

César Rojas Zamorano

Análise da dinâmica da superfície de neve na Cordilheira Darwin

Brasil, Rio Grande, RS

Fevereiro de 2017

César Rojas Zamorano

Análise da dinâmica da superfície de neve na Cordilheira Darwin

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito para obtenção do Título de Mestre em Geografia pelo Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande.

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Laboratório do Monitoriamento da Criosfera - LaCrio

Programa de Pós-Graduação em Geografia

Orientador: Eder Maier Bayer

Coorientador: Jorge Arigony Netto

Brasil, Rio Grande, RS

Fevereiro de 2017

Agradecimentos

Gostaria de dedicar palavras de agradecimento aos meus pais e irmãos, quem sempre acreditaram em mim, apoiando-me em minhas decisões e incentivando-me a continuar lutando.

Também agradecer a meu orientador, Professor Eder Maier, e co-orientador, professor Jorge Arigony, quem orientaram-me neste importante processo acadêmico. A todos os meus colegas do Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LaCrio), obrigado por seus conselhos e amizade.

Palavras especiais para o grupo bolsista 2015 da Organização dos Estados Americanos (OEA), com quem construímos uma bela família inter-cultural. A Paola Avendaño, obrigado por ser minha companheira nesta aventura e nas que virão.

A Universidade Federal do Rio Grande (FURG), que tornou-se minha casa, e para todos os que participaram neste processo acadêmico e pessoal apoiando-me, muito obrigado.

Resumo

A caracterização da superfície de neve é indispensável para compreender a dinâmica da Criosfera na patagônia austral do Chile, e torna-se mais importante quando consideramos que esta é uma área de difícil acesso devido às condições geográficas e climáticas extremas. Através do processamento de imagens orbitais dos sensores TM e OLI/TIRS presentes nos satélites LANDSAT 5 e 8, respectivamente, e a sua posterior classificação através do algoritmo de Classificação Supervisionada de Máxima Verossimilhança (CSMV) e da aplicação de limiares sobre o Índice de Neve por Diferença Normalizada (NDSI), foram obtidas imagens binárias com as classes 1 (neve) e 0 (não-neve). Essas imagens foram vetorizadas e, então, calculadas as áreas correspondentes à superfície de neve em quilômetros-quadrados (km^2). Esses resultados foram analisados e relacionados com dados climáticos de reanálise para as variáveis meteorológicas de temperatura e precipitação e com os índices de anomalia climática Índice do Niño Oceânico (INO) e Índice da Oscilação Antártica (IOA), obtendo um padrão de comportamento climático para Cordilheira Darwin. Os resultados mostram uma tendência a diminuição da superfície de neve, entre maio de 1985 e junho de 2016. A variabilidade climática, devida a ocorrência do El Niño durante os últimos 31 anos, e a diminuição da influência da Oscilação Antártica sobre a região afetou diretamente a superfície de neve. Finalmente, a classificação por NDSI foi mais precisa na diferenciação entre neve e nuvens, enquanto que teve problemas no reconhecimento de superfícies de neve em áreas elevadas e expostas a radiação solar.

Palavras-chave: Cordilheira Darwin, superfície de neve, sensoriamento remoto, dados climáticos de reanálise.

Abstract

The characterization of snow surface is essential to understand the Cryosphere dynamics of Southern Patagonia Chile. It becomes more important when we consider that is an area of difficult access due to its geography and extreme climatic conditions. Through the processing of orbitals images from sensors TM and OLI/TIRS, present on LANDSAT 5 and 8, respectively, and their subsequent classification by an algorithm of Maximum Likelihood Supervised Classification (CSMV) and an application of the threshold to Normalized-Difference Snow Index (NDSI). For each category binary maps with classes 1 (snow) and 0 (not snow) were obtained. Images were vectorized and then areas corresponding to the snow cover, in square kilometers (km^2), were calculated. Results were analyzed and correlated to precipitation and temperature reanalysis climatic data variables and with Oceanic Niño Index (INO) and Antarctic Oscillation Index (IOA) climatic anomaly indices. A pattern of climatic behavior for Darwin mountain range was obtained for this variables. The results indicate a snow surface decline over the study period (May 1985 to June 2016). The climatic variability due to the occurrence of El Niño during the last 31 Years, and the dwindling influence of the Antarctic Oscillation on the region affected directly the snow surface. Finally, the NDSI classification was more accurate in the differentiation between snow and clouds, while it had problems in the recognition of snow surfaces in elevated areas and exposed to solar radiation.

Keywords: Darwin range mountain, snow surface, remote sensing, climate reanalysis data.

Sumário

1	Introdução	19
2	Objetivos	21
2.1	Objetivo geral	21
2.2	Objetivos específicos	21
3	Caracterização geológica, geomorfológica e climatológica da Patagônia austral do Chile e Cordilheira Darwin	23
3.1	Localização geográfica	23
3.2	Morfoestructuras	23
3.3	Geologia da Cordilheira Darwin	25
3.4	Caracterização climática da patagônia austral	26
3.4.1	Ventos	28
3.4.1.1	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul	28
3.4.1.2	Ventos de oeste	29
3.4.2	Oscilação Antártica	30
3.4.3	El Niño/Oscilação Sul	30
4	Fundamentação Teórica	33
4.1	A Criosfera	33
4.2	As Geleiras	34
4.2.1	Transformação da neve em firn e gelo	35
4.2.2	Zonas das geleiras	35
4.3	Clima e suas influências sobre as geleiras de montanha	37
4.4	Comportamento das geleiras nos campos de gelo patagônico	38
4.5	Princípios do sensoriamento remoto aplicados a Criosfera	39
4.6	O comportamento espectral da neve e das massas de gelo	41
4.7	Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto	43
4.7.1	Correção radiométrica - Calibração	44
4.7.2	Correção atmosférica	45

4.7.3	Classificação das imagens de satélite	46
5	Materiais e Métodos	49
5.1	Dados	49
5.1.1	LANDSAT	49
5.1.2	Índices climáticos INO - IOA	50
5.1.3	Dados climáticos de reanálise	51
5.2	Métodos de obtenção da superfície de neve	52
5.2.1	Pré-processamento das imagens de satélite	52
5.2.2	Processamento dos dados climáticos	56
6	Resultados e discussões	57
6.1	Análise da quantificação da superfície de neve	61
6.1.1	Imagem LANDSAT de maio de 1985	61
6.1.2	Imagem LANDSAT de junho de 1992	62
6.1.3	Imagem LANDSAT de junho de 2004	65
6.1.4	Imagem LANDSAT de junho de 2005	68
6.1.5	Imagem LANDSAT de junho de 2006	70
6.1.6	Imagem LANDSAT de abril de 2007	73
6.1.7	Imagem LANDSAT de setembro de 2007	75
6.1.8	Imagem LANDSAT de setembro de 2013	78
6.1.9	Imagem LANDSAT de julho de 2014	81
6.1.10	Imagem LANDSAT de junho de 2015	84
6.1.11	Imagem LANDSAT de junho de 2016	86
6.2	Interpretação dos dados e índices climáticos	88
6.2.1	Médias mensais de precipitação e temperatura 1985 - 2016	88
6.2.2	Anomalias de precipitação e temperatura, e índices climáticos (INO e IOA)	91
6.3	Relação entre a superfície de neve de Cordilheira Darwin e as variáveis climáticas	96
7	Considerações finais	101
	Referências	105

Lista de ilustrações

Figura 1 – Cordilheira Darwin. Imagem de fevereiro de 2005, LANDSAT 5 TM, RGB 321. Projeção UTM 19°S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de Albers (2012).	24
Figura 2 – Unidades geomorfológicas da patagônia austral do Chile. Projeção UTM 19°S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de Albers (2012).	25
Figura 3 – Geologia da patagônia austral do Chile. Projeção UTM 19°S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de ESRI (2012).	27
Figura 4 – Precipitações anuais da região da patagônia austral do Chile. Projeção UTM 19°S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de Albers (2012).	28
Figura 5 – Padrão global de circulação atmosférica. Fonte: Christopherson (2012).	29
Figura 6 – Representação das fases positiva e negativa da Oscilação Antártica. Na fase positiva, as linhas vermelhas representam o deslocamento dos ventos de oeste para o continente Antártico. Em fase negativa acontece uma expansão destes ventos para a região austral de Sul-América. Fonte: Modificado de http://metargentina.blogspot.com.br/2013/07/oscilacion-antartica-ao-o-modo-anular.html	30
Figura 7 – Zonas de uma geleira, detectadas por sensores de radar e ópticos. Fonte: Modificada de Paterson (1994).	36
Figura 8 – Espectro eletromagnético (comprimento de onda em metros).	40
Figura 9 – Distribuição das geleiras ao redor do planeta. Fonte: GLIMS (2016).	41
Figura 10 – Curvas de reflectância espectral da neve para diferentes granulometrias e localização das bandas TM sobrepostas. Fonte: Paul e Hendriks (2009).	43
Figura 11 – Curvas de reflectância da neve, firn, gelo e gelo sujo. Fonte: Hall e Martinec (1985).	44
Figura 12 – Relação Números Digitais (ND ou CD) - Radiância. Fonte: Crosta e Rabelo (1993).	45
Figura 13 – Diferença entre uma imagem corrigida atmosférica-mente (B) e outra sem correção (A).	46

Figura 14 – Regiões do índice INO. Fonte: NOAA (2016).	52
Figura 15 – Fluxograma dos processos metodológicos desenvolvidos.	53
Figura 16 – Mosaico ASTER GDEM V2.	56
Figura 17 – Quantificação gráfica da superfície de neve (em km^2).	57
Figura 18 – Mapa de relevos (A) e sombras (B) a partir do mosaico ASTER GDEM V2. Composição RGB 654 da imagem LANDSAT 5 TM de junho de 2005. Exemplo das metodologias aplicadas e seu comportamento em áreas de alta radiação solar por supersaturação de pixels, as que são mostradas nas ampliações do setor inferior do mapa (C, D, E e F). . .	59
Figura 19 – Gráfico de dispersão entre metodologias NDSI e CSMV.	60
Figura 20 – LANDSAT de maio de 1985, RGB 123. Área calculada por a CSMV. .	61
Figura 21 – LANDSAT de junho de 1992. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	62
Figura 22 – LANDSAT de junho de 1992, RGB 654. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas de insolação.	63
Figura 23 – LANDSAT de junho de 1992, RGB 543. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	64
Figura 24 – LANDSAT de junho de 2004 Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	65
Figura 25 – LANDSAT de junho de 2004, RGB 123. Classificação da superfície de neve usando o NDSI.	66
Figura 26 – LANDSAT de junho de 2004, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	67
Figura 27 – LANDSAT de junho de 2005. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	68
Figura 28 – LANDSAT de junho de 2005, RGB 654. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	69
Figura 29 – LANDSAT de junho de 2006. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	70

Figura 30 –LANDSAT de junho de 2006, RGB 654. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas de insolação.	71
Figura 31 –LANDSAT de junho de 2006, RGB 654. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	72
Figura 32 –LANDSAT de abril de 2007. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	73
Figura 33 –LANDSAT de abril de 2007. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas cobertas de nuvens.	73
Figura 34 –LANDSAT de abril de 2007, RGB 654. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	74
Figura 35 –LANDSAT de setembro de 2007. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	75
Figura 36 –LANDSAT de setembro de 2007, RGB 123. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas de insolação.	76
Figura 37 –LANDSAT de setembro de 2007, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	77
Figura 38 –LANDSAT de setembro de 2013. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	78
Figura 39 –LANDSAT de setembro de 2013, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas em áreas cobertas de nuvens.	79
Figura 40 –LANDSAT de setembro de 2013, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	80
Figura 41 –LANDSAT de julho de 2014. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	81
Figura 42 –LANDSAT de julho de 2014, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento semelhante do NDSI e CSMV na identificação de superfície de neve.	82
Figura 43 –LANDSAT de julho de 2014, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	83

Figura 44 – LANDSAT de junho de 2015. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	84
Figura 45 – LANDSAT de junho de 2015, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI.	84
Figura 46 – LANDSAT de junho de 2015, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	85
Figura 47 – LANDSAT de junho de 2016. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.	86
Figura 48 – LANDSAT de junho de 2016, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI.	86
Figura 49 – LANDSAT de junho de 2016, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.	87
Figura 50 – Média mensal de precipitação no período 1950 – 2010 para a patagônia austral de Sul América. Fonte: NCEP/NCAR.	89
Figura 51 – Média mensal da precipitação e temperatura 1985 - 2016. Fonte: NCEP/NCAR.	90
Figura 52 – Média dos índices de anomalia 1985 - 2016. Em círculos cor marrom indicam-se as anomalias de temperatura, precipitação, INO e OA que puderam ter influenciado no comportamento das superfícies de neve e, por tanto, nos cálculos dela.	94
Figura 53 – Lagoas (em vermelho) como indicadores dos períodos frios (A) e quentes (B). Comparação entre mosaicos LANDSAT de setembro de 2007 e junho de 2015 de Cordilheira Darwin. RGB 321.	95

Lista de tabelas

Tabela 1 – Características principais do sensor LANDSAT 5 TM, 7 ETM+ e 8 OLI TIRS. Fonte: Modificada de Arigony-Neto (2006)	50
Tabela 2 – Comprimentos de ondas das bandas dos sensores TM e OLI TIRS. Fonte: Modificada de Arigony-Neto (2006)	51
Tabela 3 – Disposição e empilhamento das bandas utilizadas no pré-processamento das imagens LANDSAT.	53
Tabela 4 – Cenas LANDSAT selecionadas e mosaicos, datas e RMS obtidos do processo de co-registro.	55
Tabela 5 – Quantificação da superfície de neve em km^2	57
Tabela 6 – Valores estatísticos do cálculo do NDSI.	58
Tabela 7 – Quantificação em km^2 e porcentagens da superfície de neve. Resultados em cor vermelho indicam as quantificações através do NDSI e cores azuis as obtidas por CSMV.	60

Lista de abreviaturas e siglas

ASPS	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ETM +	Thematic Mapper Plus
fSCA	fractional Snow Covered Area
FURG	Universidade Federal do Rio Grande
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
GPCC	Global Precipitation Climatology Center
LACRIO	Laboratorio de Monitoramento da Criosfera
LE	Línea de Equilíbrio da geleira
LGM	Ultimo Máximo Glacial
LPDAAC	Land Process Distributed Active Archive Center
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	Centers for Environmental Prediction
NDSI	Normalized Difference Snow Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration of U.S.A.
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OA	Oscilação Antártica
INO	Índice Niño Oceânico

IOA	Índice Oscilação Antártica
ENOS	El Niño / Oscilação Sul
REM	Radiação Electromagnética
SIG	Sistemas de Informação Geográfica
SERNAGEOMIN	Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile
SWIR	Short-Wave Infrared
TIR	Thermal Infrared
UTM	Universal Transversal de Mercator
USGS	U.S. Geological Survey
VNI	Visible and Near Infrared
WGMS	World Glacier Monitoring Service
WGS84	World Geodetic System 1984

1 Introdução

De acordo com Pachauri et al. (2014) do “*Intergovernmental Panel on Climate Change*” (IPCC), a influência humana sobre o sistema climático é clara, e as emissões antrópicas de gases de efeito estufa recentes são as maiores da história. As mudanças climáticas são inequívocas, por exemplo, desde a década de 1950 muitas mudanças foram observadas sem precedentes nas últimas décadas ou milênios. A atmosfera e o oceano têm aquecido, as quantidades de neve e gelo têm diminuído e o nível do mar tem elevado ¹. Stocker et al. (2013) do IPCC, refere-se a que os dados de temperatura da superfície da terra e do oceano, combinada e como média global mostra um aquecimento de $0,85^{\circ}\text{C}$ durante o período de 1880 – 2012 ². Atualmente, as temperaturas da superfície global são $0,3^{\circ}\text{C}$ mais quentes do que foram no período de 1997 – 1998. Em comparação com o incremento de 1°C desde o início revolução industrial, isso é um notável aumento para os últimos 18 anos (NUCCITELLI, 2012).

A Criosfera é o componente do sistema Terra que contém água em estado sólido e desempenha um papel fundamental na regulação das funções do clima global. Encontra-se essa esfera nas altas latitudes, com a presença de geleiras, cobertura de neve, manto de gelo, gelo marinho e permafrost (solo congelado) (STOCKER et al., 2013).

Diversos pesquisadores documentaram as mudanças das geleiras nas últimas décadas, como por exemplo os desprendimentos de plataformas de gelo, a diminuição da espessura de geleiras e a redução da área de gelo marinho estacional e permanente (SEBENCAMPANA; ROSA; SIMÕES, 2015). Segundo Stocker et al. (2013) (IPCC), durante o último decênio a perda de gelo global das geleiras se produz em Alasca, na região ártica de Canadá, a periferia do manto de gelo de Groenlândia, no sul dos Andes e as montanhas de Asia. Em conjunto, estas áreas representam mais do 80% da perda total de gelo.

A fusão do gelo nos campos de gelo patagônicos austrais entre os anos 1995 e 2000 tem contribuído com mais de $0,1\text{ mm/ano}$ no aumento no nível dos oceanos. Nesta região e na Cordilheira Darwin verificou-se uma redução da superfície glacial do 15,4% (CORTÉS;

¹ IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Geneva, Switzerland.

² IPCC, Cambio climático 2013 resumen técnico: Bases físicas. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

GIROTTO; MARGULIS, 2014). A área entre os $50^{\circ}S$ e $55^{\circ}S$ é uma importante região para supervisionar a resposta glacial de latitudes medias em relação as mudanças do clima a partir do *Último Máximo Glacial* (UMG) e para explorar a relação das mudanças climáticas de média e alta latitude (MORENO et al., 2012).

Stocker et al. (2013) indica que existe um desequilíbrio entre a extensão das geleiras e as condições climáticas atuais, o que indica que as geleiras continuaram diminuindo no futuro embora não se produzir um novo aumento das temperaturas ³.

Assim, a caracterização da cobertura de neve e sua extensão são fundamentais para compreender a dinâmica da Criosfera (RITTGER; PAINTER; DOZIER, 2013), já que é um fator crítico nos balanços energéticos regionais e globais devido a seu alto albedo. A permanência da cobertura de neve está influenciada, principalmente, pelas condições climáticas regionais e está-se tornando em um valioso indicador para compreender as mudanças climáticas (DONG; MENZEL, 2016).

Porém, a falta de observações sistemáticas nessas áreas de difícil acesso geográfico impossibilita a estimativa precisa da contribuição da Criosfera para variações no nível médio das marés e uma futura resposta às mudanças climáticas.

Considerando o anteriormente descrito, as imagens de satélite são as ferramentas que poderiam melhorar o conhecimento dos processos de nevadas nos glaciais de montanha ou de regiões remotas, já que possibilitam uma estimativa mais exatidão da presença de gelo e neve sobre aquelas áreas (CORTÉS; GIROTTO; MARGULIS, 2014). A tele-detecção satelital e aérea tem proporcionado uma fonte de dados de importância crítica para a observação das mudanças na Criosfera e também permitem uma grande cobertura espacial e uma amostragem temporal regular (tempo quase real), igualmente limita o custo associado (POPE et al., 2016; DONG; MENZEL, 2016; CRAWFORD et al., 2013).

³ IPCC, Cambio climático 2013 resumen técnico: Bases físicas. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

2 Objetivos

2.1 Objetivo geral

O objetivo principal é *determinar, analisar e explicar as variações da superfície de neve na Cordilheira Darwin*, permitindo compreender a magnitude de suas alterações espaciais e temporais e as relações com os processos atmosféricos que configuram a Criosfera na patagônia austral do Chile.

2.2 Objetivos específicos

1. Definir uma cadeia de processos metodológicos para mensuração da extensão da superfície de neve na Cordilheira Darwin;
2. Medir a extensão da superfície de neve na Cordilheira Darwin com a aplicação do NDSI sobre as imagens LANDSAT TM e OLI-TIRS;
3. Medir a extensão da superfície de neve na Cordilheira Darwin com a Classificação Supervisionada de Máxima Verossimilhança (CSMV);
4. Comparar as técnicas de mensuração da extensão da superfície de neve na Cordilheira Darwin (NDSI e CSMV);
5. Analisar as variações da extensão da superfície de neve na Cordilheira Darwin;
6. Analisar as relações entre as variações da extensão da superfície de neve na Cordilheira Darwin e os dados climáticos da temperatura e precipitação e os índices climáticos INO e IOA.

3 Caracterização geológica, geomorfológica e climatológica da Patagônia austral do Chile e Cordilheira Darwin

3.1 Localização geográfica

A patagônia ocidental é uma área que se estende ao longo da encosta oeste dos Andes a partir dos $43^{\circ}S$, na província de Palena e até os arquipélagos do sul em Cabo de Hornos (CORONATO et al., 2008), incluindo as regiões administrativas chilenas de Aysén e Magallanes.

No extremo sul da patagônia os Andes fueguinos desviam-se para o *E* dando origem a Cordilheira Darwin, um proeminente e dobrado cordão orogênico de disposição *E – O* (ALLAMAND; URBINA; PIRZIO-BIROLI, 2007). Encontra-se entre os $54^{\circ}20' - 55^{\circ}00'S$ e os $68^{\circ}15' - 71^{\circ}20'O$ (Figura 1), e esta limitada ao norte por o Seno Almirantazgo e a sul por o Canal do Beagle, dois importantes fiordes da região (CUNNINGHAM, 1995; LOPEZ et al., 2010).

A Cordilheira Darwin tem elevações superiores aos 2000 *m*, sendo o maciço mais elevado da região, superando a outras cristas em uma média de 1000 *m*. As elevações alcançadas no núcleo de esta cordilheira em conjunto com as altas latitudes em que se localiza, permitem a existência de uma cobertura glacial permanente (ALLAMAND; URBINA; PIRZIO-BIROLI, 2007).

3.2 Morfoestructuras

Em conformidade com Allamand, Urbina e Pirzio-Biroli (2007), nesta região é possível reconhecer cinco domínios tectónico – morfológicos os que se estendem como listras paralelas y que vão curvando-se em direção ao *E*.

A primeira unidade, a mais extensa e ocidental, encontra-se representada por uma

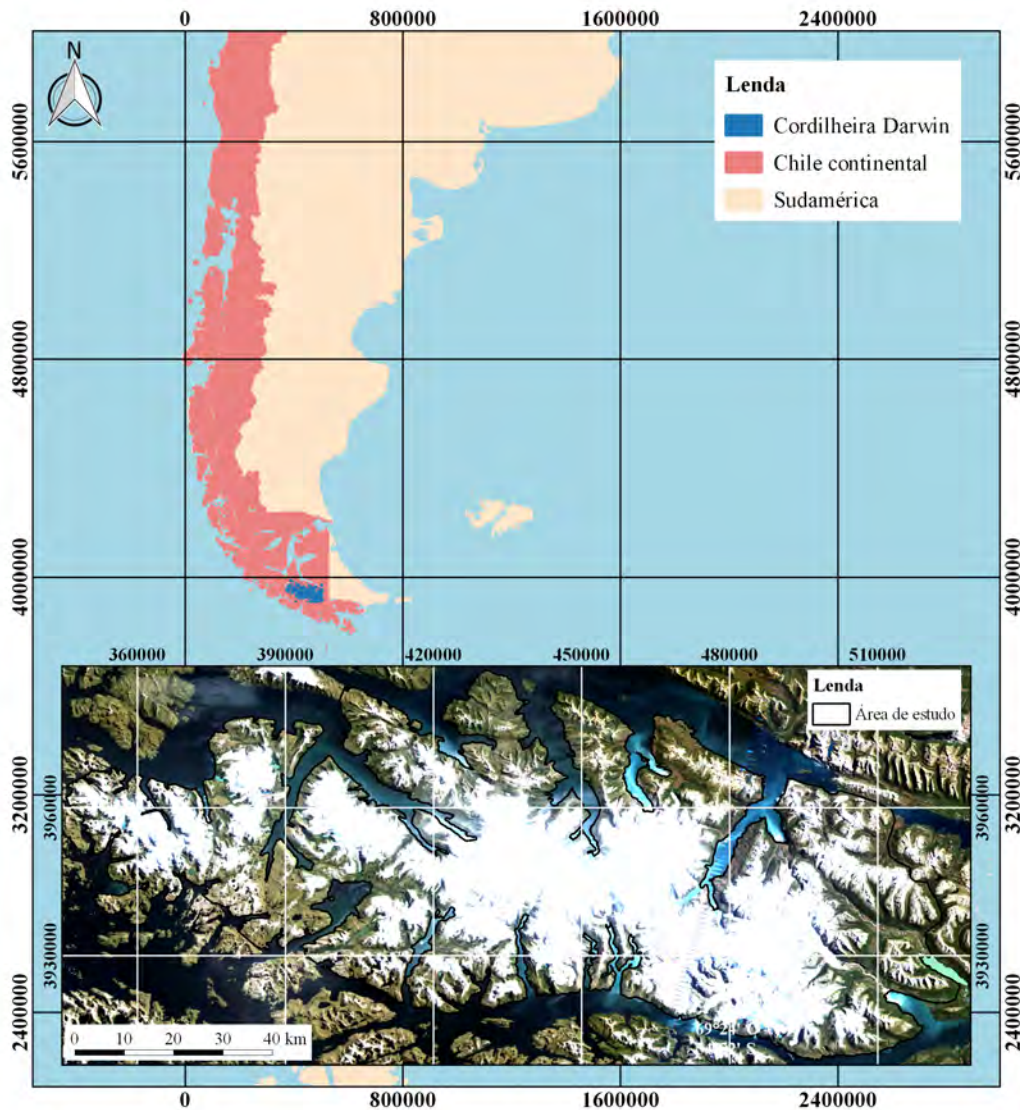


Figura 1: Cordilheira Darwin. Imagem de fevereiro de 2005, LANDSAT 5 TM, RGB 321. Projeção UTM 19°S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de Albers (2012).

listera de arquipélagos e fiordes originados pela intensa erosão glacial e que se compõe, principalmente, de rochas intrusivas tipo batólito costeiro. Mais para o interior encontra-se a *cordilheira Magallánica* que abriga três domínios tectônicos importantes: a *bacia marginal de rochas verdes*, mais para oriente a *listera dobrada e deslocada de Magallanes* e, finalmente, o *núcleo metamórfico Cordilheira Darwin*. As litologias destes domínios correspondem, em geral, a granitoides e rochas mesozoicas fortemente faladas. Mais para oriente a grande cordilheira perde força dando lugar a *precordilheira Patagônica*. O quinto domínio, corresponde o grande extensão cenozoica da *pampa Magallánica* (ALLAMAND; URBINA; PIRZIO-BIROLI, 2007).

Na figura 2 mostram-se as principais unidades geomorfológicas da patagônia aus-

tral do Chile.

