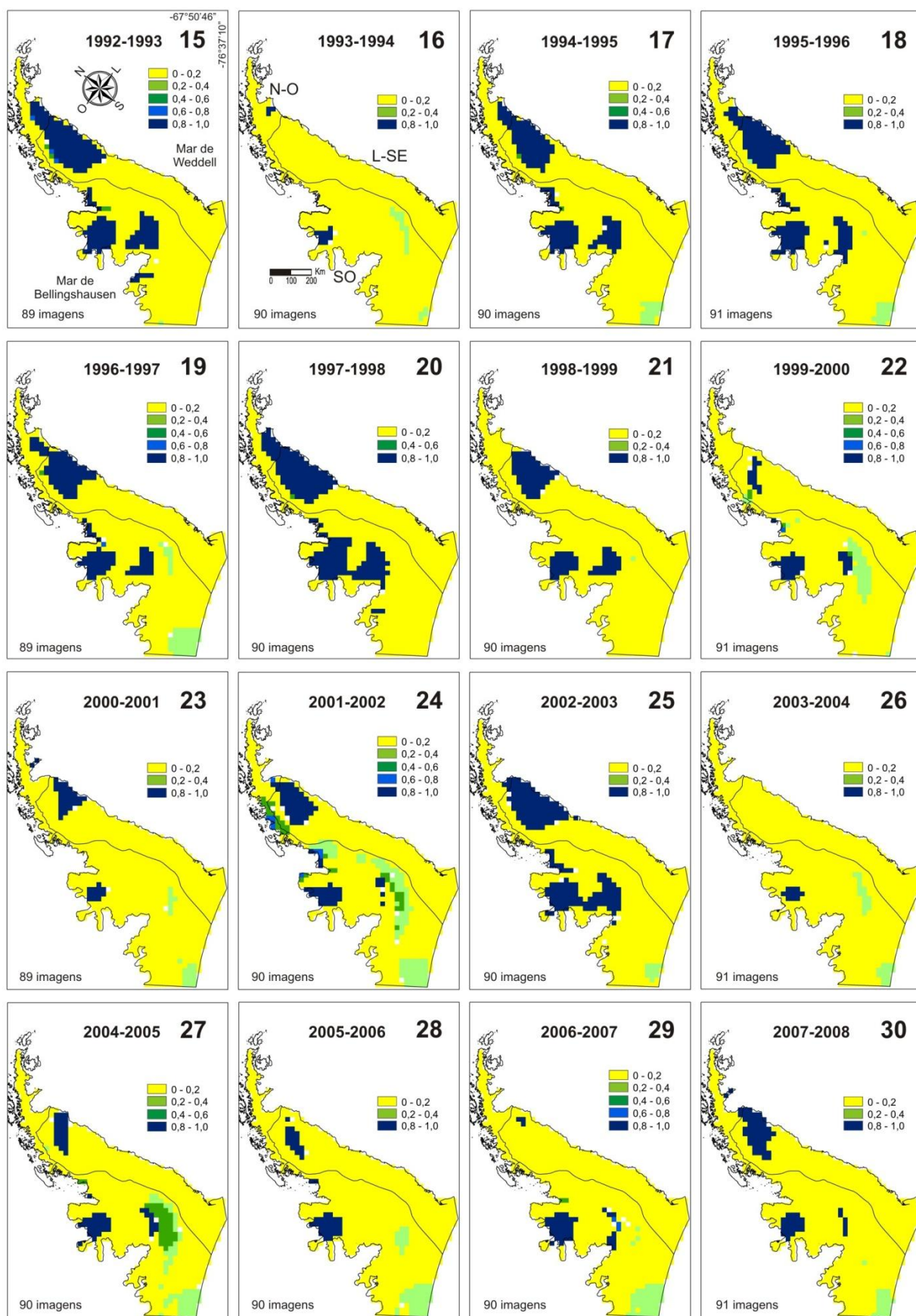


Figura E2 – Classes mais frequentes das imagens-fração da ZSNU dos verões austrais de 1992-1993 a 2007-2008 (Fig. 15 a 30).

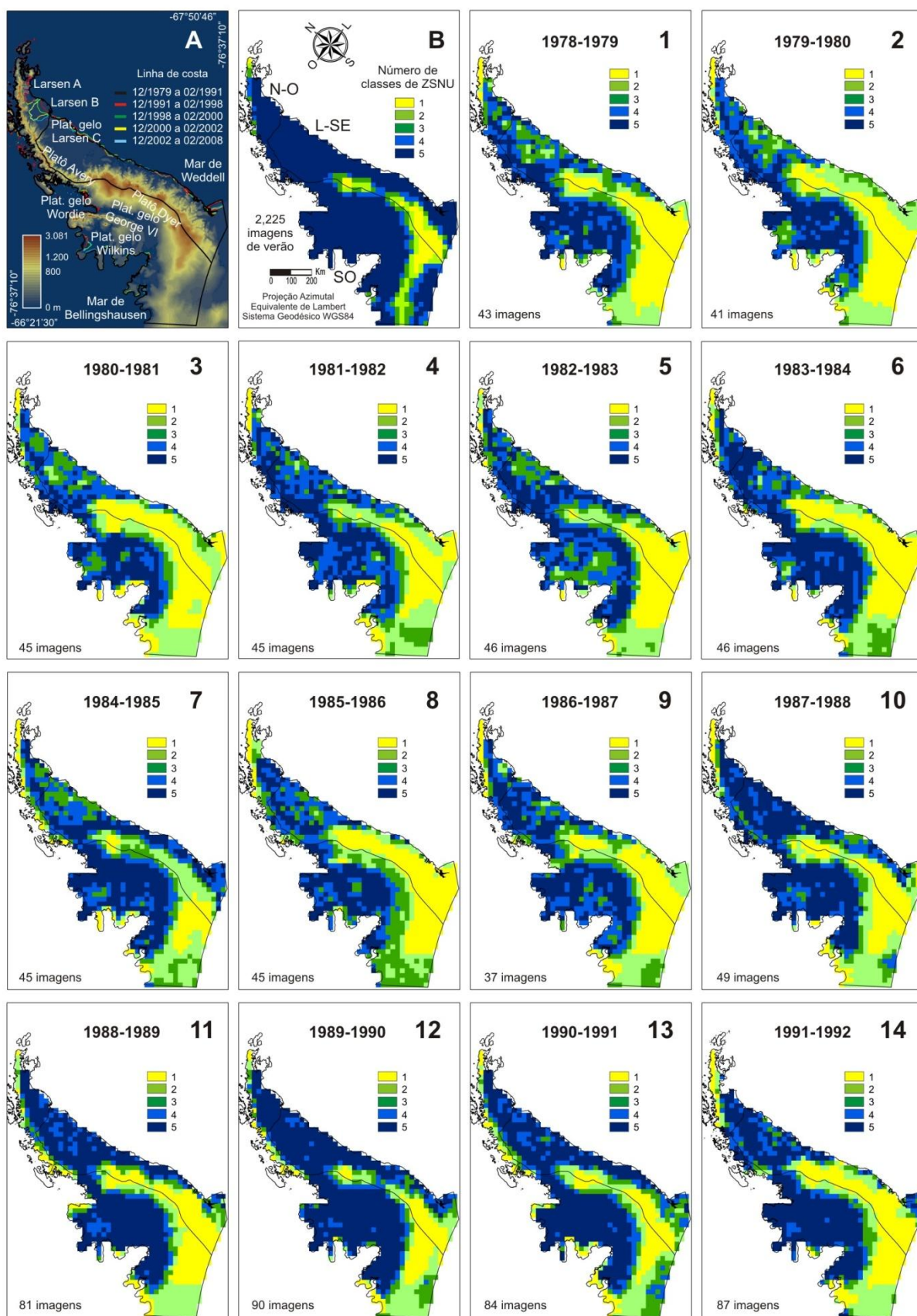


Figura E3 – Linhas de costa usadas na extração dos dados continentais da Península Antártica (A); grau de variabilidade das classes das imagens-fração da ZSNU dos verões de 1978-1979 a 2007-2008 (B) e de cada ciclo sazonal da ZSNU de 1978-1979 a 1991-1992 (Fig. 1 a 14).



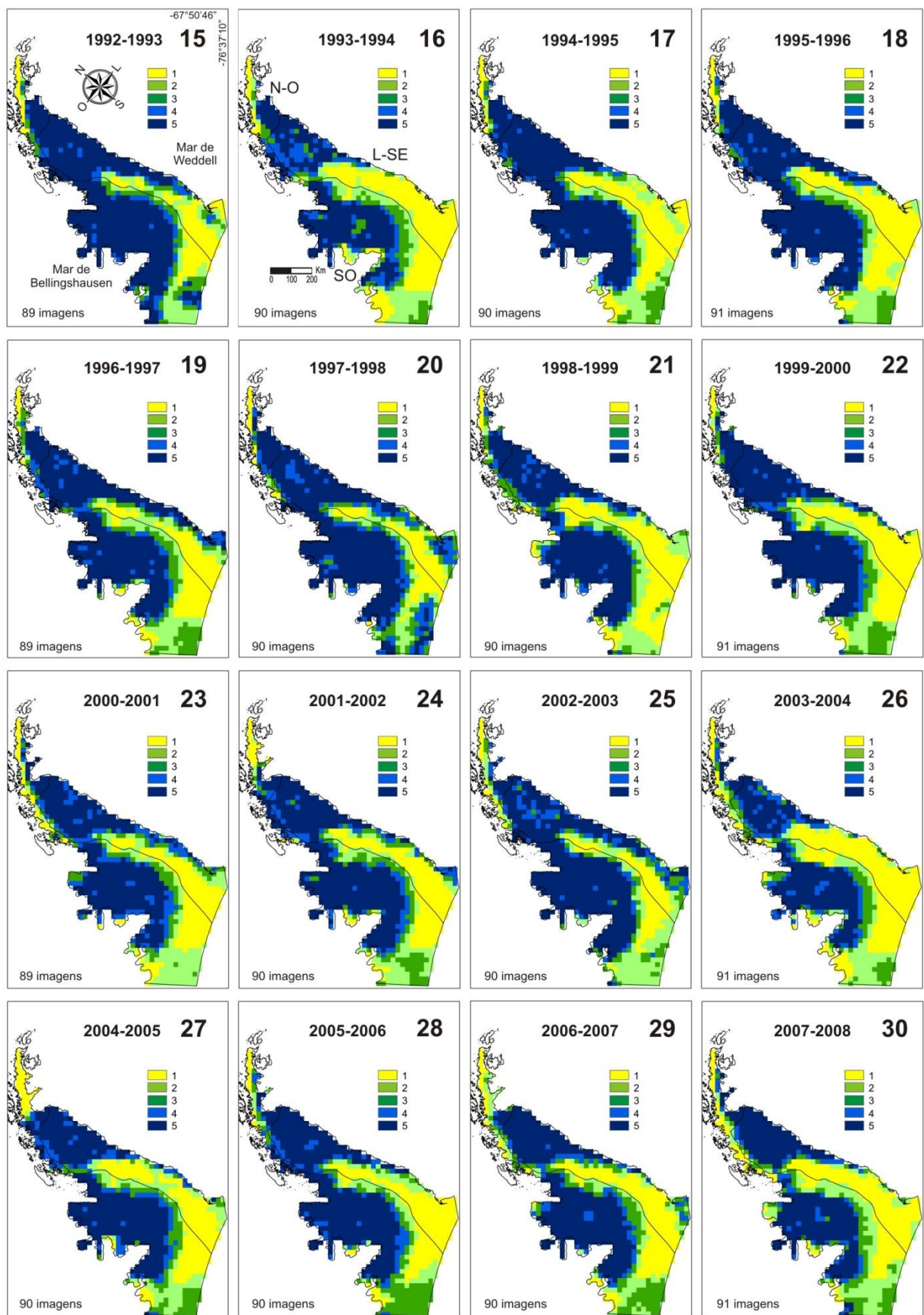


Figura E3 – Grau de variabilidade das classes das imagens-fração da ZSNU dos verões austrais de 1992-1993 a 2007-2008 (Fig. 15 a 30).