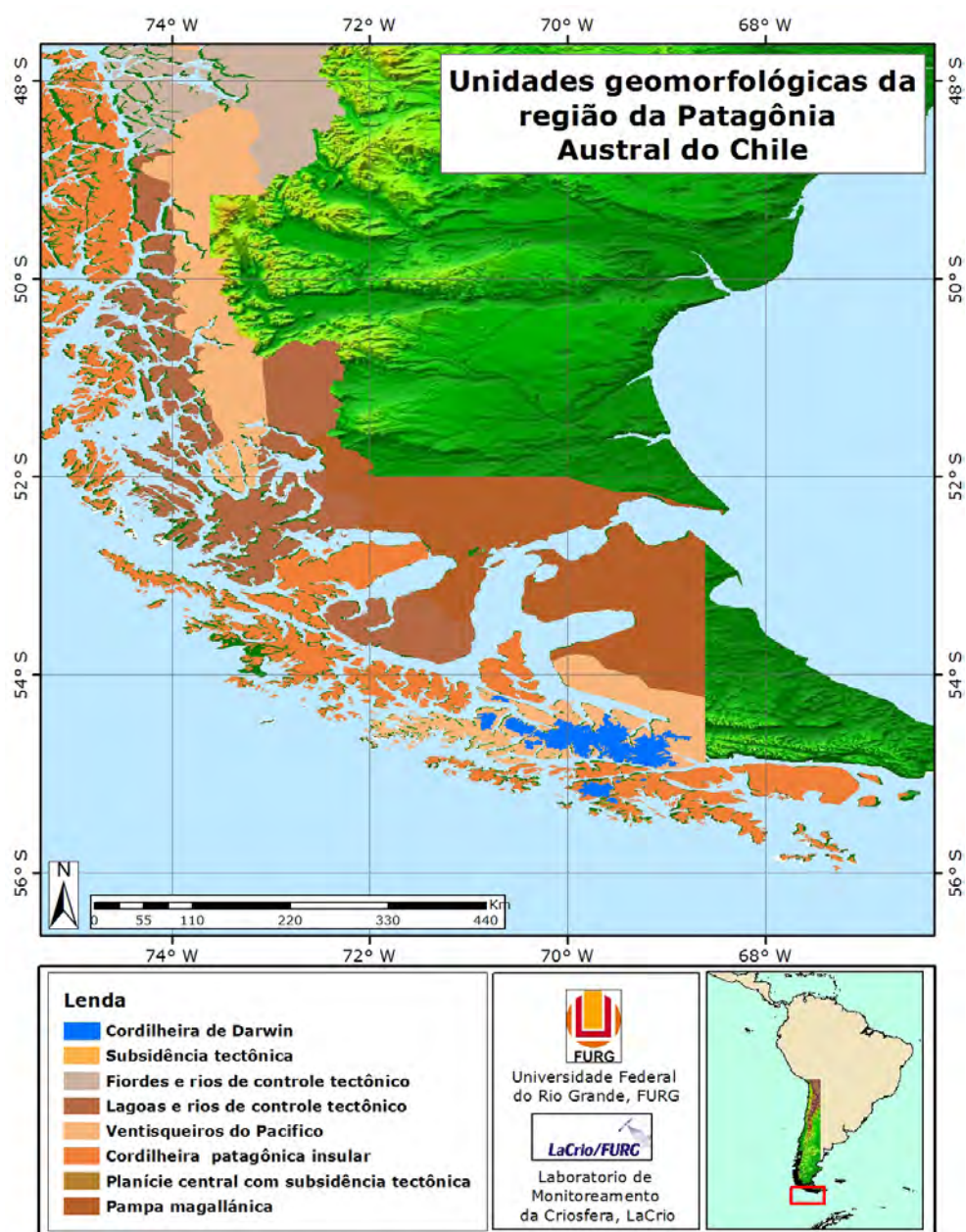


Figura 2: Unidades geomorfológicas da patagônia austral do Chile. Projeção UTM 19° S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de Albers (2012).

3.3 Geologia da Cordilheira Darwin

A Cordilheira Darwin é um elemento geológico único na cordilheira andina por várias razões: (1) expõe o mais alto grau de rochas metamórficas nos Andes ao sul de Peru, (2) tem experimentado uma reativação do basamento e uma deformação polifásica e, (3) tem uma culminação topográfica em tendência *E - W* nos Andes mais meridionais, que

possuem camadas de gelo e elevações com uma média de 1 *km* mais alta que nos setores contíguos (CUNNINGHAM, 1995). É uma conclusão estrutural que expõe uma grande área do basamento do Jurássico pre-tardio. Estas rochas são quase totalmente cercadas por jovens rochas vulcânicas e sedimentarias mesozoicas. Uma complexa história de deformação e metamorfismo e pelo menos três episódios de intrusão ígnea são reconhecidos (NELSON; DALZIEL; MILNES, 1980).

As mais variadas exposições de rochas de basamento encontram-se na parte central da Cordilheira Darwin, onde filitas, graus de anfibolitas, esquistos y gneisses mostram até quatro fases de deformação (CUNNINGHAM, 1995). Nas rochas de tipo gneisse e, ocasionalmente nas magmatísticas, o grau metamórfico local alcança fácies de anfibolita. Também inclui quantidades menores, mas significativas, de esquistos de quarcita e pedra verde. No extremo norte a unidade se compõe principalmente de rochas vulcânicas silíceas, caracterizadas por uma sequência sedimentaria fina perto da base. Enquanto que no extremo sul contém uma maior proporção de rochas vulcânicas intermédias, os esquistos verdes, que estão intercalados com uma unidade vulcânica silícica, e também fortemente deformados (NELSON; DALZIEL; MILNES, 1980).

O complexo de cobertura de rochas consiste em uma sequência predominantemente vulcânica coberta por uma sequência sedimentaria. Esta sequência vulcânica conhece-se em geral como formação tubífera. Esta amplamente presente em afloramentos e no subsolo da região da Terra do Fogo e na parte austral de América do Sul (NELSON; DALZIEL; MILNES, 1980; CUNNINGHAM, 1995).

Na figura 3 se expõem as principais unidades geológicas da patagônia austral do Chile (Mapa geológico modificado do *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile*, SERNAGEOMIN, 2003.)

3.4 Caracterização climática da patagônia austral

O clima é claramente oceânico, temperado e super úmido (BERTRAND et al., 2014), com altos níveis de congelamento, acima dos 1000 *m* (GARREAUD et al., 2013), e uma precipitação média anual entre 2000 e 6000 *mm*.

O clima na Terra do Fogo é influenciado pela presença da Cordilheira Darwin e

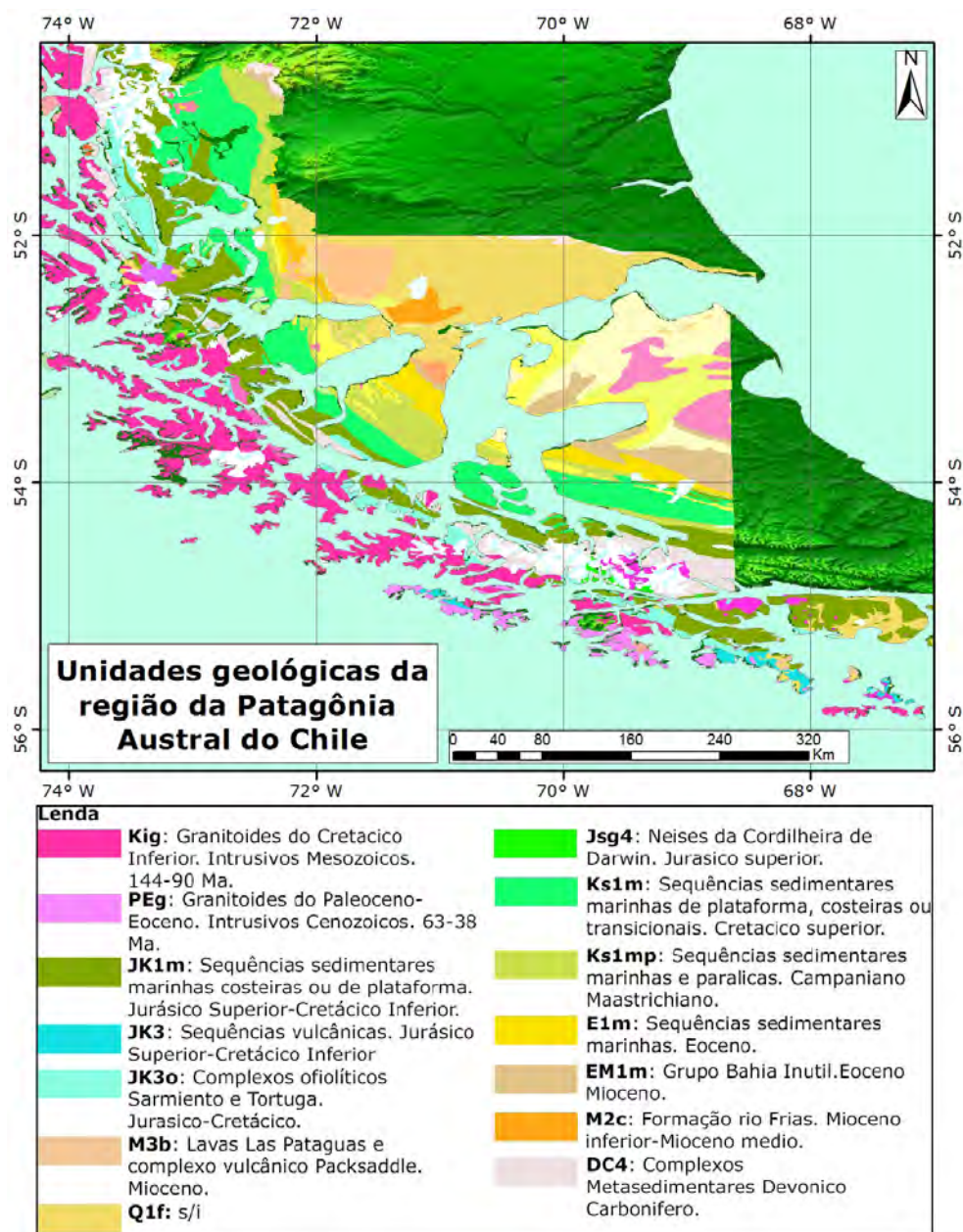


Figura 3: Geologia da patagônia austral do Chile. Projeção UTM 19°S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de ESRI (2012).

por ventos oriundos das altas latitudes, tornando a região fria e chuvosa (ALLAMAND; URBINA; PIRZIO-BIROLI, 2007) e com uma cobertura de nuvens quase permanente (WARREN; ANIYA, 1999). As chuvas mais persistentes concentram-se nos meses entre maio e setembro, os ventos fortes atuam durante todo o ano e a temperatura média anual da Cordilheira Darwin é de $7,4^{\circ}\text{C}$ (SAGREDO; LOWELL, 2012).

A figura 4 mostra a média das precipitações anuais na região da patagônia austral do Chile.

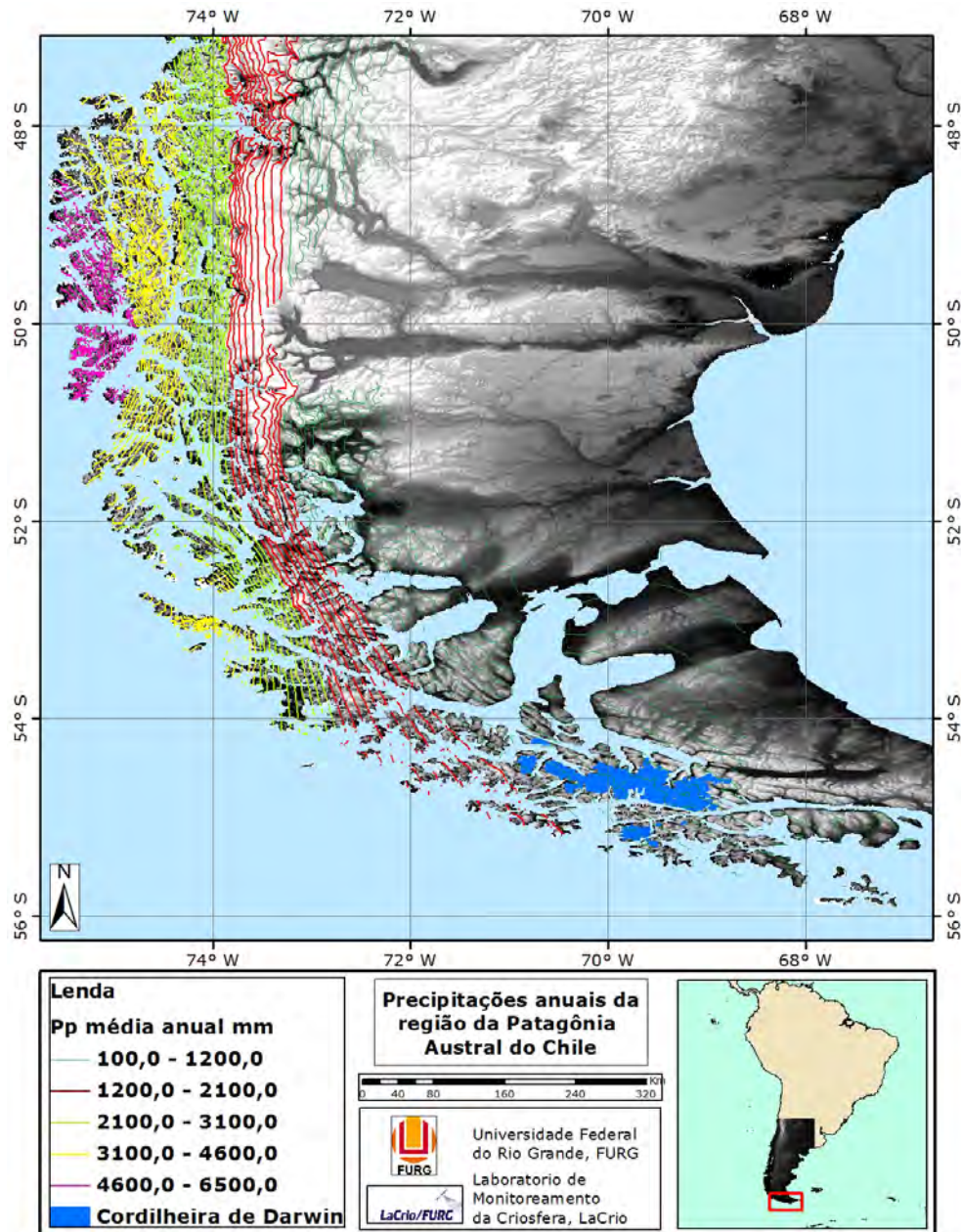


Figura 4: Precipitações anuais da região da patagônia austral do Chile. Projeção UTM 19°S, WGS84. Fonte: Coberturas SIG obtidas de Albers (2012).

3.4.1 Ventos

3.4.1.1 Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul

É um centro de alta pressão que em inverno localiza-se mais próximo ao equador, cerca dos 25°S, enquanto que em verão alcança sua posição mais próxima ao polo, aproximadamente, 34°S, porém, sua intensidade é maior durante primavera. O fenômeno *El Niño/Oscilação Sul* (ENOS) exerce uma grande influência inter-anual sobre este fenômeno

climático, a dizer, quando ENOS esteve na fase positiva o anticiclone desintensifica-se, e vice-versa (VARGAS; GIESECKE; GONZÁLEZ, 2012).

Nestas latitudes os ventos são forçados a subir para a cordilheira dos Andes produzindo-se um resfriamento e favorecendo as precipitações.

3.4.1.2 Ventos de oeste

A região é fortemente influenciada pela corrente de ventos de oeste que circundam uma vasta área sub-Antártica (figura 5). (GARREAUD et al., 2013; TOGGWEILER, 2009). Eles incidem na costa do Chile, trazendo consigo fortes precipitações durante todo o ano. Essas chuvas concentram-se no lado barlavento (oeste) dos Andes e é quase totalmente controlada pelo cinturão de ventos de oeste associado ao efeito orográfico do Andes. Tal combinação permite manter as geleiras temperadas que compõem os campos de gelo da Patagônia e da Cordilheira Darwin (BERTRAND et al., 2014; MORENO et al., 2012). A área também é influenciada pela passagem de sistemas frontais (LECHUGA, 2014).

Estudos climáticos propõem que as mudanças latitudinais e variações da intensidade dos ventos de oeste desempenharam um papel fundamental na promoção das mudanças climáticas em escala global no hemisfério sul desde o UMG (MORENO et al., 2012).

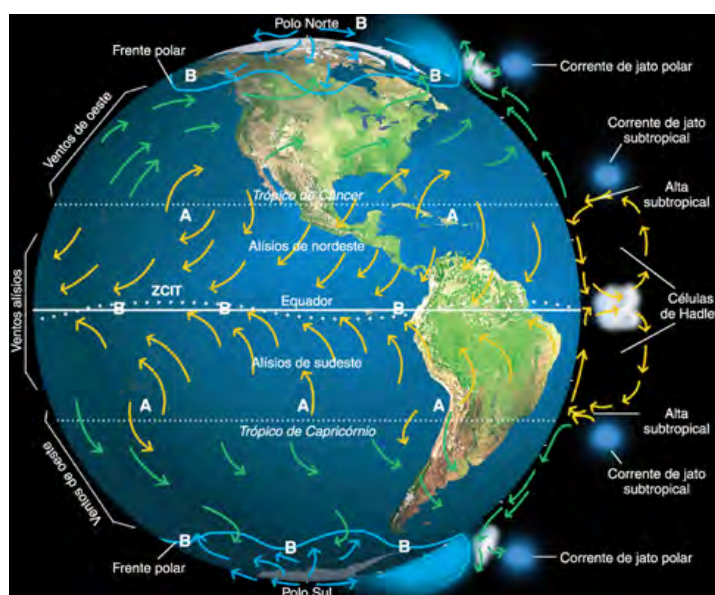


Figura 5: Padrão global de circulação atmosférica. Fonte: Christopherson (2012)

3.4.2 Oscilação Antártica

As anomalias das temperaturas e precipitações regionais possuem relação, principalmente, com as diferenças na pressão atmosférica entre latitudes médias e altas e com sua influência nos ventos de oeste, fenômeno conhecido como “*Oscilação Antártica*” (OA) (GONZÁLEZ-REYES; MUÑOZ, 2013; GILLETT; THOMPSON, 2003), tornando-se a principal variabilidade atmosférica nestas latitudes do Hemisfério Sul (MORENO et al., 2014). Desde a década de 1950 apresenta uma marcada tendência positiva, a dizer, um enfraquecimento dos ventos de oeste nas zonas de latitudes médias e um deslocamento e intensificação para latitudes altas e polares durante outono e inverno (época em que os ventos de oeste deveriam-se deslocar para latitudes médias), gerando diminuição das precipitações e uma tendência ao aquecimento na região austral (figura 6) (MORENO et al., 2014; GONZÁLEZ-REYES; MUÑOZ, 2013; GILLETT; KELL; JONES, 2006; TOGGWEILER, 2009). Em escala geológica de tempo glaciais e interglaciais, este fenômeno mostra variações latitudinais de até 10 graus de latitude, que estão estreitamente relacionadas com as mudanças globais de temperatura (BERTRAND et al., 2014).

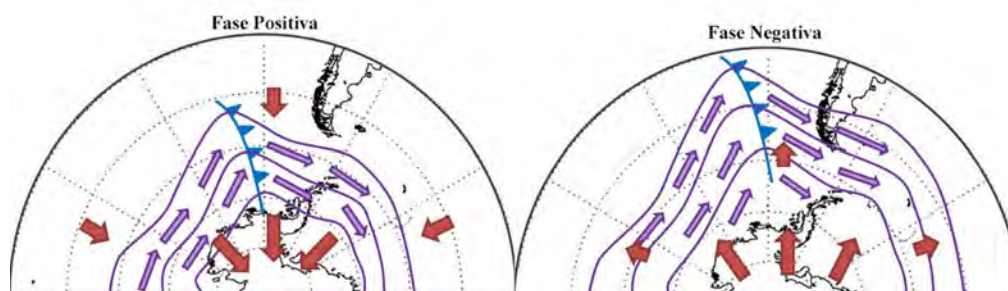


Figura 6: Representação das fases positiva e negativa da Oscilação Antártica. Na fase positiva, as linhas vermelhas representam o deslocamento dos ventos de oeste para o continente Antártico. Em fase negativa acontece uma expansão destes ventos para a região austral de Sul-América. Fonte: Modificado de <http://metargentina.blogspot.com.br/2013/07/oscilacion-antartica-aao-o-modo-anular.html>

3.4.3 El Niño/Oscilação Sul

El Niño/Oscilação Sul, ENOS, é caracterizado por alterações na interação oceano-atmosfera sobre o oceano Pacífico Equatorial, que causam mudanças no balanço térmico/hídrico em escala planetária. Sua ocorrência é entre 1,5 a 7 anos (GRIMM, 2009).

Como resultado, a variabilidade da precipitação no sul-oeste dos Andes é um dos fatores mais importantes que controlam o equilíbrio da massa das geleiras da Patagônia. O deslocamento dos ventos de oeste tem causado uma diminuição da precipitação anual no sul do Chile, acelerando o recuo das geleiras da Patagônia (BERTRAND et al., 2014).

4 Fundamentação Teórica

4.1 A Criosfera

Devido às características de reflexão do gelo e a neve e suas interações físicas com a atmosfera, a Criosfera tem um papel importante no equilíbrio energético global e também é parte essencial do sistema climático. Qualquer mudança qualitativa e quantitativa em suas propriedades físicas afeta a circulação global do ar, as temperaturas dos oceanos e do ar, os padrões de correntes oceânicas e o nível médio das marés. Estes efeitos indicam que a Criosfera deveria de ser monitorada continuamente em escalas espacial (regionais e globais) e temporal de forma contínua (BHARDWAJ et al., 2016a).

A cobertura glacial atual abrange cerca de 10% da superfície da Terra e na era do gelo já cobriu praticamente três vezes mais. Atualmente 99% da Criosfera está em áreas distantes das atividades humanas, principalmente na Groenlândia e Antártica. Portanto, não é de se estranhar que as geleiras menores, nas áreas de montanha, foram as primeiras a atrair a atenção na ciência e literatura. As geleiras de alta montanha têm servido como laboratórios naturais para o estudo dos processos glaciais, já que são importantes componentes da paisagem. Hoje, solo congelado estacional ocupam a maior extensão geográfica de qualquer componente da Criosfera (TEDESCO, 2007).

Também são espetaculares as camadas de gelo continentais, como os campos de gelo patagônico, corpos de gelo de quilômetros de espessura e centos de quilômetros de amplitude espacial. Eles lideram a atenção porque representam os mais extensos campos de gelo perenes e encontram-se entre os maiores albedos da Terra, bem como, influenciam o nível das marés através das mudanças nos volumes do gelo (TEDESCO, 2007). A Criosfera preserva extraordinariamente as mudanças climáticas e a composição atmosférica pretérita da Terra.

4.2 As Geleiras

As geleiras referem-se a todo corpo de gelo originado da acumulação das nevasdas (CUFFEY; PATERSON, 2010) e resultam da relação de fatores climáticos e topográficos, variando em tamanho e espessura (OLIVEIRA et al., 2013). As principais formas de ocorrência das geleiras são os mantos de gelo, plataformas de gelo, calotas de gelo, geleiras de piemonte e geleiras de montanha (SIMÕES, 2004).

Quanto à topografia, podemos agrupar as geleiras em categorias como: a) não controladas pela topografia subglacial; b) controladas pela topografia subglacial e; c) geleiras marinhas (OLIVEIRA et al., 2013; BENN; EVANS et al., 2014). As geleiras não controladas pela topografia subglacial são os mantos de gelo ($> 50.000 \text{ km}^2$) e as calotas de gelo ($< 50.000 \text{ km}^2$) (SIMÕES, 2004). Atualmente existem dois mantos de gelo, da Antártica e da Groenlândia. Enquanto as geleiras dominadas pela topografia subglacial, estas se apresentam em todas as latitudes e em um maior número. Os campos de gelo têm perfil plano cercado pela topografia mais elevada, são encontrados em regiões montanhosas e temperadas (OLIVEIRA et al., 2013).

Em relação ao fator da temperatura atmosférica, ou regime termal, sendo que as temperaturas decrescem em altitudes maiores, as geleiras são classificadas em temperadas e frias. As primeiras são aquelas em que a massa de gelo, com exceção da camada superficial, encontra-se no ponto de fusão por pressão ("*pressure melting point*"). Entretanto, as frias são aquelas onde a maior parte de gelo se encontra por embaixo do ponto de fusão por pressão. Também, podem-se diferenciar dois tipos de geleiras segundo sua base, cuja base é seca, ou seja, as geleiras estão aderidas ao substrato, e as que apresentam base úmida (OLIVEIRA et al., 2013).

As características térmicas variam internamente e temporalmente, podendo uma mesma geleira apresentar características quentes e frias. Também uma geleira pode apresentar características térmicas transitórias conforme as condições ambientais impostas, como por exemplo, as produzidas pelas mudanças climáticas e atividades vulcânicas (OLIVEIRA et al., 2013; OERLEMANS, 2001).

Segundo White et al. (1998): "*Embora o clima seja o fator preponderante no regime térmico também há influência da topografia, que por sua vez também influencia no padrão*

local de precipitação. A orientação de uma geleira determina a intensidade da radiação solar que chega até a sua superfície”. Enquanto Oliveira et al. (2013) afirma que “este é um fator de grande relevância em geleiras de regiões montanhosas, como os Andes”.

4.2.1 Transformação da neve em firn e gelo

A caída de neve sobre um glacial é a primeira fase na formação do gelo glacial, um processo muitas vezes longo e complexo. Do jeito em que a neve muda para o gelo e o tempo precisado, depende da temperatura. A neve transforma-se em gelo mais rapidamente nos glaciais das regiões temperadas, onde os períodos de fusão alternam-se com os períodos de congelamento da neve úmida, como na Antártica central, onde a temperatura permanece bem abaixo do ponto de congelamento através dos anos. Portanto os glaciais subdividem-se em diferentes partes dentro do mesmo e em diferentes categorias de acordo com a quantidade de fusão que ocorre em ele (CUFFEY; PATERSON, 2010).

A transformação de neve em gelo começa a partir da precipitação e acúmulo da neve, que ao ser compactada produz a eliminação das bolhas de ar e o posterior incremento das ligações entre os cristais de gelo, gerando estruturas policristalinas (BENNETT; GLASSER, 1997; MENDONÇA, 2013). Esta fase é classificada como “*Firn*”. Também é definida como a neve úmida que sobreviveu a temporada de verão sem sofrer transformação para gelo, a dizer, onde a fusão não aconteceu (CUFFEY; PATERSON, 2010).

4.2.2 Zonas das geleiras

Em geral, as geleiras podem ser divididas em duas zonas: Uma região de acumulação de neve e outra região dominada pelos processos de fusão na neve, denominada de ablação. Estas duas zonas são separadas por uma *línea de equilíbrio* (LE) onde o balanço de massa é igual à zero. A altitude da LE varia em resposta as alterações climáticas, portanto, é um parâmetro que caracteriza a dinâmica da geleira (OLIVEIRA et al., 2013). A razão entre área da zona de acumulação e a área da zona de ablação indica o balanço de massa da geleira (DYURGEROV; MEIER; BAHR, 2009). As zonas dos limites das geleiras podem mudar cada ano, dependendo das condições climáticas predominantes (figura 7). Em um ano climático normal, as características das diferentes zonas glaciais são:

- *Zona de neve seca:* Aqui não tem fusão, inclusive durante o verão. A linha de neve seca define o limite entre esta zona e a próxima.
- *Zona de percolação:* Algo de fusão acontece nesta zona. A água pode-se filtrar a certa distância dentro da neve, a temperaturas menores de 0°C , antes de volver-se a congelar. Os canais verticais de água podem-se voltar a congelar quando seu suprimento de água é cortado, formando-se estruturas tipo tubo chamada *ice glands*. A medida que o verão avança, as camadas de neve mais profundas começam a se aquecer hasta o ponto de fusão. Portanto, em quanto avançamos para altitudes glaciais menores até um ponto em que, a final do verão, toda a neve depositada no verão anterior encontra-se na temperatura de fusão. Neste ponto, a linha de neve úmida define o limite com a seguinte zona.
- *Zona de neve úmida:* Nesta zona, para o final do verão, toda a neve depositada desde o final do anterior verão tem alcançado os 0°C . Alguma quantidade de água-neve pode coar até camadas mais profundas.
- *Zona de gelo super-imposta:* Nas zonas de percolação e de neve úmida, o material consiste em camadas, lenços ou tubos de gelo separados por camadas e peças de neve ou firn. Em elevações menores, a quantidade de água de degelo produzida gera que as camadas de gelo se fundem numa massa contínua, chamada gelo super-imposto.

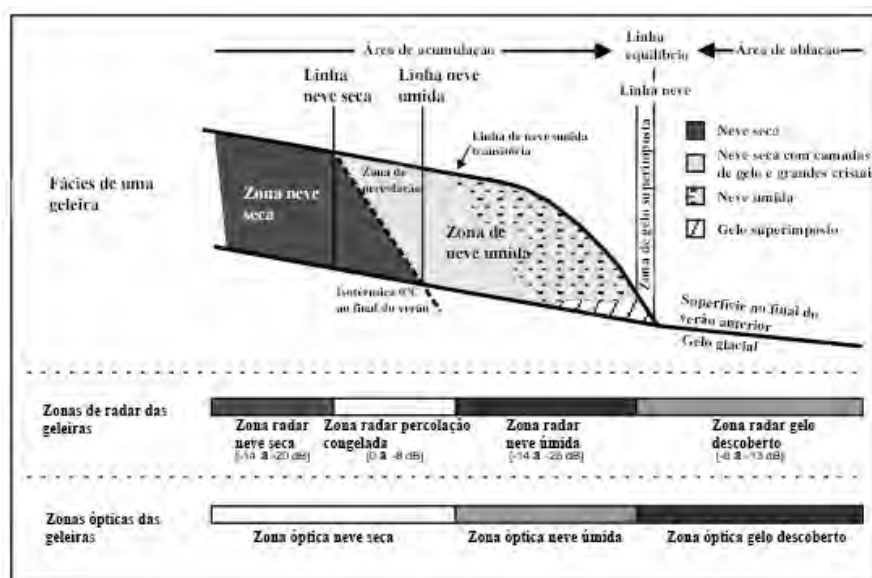


Figura 7: Zonas de uma geleira, detectadas por sensores de radar e ópticos. Fonte: Modificada de Paterson (1994).

4.3 Clima e suas influências sobre as geleiras de montanha

As geleiras são indicadores sensíveis da variabilidade climática e também podem afetar o clima através de mecanismos de retroalimentação complexos (CASASSA et al., 2007) e têm sido amplamente utilizados para a reconstrução das condições paleoclimáticas em diferentes escalas temporais e espaciais (MOREIRA-MUÑOZ; GARCÍA; SAGREDO, 2014). A importância relativa dos controles climáticos, topográficos e glacio-dinâmicos sobre os padrões das flutuações glaciais na região continuam, em parte, como enigmas, especialmente na Cordilheira Darwin, mas as técnicas de radar espaciais estão produzindo grande quantidade de informação e de alta qualidade. Compreender a interação entre as geleiras de alta montanha e o clima é importante para interpretar o passado, monitorar o presente e prever o futuro. Alguns deles, atualmente, são muito sensíveis às mudanças climáticas (WARREN; ANIYA, 1999). Confirmou-se que a maioria das flutuações das geleiras são gerados por aumentos de temperatura detectadas nas diferentes estações climáticas (RIVERA et al., 2000).

As geleiras de alta montanha da região patagônica fluem para o leste e oeste dos Andes (CASASSA et al., 2002) e são particularmente significativos por duas razões. Primeiramente, a grande maioria dos principais glaciais dos campos de gelo termina como parte das marés dos fiordes chilenos (oeste) ou como parte da água doce das grandes lagoas pro-glaciais (leste) (WARREN; ANIYA, 1999; CASASSA et al., 2002). Portanto, o comportamento dos campos de gelo está estreitamente vinculado com a dinâmica de aquelas geleiras. A segunda área de importância refere-se aos registros geomorfológicos glaciais e sua significância paleoclimática. A significância de aqueles tipos de glaciais na patagônia é considerável, tanto para a interpretação dos registros glacio-climáticos quanto para a predição das respostas glaciais com as mudanças climáticas (WARREN; ANIYA, 1999).

Durante o século XX as maiorias das geleiras de alta montanha na região patagônica foram em retiro o recuaram (RIVERA et al., 2005), embora em diferentes tempos e taxas, parece provável que o clima é o controle dominante daqueles processos. Tem sido sugerido que o origem do desbaste, recuo e perda da superfície glacial poderia ser devido as mudanças no regime de acumulação de neve (LOPEZ et al., 2008). Mas, é evidente que não toda a diversidade do comportamento glacial é devido a sua própria dinâmica.

Em qualquer população de geleiras patagônicas é comum encontrar contrastes nas dinâmicas glaciais devido aos caprichos do clima local e aos diferentes tempos da resposta glacial. A dizer, dependendo do contexto topográfico, sua dinâmica pode-se magnificar, extinguir ou modificar a tendência esperada. Alguns estudos sugerem que as geleiras submetidas a condições climáticas diferentes poderiam responder com magnitudes diferentes e parecidas as perturbações climáticas locais (SAGREDO; LOWELL, 2012; RIVERA et al., 2005). Assim, a Criosfera pode reagir tardiamente as influencias das ocorrências de fenômenos climáticos de diferentes escalas.

4.4 Comportamento das geleiras nos campos de gelo patagônico

Na patagônia encontram-se os três maiores corpos de gelo temperados do hemisfério sul fora da Antártica: *Campos de gelo patagônico norte*, 4.197 km^2 , *campos de gelo patagônico sul*, 13.000 km^2 e *campos de gelo da Cordilheira Darwin*, 2.300 km^2 . Aqui, a redução das áreas cobertas de gelo é particularmente notória (MASIOKAS et al., 2009; LOPEZ et al., 2010).

Ao sul dos $49^\circ S$, os campos de gelo patagônico sul estão sujeitos a precipitações uniformes durante todo o ano (SAGREDO; LOWELL, 2012). O tempo e padrão da flutuação glacial parecem diferir em seus flancos ocidental e oriental, já que a topografia restringe as massas de gelo. Numa escala de tempo milenária isto pode reflexar a migração dos limites do gelo, enquanto que os contrastes históricos podem indicar que, devido aos marcados limites meteorológicos, o balanço de massa glacial nos flancos ocidental e oriental é sensível aos parâmetros das condições climáticas. Portanto, as flutuações das geleiras de alta montanha no setor ocidental podem ser dirigidas pelas variações das precipitações, enquanto que as do setor oriental responderiam, principalmente, as mudanças das temperaturas (WARREN; ANIYA, 1999).

Kaser (2001) e Kaser e Osmaston (2002) sinalam que as geleiras localizadas acima da isoterma de $0^\circ C$ (média anual) são bem sensíveis às mudanças das precipitações e insensíveis às mudanças das temperaturas. As geleiras com acumulação de verão são mais sensíveis à temperatura que aqueles com acumulação de inverno (FUJITA, 2008). No caso das geleiras da região da Cordilheira Darwin, elas recebem precipitação durante todo o ano (SAGREDO; LOWELL, 2012), enquanto que a acumulação de neve acontece no inverno.

O padrão de acumulação nesta região mostra certa estacionalidade de neve (SAGREDO; LOWELL, 2012).

Além disso, alguns contrastes geográficos são evidentes. Taxas e quantidades absolutas de retrocesso dos gelos foram maiores nos campos de gelo patagônico sul que nos do setor norte durante o século passado. Isto pode refletir o fato que os aumentos das temperaturas tem sido mais marcados em latitudes maiores (WARREN; ANIYA, 1999).

Desde o ponto de vista dinâmico, estas áreas podem ser consideradas entre elas como estreitas associações. Em altas latitudes, a interação entre as depressões frequentes, a repentina barreira orográfica, e a *corrente sub-antártica de Humboldt*, produzem um clima úmido, frio e ventoso, com precipitações estimadas no rango de 2000 – 6000 *mm/ano* nas áreas de acumulação de gelo. Os gradientes meteorológicos através dos Andes patagônicos são muito extremos.

4.5 Princípios do sensoriamento remoto aplicados a Criosfera

O sensoriamento remoto refere-se a qualquer observação que utiliza radiação eletromagnética com o objetivo de analisar eventos, fenômenos e processos que ocorrem na superfície da Terra a partir do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e a superfície (REES, 2005).

O sol é a principal fonte de energia eletromagnética disponível. Essa radiação, ao interagir com os alvos da superfície terrestre pode ser absorvida, refletida, transmitida e emitida por eles seletivamente. As proporções dessas componentes da interação dependem dos fatores ambientais além das propriedades de cada alvo. Assim, conhecendo o seu comportamento espectral da radiação refletida e/ou emitida, é possível identificar e caracterizar o comportamento espectral de cada alvo (BICCA, 2012).

O espectro eletromagnético diferencia a “*Radiação Eletromagnética*” (REM) de acordo com os diferentes comprimentos de onda (figura 8), embora todas as superfícies e objetos tivessem a capacidade de emitir radiação ao longo de todo o espectro eletromagnético. Por isso, é mais vantajoso usar dados de sensores que operam em distintos intervalos de comprimentos de onda. Segundo o objetivo, é importante selecionar criteriosamente o sensor apropriado para uma análise particular, considerando fatores como: comprimento

de onda, resolução e frequência e o tempo de cobertura da superfície (OLIVEIRA et al., 2013).

As geleiras permitem observar e estimar os níveis das mudanças climáticas porque elas representam indicadores sensíveis do clima, comportando-se como importantes reguladores dele, pois influenciam no albedo das superfícies e contribuem para a gradiente térmico global.

Em tais cenários, o sensoriamento remoto e a teledeteção utiliza-se amplamente como uma alternativa prática para determinar as dinâmicas da Criosfera e satisfazer as necessidades das pesquisas glaciológicas (BHARDWAJ et al., 2016b). Também e, devido a frequente localização remota e a grande extensão dos glaciais, complementam os trabalhos de campo. Estas medições podem ampliar o número de geleiras avaliadas, os períodos de tempo de medição e diversificar os parâmetros de avaliação (PAUL et al., 2013), controlar suas mudanças físicas em diferentes escalas espaciais e temporais (BHARDWAJ et al., 2016a), suas contrações e, inclusive o desaparecimento delas. É capaz de fornecer informações de todos os continentes e de um grande número de geleiras e mantos de gelo ao nível global (OLIVEIRA et al., 2013).

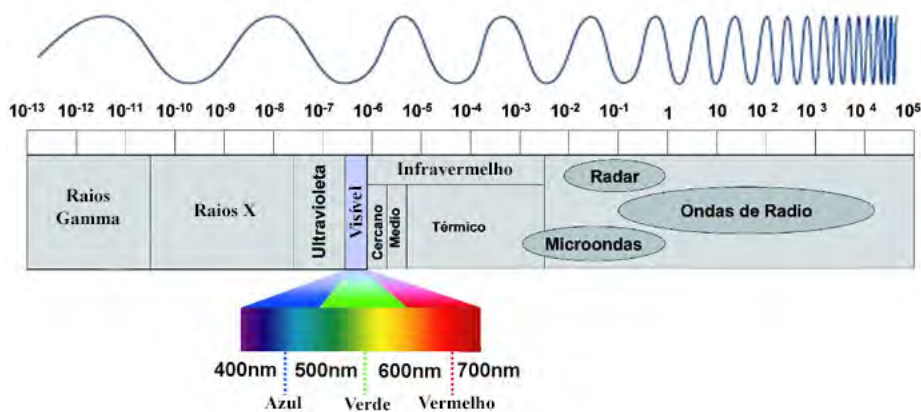


Figura 8: Espectro eletromagnético (comprimento de onda em metros).

A evolução das técnicas de teledeteção nos últimos 50 anos permitiu o desenvolvimento e melhoria dos modelos e ferramentas para a compressão dos processos temporais e espaciais dos elementos constituintes da Criosfera (TEDESCO, 2007). Desde a metade da década de 1960 começou o desenvolvimento do inventário e monitoramento das geleiras (OLIVEIRA et al., 2013), e foi possível começar a supervisão dos componentes da Criosfera em escalas maiores, melhorando as resoluções temporais e espaciais (TEDESCO,

2007). O “*World Glacier Monitoring Service*” (WGMS, sigla em inglês) e o projeto “*Global Land Ice Measurements from Space*” (GLIMS, sigla em inglês) são as iniciativas que centralizam os dados de 160.000 geleiras (figura 9) e os incorporam no ambiente dos *Sistemas de Informação Geográfica* (SIG) (OLIVEIRA et al., 2013; BICCA, 2012) utilizando dados de instrumentos de satélites óticos. Os resultados das análises são enviados para o arquivo da “*National Snow and Ice Data Center*” (NSIDC, sigla em inglês).

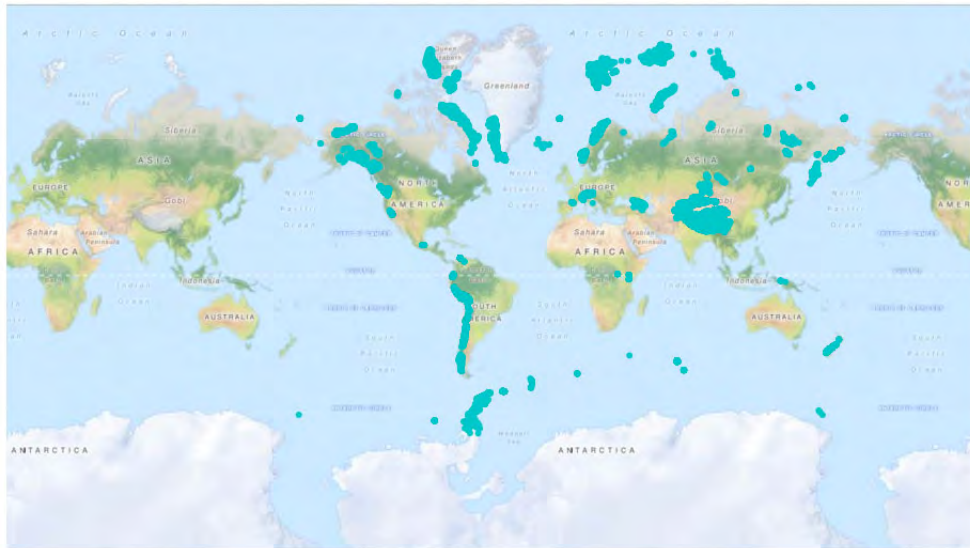


Figura 9: Distribuição das geleiras ao redor do planeta. Fonte: GLIMS (2016).

As principais diretrizes da iniciativa GLIMS e do WMGS é a uniformização das partes constituintes da Criosfera, já que contribui com a padronização das informações, e pela indicação dos dados orbitais mais adequados (OLIVEIRA et al., 2013).

4.6 O comportamento espectral da neve e das massas de gelo

Para o estudo das geleiras, o sensoriamento remoto permite analisar e determinar vários de seus parâmetros: albedo, refletância, temperatura da superfície, fácies, área, linha de equilíbrio, balanço de massa, topografia, volume e velocidade de fluxos (OLIVEIRA et al., 2013). A refletância pode ser definida como o processo pela qual a radiação de um objeto é refletida (JENSEN et al., 2009; BICCA, 2012) e que varia entre 0 e 1 (ou entre 0 e 100%) (CUFFEY; PATERSON, 2010; PETSCH, 2014).

A refletância das superfícies da geleira é um parâmetro primordial para o mapeamento das zonas da geleira usando dados de sensoriamento remoto (PETSCH; SIMÕES;

LUDERITZ, 2013; PETSCH, 2014) mensurada por sensores ópticos. As diferenças nas refletâncias medidas como valores digitais ou valores de brilho e de refletância (%) em faixas de comprimentos de ondas diferentes, auxiliam na delimitação da geleira e de seus arredores bem como na classificação dos tipos de superfície (PETSCH; SIMÕES; LUDERITZ, 2013; REES, 2005).

A superfície glacial, composta por neve seca e úmida, firn e gelo, tem suas próprias características de refletância. Com o envelhecimento da superfície da geleira, os níveis de impurezas e de detritos de cobertura podem causar variações nas assinaturas espectrais (REES, 2005; PETSCH; SIMÕES; LUDERITZ, 2013). Impurezas como a poeira ou cinza vulcânica no gelo glacial diminuem a refletância consideravelmente (ZENG et al., 1984). O processo de mudança do cristal de neve para gelo também altera o comportamento espectral (PETSCH, 2014).

A neve é um importante componente do sistema climático devido a seu alto albedo no espectro eletromagnético na banda do visível e infravermelho próximo e porque pode modificar os fluxos de energia entre a superfície da Terra e a atmosfera (DOBREVA; KLEIN, 2011). Ela possui alta refletância na parte visível do espectro eletromagnético e depende, principalmente, da presença de impurezas e da influência do tamanho do grão (OLIVEIRA et al., 2013) ou se a camada de neve é pouco profunda (DOZIER et al., 2009). Em direção ao infravermelho próximo a refletância da neve diminui e é sensível, sobretudo, ao tamanho do grão (DOZIER et al., 2009) e em menor medida as impurezas. Esta dependência é maior no infravermelho de ondas curtas (OLIVEIRA et al., 2013) (figura 10) .

A neve seca é uma superfície altamente refletora e tem um albedo elevado nos comprimentos de onda do visível e do infravermelho próximo (80 - 97%) (CUFFEY; PATERSON, 2010; PETSCH, 2014). Já o firn mostra um padrão semelhante, mas tem uma refletância de 25 - 30% menor que a neve recém caída. A refletância do gelo é moderadamente baixa nos comprimentos de onda do espectro do visível (40 - 70%). Enquanto que o gelo sujo é uma superfície escura com um albedo baixo (15 - 25%) (CUFFEY; PATERSON, 2010; PETSCH, 2014; ZENG et al., 1984; BICCA, 2012) (figura 11).

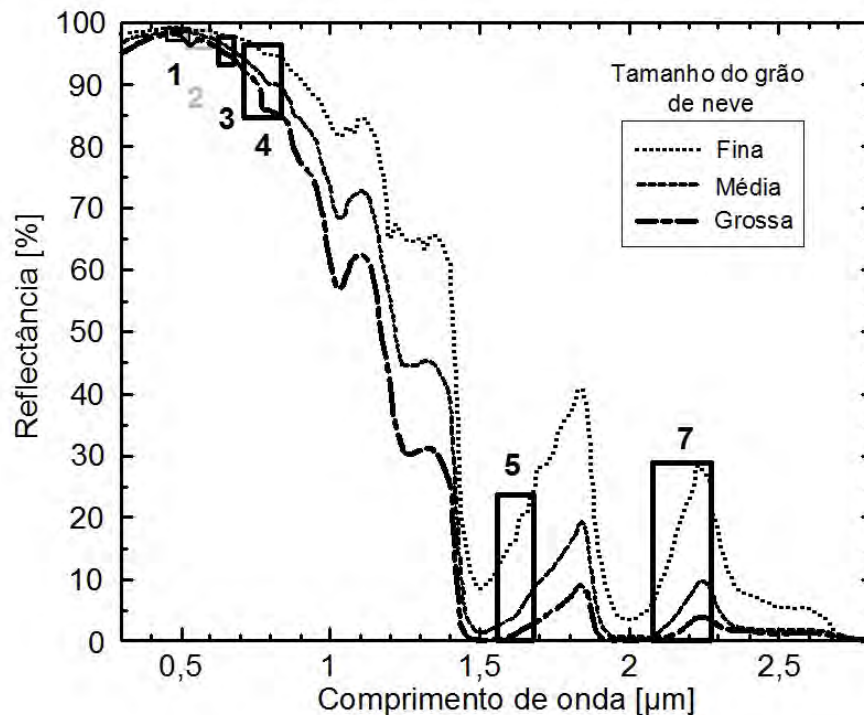


Figura 10: Curvas de reflectância espectral da neve para diferentes granulometrias e localização das bandas TM sobrepostas. Fonte: Paul e Hendriks (2009).

4.7 Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto

Segundo Crosta (1999), a função primordial do processamento digital de imagens de sensoriamento remoto é a de fornecer as ferramentas para facilitar a identificação e a extração das informações contidas nas imagens. Assim, é factível extrair informações das imagens incluindo o reconhecimento de objetos ou padrões. De acordo com Gonzalez e Woods (2000), as técnicas de geoprocessamento que funcionam bem em uma área podem se mostrar totalmente inadequada em outra área.

De acordo com Novo (1992), as técnicas de processamento digital de imagens podem ser classificadas em três conjuntos: *técnicas de pré-processamento*, referida a preparação das imagens, em que ocorre a transformação dos dados digitais brutos em dados corrigidos radiométrica e geometricamente, incluindo a correção dos efeitos atmosféricos; *técnicas de realce* que permitem melhorar a qualidade visual das imagens; e as *técnicas de classificação*, possibilitando a identificação automática de objetos da cena a partir da análise quantitativa dos níveis de cinza, podendo também implicar um processo de decisão para que o software e o computador possa atribuir a um certo conjunto de informações na

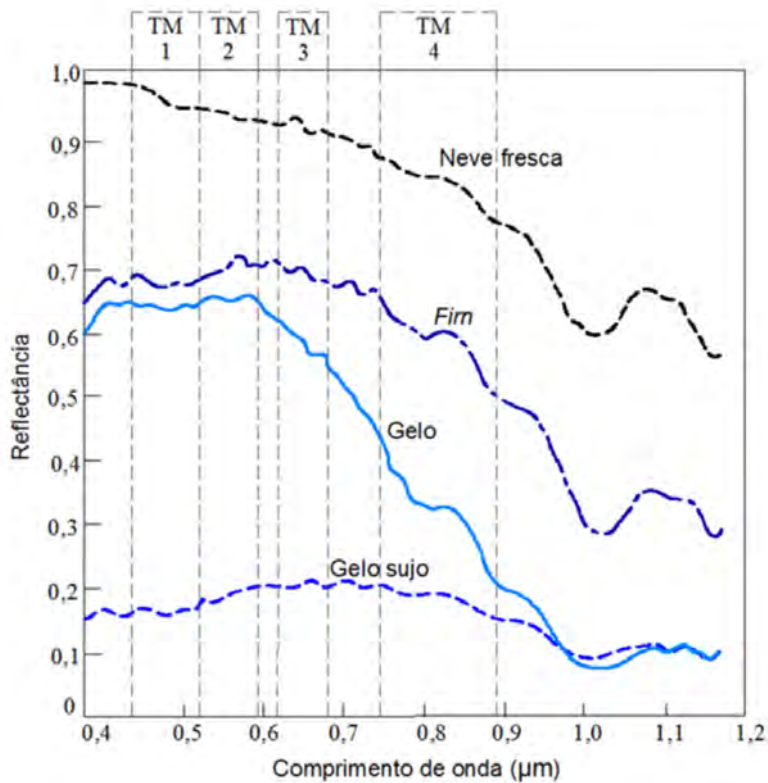


Figura 11: Curvas de reflectância da neve, firn, gelo e gelo sujo. Fonte: Hall e Martinec (1985).

imagem a determinação da classe. Porém, para alcançar resultados de precisão aceitável são necessários alguns cuidados, primeiro na escolha das ferramentas analíticas para serem usadas e, em seguida, na sua aplicação (BICCA, 2012; RICHARDS; RICHARDS, 1999).

4.7.1 Correção radiométrica - Calibração

Os sensores imageadores coletam a imagem e armazenam a informação adquirida em forma de valores brutos, chamados *Números Digitais* (ND). Cada ND representa um pixel na imagem podendo-se ter a mesma como uma matriz. O processo de calibração consiste na passagem desses valores brutos para valores físicos na imagem.

Conforme com Ponzoni e Shimabukuro (2010), este processo é necessário devido a que como cada sensor e cada banda possui seu critério para determinar os valores de radiância, as imagens não apresentariam compatibilidade entre os ND's, não podendo-se realizar comparações entre os mesmos. Assim, obtendo valores físicos se uniformizam os resultados para os diferentes sensores e as diferentes bandas, conseguindo-se realizar estudos sobre a imagem.

Jensen et al. (2009) afirmam que para a realização da correção radiométrica de um sensor qualquer, é realizada a transformação linear entre os valores dos ND's pictóricos para valores de radiância, seguindo uma função de transformação, denominada como *curva de resposta do sensor*, representada na figura 12.

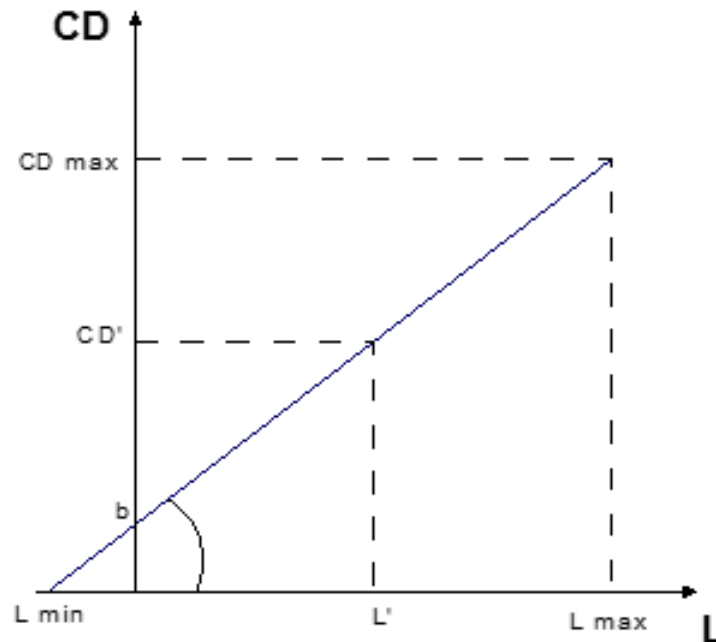


Figura 12: Relação Números Digitais (ND ou CD) - Radiância. Fonte: Crosta e Rabelo (1993).