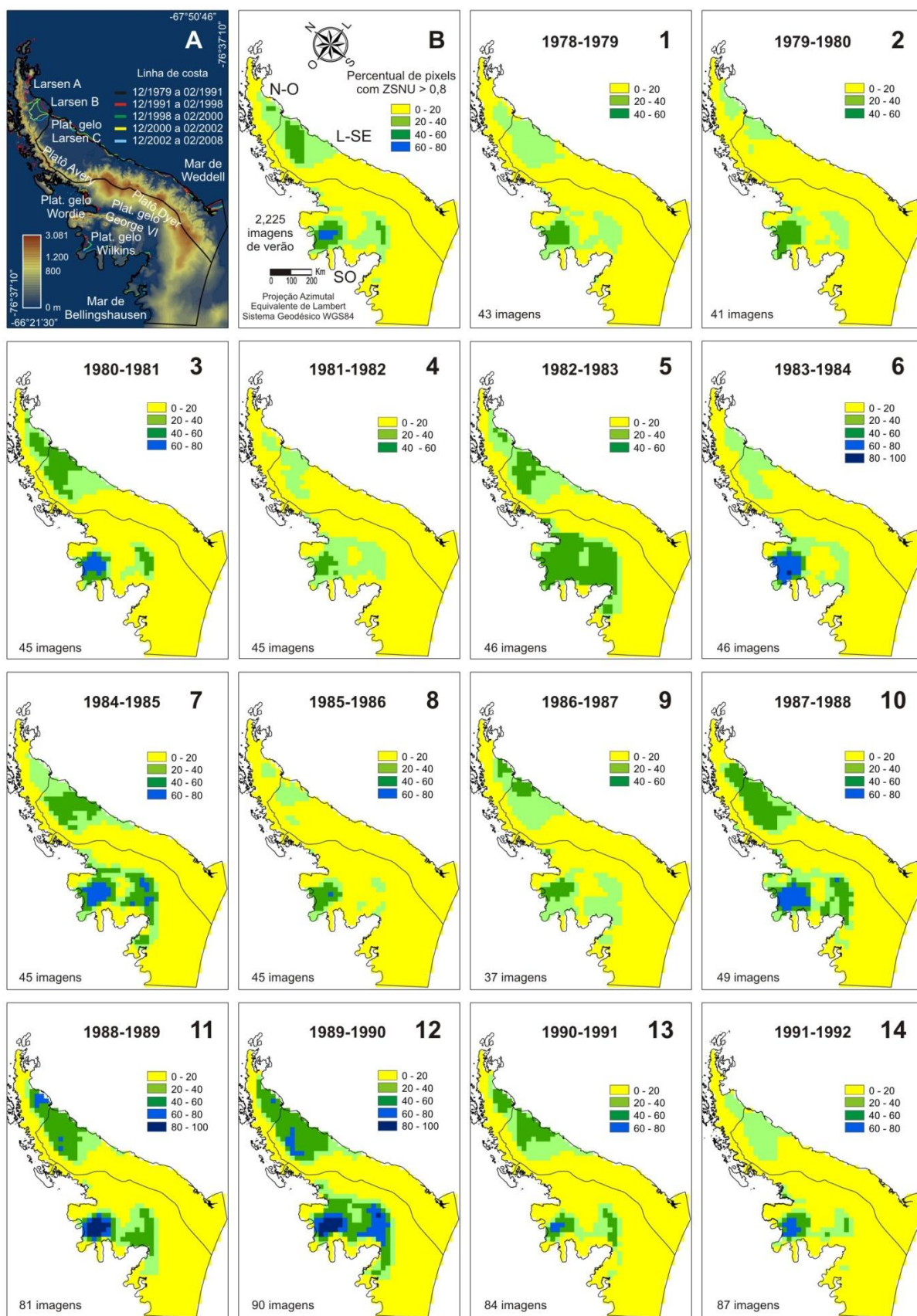


Figura E4 – Linhas de costa da PA (A); percentual de pixels das imagens-fração da ZSNU com valor maior do que 0,8, nas imagens dos verões austrais de 1978-1979 a 2007-2008 (B) e de cada ciclo sazonal da ZSNU do período 1978-1979 a 1991-1992 (Fig. 1 a 14).