4.7.2 Correção atmosférica.

A energia que é emitida pelo sol em direção a Terra, e depois refletida em direção ao sensor imageador passa por diversos processos como refração, espalhamento, absorção, dentre outros. Esses processos, ocorrendo na atmosfera do planeta, que é composta de gases, vapor de água e poeira, acabam interferindo no imageamento da superfície, assim é preciso retirar os efeitos que a atmosfera introduz na imagem. Esse processo de ajustamento recebe o nome de correção atmosférica. A figura 13 mostra a diferença entre uma imagem da banda 7 do satélite LANDSAT 8 com correção atmosférica (B) e uma imagem sem a correção (A).

O método utilizado neste trabalho foi a correção atmosférica pelo pixel negro (*Dark Object Subtraction-DOS*). De acordo com Ponzoni e Shimabukuro (2010), todas as imagens e bandas devem possuir um pixel no qual o valor deverá ser 0, podendo ser sombras ou até corpos de água. Logo ao indicar ao software o pixel escuro (que deveria

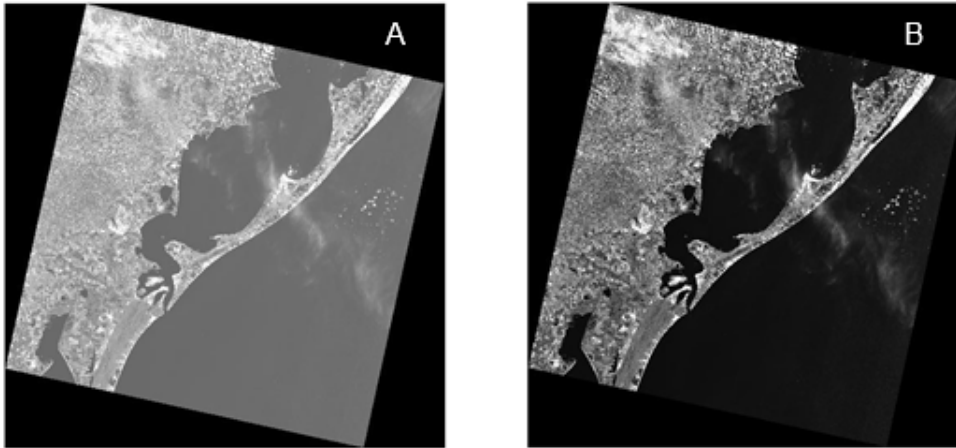


Figura 13: Diferença entre uma imagem corrigida atmosférica-mente (B) e outra sem correção (A).

ter valor 0 ou próximo), é realizada a redução do valor encontrado no pixel para com a imagem, assim retirando aquele efeito do vapor de água presente na atmosfera sobre a cena.

4.7.3 Classificação das imagens de satélite

Para a presente pesquisa, superfície de neve deve ser entendida como aquela composta por neve, gelo, firn e as superfícies intermédias. A classificação baseou-se em duas metodologias, que são:

- *Classificação Supervisionada de Máxima Verossimilhança (CSMV)*: Baseada na aquisição de regiões de interesse, com a obtenção de conjuntos de pixels que possuem uma assinatura espectral comum e que indicam tipos específicos de alvo (PETSCH, 2014). Essas regiões devem ser o mais homogêneas possíveis para assinar classes específicas. Os pixels são assinados a classe a que mais provavelmente pertencem.
- *Índice de Neve por Diferença Normalizada (NDSI, sigla em inglês)*: A neve caracteriza-se por uma alta reflectância na região do espectro visível ($0,5 - 0,7 \mu m$) e uma forte absorção na região do infravermelho de onda curta (SWIR) ($1,0 - 3,5 \mu m$) (GUPTA; GHOSH; HARITASHYA, 2007). Assim, Utiliza as bandas de alta e baixa reflectância, através das equações 4.1 e 4.2 para os sensores LANDSAT TM e OLI TIRS, respectivamente:

$$(B_2 - B_5)/(B_2 + B_5) \quad (4.1)$$

Onde B2 corresponde a banda verde e B5 a infravermelho próximo do sensor TM.

$$(B_3 - B_6)/(B_3 + B_6) \quad (4.2)$$

Onde B3 corresponde a banda verde e B6 a infravermelho de onda curta dos sensores OLI TIRS.

O NDSI não foi aplicado na imagem LANDSAT 5 TM de maio de 1985 por a falta da banda 5.

Os valores do NDSI variam entre -1 e 1 (ARIGONY-NETO, 2006; BICCA, 2012). Para determinar a presença de neve e nuvens, o que poderia afetar nos cálculos da extensão da superfície nevada, nessa categorização foi utilizado um algoritmo de classificação por *limiares*, onde a presença de neve pode ser admitida quando o valor do NDSI é superior a $0,4$ (DOZIER, 1989). Sendo que alguns estudos indicam que o limiar ótimo pode variar sazonalmente (BICCA, 2012). Também, os valores do NDSI podem diminuir na medida que a pureza dos pixels de neve reduz-se (RUMMEL, 2013).

5 Materiais e Métodos

5.1 Dados

Foram utilizadas imagens de satélite dos sensores LANDSAT 5 “*Thematic Mapper*” (TM, sigla em inglês) e LANDSAT 8 “*Operational Land Imager - Thermal Infrared Sensor*” (OLI-TIRS, sigla em inglês), e o Modelo de Elevação Global do “*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*” (ASTER-GDEM, sigla em inglês). E dados mensais dos índices climáticos que são: *Índice El Niño/Oscilação Sul* (INO) e *Índice Oscilação Antártica* (IOA), e dados da precipitação e temperatura para o período 1985 – 2016 da área estudada.

5.1.1 LANDSAT

Desde o lançamento do primeiro satélite da serie LANDSAT em 1972, o conjuntos de dados na banda ótica do espectro eletromagnético estão disponíveis, proporcionando um registro contínuo e histórico de imagens em intervalos recorrentes (CRAWFORD et al., 2013). As características das resoluções espaciais e espectral são apresentadas nas tabelas 1 e 2).

- *LANDSAT 5 TM*: Trabalhou desde 1984 e até novembro de 2011 e proporciona uma cobertura multi-espectral avançada, com resolução espacial entre 30 e 120 *m* e discriminação espectral entre objetos da superfície terrestre. Neste sensor houve uma melhoria na fidelidade geométrica e na precisão radiométrica e inclui-se 7 bandas espectrais com dados derivados em 8 bits, com resolução de 30 *m* nas bandas 1 – 5 e 7, enquanto que para a banda 6 é de 120 *m* (USGS, 2016).
- *LANDSAT 8 OLI-TIRS*: Foi lançado em 2013. Contém 11 bandas espectrais e os dados estão derivados em 16 bits em formato não cifrado e podem ser reescalados a valores de refletância e radiância. Os sensores obtêm simultaneamente imagens multi-espectrais da superfície terrestre, medidas no espectro visível, infravermelho próximo e porções do infravermelho de ondas curtas. Estas imagens tem 30 *m* de

resolução espacial, totalizando 190 *km* de largura. O sensor OLI proporciona melhorias na informação da superfície da Terra, com uma melhora na relação sinal-ruído. Enquanto o sensor TIRS mede a temperatura da Terra em duas faixas térmicas (infravermelho e térmico). Este sensor utiliza a tecnologia baseada em fotodetectores do infravermelho, que separam as temperaturas da superfície da Terra e da atmosfera (NASA, 2016).

- *ASTER GDEM 2*: O Modelo ASTER-GDEM2 vai de 83°N até os 83°S com resolução horizontal de espacial de 2,4 arco-segundo (72 *m*), aproximadamente 30 *m* (1 arco-segundo) na linha do equador, e referenciada para o “*World Geodetic System 1984*” (WGS84, sigla em inglês) (TACHIKAWA et al., 2011a; BICCA, 2012). As melhorias no ASTER GDEM2 resultam da aquisição de 260.000 cenas adicionais para melhorar a cobertura e para obter uma resolução espacial mais elevada e uma máscara de água melhorada (TACHIKAWA et al., 2011b).

Plataforma	LANDSAT 5	LANDSAT 7	LANDSAT 8
Sensor	TM	ETM +	OLI TIRS
Lançamento	Mar. 1984	Fev. 1999	Dez. 2013
Situação atual	funcionando	funcionando	funcionando
Resolução no solo (<i>m</i>)	VIR 30 TIR 120	PAN 15 VIR 30 TIR 60	PAN 15 VIR 30 TIR 100
Faixa dinâmica (bits)	8	8	16
Ciclos repetição (dias)	16	16	16
Altitude (<i>km</i>)	705	705	705
Largura faixa (<i>km</i>)	185	185	190

Tabela 1: Características principais do sensor LANDSAT 5 TM, 7 ETM+ e 8 OLI TIRS. Fonte: Modificada de Arigony-Neto (2006)

5.1.2 Índices climáticos INO - IOA

A “*National Oceanic and Atmospheric Administration*” (NOAA, sigla em inglês) utiliza o Índice Oceânico Niño (INO) para identificar eventos quentes - El Niño, frios - La Niña e Neutros. A região comumente usada para identificar ele é a região El Niño 3.4 (figura 14), e o limiar é uma anomalia positiva na temperatura superficial do oceano

LANDSAT 5 TM		LANDSAT 8 OLI TIRS	
Bandas	Comp. onda (μm)	Bandas	Comp. onda (μm)
		1 - Costa aerosol	0,43 – 0,45
1 - azul	0,45 – 0,52	2 - azul	0,45 – 0,51
2 - verde	0,52 – 0,60	3 - verde	0,53 – 0,59
3 - vermelho	0,63 – 0,69	4 - vermelho	0,64 – 0,67
4 - Infrav. próximo	0,76 – 0,90	5 - Infrav. próximo	0,85 – 0,88
5 - SWIR 1	1,55 – 1,75	6 - SWIR 1	1,57 – 1,65
6 - Térmica	10,4 – 12,5	7 - SWIR 2	2,11 – 2,29
7 - SWIR 2	2,8 – 2,35	8 - Pancromático	0,50 – 0,68
		9 - Nuvens cirros	1,36 – 1,38
		10 - TIRS 1	10,60 – 11,19
		11 - TIRS 2	11,50 – 12,51

Tabela 2: Comprimentos de ondas das bandas dos sensores TM e OLI TIRS. Fonte: Modificada de Arigony-Neto (2006)

maior ou igual que $0,5^{\circ}\text{S}$. Devido a que esta região ocupa a metade ocidental de uma área de águas frias equatoriais, proporciona uma boa medida das mudanças importantes nos gradientes da temperatura superficial do oceano que originam modificações no padrão de convecção tropical profunda e na circulação atmosférica. O critério usado para definir um episódio associado a El Niño é que cinco anomalias na temperatura superficial do oceano durante três meses consecutivos superam o limiar (NOAA (2017)).

O índice da Oscilação Antártica (IOA) é referente a pressão atmosférica superficial na periferia da Antártica, permitindo monitorar o estado da circulação atmosférica na região austral, representando a oscilação da massa atmosférica entre as médias e altas latitudes e seus padrões dos regimes climáticos (GONG; WANG, 1999).

Os índices climáticos mensais do INO e IOA podem ser obtidos em: “*Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Serie*” (GPCC, 2016).

5.1.3 Dados climáticos de reanálise

Os dados climáticos são obtidos por modelagem numérica e disponibilizados pelo “*National Centers for Environmental Prediction*” e a “*National Center for Atmospheric Research*” (NCEP/NCAR, sigla em inglês). Esses dados estão dispostos em grade Gaussiana com uma resolução de 2° de latitude e longitude. Foram utilizados dados correspondentes ao projeto Reanalises II, o qual gera um produto com menor erro em função

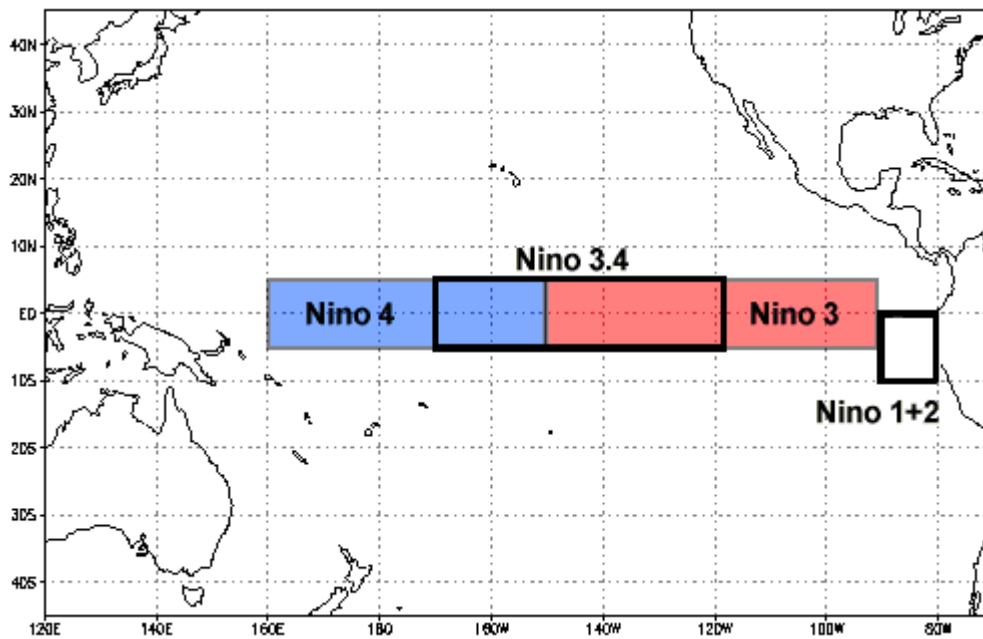


Figura 14: Regiões do índice INO. Fonte: NOAA (2016).

dos ajustes nas equações que estimam as variáveis atmosféricas (KISTLER et al., 2001), neste caso as usadas foram as de temperatura e precipitação.

5.2 Métodos de obtenção da superfície de neve

5.2.1 Pré-processamento das imagens de satélite

As bandas das imagens de satélite LANDSAT 5 TM e 8 OLI TIRS foram selecionadas avaliando o uso de comprimentos de onda e resolução espacial semelhantes, assim, considerou-se as bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho de ondas curtas (tabela 3). Para as imagens LANDSAT 5 TM eliminou-se a banda seis devido a sua faixa termal única e de menor resolução espacial. Já a respeito das imagens LANDSAT 8 OLI TIRS, não se consideraram as bandas costeira/aerossol (banda 1), pancromática (banda 8) e as infravermelhas termais (bandas 10 e 11). O pré-processamento foi executado no software ENVI 5.0 ®. O mesmo consistiu em um empilhamento de bandas e re-projeção de coordenadas para o sistema WGS84 com projeção “*Universal Transversal de Mercator*” (UTM) 19°S.

Desta forma, as imagens foram calibradas, convertendo os *Números Digitais* (ND)

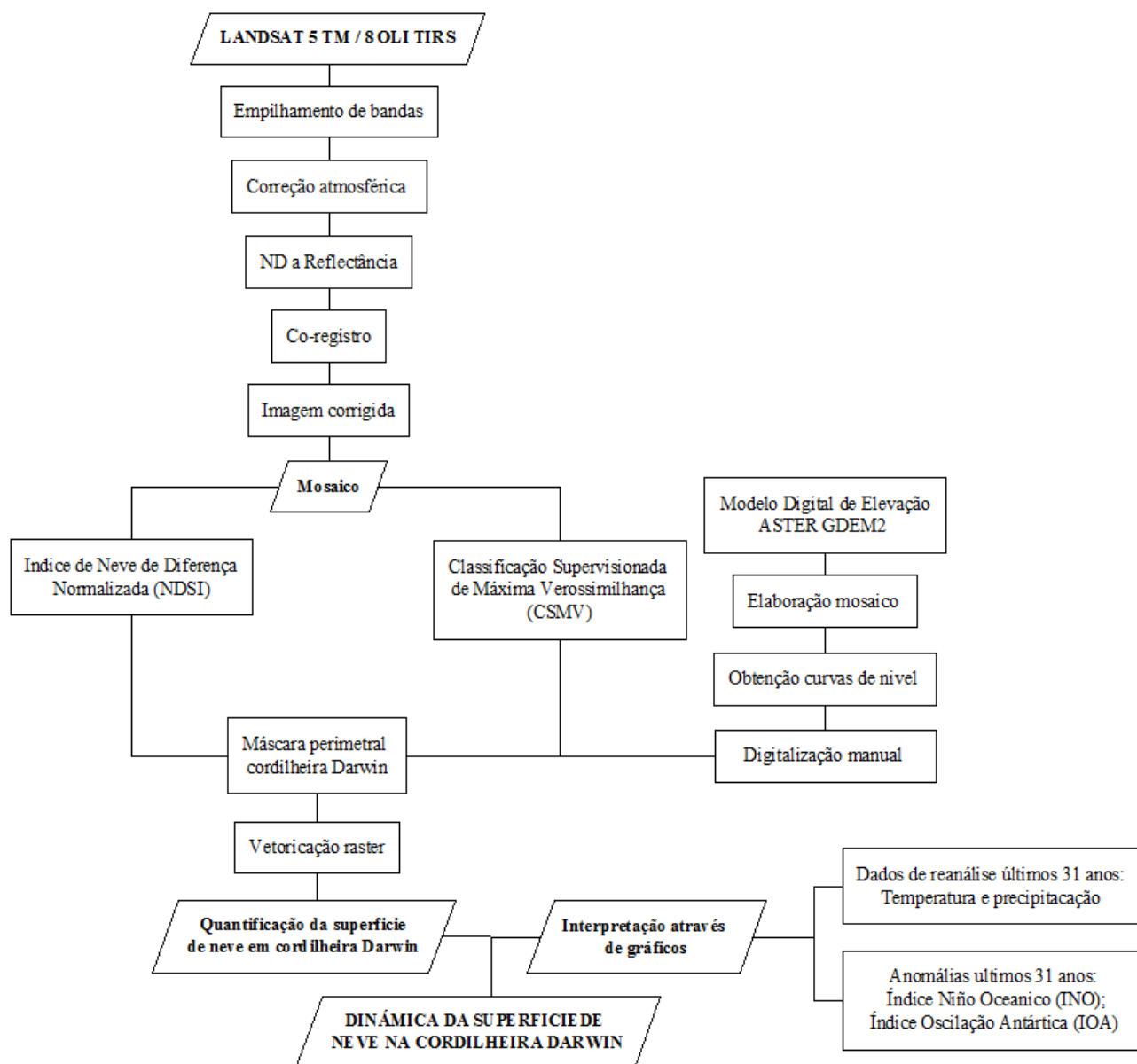


Figura 15: Fluxograma dos processos metodológicos desenvolvidos.

LANDSAT 5 TM		LANDSAT 8 OLI TIRS	
Bandas	Comp. onda (μm)	Bandas	Comp. onda (μm)
1 - Azul	0,45 – 0,52	2 - Azul	0,45 – 0,51
2 - Verde	0,52 – 0,60	3 - Verde	0,53 – 0,59
3 - Vermelho	0,63 – 0,69	4 - Vermelho	0,64 – 0,67
4 - Infrav. próximo	0,76 – 0,90	5 - Infrav. próximo	0,85 – 0,88
5 - SWIR 1	1,55 – 1,75	9 - Nuvens cirros	1,36 – 1,38
		6 - SWIR 1	1,57 – 1,65
7 - Infrav. médio	2,08 – 2,35	7 - SWIR 2	2,11 – 2,29

Tabela 3: Disposição e empilhamento das bandas utilizadas no pré-processamento das imagens LANDSAT.

para radiância (valores físicos) através da aplicação da equação 5.1

$$L' = (a * (ND)) + b \quad (5.1)$$

sendo:

a = ganho (equação 5.2);

$$ganho = (L_{max} - L_{min})/ND_{max} \quad (5.2)$$

b = Offset = L_{min} ;

ND = Valor de nível de cinza representando o valor de radiância quantizado pelo sensor;

L_{min} = O valor de radiância mínimo o qual o sensor abrange;

L_{max} = O valor de radiância máximo o qual o sensor abrange;

ND_{max} = O valor máximo de ND com base na resolução radiométrica da imagem, dado por: $ND_{max} = 2(n^\circ \text{ bits})1$. A exemplo, para uma imagem quantizada em 8 bits, temos: $ND_{max} = 2(8)1 = 255$;

L' = O novo valor de radiância obtido.

Os valores de L_{min} e L_{max} representam os números onde o equivalente em ND's registra um pixel com a menor radiância adquirida pelo sensor. A transformação da imagem de ND's para radiância recupera o contraste original da cena de aquisição.

Os valores para esta transformação estão disponíveis no arquivo de metadados das imagens.

A correção atmosférica do método DOS é realizada de acordo com a equação 5.3 (Chavez (1988)).

$$P_{dos} = j * (ND - ND_{esp}) \quad (5.3)$$

sendo:

j = Medida estimada a partir da distância Terra-Sol, do ângulo de elevação solar e do cosseno do ângulo zenital solar;

ND = Números digitais da imagem a ser corrigida;

ND_{esp} = Espalhamento atmosférico calculado para o sensor;

O parâmetro distânciaa Terra-Sol foi adquirido da planilha eletrônica facilitada pela NOAA, disponível no endereço <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/solcalc/calcdetails.html>.

Por fim, com a finalidade de permitir a comparação espacial entre os resultados, executou-se o co-registro das cenas, baseando-se nas imagens LANDSAT 5 TM de fevereiro de 2005 e LANDSAT 8 OLI TIRS de agosto de 2013. O Erro Médio Residual (RMS, sigla em inglês) obtido foi de 0,450451. Com isso se procedeu à construção dos mosaicos para as imagens sinaladas na tabela 4.

Data	Cena	ID/Mosaico	Erro RMS
23-05-1985	LM52270981985143AAA03	L5TM-230585	0,944278
19-04-1992	LT42270981992171AAA02	L5TM-190492	0,440033
19-06-2004	LT52280982004171COA01	L5TM-jun-2004	0,6792975
28-06-2004	LT52270982004180COA01		
15-06-2005	LT52270982005166COA00	L5TM-jun-2005	0,5469345
22-06-2005	LT52280982005173COA00		
11-06-2006	LT52260982006162COA00	L5TM-jun-2006	0,4426645
25-06-2006	LT52280982006176COA00		
18-04-2007	LT52270982007108COA00	L5TM-abr-2007	0,4256635
25-04-2007	LT52280982007115COA00		
16-09-2007	LT52280982007259COA00	L5TM-set-2007	0,2663225
18-09-2007	LT52260982007261COA00		
16-09-2013	LC82280982013259LGN00	L8OT-set-2013	0,242347
18-09-2013	LC82260982013261LGN00		
10-07-2014	LC82270982014191LGN00	L8OT-100714	0,312578
02-06-2015	LC82280982015153LGN00	L8OT-jun-2015	0,3526215
04-06-2015	LC82260982015155LGN00		
20-06-2016	LC82280982016172LGN00	L8OT-jun-2016	0,302221
22-06-2016	LC82260982016174LGN00		

Tabela 4: Cenas LANDSAT selecionadas e mosaicos, datas e RMS obtidos do processo de co-registro.

Para classificar as superfícies de neve na Cordilheira Darwin, aplicaram-se as metodologias CSMV e NDSI, empregadas nos softwares ENVI 5.0® e QGIS 2.14.6®. Para a CSMV se definiram dois tipos de classes: neve como classe 1 e não neve como classe 0. Foi aplicada sobre imagem multi-espectral, obtendo um mapa binário. Em tanto, no NDSI aplicaram-se as equações apresentadas na secção 4.7.3 sobre *Classificação das imagens de satélite*.

Não considerou-se o uso de máscaras para eliminar nuvens e corpos de água devido ao objetivo de analisar o comportamento das duas metodologias avaliando todas as variáveis climáticas e topográficas que afetam a área de estudo, embora os resultados das medições das superfícies de neve possam conter uma porcentagem de erro.

No software QGIS 2.14.6 [®] nas imagens resultantes das duas metodologias aplicou-se uma máscara perimetral correspondente à Cordilheira Darwin, que foi desenvolvida através da aquisição de imagens da <https://earthexplorer.usgs.gov/> para a construção do mosaico ASTER GDEM V2 e a obtenção das curvas de níveis (figura 16) e seu posterior aperfeiçoamento mediante digitalização manual usando uma escala numérica de 1:15000. Finalmente, as imagens foram vetorizadas para calcular as áreas em km^2 correspondentes a superfície de neve.

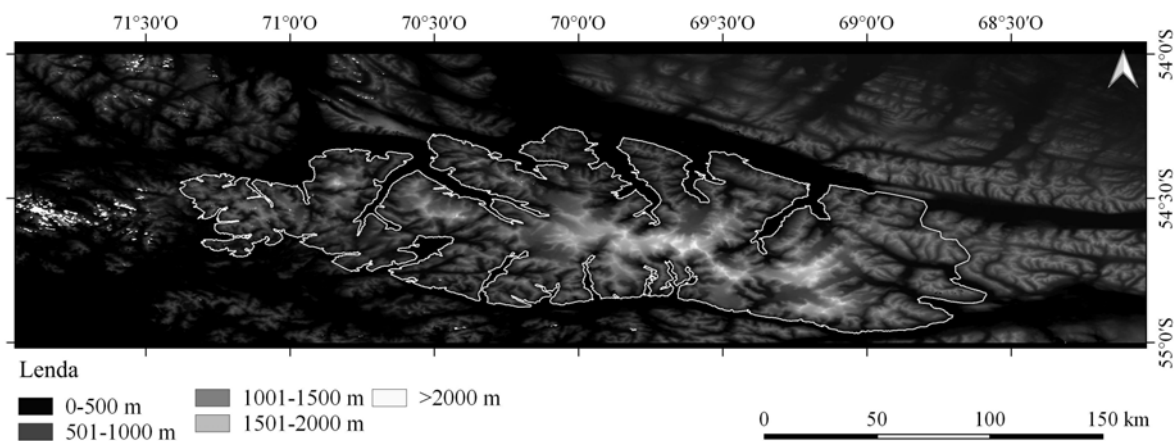


Figura 16: Mosaico ASTER GDEM V2.

5.2.2 Processamento dos dados climáticos

O processamento dos dados climáticos foi no software MATLAB. Os dados de temperatura e precipitação e dos índices INO e IOA são dos últimos 31 anos (1985–2016). As séries temporais analisadas são das coordenadas do ponto ocidental da Cordilheira Darwin, em $71,25^{\circ}S$ e $54,28^{\circ}O$.

6 Resultados e discussões

Após da realização do processamento digital das imagens obtidas por sensoria-
mento remoto e a aplicação das metodologias NDSI (valores em cor vermelho) e CSMV
(valores em cor azul), os resultados são mostrados na tabela 5 que contém a quantificação
das áreas de superfície de neve em km^2 e o limiar utilizado para determinar o NDSI.
Os resultados também são apresentados na figura 17. Sendo que na continuação eles são
interpretados de acordo com as duas técnicas empregadas.

ID/Mosaico	NDSI (km^2)	Limiar NDSI	CSMV (km^2)
L5TM-mai-1985			4530,42
L5TM-jun-1992	5925,32	0,1	3768,54
L5TM-jun-2004	5198,6	0,06	3894,16
L5TM-jun-2005	5773,63	0,35	5588,2
L5TM-jun-2006	5980,69	0,4	5611,94
L5TM-abr-2007	5614,24	0,4	4557,72
L5TM-set-2007	3886,09	0,7	4942,76
L8OT-set-2013	3424,46	0,17	4011,48
L8OT-jul-2014	3603,1	0,03	4247,42
L8OT-jun-2015	4390,72	0,18	5117,51
L8OT-jun-2016	2996,9	0,15	2947,52

Tabela 5: Quantificação da superfície de neve em km^2 .

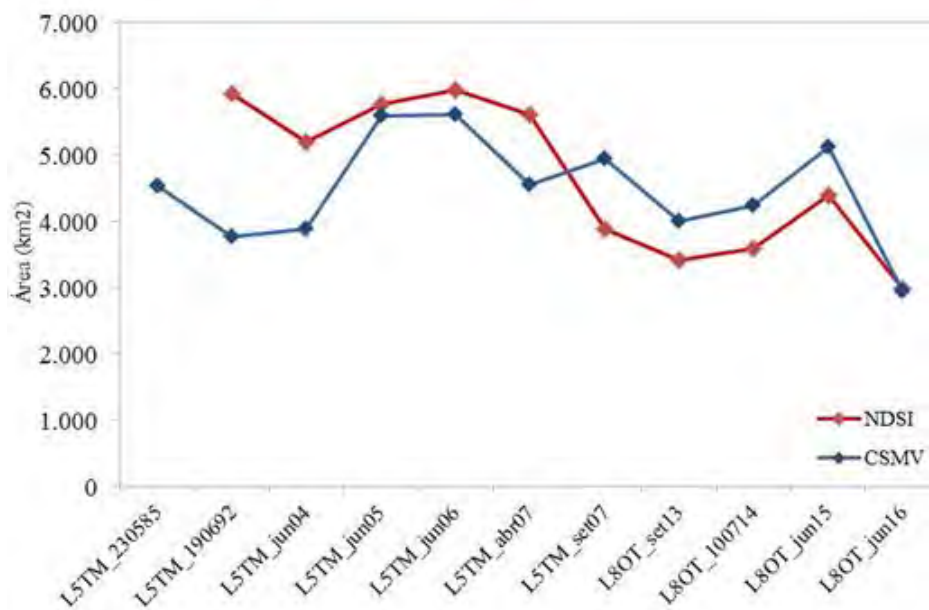


Figura 17: Quantificação gráfica da superfície de neve (em km^2).

É importante mencionar que para o cálculo do NDSI cada limiar foi selecionado com o auxílio dos resultados estatísticos do software ENVI 5.0 ® (tabela 6) e após uma detalhada análise das feições topográficas. Nesse contexto, os resultados mostram que os limiares aplicados para obter o NDSI podem variar sazonalmente e também dependem das condições topográficas e atmosféricas. Tais variações já foram mencionadas por Bicca (2012). Para as imagens e mosaicos onde o limiar selecionado foi menor a 0,4 (que é o proposto pela maioria dos autores) foram preparadas figuras representativas dos processos de classificação do NDSI em valores binários aplicando-se o limiar definido (C), com valor 1 para neve (branco) e 0 para não neve (preto). No canto inferior direito mostra-se com maior detalhe e em sequência os processos de obtenção do NDSI (D), a classificação binária (E) e a aplicação do filtro Lee melhorado com janela 3x3 (F).

O NDSI apresentou maior imprecisão quando as imagens possuem áreas sombreadas e áreas expostas a alta radiação solar por supersaturação de pixels, pela combinação do ângulo solar e do relevo (figura 18). Caso contrário aconteceu como a CSMV, isto por causa do semelhante comportamento espectral entre as superfícies e por trata-se de uma classificação baseada na percepção do pesquisador que, por sua vez, pode estar apoiada em outras fontes de dados e em conhecimentos geográficos da área de estudo, tornando a análise subjetiva. Não obstante, a CSMV apresenta complicações com a presença de nuvens finas.

ID/Mosaico	Mínimo	Máximo	Média
L5TM-230585			
L5TM-190492	-0,694721	1,000,000	0,175428
L5TM-jun-2004	-0,784131	0,875004	0,064748
L5TM-jun-2005	-0,949778	0,982368	0,351175
L5TM-jun-2006	-0,960318	0,990031	0,401032
L5TM-abr-2007	-1,000,001	1,000,000	0,498395
L5TM-set-2007	-0,828718	0,969231	0,285232
L8OT-set-2013	-0,585967	0,661521	0,054501
L8OT-100714	-1,000,000	0,509900	-0,106934
L8OT-jun-2015	-0,024861	0,494264	0,164788
L8OT-jun-2016	-0,182369	0,480565	0,132742

Tabela 6: Valores estatísticos do cálculo do NDSI.

De acordo com a figura 19, o NDSI mostra-se como a técnica mais confiável, porque trata-se de uma metodologia semi-automática, diferenciando mais certamente entre os alvos de neve e nuvens. Mas, ambas metodologias, NDSI e CSMV, podem ser aplicadas

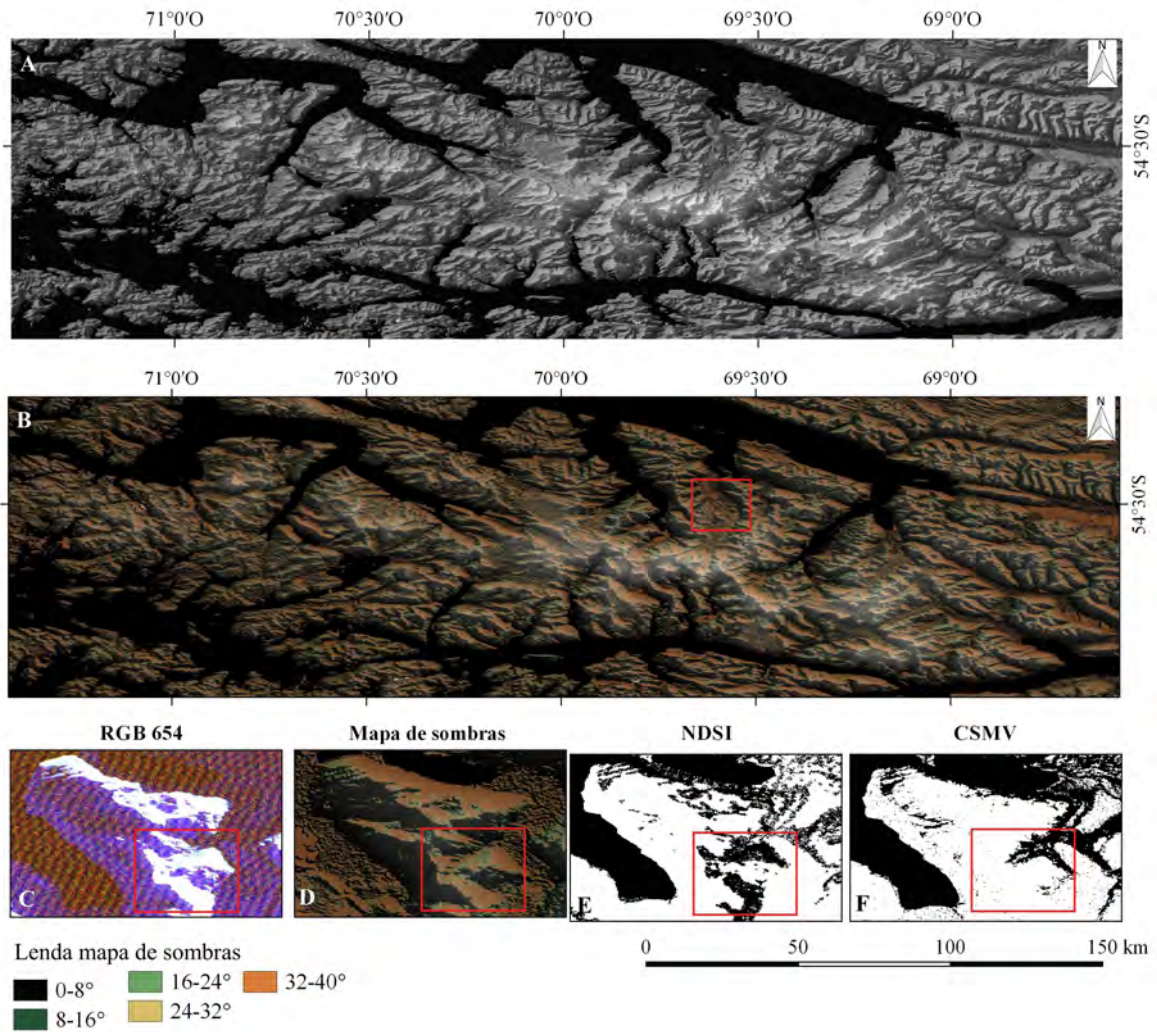


Figura 18: Mapa de relevos (A) e sombras (B) a partir do mosaico ASTER GDEM V2. Composição RGB 654 da imagem LANDSAT 5 TM de junho de 2005. Exemplo das metodologias aplicadas e seu comportamento em áreas de alta radiação solar por supersaturação de pixels, as que são mostradas nas ampliações do setor inferior do mapa (C, D, E e F).

dependendo dos objetivos.

ID/Mosaico	NDSI (km^2)	CSMV (km^2)	Dif. km^2	Dif. %
L5TM-230585		4530,42		
L5TM-190492	5925,32	3768,54	2156,78	36,40
L5TM-jun-2004	5198,6	3894,16	1304,44	25,09
L5TM-jun-2005	5773,63	5588,2	185,43	3,21
L5TM-jun-2006	5980,69	5611,94	368,75	6,17
L5TM-abr-2007	5614,24	4557,72	1056,52	18,82
L5TM-set-2007	3886,09	4942,76	1056,67	27,19
L8OT-set-2013	3424,46	4011,48	587,02	17,14
L8OT-100714	3603,1	4247,42	644,32	17,88
L8OT-jun-2015	4390,72	5117,51	726,79	16,55
L8OT-jun-2016	2996,9	2947,52	49,38	1,65

Tabela 7: Quantificação em km^2 e porcentagens da superfície de neve. Resultados em cor vermelho indicam as quantificações através do NDSI e cores azuis as obtidas por CSMV.

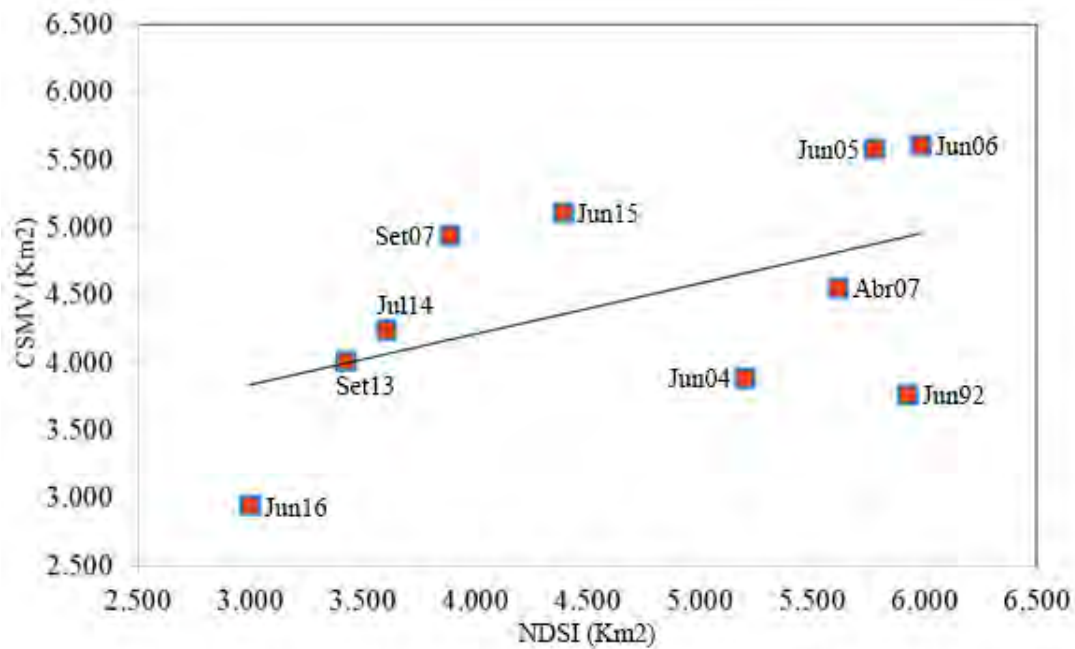


Figura 19: Gráfico de dispersão entre metodologias NDSI e CSMV.

6.1 Análise da quantificação da superfície de neve

6.1.1 Imagem LANDSAT de maio de 1985

Somente aplicou-se a técnica CSMV, a que calculou 4530,42 km² de superfície com neve (figura 20). Somente no setor sul-oeste apresentou uma fina cobertura de nuvens, a que foi classificada corretamente por a CSMV. As superfícies cobertas por neve distribuíram-se uniformemente. Os limites das superfícies de neve alcançaram a cota ~ 300 m.

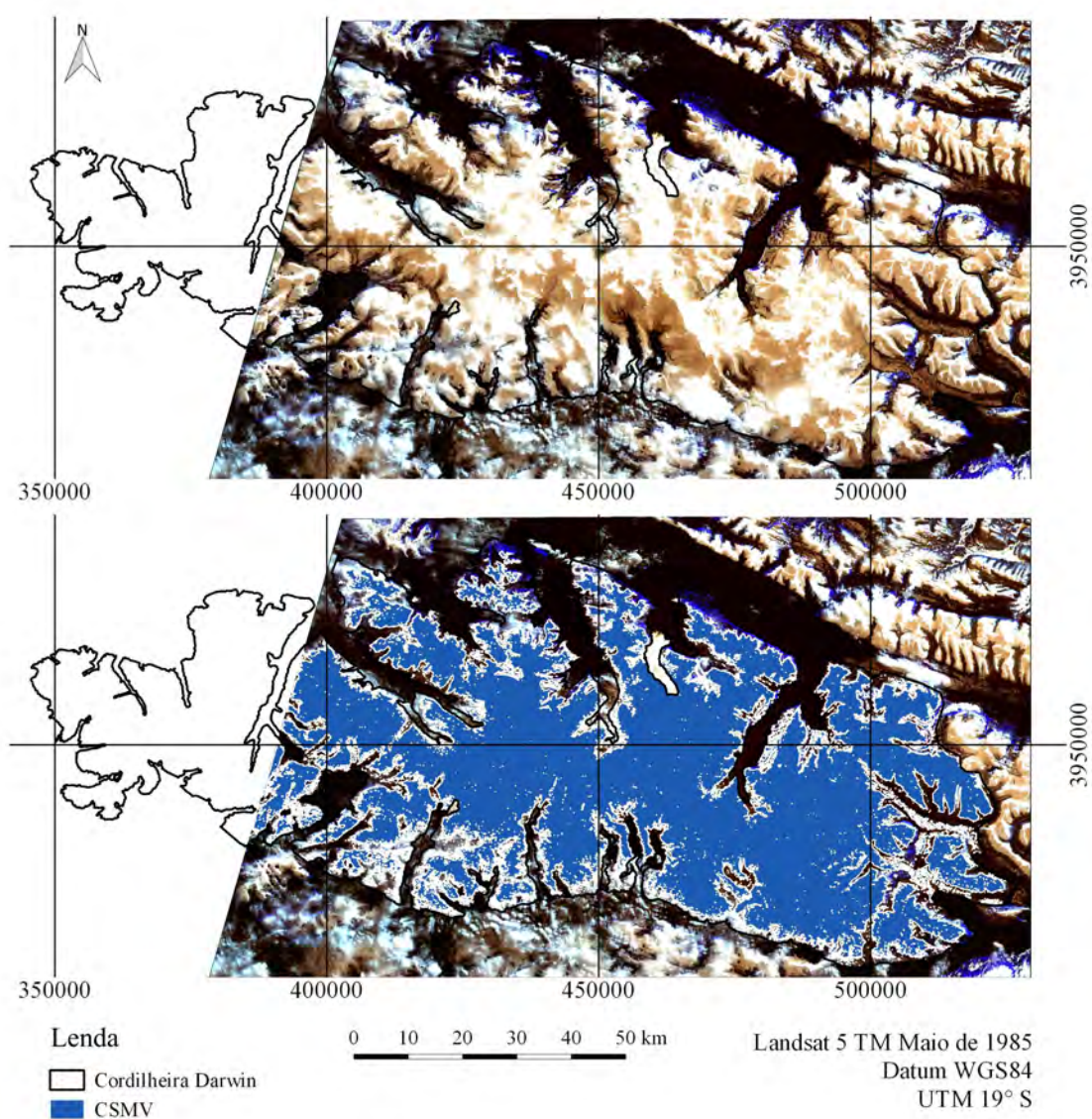


Figura 20: LANDSAT de maio de 1985, RGB 123. Área calculada por a CSMV.

6.1.2 Imagem LANDSAT de junho de 1992

Nesta imagem foi analisada, aproximadamente, um 75% da área total devido a indisponibilidade de outras imagens para construção de um mosaico. O limiar aplicado na obtenção do NDSI foi 0,1 (figura 21). Na figura 22 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. Com esta técnica obtiveram-se 5925,32 km² de superfícies com neve e com a CSMV 3768,54 km², a dizer, 2156,78 km² sobre a CSMV (36,40%) (figura 23). No reconhecimento das superfícies com neve, o NDSI resultou ótimo, mesmo em áreas com cobertura fina de nuvens, como pode-se verificar no setor sul-oeste da imagem. As áreas expostas a alta radiação solar por supersaturação de pixeis, concentradas nas altas cumes centrais da Cordilheira Darwin, não foram classificadas como tal por o NDSI. Ao contrário, a CSMV classificou essas superfícies corretamente, enquanto que com a presença de finas nuvens teve dificuldades de distingui-las. Em termos de espacialidade geográfica, as superfícies cobertas por neve concentraram-se no setor norte e leste da Cordilheira Darwin. Com a CSMV a superfície de neve alcançou a cota ~ 400 m e com o NDSI a cota ~ 0 m.

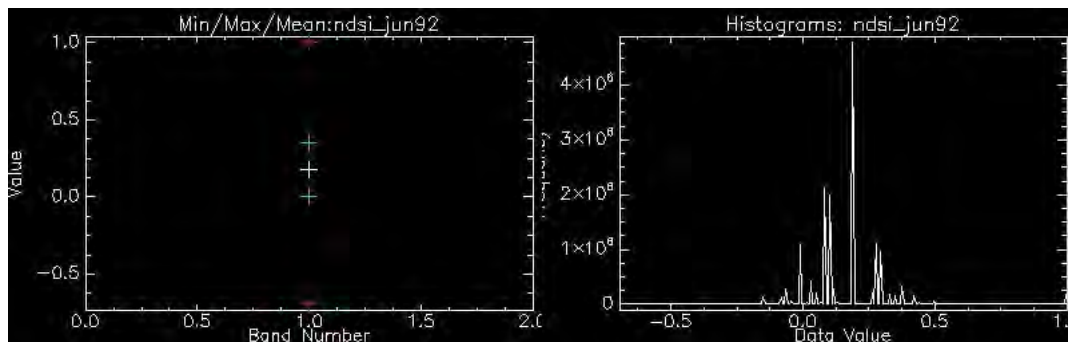


Figura 21: LANDSAT de junho de 1992. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

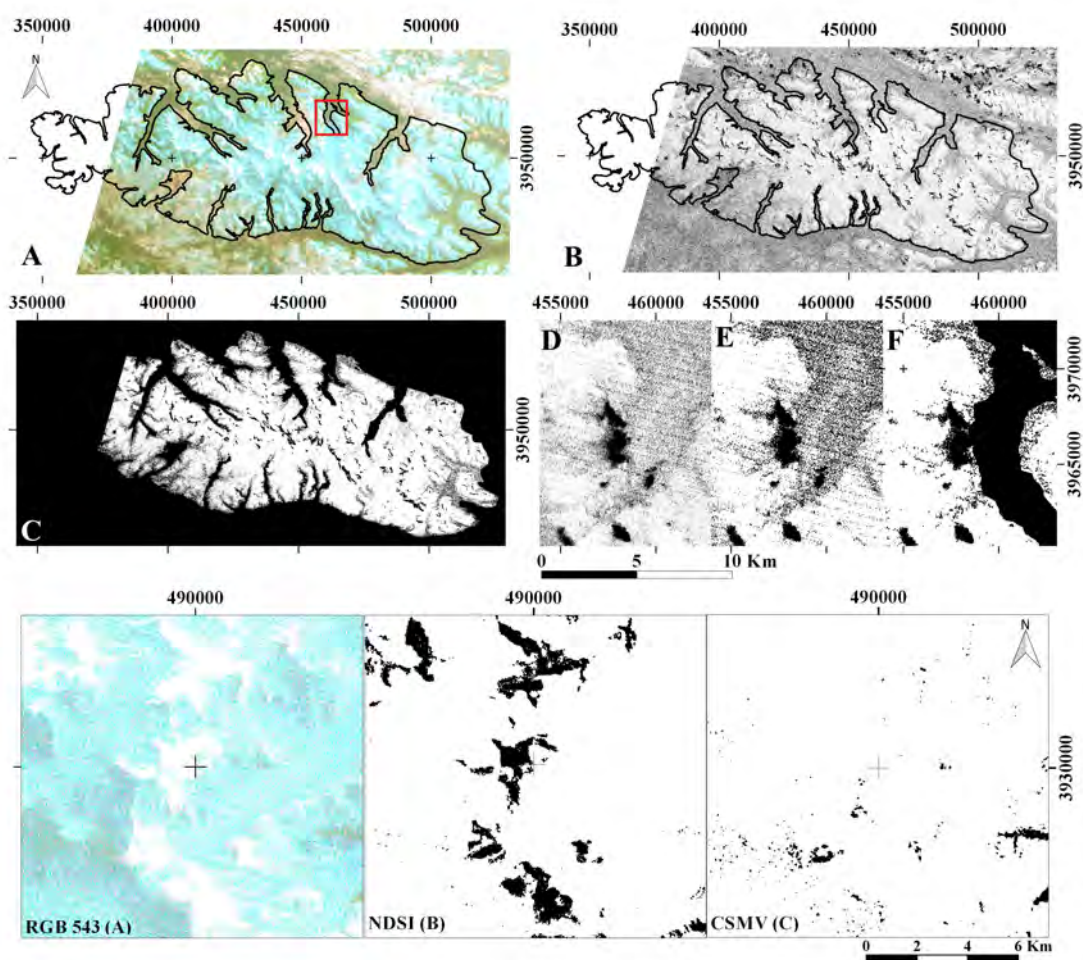


Figura 22: LANDSAT de junho de 1992, RGB 654. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas de insolação.

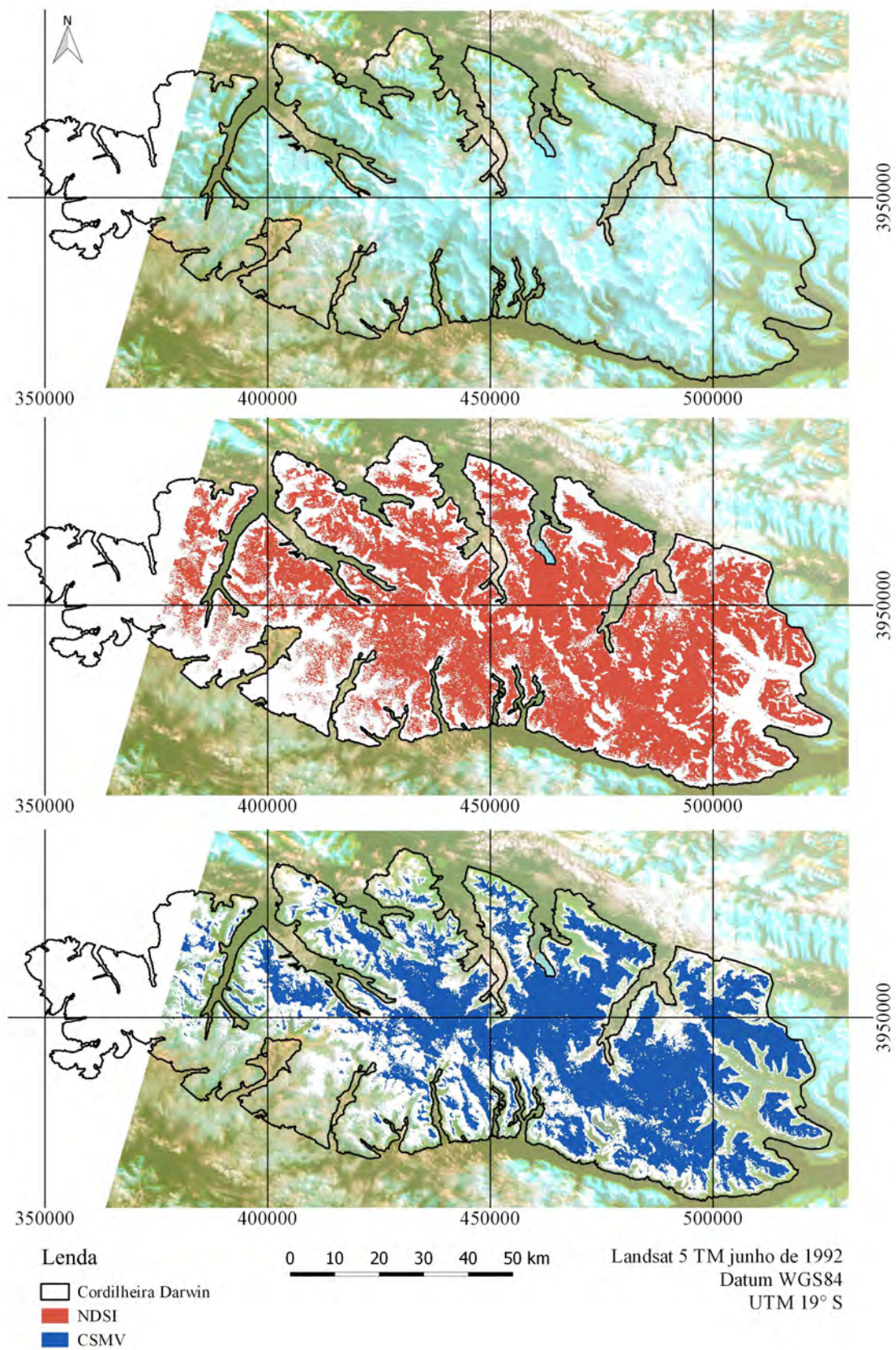


Figura 23: LANDSAT de junho de 1992, RGB 543. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.3 Imagem LANDSAT de junho de 2004

Para a obtenção do NDSI foi aplicado o limiar 0,06, recomendado pelo software (figura 24). Na figura 25 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. Esta técnica classificou $5198,6 \text{ km}^2$ como superfície de neve e a CSMV $3894,16 \text{ km}^2$, uma diferença de $1304,44 \text{ km}^2$ entre ambas técnicas (figura 26). O NDSI classificou superfícies de neve na cota $\sim 0 \text{ m}$, enquanto que com a CSMV essas superfícies alcançaram a cota $\sim 500 \text{ m}$. Nesta imagem, as nuvens agruparam-se nos setores oeste e leste da Cordilheira Darwin. O NDSI teve dificuldades com algumas feições topográficas cobertas de neve e expostas a alta radiação solar por supersaturação de pixels, concentradas nas altas cumes, e com camadas de finas nuvens, principalmente na zona oeste. A CSMV definiu melhor os limites entre neve e outras superfícies, pois resultou mais certa em superfícies de neve com radiação solar por supersaturação de pixels e com as camadas de nuvens finas e grossas do leste.