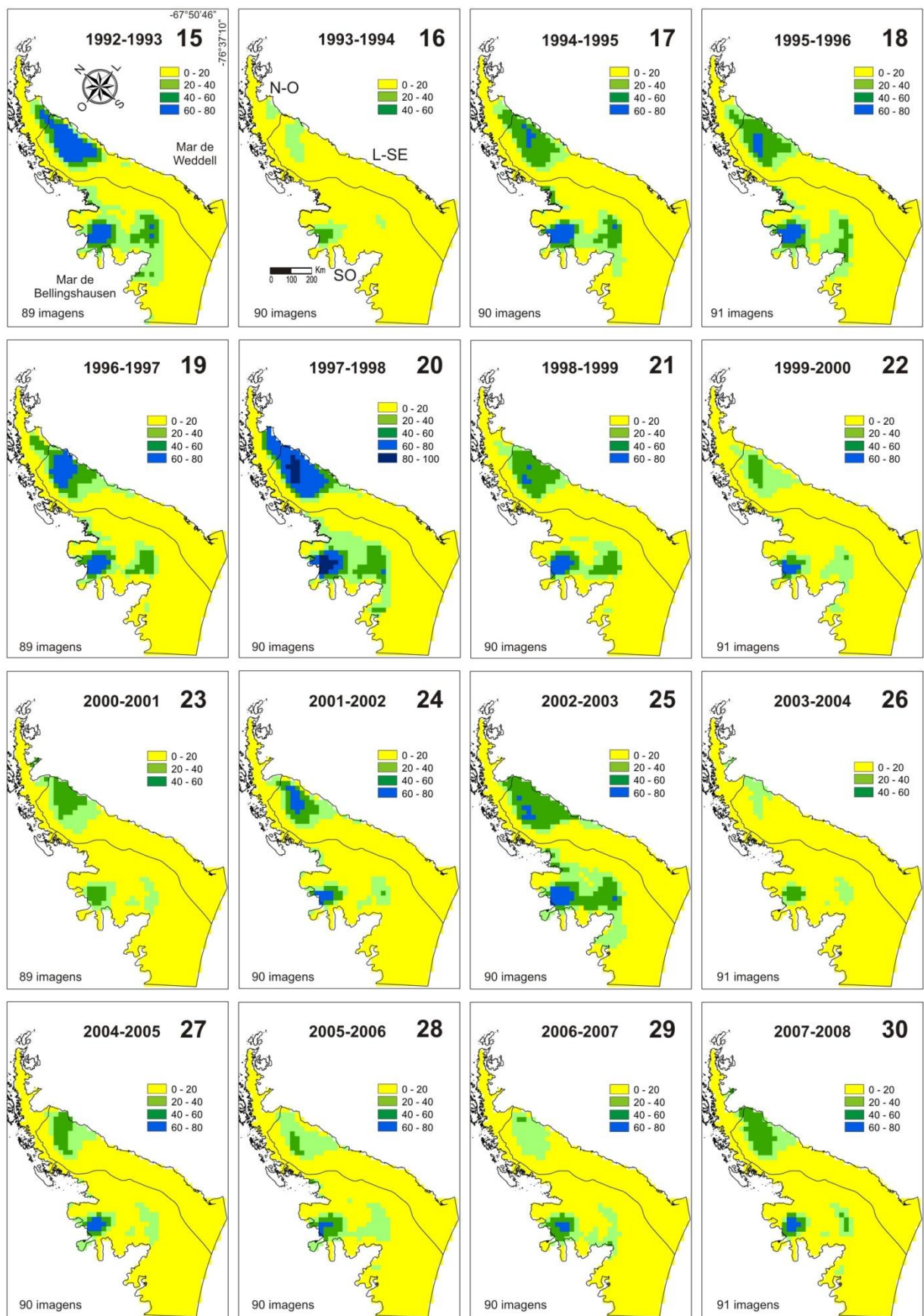


Figura E4 – Percentual de pixels das imagens-fração da ZSNU com valor maior do que 0,8, nas imagens dos verões austrais de 1992-1993 a 2007-2008 (Fig. 15 a 30).

## ANEXO F – SCRIPT SML USADO NA CLASSIFICAÇÃO DA ZSNU NAS IMAGENS ASAR WS

---

```
Masked_linear = imagem ASAR Ws de verão, na escala linear
Ref_img_linear = imagem ASAR WS de inverno, na escala linear
Masked_db = imagem ASAR WS de verão, na escala dB
dem = Modelo Digital do terreno (RAMP MDE)
wetsnow = imagem ASAR classificada da ZSNU
PA_norte_sul = imagem das regiões norte e sul da Península Antártica

#
# modeler -s -m F:/Claudio/asar_classif.mdl '$(Masked_linear)' '$(Ref_img_linear)' '$(Masked_db)' '$(wetsnow)' '$(dem)' '$(pa_norte_sul)'
#
#
# set cell size for the model
#
SET CELLSIZE MIN;
#
# set window for the model
#
SET WINDOW INTERSECTION;
#
# set area of interest for the model
#
SET AOI NONE;
#
# declarations
#
Float RASTER masked_linear FILE OLD NEAREST NEIGHBOR AOI NONE arg1;
Float RASTER masked_db FILE OLD NEAREST NEIGHBOR AOI NONE arg3;
Float RASTER ref_img FILE OLD NEAREST NEIGHBOR AOI NONE arg2;
Integer RASTER wetsnow FILE DELETE_IF_EXISTING IGNORE 0 THEMATIC 2 BIT UNSIGNED INTEGER arg4;
Integer RASTER dem FILE OLD NEAREST NEIGHBOR AOI NONE arg5;
Integer RASTER pa_norte_sul FILE OLD NEAREST NEIGHBOR AOI NONE arg6;
Integer MATRIX kernel_size_5;
#
# load matrix kernel_size_5
#
kernel_size_5 = MATRIX(5, 5:
    1, 1, 1, 1, 1,
    1, 1, 1, 1, 1,
    1, 1, 1, 1, 1,
    1, 1, 1, 1, 1,
    1, 1, 1, 1, 1);
#
# function definitions
#
#define ratio Float(EITHER 0 IF ($ref_img == 0) OR $masked_linear / $ref_img OTHERWISE)
#
#define threshold Integer(CONDITIONAL { ($masked_linear == 0 OR $ref_img == 0) 3, ($ratio == 0) 0, ($ratio >= 0.4) 0, ($ratio != 0 AND $ratio < 0.4 AND $masked_db <=
-14 AND $dem < 1200 AND $pa_norte_sul == 1) 1, ($ratio != 0 AND $ratio < 0.4 AND $masked_db <= -14 AND $dem < 800 AND $pa_norte_sul == 2) 1 } )
#
#define post_classified Integer(FOCAL MAJORITY ( $threshold , $kernel_size_5, IGNORE_VALUE 3, APPLY_AT_VALUE { 0 , 1 } ))
#
wetsnow = $post_classified;
QUIT;
```



## ANEXO G – FUNÇÕES MATLAB DO MLME

---

### G1 – Estimação das assinaturas espectrais dos componentes puros ZSNU, ZSNS e rochas (COSTI, 2010, comunicação escrita)

```
function x=mlme1(dir,imagem_asar,data_ad_ssmi,threshold)
% Função que estima as curvas espectrais dos componentes puros ZSNU, rochas e ZSNS, além dos resíduos nas
bandas 19h, 19v, 37h e 37v das imagens SSMI (31x41 pixels).
Exemplos das entradas da função:
% dir=('D:\ MLME\20070124\');% --> diretório onde se encontra a imagem_asar
% data_ad_ssmi=('2007024a');% --> data da imagem SSMI (formato em ano e dia Juliano)
% threshold=30; (foram testados os valores de 1,645 e 1,960, mas optou-se por usar esse valor elevado para não
eliminar pixels amostrais das imagens ASAR e SSMI por esse critério – seção 5.2.2)

% % Arquivos gerados:
% Curvas_espectrais-data-.tif : gráfico das curvas espectrais estimadas dos componentes puros
% Residuos_parte1_-data-.tif : gráfico dos resíduos em cada pixel/banda
% Vmap1...4.txt: mapa dos resíduos nas bandas 1a 4
% frac1.txt: imagem-fração derivada diretamente da imagem ASAR classificada
% frac2.txt: imagem-fração tornando 0 os pixels desconsiderados na imagem SSMI
% frac3.txt: frac2 transformando em 0 os pixels eliminados no threshold
% r.mat: arquivo com a resposta espectral de cada uma das 3 classes em cada uma das 4 bandas.
% correlacao_banda_a_banda.mat: correlacao entre as bandas SSMI
% correlacao_banda_frac2.mat: correlacao entre as bandas SSMI e frac2
=====
load header1.mat
cd (dir)
% Imagem-fração determinada a partir da imagem ASAR classificada.
% São consideradas 3 classes: ZSNU, Rochas e ZSNS
asar=imread(imagem_asar);
frac1=[];
for j=1:332:(10292); %colunas
    for i=1:332:(13612); %linhas
        wind=asar(i:i+331,j:j+331); % janela de 332x332 pxls percorre a columnwise
        n_pxs_c1=size(find(wind==1),1); % no. de pixels na classe neve úmida
        n_pxs_r=size(find(wind==2),1); % no. de pixels na classe rocha
        aux=[(n_pxs_c1/110224) (n_pxs_r/110224) 1-((n_pxs_c1+n_pxs_r)/110224)]; % fracao da janela 332x332
        pixels ocupada pela classe
        frac1=[frac1;aux]; %[nu ro ns]
    end
end

save frac1.mat frac1
frac1_rec=reshape(frac1(:,1),41,31); % img fração classe 1; 41x31
figure;imagesc(frac1_rec)
dlmwrite('frac1.txt', header1, '')
dlmwrite('frac1.txt', frac1_rec,'-append','delimiter','\t')

clear asar wind n_pxs_c1 n_pxs_r aux

% Prepara a matriz
% Transforma todas ssmi numa mesma matriz [19h(:) 19v(:) 37h(:) 37v(:)]
sufix={['-19h.tif';'-19v.tif';'-37h.tif';'-37v.tif'}];
for i=1:4
    aux(:,i)=imread([data_ad_ssmi sufix(i,:)]);
    Q=aux(:,i);
```

```

    Q=Q(:);
    SSMI(:,i)=Q;
end
clear Q ssmi

% Índices de continente e oceano
ind_cont=find(SSMI(:,1)~=0); % pixels no continente, img(:)
save ind_cont.mat ind_cont

ind_ocean=find(SSMI(:,1)==0); % pixels no oceano

% Imagem-fração "removendo" pixels que são = 0 na imagem SSMI
% (transforma-os em 0)

frac2=zeros(41*31,3);
frac2(ind_cont,1:3)=frac1(ind_cont,1:3);
frac2_rec=reshape(frac2,41,31,3);
figure;imagesc(frac2_rec(:,:,3))
save frac2.mat frac2
dlmwrite('frac2.txt', header1, '')
dlmwrite('frac2.txt', frac2_rec(:,:,1),'-append','delimiter','\t')

% Matriz Dados: [Bandas SSMI 3 frações coluna de índice da linha]
Dados=[SSMI frac2 (1:size(SSMI,1))];
save Dados.mat Dados

% Salva a img SSMI e frac2 sem zeros

aux=find(Dados(:,1)==0);
Dados(aux,:)=nan;
Dados=double(Dados);
Dados=denan(Dados(:,:,));
cor=corrcoef(Dados);
aux1=[12;13;14;23;24;34];
aux2=[cor(2:4,1);cor(3:4,2);cor(4,3)]
correlacao_banda_a_banda=[aux1 aux2]
correlacao_banda_frac2=[cor(1:4,5)];

save correlacao_banda_a_banda.mat correlacao_banda_a_banda
save correlacao_banda_frac2.mat correlacao_banda_frac2
SSMI_nozeros=(Dados(:,1:4));
save SSMI_nozeros.mat SSMI_nozeros
frac2_nozeros=(Dados(:,5));
save frac2_nozeros.mat frac2_nozeros

clear Dados
load Dados.mat

% Estima a resposta das classes na imagem SSM/I e calcula os resíduos da estimativa

stop=[1];
r=[]; % resposta estimada
V=[]; % resíduos
var_STD=[];
var_r_NU=[];
cont=0
while isempty(stop)==0
    r=[];
    V=[];
    ind=(Dados(:,1)==0);

```

```

Dados(ind,1)=nan;
Dados=double(Dados);
Dados=denan(Dados);
F=Dados(:,5:7);
R=Dados(:,1:4);
for i=1:4
    r(:,i)=(inv(F'*F) * F' * R(:,i)); % calcula a resposta espectral em cada banda e armazena em um vetor linha
    V=[V (R(:,i)-F*r(:,i))]; % calcula os resíduos e coloca cada banda em 1 coluna
end
save V.mat V
STD_V=std(V);
save STD_V.mat STD_V
logic=[(abs(V(:,1)))<(threshold)*STD_V(1) (abs(V(:,2)))<(threshold)*STD_V(2)
(abs(V(:,3)))<(threshold)*STD_V(3) (abs(V(:,4)))<(threshold)*STD_V(4) ones(size(Dados,1),4)];
stop=find(logic<1)
Dados=Dados.*logic;
cont=cont+1
var_STD=[var_STD; STD_V];
var_r_NU=[var_r_NU; r(1,:)];
end

% Reconstrói a matriz Dados após eliminação de pixels no threshold

Dados_rec=zeros(41*31,8);
Dados_rec(ind_cont,:)=Dados(:,:);

% Imagem-fração 3: remove os pixels do threshold

frac3=Dados_rec(:,5);
save frac3.mat frac3
frac3_rec=reshape(frac3,41,31);
figure;imagesc(frac3_rec)
dlmwrite('frac3.txt', header1, ")
dlmwrite('frac3.txt', frac3_rec(:,:,1),'-append','delimiter','\t')

save r.mat r % curva espectral das três classes
save V.mat V % resíduos para cada banda