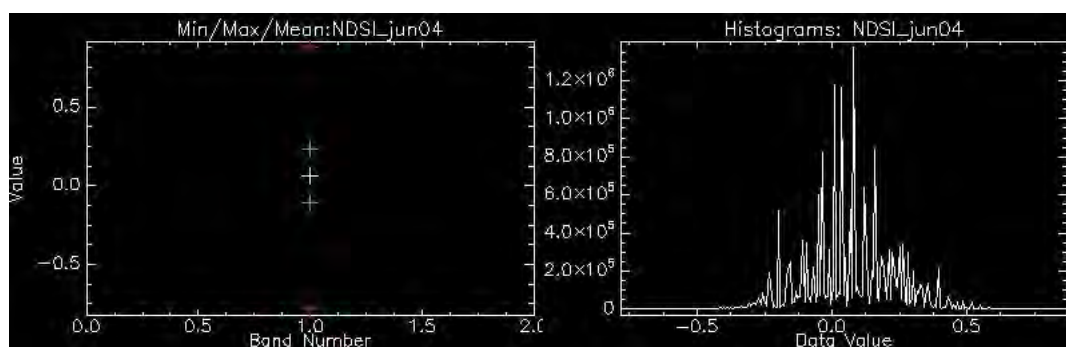


Figura 24: LANDSAT de junho de 2004 Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

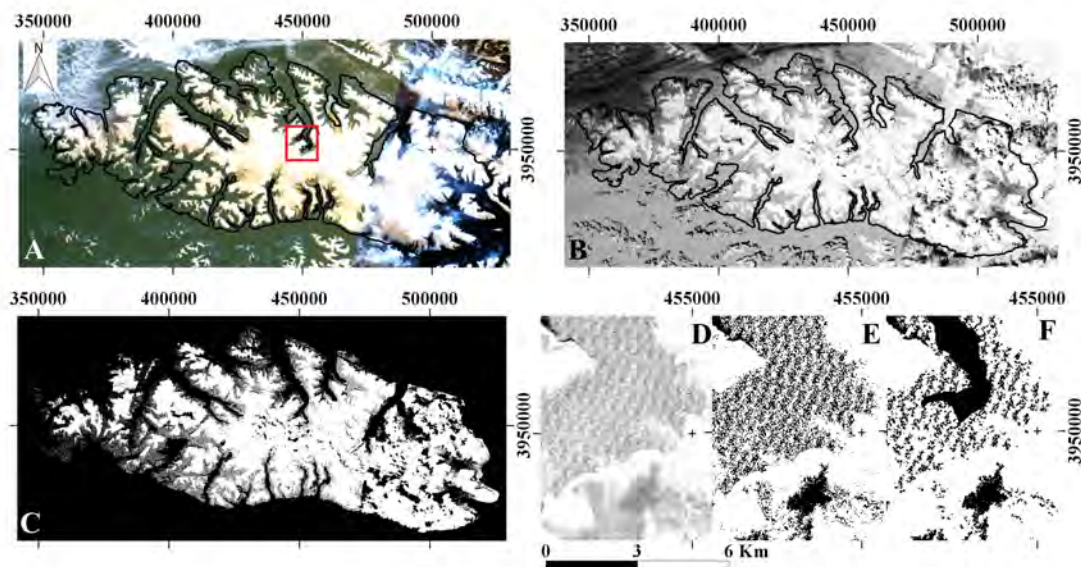


Figura 25: LANDSAT de junho de 2004, RGB 123. Classificação da superfície de neve usando o NDSI.

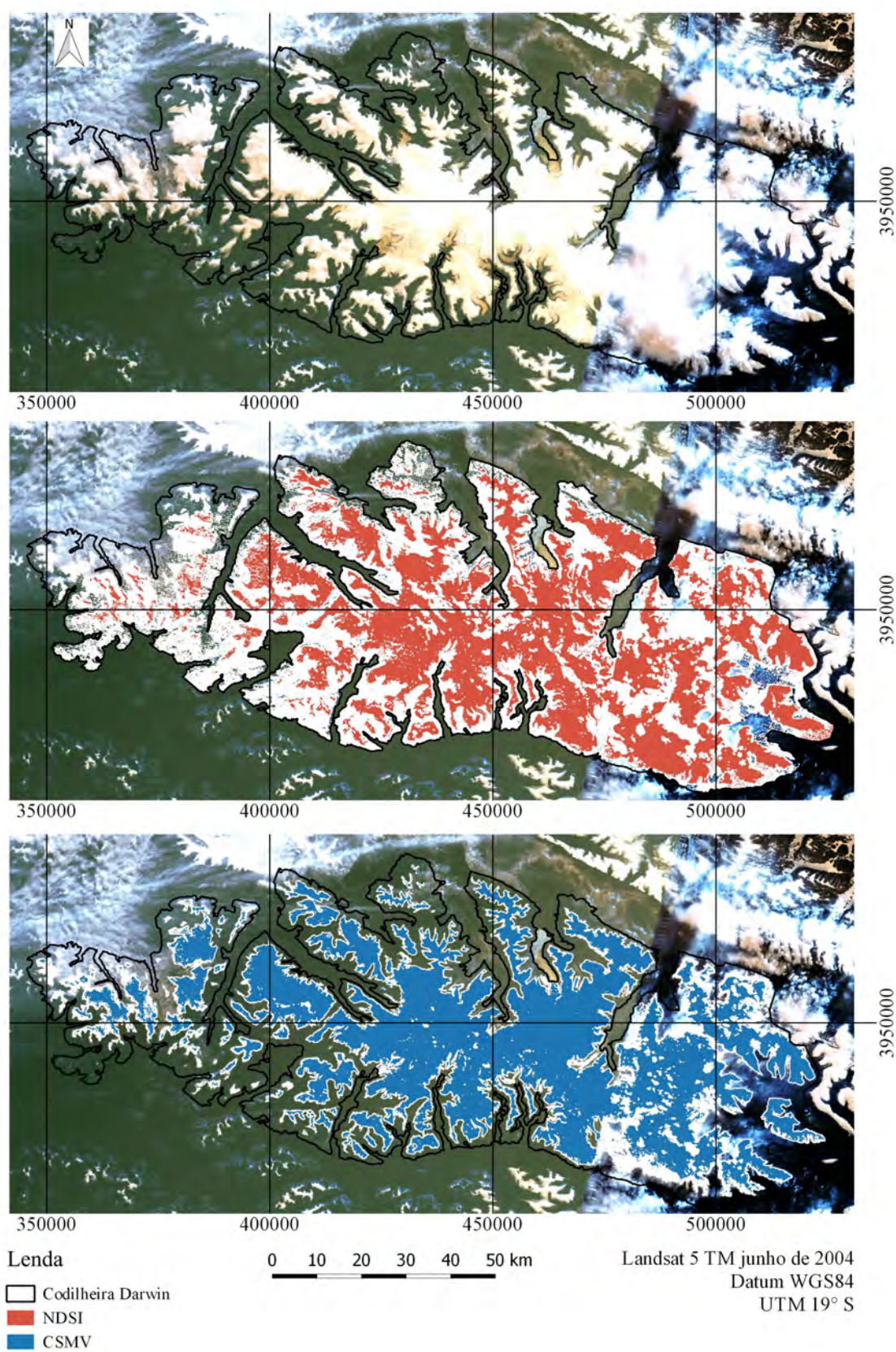


Figura 26: LANDSAT de junho de 2004, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.4 Imagem LANDSAT de junho de 2005

O limiar usado para obter o NDSI foi a média sugerida pelo software, de 0,35 (figura 27). Nesta imagem mediu-se uma das maiores extensões de área de neve da série 1985 – 2016. O NDSI computou $5773,63 \text{ km}^2$, apenas um 3,21% ($185,43 \text{ km}^2$) mais que a CSMV, que calculou $5588,2 \text{ km}^2$ (figura 28). O NDSI alcançou a classificar superfícies de neve na cota $\sim 0 \text{ m}$ e a CSMV na cota $\sim 100 \text{ m}$. Os cálculos do NDSI em áreas cobertas de neve foram afetados por a alta radiação solar por supersaturação de pixels, concentradas nas altas cumes da Cordilheira Darwin, enquanto que a CSMV as classificou corretamente. Principalmente, na região oeste da Cordilheira Darwin, tanto o NDSI como a CSMV tiveram problemas para reconhecer superfícies de neve cobertas por nuvens finas, mas, no resto da área de estudo comportaram-se adequadamente com a presença de nuvens. A partir do NDSI, entre junho de 2004 e junho de 2005, a diferença foi de $575,03 \text{ km}^2$, e através da CSMV foram $1694,04 \text{ km}^2$. Neste período, no setor sul da Cordilheira Darwin a neve diminuiu sua presença.

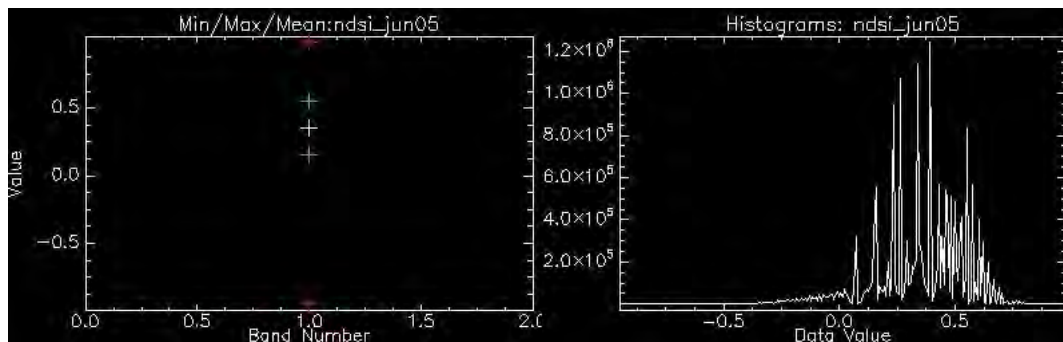


Figura 27: LANDSAT de junho de 2005. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

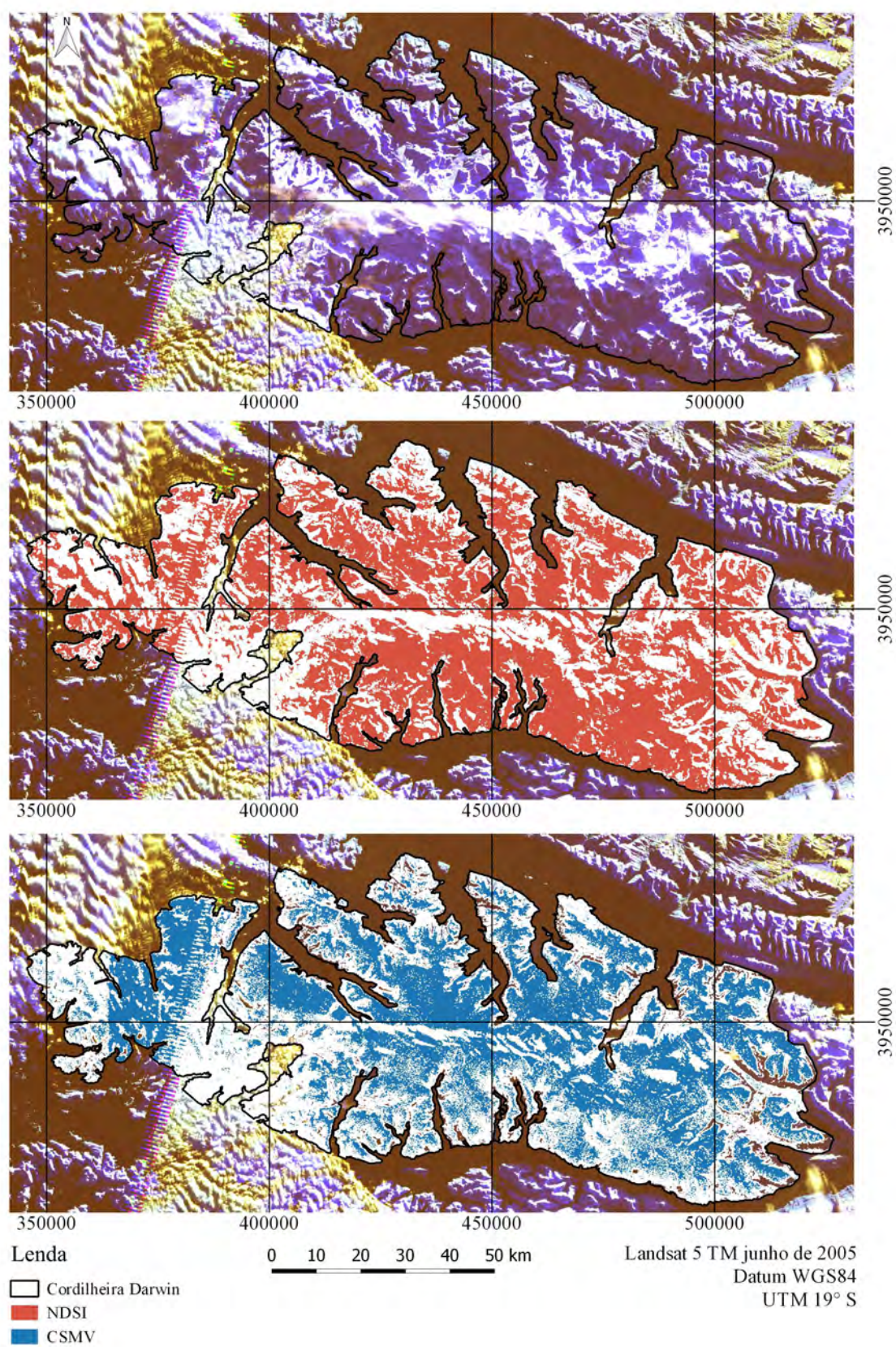


Figura 28: LANDSAT de junho de 2005, RGB 654. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.5 Imagem LANDSAT de junho de 2006

O limiar usado foi 0,4, que coincidiu com a média indicada pelo software (figura 29). Na figura 30 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. Nesta imagem mediu-se a maior extensão de superfície coberta por neve da série 1985 – 2016. O NDSI e a CSMV mediram $5980,69 \text{ km}^2$ e $5611,94 \text{ km}^2$ respectivamente (sobre a média), a dizer, uma diferença de $368,75 \text{ km}^2$ (figura 31). Novamente, em algumas áreas elevadas e cobertas de neve o NDSI foi perturbado pela radiação solar por supersaturação de pixels, em tanto que a CSMV classificou corretamente essas áreas. Com as camadas de nuvens as duas metodologias comportaram-se adequadamente. Verificou-se que, com o NDSI, em junho de 2006 houveram $207,06 \text{ km}^2$ a mais que em junho de 2005 e com a CSMV calcularam-se em junho de 2006 apenas $23,74 \text{ km}^2$ a mais que em junho de 2005. Na imagem exhibe-se que a neve distribuiu-se uniformemente por toda a Cordilheira Darwin, onde, com o NDSI, cobriu até a cota $\sim 0 \text{ m}$ e com a CSMV até a cota $\sim 100 \text{ m}$.

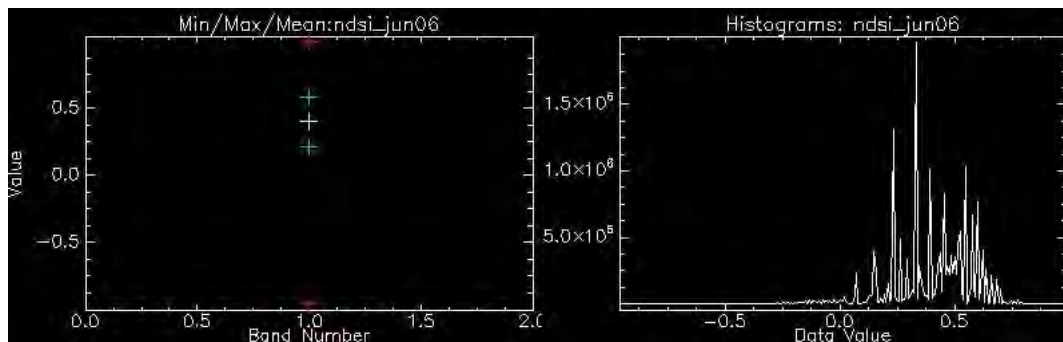


Figura 29: LANDSAT de junho de 2006. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

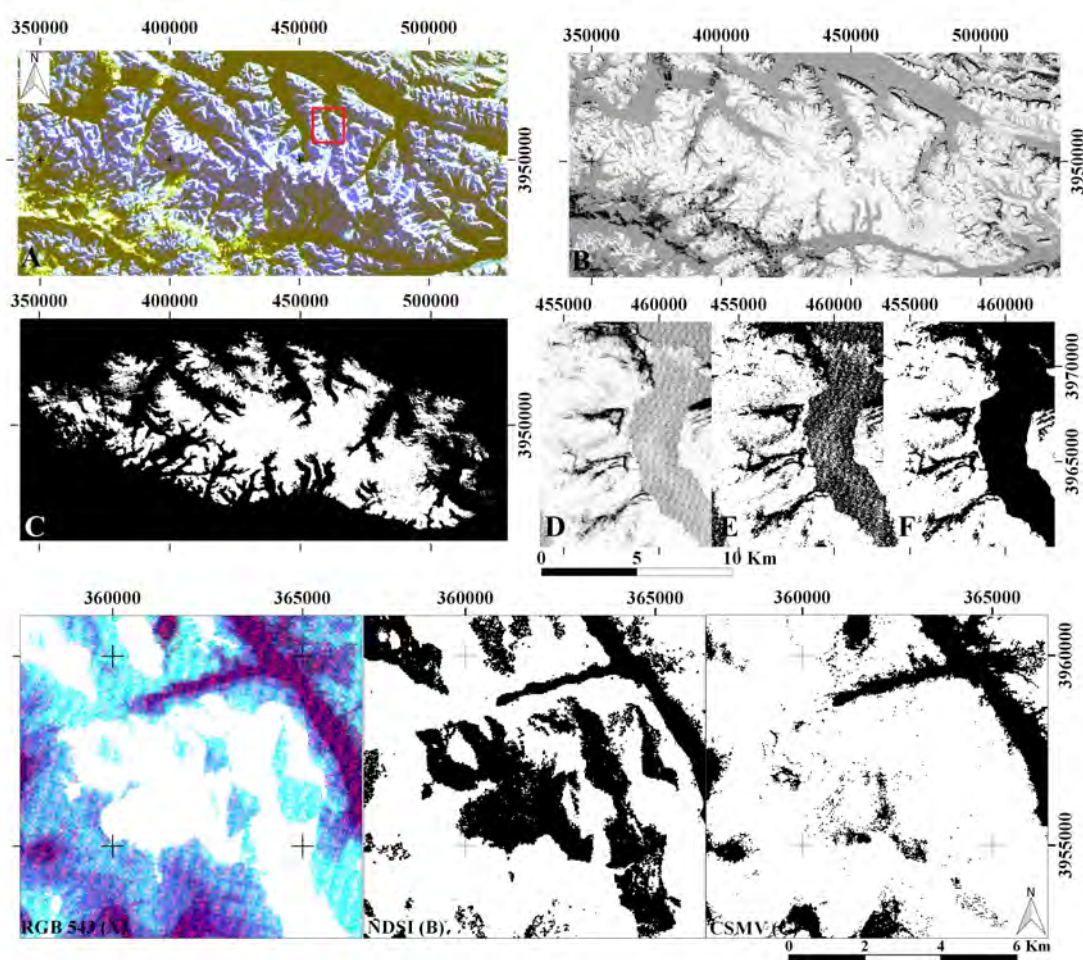


Figura 30: LANDSAT de junho de 2006, RGB 654. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas de insolação.

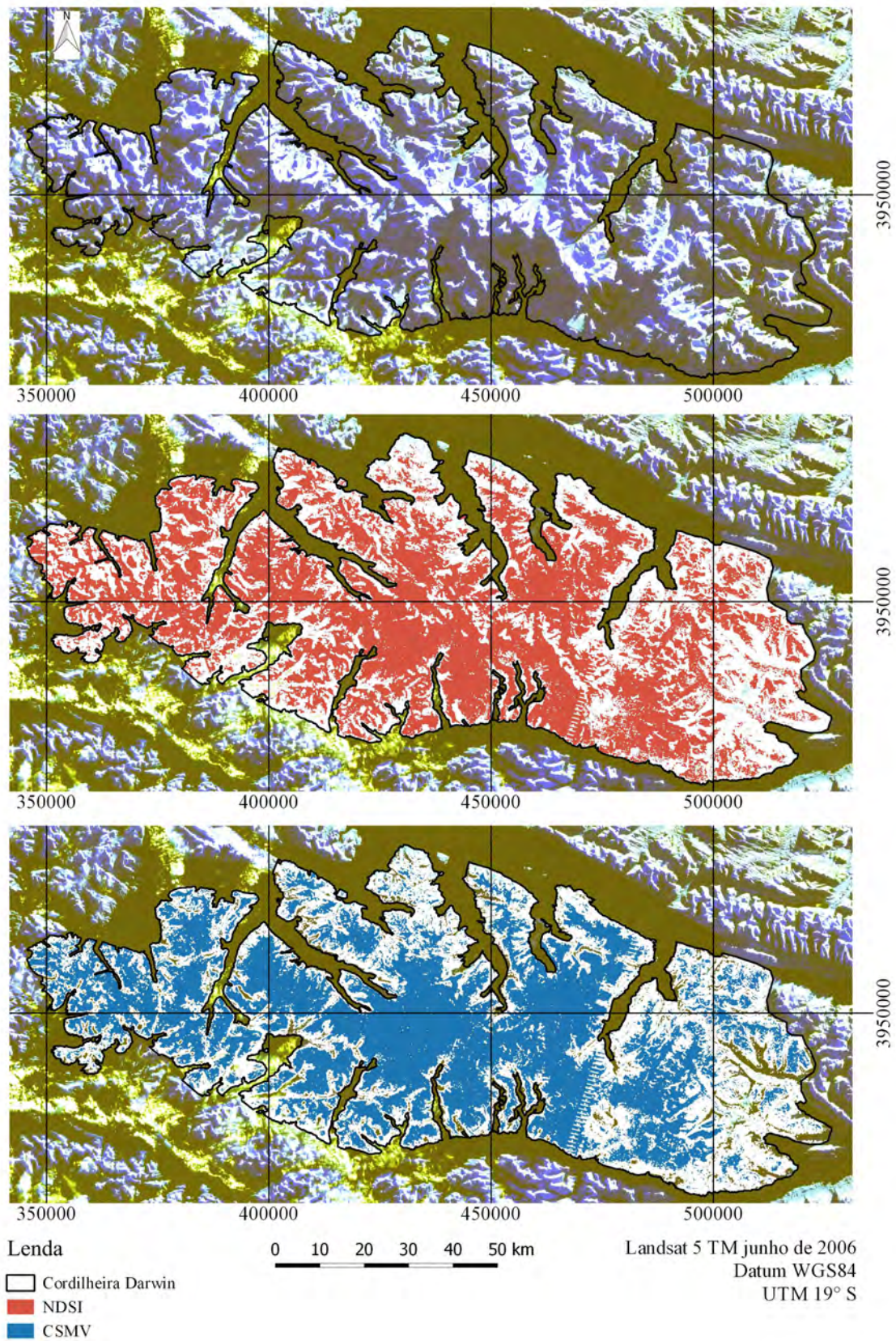


Figura 31: LANDSAT de junho de 2006, RGB 654. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.6 Imagem LANDSAT de abril de 2007

Com um limiar de 0,4 (figura 32) o NDSI classificou como superfícies de neve $5614,24 \text{ km}^2$ (sobre a média histórica), isso foi $1056,52 \text{ km}^2$ a mais que a CSMV, que calculou $4557,72 \text{ km}^2$ (figura 34). A área oeste da Cordilheira Darwin apresentou uma densa camada de nuvens, nesta área o NDSI não mostrou bons resultados na classificação de superfícies de neve, a diferença da CSMV que identificou entre elas otimamente, enquanto que na área norte, com camadas finas de nuvens, repetiu-se o comportamento de ambas metodologias (figura 33). Nas altas cumes, o NDSI teve problemas menores na identificação das superfícies de neve expostas a alta radiação solar por supersaturação de pixels, tanto que a CSMV as identificou corretamente. Nas áreas sombreadas, as duas metodologias foram certas. Com o NDSI, em abril de 2007 mediu-se $366,45 \text{ km}^2$ a menos que em junho de 2006. Com a CSMV, repetiu-se a tendência, com $1054,22 \text{ km}^2$ a menos. O NDSI classificou áreas cobertas por neve até a cota $\sim 0 \text{ m}$ e a CSMV até a cota $\sim 500 \text{ m}$.

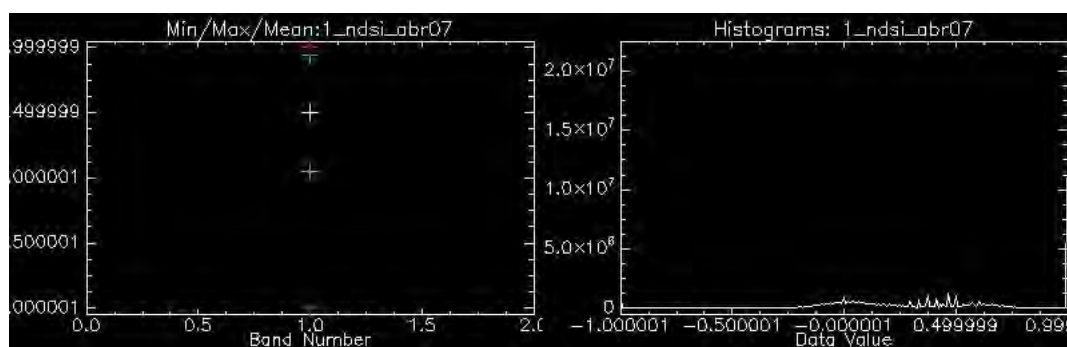


Figura 32: LANDSAT de abril de 2007. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

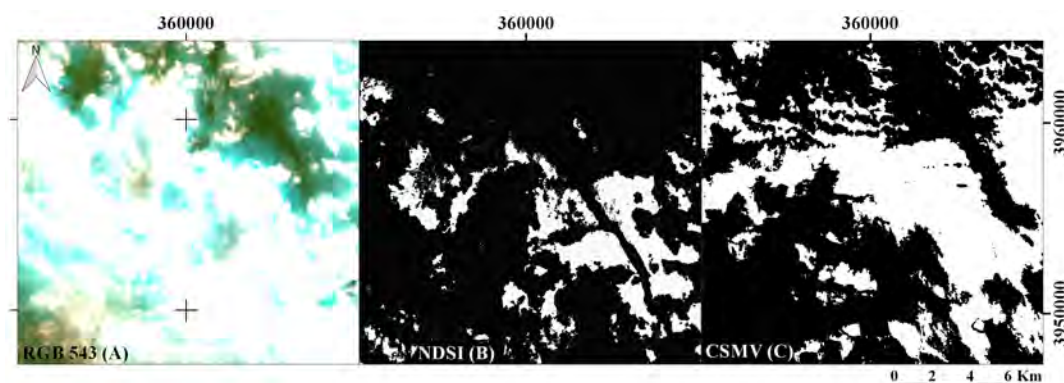


Figura 33: LANDSAT de abril de 2007. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas cobertas de nuvens.