```

## **G2 – Estimação da imagem-fração da ZSNU com o uso da curva espectral do mesmo dia da imagem SSM/I (COSTI, 2010, comunicação escrita)**

```

function x=mlme2a(dir)
% Estima a imagem-fração da ZSNU, utilizando a curva espectral do mesmo dia da imagem SSM/I (referente a
cada data analisada neste estudo – Fig. 5.2)
% Exemplos de entrada
% dir='D:\ MLME\20070124\';
% % Arquivos gerados:
% frac4.txt= imagem-fração estimada da ZSNU (formato ASCII)
% Residuos_parte2_(data).tif: figura dos resíduos em cada pixel de cada banda
% Residuo_map1..4b.txt = mapas dos resíduos nas bandas 1 a 4, sendo 1=19h, 2=19v, 3=37h e 4=37v
% Img_Erro.txt = imagem- diferença entre frac2 e frac4
=====
cd (dir(:,:))
load SSMI_nozeros
load r
imgfracao_residuos(SSMI_nozeros,r(:,1),r(:,2),r(:,3),r(:,4));
load imgfr

```

```

load residuo
% Reconstrói para forma de imagem os outputs da imgfracao_residuos
load ind_cont
% Imagem-fração 4

frac4=imgfr;
frac4_rec=zeros(1271,1);
frac4_rec(ind_cont,1)=frac4(:,1);
frac4_rec=reshape(frac4_rec,41,31);
figure;imagesc(frac4_rec)
load header1
dlmwrite('frac4.txt', header1, ")
dlmwrite('frac4.txt', frac4_rec,'-append','delimiter','\t')

% Resíduos
titls=['Resíduos 19GHz - H';'Resíduos 19GHz - V';'Resíduos 37GHz - H';'Resíduos 37GHz - V'];
figure;
for i=1:4
    subplot(2,2,i)
    plot(residuo(:,i),'.')
    title(titls(i,:))
    xlabel('Pixel')
    ylabel('Resíduo (graus Kelvin)')
end
print ('-dtiff',['Residuos_parte2_' dir(19:end-1)])

residuo_rec=zeros(1271,4);
residuo_rec(ind_cont,:)=residuo(:,:);
for i=1:4
    Residuo_map(:,i)=reshape(residuo_rec(:,i),41,31);
    figure;imagesc(Residuo_map(:,i));colormap gray
end
dlmwrite('Residuo_map1.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_map1.txt', Residuo_map(:,i,1),'-append','delimiter','\t')

dlmwrite('Residuo_map2.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_map2.txt', Residuo_map(:,i,2),'-append','delimiter','\t')

dlmwrite('Residuo_map3.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_map3.txt', Residuo_map(:,i,3),'-append','delimiter','\t')

dlmwrite('Residuo_map4.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_map4.txt', Residuo_map(:,i,4),'-append','delimiter','\t')

% Correlação da imagem-fração estimada pela curva do dia e imagem-fração2 sem zeros
load frac2_nozeros.mat

Correlacao_f4_f2=corrcoef(frac4(:,1),frac2_nozeros(:,1));
save Correlacao_f4_f2.mat Correlacao_f4_f2

% Imagem-diferença entre imagem-fração2 e imagem-fração-estimada
Erro=frac2_nozeros(:,1)-frac4(:,1);
Erro_rec=zeros(1271,1);
Erro_rec(ind_cont,:)=Erro(:,:);
Img_Erro(:,1)=reshape(Erro_rec(:,1),41,31);
figure;imagesc(Img_Erro(:,1));colormap gray
dlmwrite('Img_Erro.txt', header1, ")
dlmwrite('Img_Erro.txt', Img_Erro(:,1),'-append','delimiter','\t')