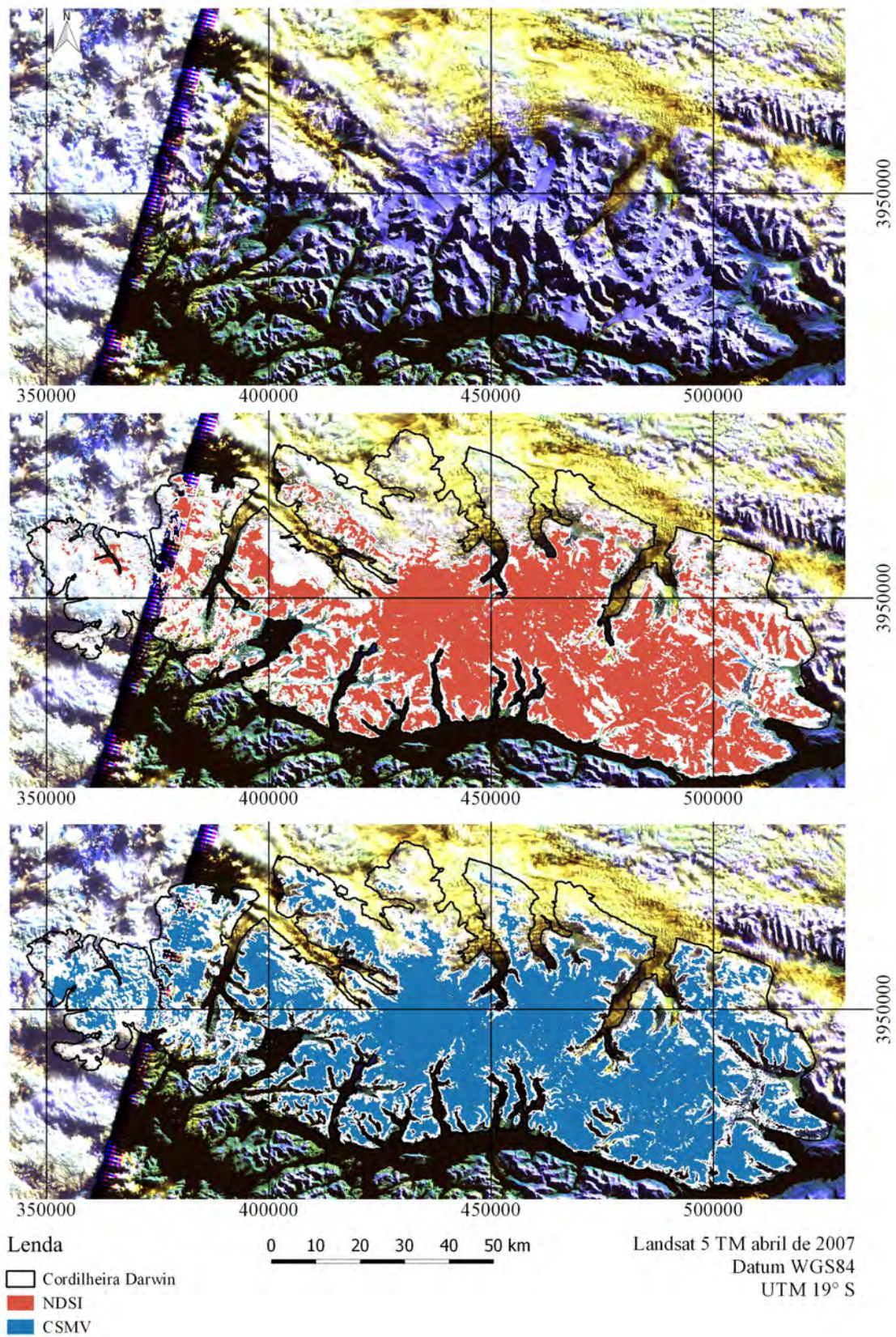


Figura 34: LANDSAT de abril de 2007, RGB 654. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.7 Imagem LANDSAT de setembro de 2007

Na obtenção do NDSI aplicou-se um valor próximo ao máximo recomendado pelo software, de 0,7 (figura 35), isto devido á quase nula presença de nuvens sobre Cordilheira Darwin, facilitando o reconhecimento da superfície glacial. Na figura 36 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. A CSMV identificou $4942,76 \text{ km}^2$ e o NDSI $3886,09 \text{ km}^2$ (baixo a média histórica), a dizer um diferença de $1056,67 \text{ km}^2$ entre as duas técnicas empregadas (figura 37). O mosaico mostrou-se quase sem perturbação topográfica nem atmosférica aparente dentro da região de estudo, as metodologias não tiveram dificuldades na classificação de superfícies de neve. As superfícies cobertas por neve distribuíram-se uniformemente pela Cordilheira Darwin, estabelecendo seus limites, a partir da CSMV, próximos a cota $\sim 200 \text{ m}$ e com o NDSI chegou a cota $\sim 400 \text{ m}$. Na parte central da Cordilheira Darwin exibiram-se poucas altas cumes expostas a radiação solar por supersaturação de pixels, nessas o NDSI teve problemas para identificar superfícies de neve, enquanto que a CSMV comportou-se otimamente. Em setembro de 2007, o NDSI mediu $1728,15 \text{ km}^2$ a menos que em abril do mesmo ano, em tanto que a CSMV calculou em setembro $385,04 \text{ km}^2$ mais que em abril de 2007.

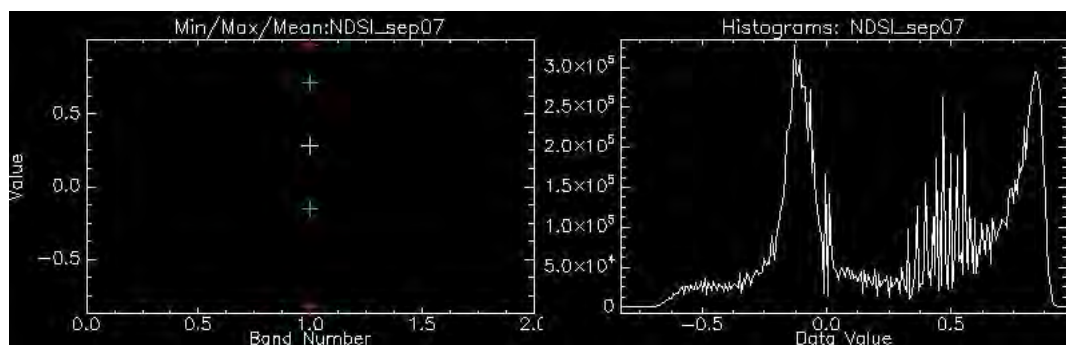


Figura 35: LANDSAT de setembro de 2007. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

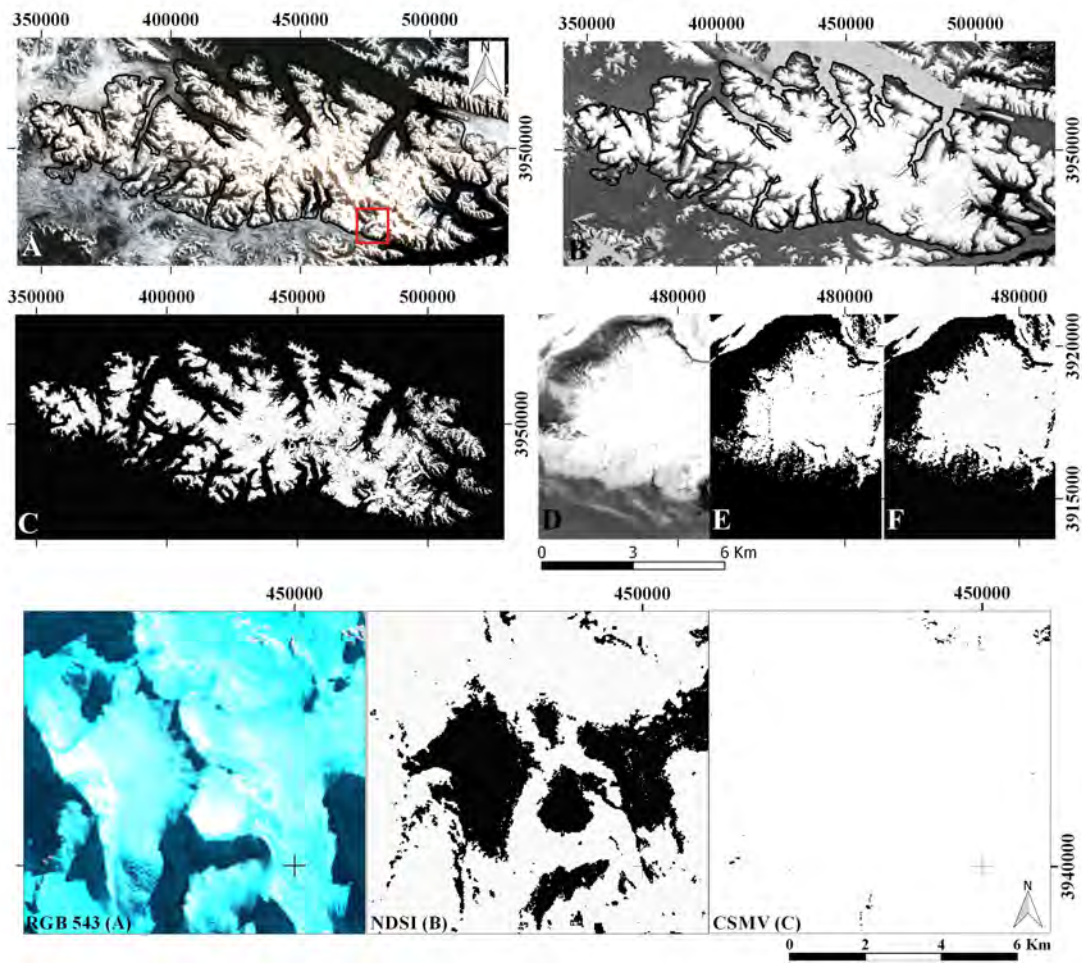


Figura 36: LANDSAT de setembro de 2007, RGB 123. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas de insolação.

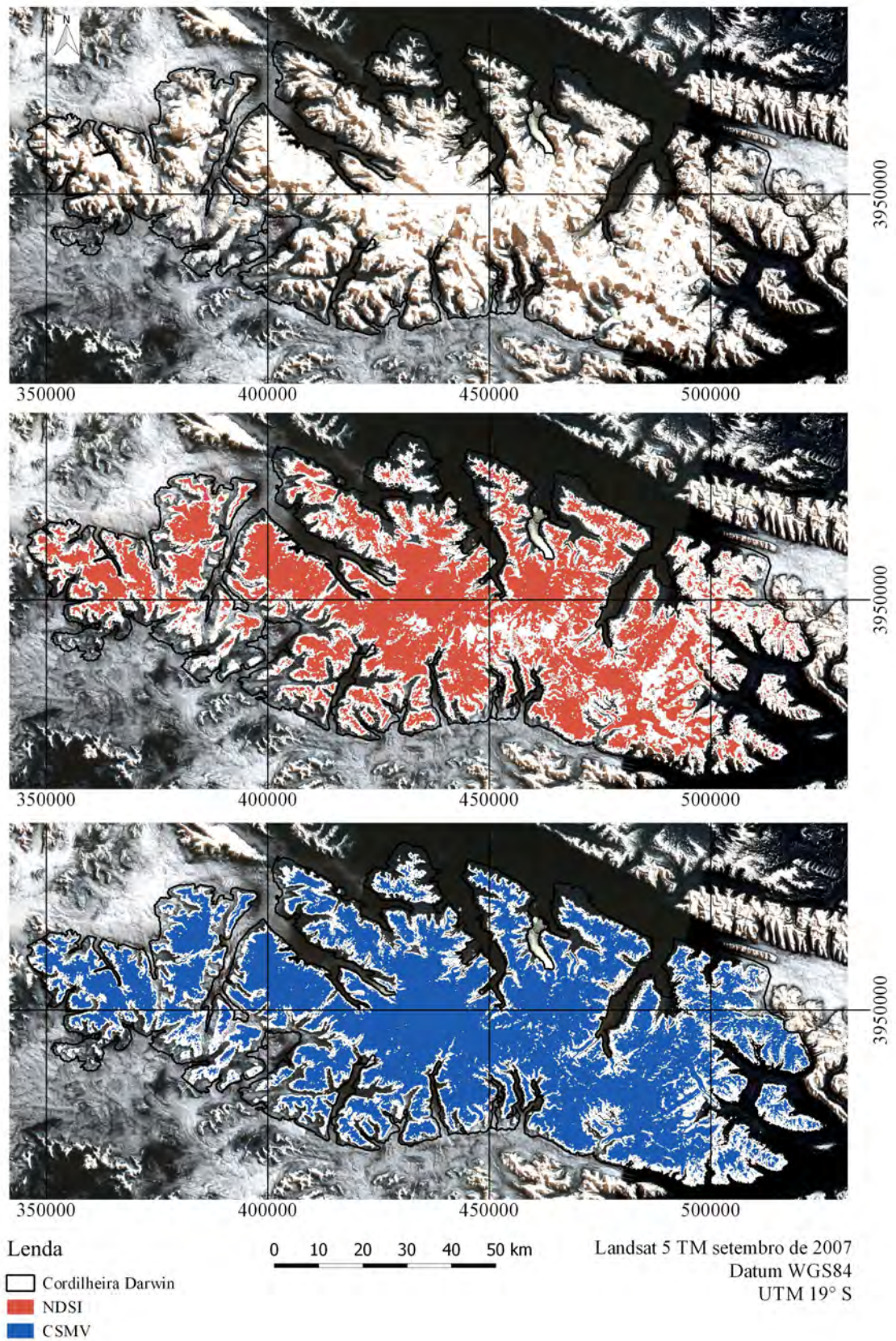


Figura 37: LANDSAT de setembro de 2007, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.8 Imagem LANDSAT de setembro de 2013

Com um limiar de 0,17 (figura 38) o NDSI classificou como superfície de neve 3424,46 km^2 . Na figura 39 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. A CSMV classificou 4011,48 km^2 de área coberta por neve, isto é 587 km^2 a mais que o NDSI (figura 40). Esta imagem teve uma presença de nuvens nos setores norte, nor-leste e nor-oeste. Na área nor-leste a CSMV mostrou-se mais certo no reconhecimento de superfícies de neve cobertas por nuvens, enquanto que nos setores norte e nor-oeste, ambas técnicas comportaram-se parecido. Na área leste o NDSI teve dificuldades em áreas sombreadas. No resto da área de estudo, as duas metodologias classificaram as superfícies de neve devidamente. A partir da CSMV, o limite das superfícies nevadas chegou a cota ~ 300 m, e com o NDSI ela alcançou a cota ~ 400 m.

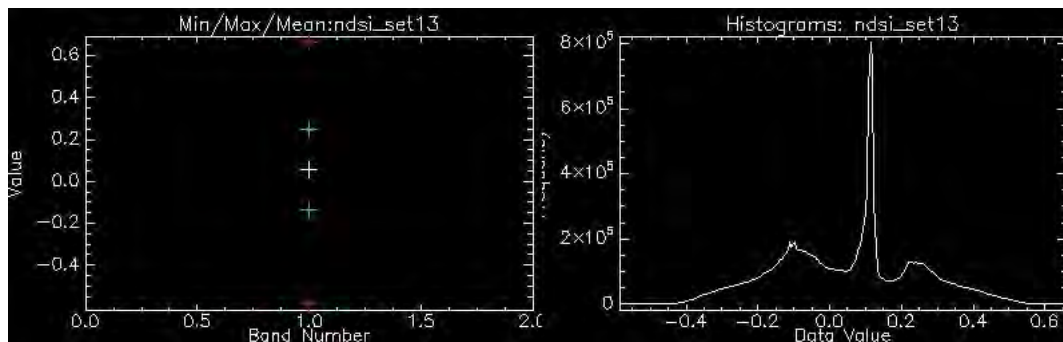


Figura 38: LANDSAT de setembro de 2013. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

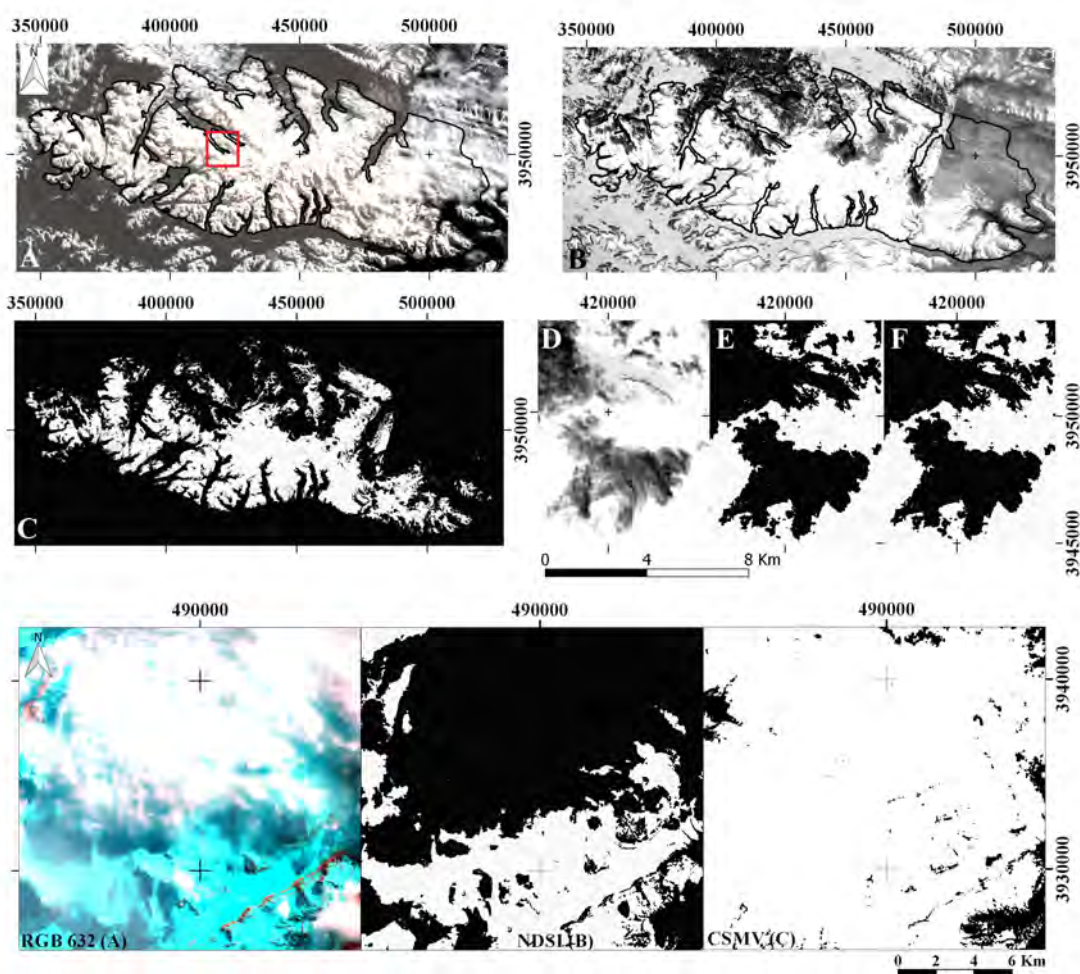


Figura 39: LANDSAT de setembro de 2013, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento do NDSI e CSMV em áreas em áreas cobertas de nuvens.

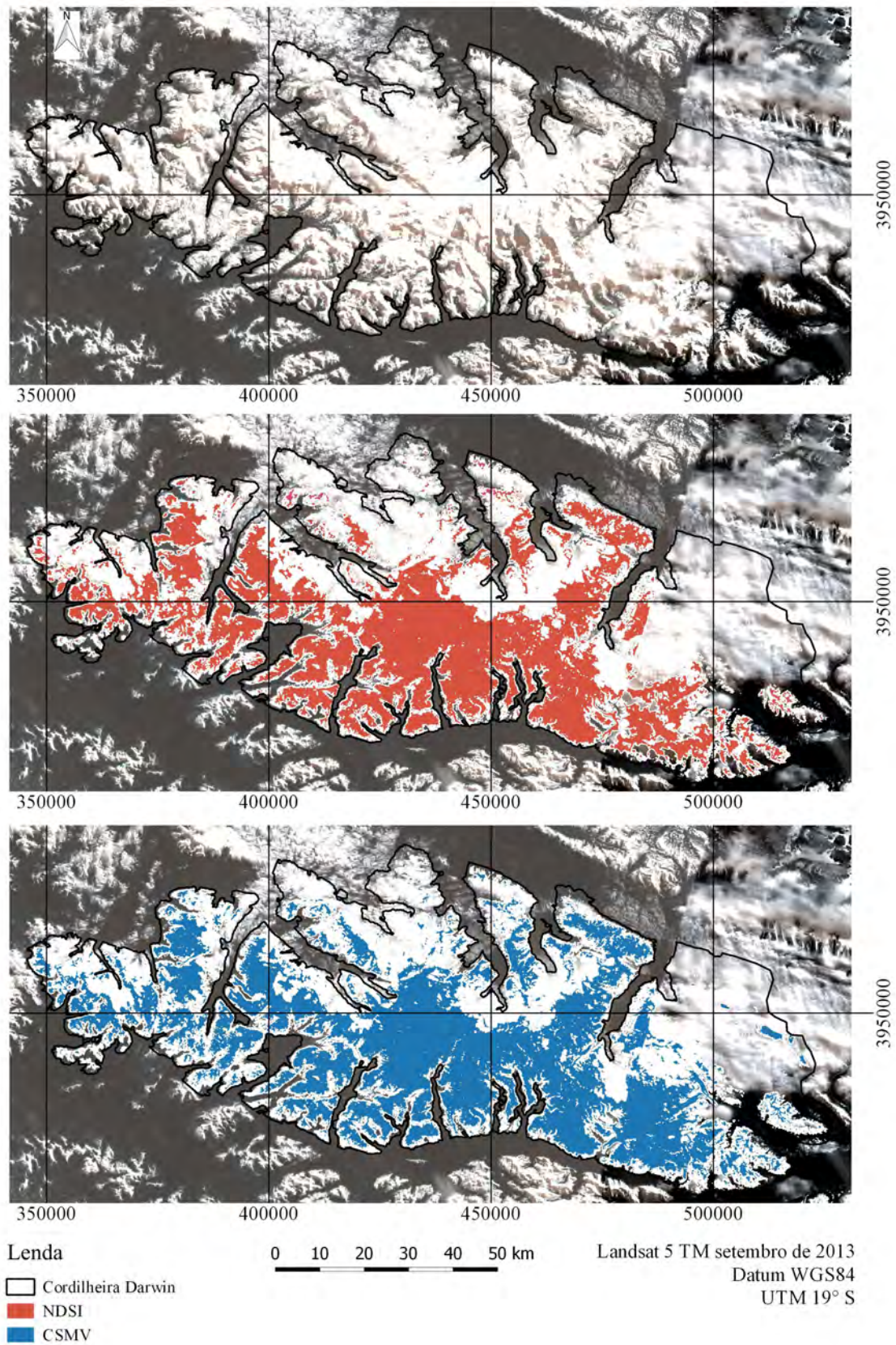


Figura 40: LANDSAT de setembro de 2013, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.9 Imagem LANDSAT de julho de 2014

Foi analisada, aproximadamente, 75% da área total devido a indisponibilidade de mais imagens para construção do mosaico. Na obtenção do NDSI aplicou-se um limiar de 0,03 (figura 41). Na figura 42 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. A CSMV reconheceu $4247,42 \text{ km}^2$ como superfícies cobertas por neve, isto é $644,32 \text{ km}^2$ a mais que o NDSI, que obteve $3603,1 \text{ km}^2$ (figura 43). A diferença espacial mais importante na classificação de superfícies de neve correspondeu ao setor leste da Cordilheira Darwin. Somente o setor sul-oeste apresentou-se coberto por uma camada nuvens, no qual ambas metodologias classificaram corretamente as superfícies de neve, não mostrando diferenças significativas entre elas. Em julho de 2014 o NDSI quantificou $178,64 \text{ km}^2$ a mais que em setembro de 2013, enquanto que a CSMV mediu $235,94 \text{ km}^2$ a mais que em setembro de 2013. A partir da CSMV as superfícies nevadas alcançaram a cota $\sim 200 \text{ m}$, enquanto que com o NDSI o limite foi a cota $\sim 300 \text{ m}$.