```

### G3 – Estimação da imagem-fração da ZSNU pelas assinaturas espectrais selecionadas neste estudo (COSTI, 2010, comunicação escrita)

```
function x=mlme2b(dir,sp_curve)
```

```
% Estima a imagem-fração da ZSNU, utilizando uma curva espectral selecionada de cada componente puro. Foram testadas as assinaturas espectrais do mesmo dia das imagens SSM/I, dos dias 24/01/2007 e 25/01/2008, além dos valores médio e mediano das assinaturas espectrais estimadas mais similares (seção 5.2.2).
```

```
% Exemplos de entrada
```

```
% dir=('D:\MLME\20070124\');
```

```
% sp_curve= matriz 3linhas x 4 colunas:
```

```
% =====
```

```
%           |19H 19V 37H 37V |
```

```
% Neve Úmida | ? ? ? ? |
```

```
% Rochas     | ? ? ? ? |
```

```
% Neve Seca  | ? ? ? ? |
```

```
% =====
```

```
% Arquivos gerados:
```

```
% frac4b.txt= imagem-fração estimada por uma curva espectral determinada na
```

```
% entrada na função (ascii)
```

```
% Residuos_parte2b_(data).tif: figura dos resíduos em cada pixel de cada canal
```

```
% Residuo_map1..4b.txt = mapas dos residuos nos canais 1->4 sendo 1=19h, 2=19v, 3=37h e 4=37v
```

```
% Img_Erro.txt = imagem-erro, diferença entre frac2 e frac4b
```

```
% =====
```

```
cd (dir)
```

```
load header1
```

```
% estima a imagem fração através da curva espectral escolhida (do dia ou mediana-media) e resíduos da estimativa
```

```
load SSMI_nozeros
```

```
imgfracao_residuos(SSMI_nozeros,sp_curve(:,1)',sp_curve(:,2)',sp_curve(:,3)',sp_curve(:,4)');
```

```
load imgfr
```

```
load residuo
```

```
% Reconstroi para a forma de imagem os outputs da imgfracao_residuos
```

```
load ind_cont
```

```
% Imagem-fração 4
```

```
frac4b=imgfr;
```

```
frac4b_rec=zeros(1271,1);
```

```
frac4b_rec(ind_cont)=frac4b(:,1);
```

```
frac4b_rec=reshape(frac4b_rec,41,31);
```

```
figure;imagesc(frac4b_rec)
```

```
dlmwrite('frac4b.txt', header1, '')
```

```
dlmwrite('frac4b.txt', frac4b_rec,'-append','delimiter','\t')
```

```
% Resíduos: Gráficos e Mapas
```

```
titls=['Resíduos 19GHz - H';'Resíduos 19GHz - V';'Resíduos 37GHz - H';'Resíduos 37GHz - V'];
```

```
figure;
```

```
for i=1:4
```

```
    subplot (2,2,i)
```

```
    plot(residuo(:,i),'.')
```

```
    title(titls(i,:))
```

```
    xlabel('Pixel')
```

```
    ylabel('Resíduo (graus Kelvin)')
```

```
end
```

```
print ('-dtiff',['Residuos_parte2b_' dir(19:end-1)])
```

```

residuob_rec=zeros(1271,4);
residuob_rec(ind_cont,:)=residuo(:,:);
for i=1:4
    Residuo_mapb(:,i)=reshape(residuob_rec(:,i),41,31);
end
figure;imagesc(Residuo_mapb(:,,1));colormap gray;colorbar
figure;imagesc(Residuo_mapb(:,,2));colormap gray;colorbar
figure;imagesc(Residuo_mapb(:,,3));colormap gray;colorbar
figure;imagesc(Residuo_mapb(:,,4));colormap gray;colorbar

dlmwrite('Residuo_mapb1.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_mapb1.txt', Residuo_mapb(:,,1),'-append','delimiter','\t')

dlmwrite('Residuo_mapb2.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_mapb2.txt', Residuo_mapb(:,,2),'-append','delimiter','\t')

dlmwrite('Residuo_mapb3.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_mapb3.txt', Residuo_mapb(:,,3),'-append','delimiter','\t')

dlmwrite('Residuo_mapb4.txt', header1, ")
dlmwrite('Residuo_mapb4.txt', Residuo_mapb(:,,4),'-append','delimiter','\t')

% Correlação da imagem-fração estimada pela curva e imagem-fração2 sem
% zeros

load frac2_nozeros.mat

Correlacao_f4b_f2=corrcoef(frac4b(:,1),frac2_nozeros(:,1));
save Correlacao_f4b_f2.mat Correlacao_f4b_f2

% Imagem-diferença entre imagem-fração2 e imagem-fração-estimada
Erro=frac2_nozeros(:,1)-frac4b(:,1);
Erro_rec=zeros(1271,1);
Erro_rec(ind_cont,:)=Erro(:,:);
Img_Errob(:,1)=reshape(Erro_rec(:,1),41,31);
figure;imagesc(Img_Errob(:,,1));colormap gray

dlmwrite('Img_Errob.txt', header1, ")
dlmwrite('Img_Errob.txt', Img_Errob(:,,1),'-append','delimiter','\t')

```

#### **G4 – Estimação da imagem-fração da ZSNU pela assinatura espectral mediana, em todas as imagens SMMR e SSM/I calibradas (COSTI, 2010, comunicação escrita)**

```
function x=mlme_final(diretorio,sp_curve,X)
```

```

% Uso da assinatura espectral mediana dos componentes puros no MLME, para a estimação das imagens-fração da
ZSNU em todas as imagens SMMR e SSM/I calibradas.
% diretorio: Ex: 'D:\dados\imagens'
Os arquivos .tif das imagens SMMR e SSM/I estão nesse diretório e são usadas 4 bandas por vez no MLME
% r1, r2, r3 e r4 estão no mesmo formato usado na rotina corr_final (Anexo G5)
% X é o valor de temperatura de brilho em qualquer banda, abaixo do qual o pixel é eliminado
% diretorio=('D:\MLME\Nimbus_7.tif');
% r1=[251.4571 226.2478 218.8143];
% r2=[265.2478 229.9900 245.8787];
% r3=[231.3259 203.8324 218.3877];
% r4=[242.9306 182.7466 239.0578];
% sp_curve=[r1' r2' r3' r4'];
% X=150;

```



```

cd (diretorio)

images=dir;

for i=3:4:(size(images,1))-1
    close all
    cd (diretorio)
    n=1;
    for j=i:i+3
        f=getfield(images, {j,1}, 'name')
        ssmi(:,j)=imread(f);
        n=n+1;
    end
    nlin=size(ssmi,1);
    ncol=size(ssmi,2);
    npx=nlin*ncol;
    img=reshape(ssmi,npx,4);
    img=double(img);
    [l1 c1]=find(img<=X & img~=0); % indices em q o valor do pixel é menor que X
    img(l1,:)=0;
    [l2 c2]=find(img==0);
    img(l2,:)=nan;
    aux=isnan(img(:,1));
    indxs2=find(aux==0);
    img=denan(img);
    img=double(img);
    [imgfr,resnorm,residuo]=imgfracao_residuos (img,f,sp_curve(:,1)',sp_curve(:,2)',sp_curve(:,3)',sp_curve(:,4)');
    imgfr_rec=zeros(npx,1);
    imgfr_rec(indxs2)=imgfr(:,1);
    imgfr_rec(11,1)=-9999;
    imgfr=reshape(imgfr_rec,nlin,ncol);

    residuo_rec1=zeros(npx,1);
    residuo_rec1(indxs2)=residuo(:,1)
    residuo_rec1(11,1)=-9999;
    residuo1=reshape(residuo_rec1,nlin,ncol);

    residuo_rec2=zeros(npx,1);
    residuo_rec2(indxs2)=residuo(:,2)
    residuo_rec2(11,1)=-9999;
    residuo2=reshape(residuo_rec2,nlin,ncol);

    residuo_rec3=zeros(npx,1);
    residuo_rec3(indxs2)=residuo(:,3)
    residuo_rec3(11,1)=-9999;
    residuo3=reshape(residuo_rec3,nlin,ncol);

    residuo_rec4=zeros(npx,1);
    residuo_rec4(indxs2)=residuo(:,4)
    residuo_rec4(11,1)=-9999;
    residuo4=reshape(residuo_rec4,nlin,ncol);

cd results
savefile=[f(1:end-4) '.mat'];
save(savefile,'imgfr','resnorm','residuo')
% figure;imagesc(imgfr(:,1))
% figure;imagesc(residuo1)
% figure;imagesc(residuo2)
% figure;imagesc(residuo3)
% figure;imagesc(residuo4)

```

```

load header2
dlmwrite(['frac' f(end-18:end-12) '.txt'], header2, ")
dlmwrite(['frac' f(end-18:end-12) '.txt'], imgfr(:,1),'-append','delimiter','\t')

dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_1.txt'], header2, ")
dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_1.txt'], residuo1,'-append','delimiter','\t')

dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_2.txt'], header2, ")
dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_2.txt'], residuo2,'-append','delimiter','\t')

dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_3.txt'], header2, ")
dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_3.txt'], residuo3,'-append','delimiter','\t')

dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_4.txt'], header2, ")
dlmwrite(['res' f(end-18:end-12) '_4.txt'], residuo4,'-append','delimiter','\t')

close
end

```

## G5 – Função para fracionamento da imagem, baseada em Zanotta (2010)

```

function [imgfr,resnorm,residuo] = imgfracao_residuos(img,f,varargin)
%
% this function generates the fraction images of the image "img" (HAERTEL; SHIMABUKURO, 2005)
% INPUT:
% "img": image to be fractioned in: (1) ZSNU, (2) ZSNS, (3) rochas, ...
% in byte format (0-255) ; format type: ERDAS 7.4
% Example:
% b1=input_values_b1; % |a11 a12 a13| (ZSNU, Rochas, ZSNS) for band 1
% b2=input_values_b2; % |a21 a22 a23| (ZSNU, Rochas, ZSNS) for band 2
% b3=input_values_b3; % |a31 a32 a33| (ZSNU, Rochas, ZSNS) for band 3
% b4=input_values_b3; % |a41 a42 a43| (ZSNU, Rochas, ZSNS) for band 4
%
% Adaptação para gerar os resíduos:
% [X,RESNORM,RESIDUAL] = LSQLIN(C,d,A,b) calcula o resíduo normalizado
% (RESNORM) e o valor do resíduo total para cada pixel em questão
% (RESIDUAL): C*X-d.
% A saída consistirá em 3 variáveis: uma matriz com os valores das frações para cada pixel e dois vetores
correspondentes aos resíduos também para cada pixel.
=====
% start iterative procedure
%
iter=0;
siz=size(img);
nb=siz(1,2); %nb=number of bands in a E7.4 formatted image
np=siz(1,1); %np=number of pixels in a E7.4 formatted image

v=cell2mat(varargin); % Convert the contents of the cell array (varargin) into a single matrix

optargin=size(varargin);
if optargin(1,2)~= siz(1,2)
    error('Number of input arguments do not agree with image band number')
end
cl=size(varargin{1,1},2);

n=-1;
for i=1:nb
    n=n+1;

```

```

    for j=1:cl
        A(i,j)=v(1,(n*cl)+j);% Creates the matrix of values of pure radiance targets (endmembers)
    end
end

lb = zeros(cl,1); % constraints 0 <= x(i) <= 1
ub = ones(cl,1); %
Aeq= ones(1,cl); % constraint 0 <= x1+x2+...x(i) <= 1
beq= [1];

lb=double(lb);
ub=double(ub);
Aeq=double(Aeq);
beq=double(beq)

for i=1:np
    R=(img(i,:)); % create the pixels band radiance for the targets
    R=double(R);
    [imgfr(i,:),resnorm(i,residuo(i,:))] = lsqlin(A,R,[],[],Aeq,beq,lb,ub);
end

```

## G6 – Função corr\_final (COSTI, 2010, comunicação escrita)

% reconstrói a imagem fração estimada pela função imgfracao\_residuos (Anexo G5) com a assinatura espectral escolhida e faz um display da img.fração

load variaveis

```

% r1=[251.4571 226.2478 218.8143];
% r2=[265.2478 229.9900 245.8787];
% r3=[231.3259 203.8324 218.3877];
% r4=[242.9306 182.7466 239.0578];

for i=1:20
    cd (dir(i,:));
    diretorio=dir;
    load Dados.mat
    a=(Dados(:,1)==0);
    Dados(a,1)=nan;
    Dados=double(denan(Dados));
    img=(Dados(:,1:4));
    FRasar=Dados(:,5);
    imgfracao_residuos(img,r1,r2,r3,r4);
    load imgfr
    correlacaofinal=corrcoef(imgfr(:,1),FRasar);
    save correlacaofinal.mat correlacaofinal
    % reconstro a imagem
    imgfr_rec=[];
    FRasar_rec=[];
    for k=1:size(Dados,1)-1;
        imgfr_rec=[imgfr_rec;imgfr(k,:);nan((Dados(k+1,end)-Dados(k,end))-1,3)];
        FRasar_rec=[FRasar_rec;FRasar(k,:);nan((Dados(k+1,end)-Dados(k,end))-1,1)];
    end
    imgfr_rec=[nan(Dados(1,end),3);imgfr_rec];
    imgfr_rec=[imgfr_rec;nan(1271-Dados(end,end),3)];
    FRasar_rec=[nan(Dados(1,end),1);FRasar_rec];
    FRasar_rec=[FRasar_rec;nan(1271-Dados(end,end),1)];
    erro_final=FRasar_rec-imgfr_rec(:,1);

```

```
figure;imagesc(reshape(imgfr_rec(:,1),41,31))
title('Fração estimada pelo MLME com a curva espectral escolhida')
colorbar
print ('-dtiff',['Fração_estimada_curvaescolhida' (dir(i,18:end))])
figure;imagesc(reshape(erro_final(:,1),41,31))
title('Diferença entre a img Fração reamostrada e img fração estimada pela curva escolhida')
colorbar
print ('-dtiff',['Erro_final' (dir(i,18:end))])
```

end