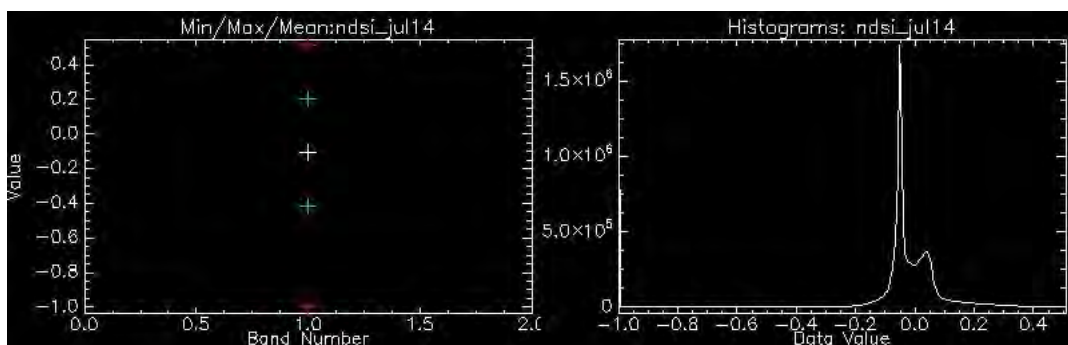


Figura 41: LANDSAT de julho de 2014. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

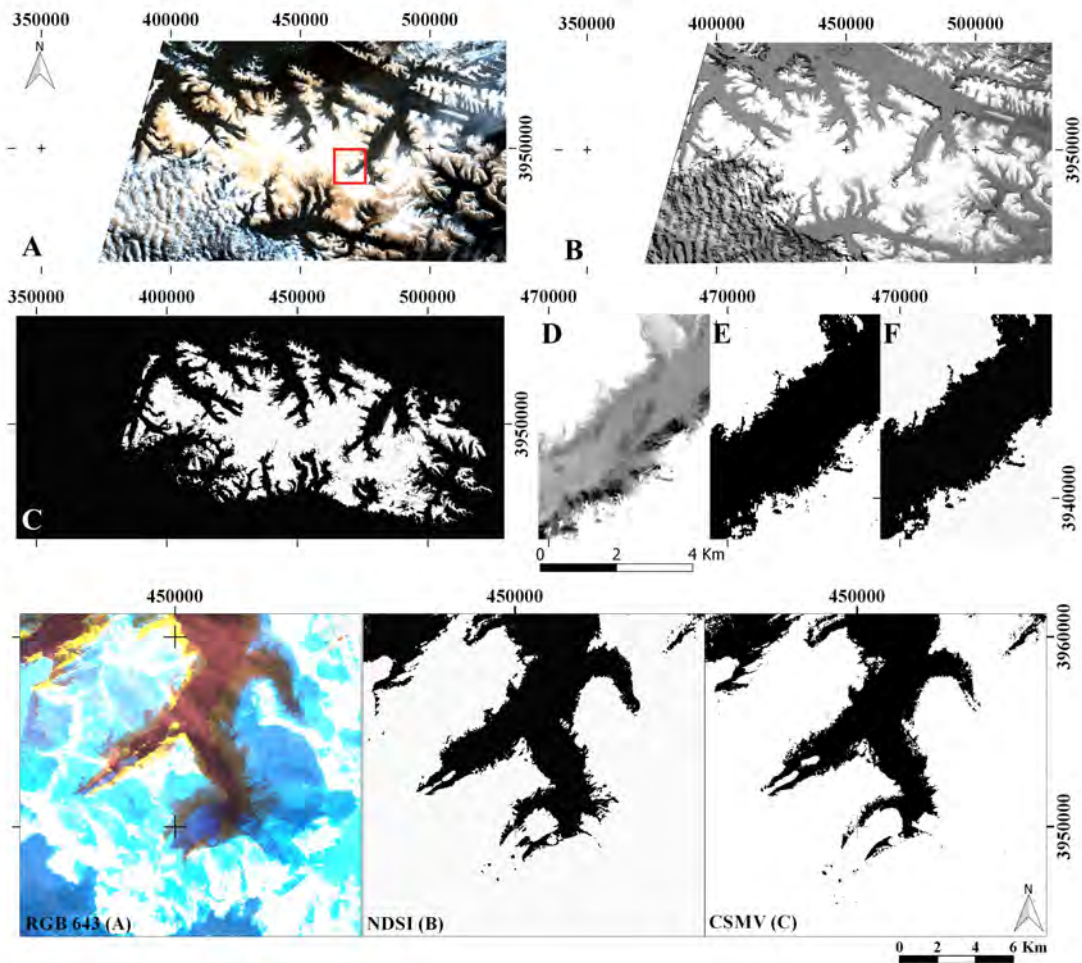


Figura 42: LANDSAT de julho de 2014, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI. Comportamento semelhante do NDSI e CSMV na identificação de superfície de neve.

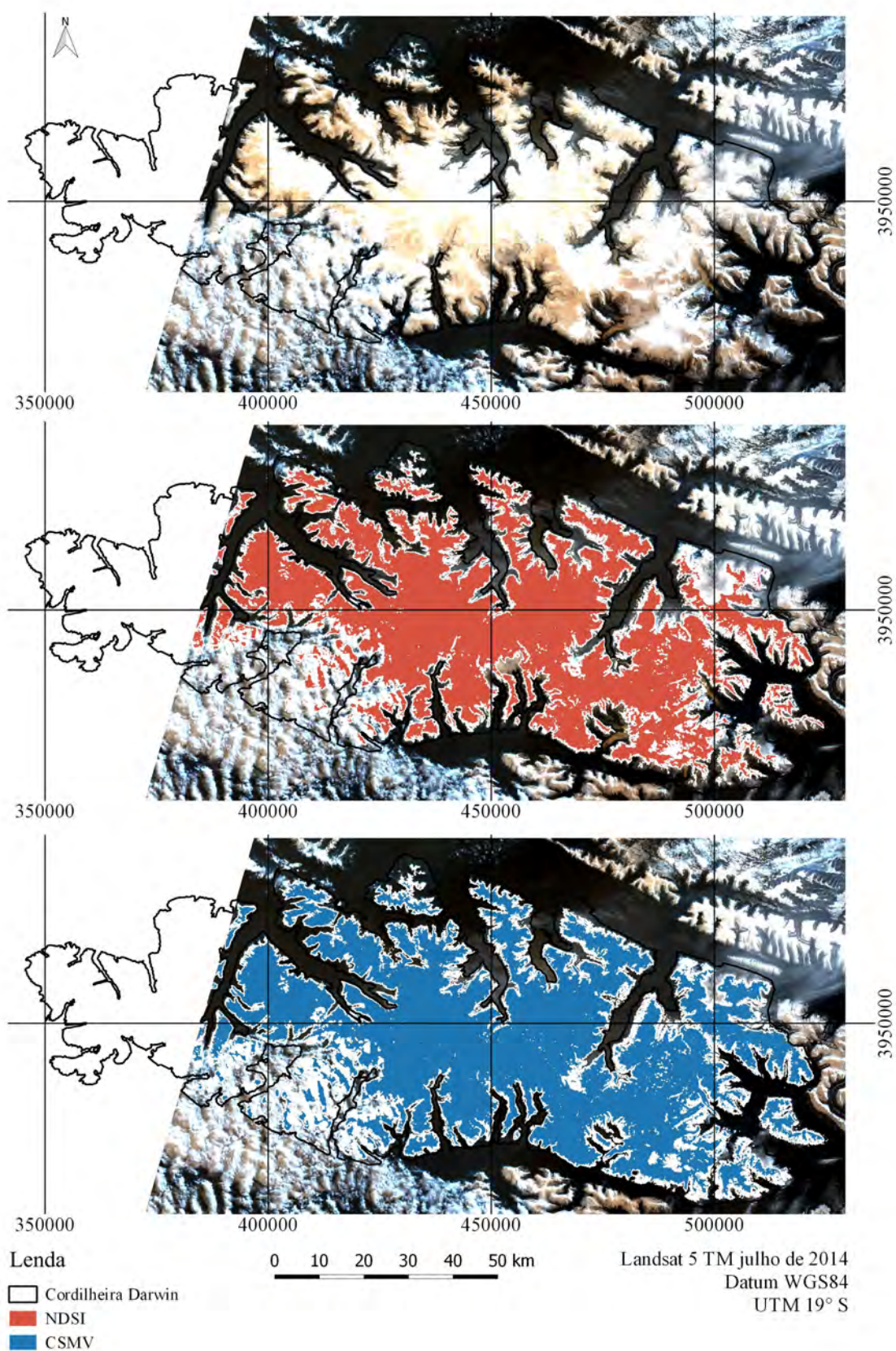


Figura 43: LANDSAT de julho de 2014, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.10 Imagem LANDSAT de junho de 2015

Aplicou-se um limiar de 0,18 para obter o NDSI (figura 44). Na figura 45 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. Com a CSMV obtiveram-se $5117,51 \text{ km}^2$ e com o NDSI $4390,72 \text{ km}^2$, a dizer, uma diferença de $726,79 \text{ km}^2$ (figura 46). Somente em algumas áreas houveram diferenças na identificação da superfície de neve cobertas por nuvens, por exemplo, nos setores oeste e leste da Cordilheira Darwin. Na classificação em áreas sombreadas (setor sul) ambas metodologias comportaram-se similar. Com a CSMV os limites das superfícies nevadas alcançaram a cota $\sim 100 \text{ m}$, em tanto que com NDSI a cota $\sim 300 \text{ m}$. Com o NDSI, em junho de 2015 calcularam-se $787,62 \text{ km}^2$ a mais que em julho de 2014 e com a CSMV calculou-se $870,09 \text{ km}^2$ a mais que em julho de 2014.

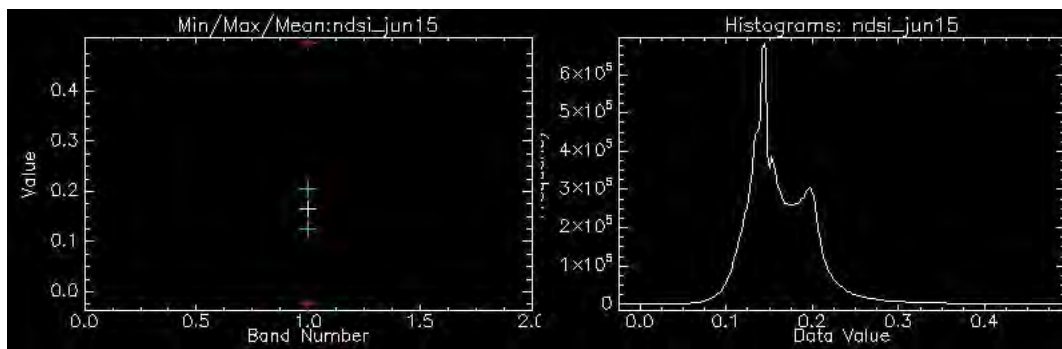


Figura 44: LANDSAT de junho de 2015. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

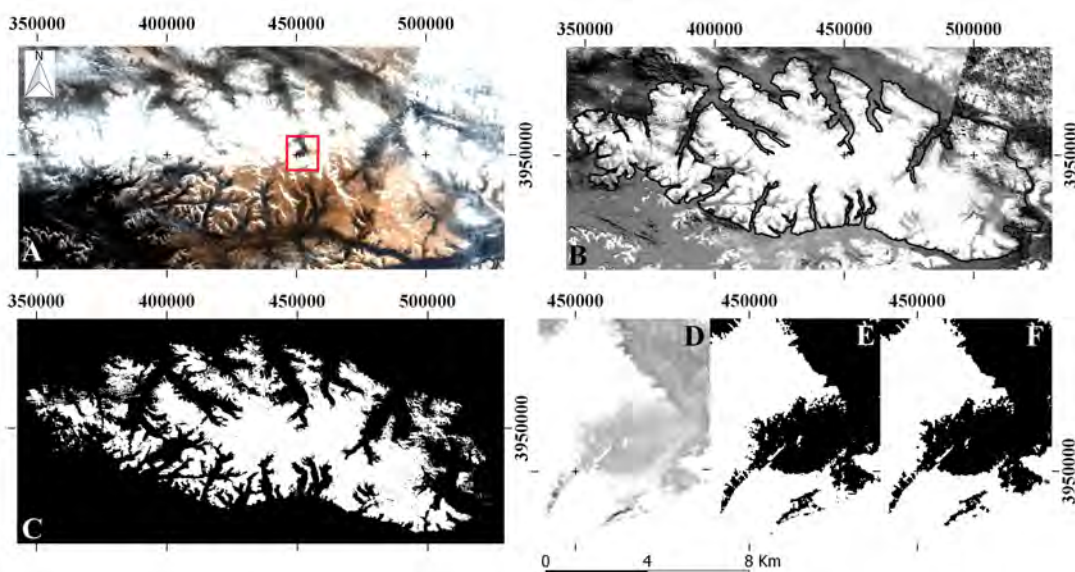


Figura 45: LANDSAT de junho de 2015, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI.

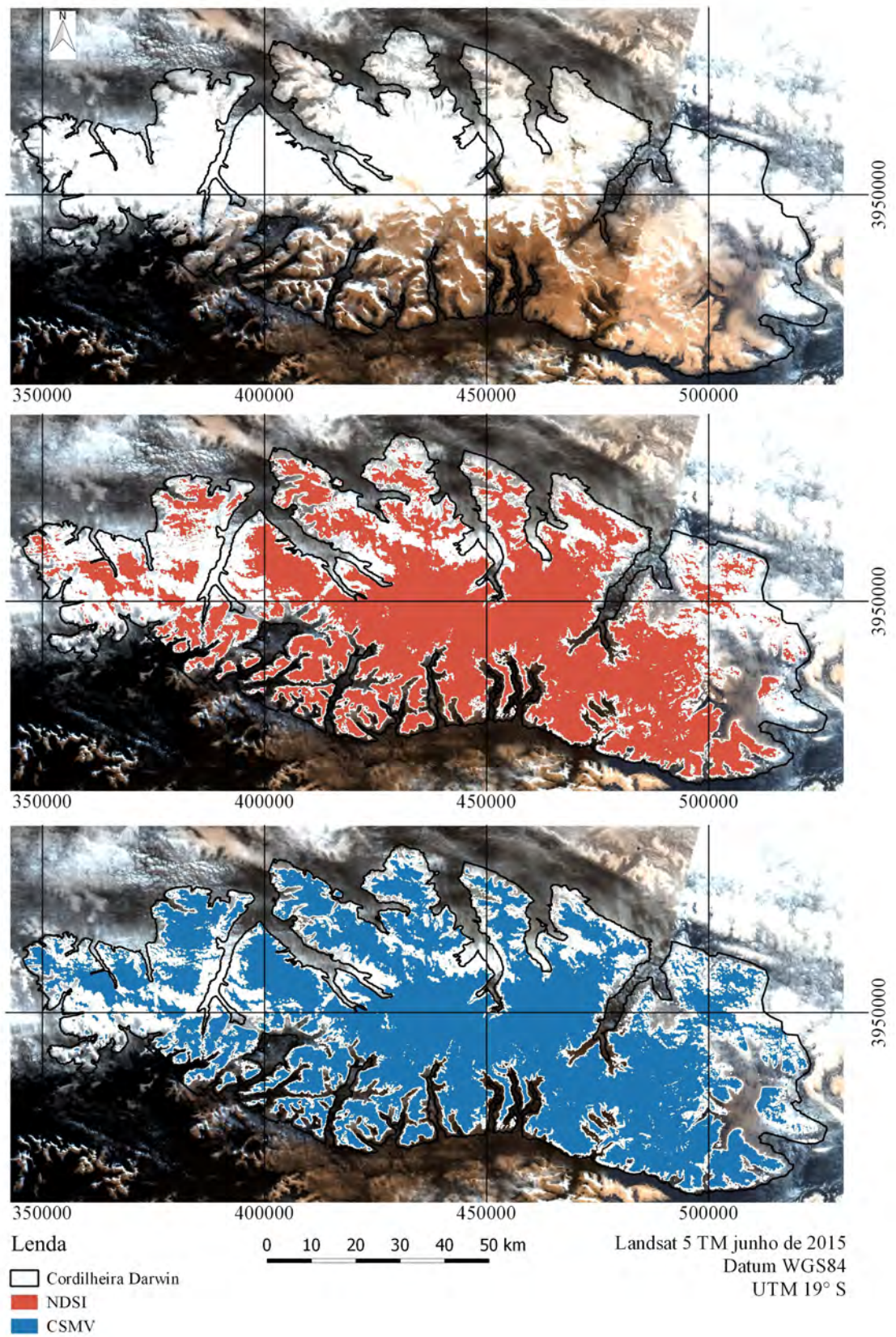


Figura 46: LANDSAT de junho de 2015, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.1.11 Imagem LANDSAT de junho de 2016

Na obtenção do NDSI aplicou-se um limiar de 0,15 (figura 47). Na figura 48 mostra-se mais detalhadamente a classificação do NDSI. A partir de NDSI obtiveram-se 2996,9 km^2 , somente 49,38 km^2 a mais que a CSMV, que obteve 2947,52 km^2 (figura 49). As duas metodologias comportaram-se de forma semelhante no momento da identificação de superfícies de neve cobertas por nuvens no setor oeste da Cordilheira Darwin. Assim também, em pequenas áreas sombreadas e outras expostas a alta radiação solar por supersaturação de pixels. As superfícies de neve se distribuíram homogeneamente pela área de estudo. Ambas metodologias classificaram estas superfícies até a cota ~ 7000 m. Com o NDSI, em junho de 2015 se mediram 1393,82 km^2 a mais que em junho de 2016. Com a CSMV o calculo foi 2169,99 km^2 a mais que em junho de 2016.

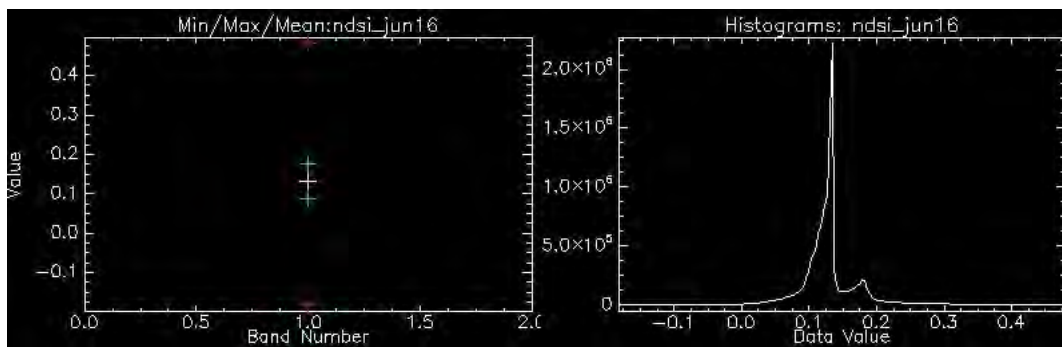


Figura 47: LANDSAT de junho de 2016. Mínima, máxima, média e histograma do NDSI.

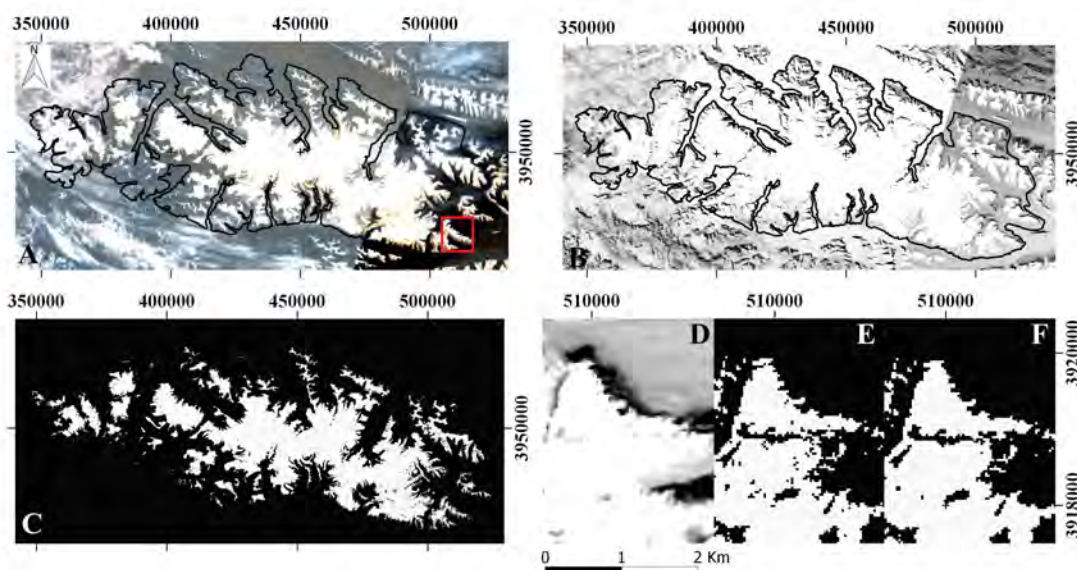


Figura 48: LANDSAT de junho de 2016, RGB 234. Classificação da superfície de neve usando o NDSI.

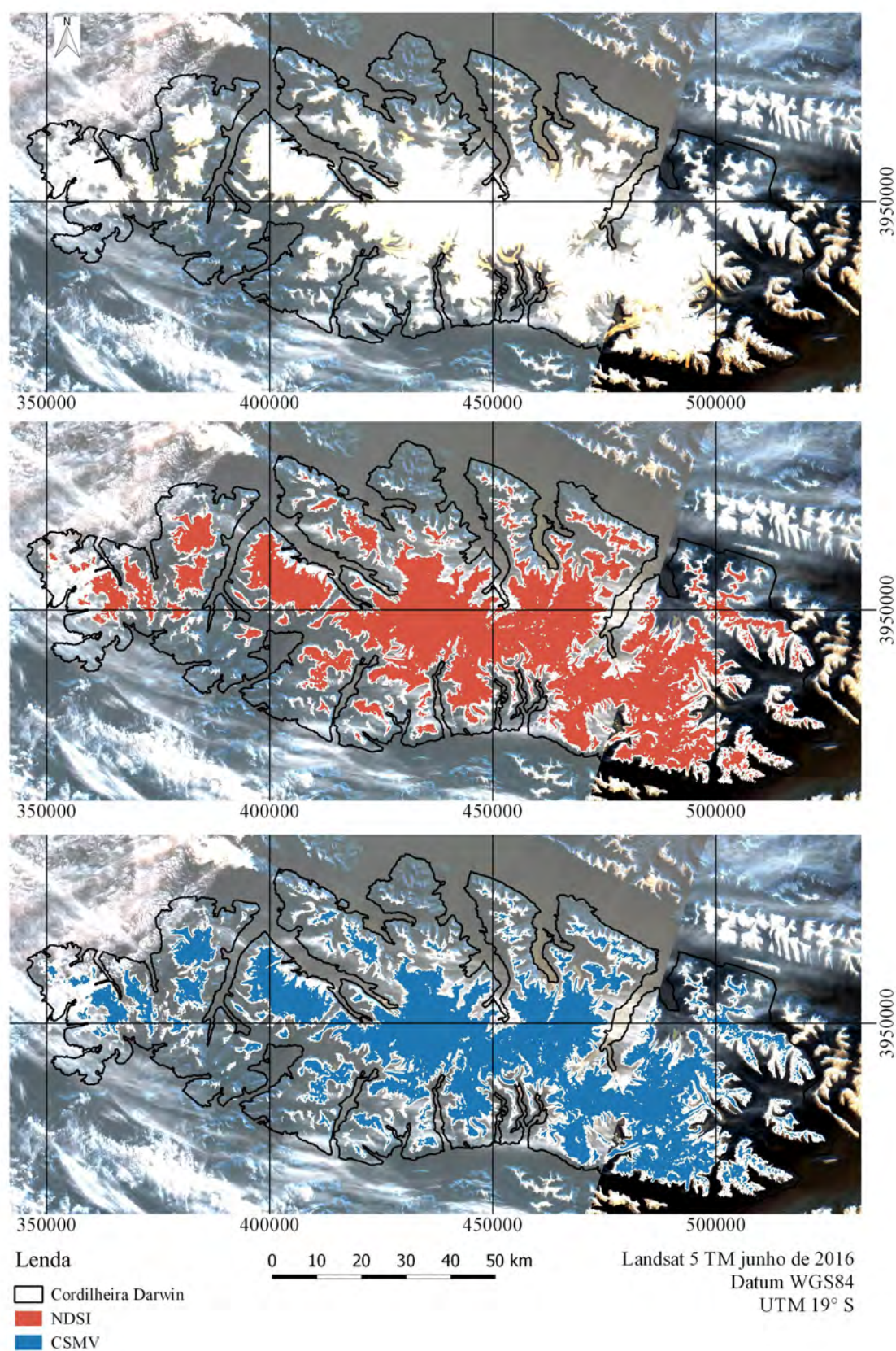


Figura 49: LANDSAT de junho de 2016, RGB 123. Comparação gráfica dos resultados entre o NDSI e CSMV.

6.2 Interpretação dos dados e índices climáticos

6.2.1 Médias mensais de precipitação e temperatura 1985 - 2016

Para a presente interpretação considera-se como série temporal de interesse as estações frias de outono e inverno (entre abril e setembro), devido a concentração das precipitações de neve na Cordilheira Darwin.

Coincidindo com o exposto por Sagredo e Lowell (2012), a figura 51 exhibe que em Cordilheira Darwin ocorrem precipitações durante todo o ano. Os dados da média mensal das precipitações entre 1985 e 2016 mostram que as maiores chuvas ocorreram entre dezembro e junho, com uma média próxima a 135 *mm*, entre tanto em agosto, setembro e outubro foram as menores médias, cerca de 97 *mm*. As precipitações entre abril e setembro registraram uma média de 118 *mm*, enquanto que a média dos verões alcançou os 133 *mm*.

As temperaturas exibem no período entre dezembro - março uma média de 7,3°C, enquanto que entre abril e setembro foi de 2,9°C. Entre junho e agosto registraram-se as temperaturas mais frias, com uma média de 1,8°C (figura 51).

Julho foi o mês mais frio com uma média da temperatura próxima aos 1,6°C e uma das menores precipitações, com uma média aproximada de 110 *mm*.

Os menores valores de temperatura e precipitação concentraram-se durante inverno. Tal combinação pode explicar a maior acumulação de neve no inverno na Cordilheira Darwin, porque é quando sucede simultaneamente a precipitação de neve e as baixas temperaturas, com médias em torno de 2°C. Durante o verão ocorrem precipitações de água líquida, a qual contribui para a perda da superfície de neve.

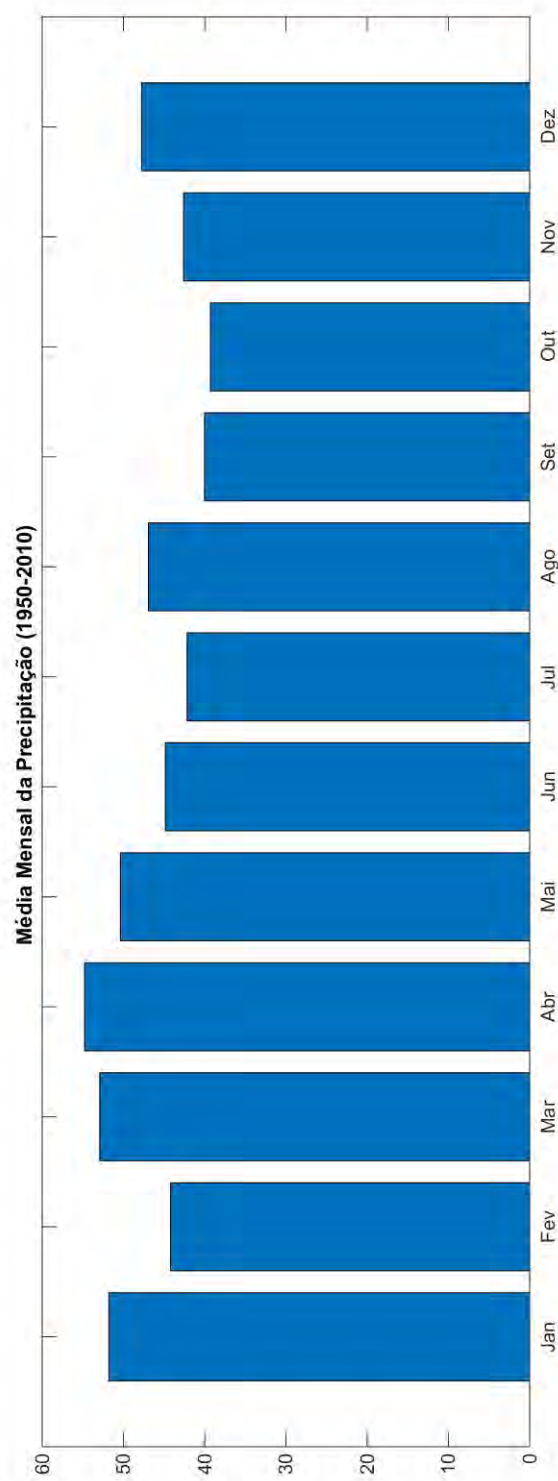


Figura 50: Média mensal de precipitação no período 1950 – 2010 para a patagônia austral de Sul América. Fonte: NCEP/NCAR.

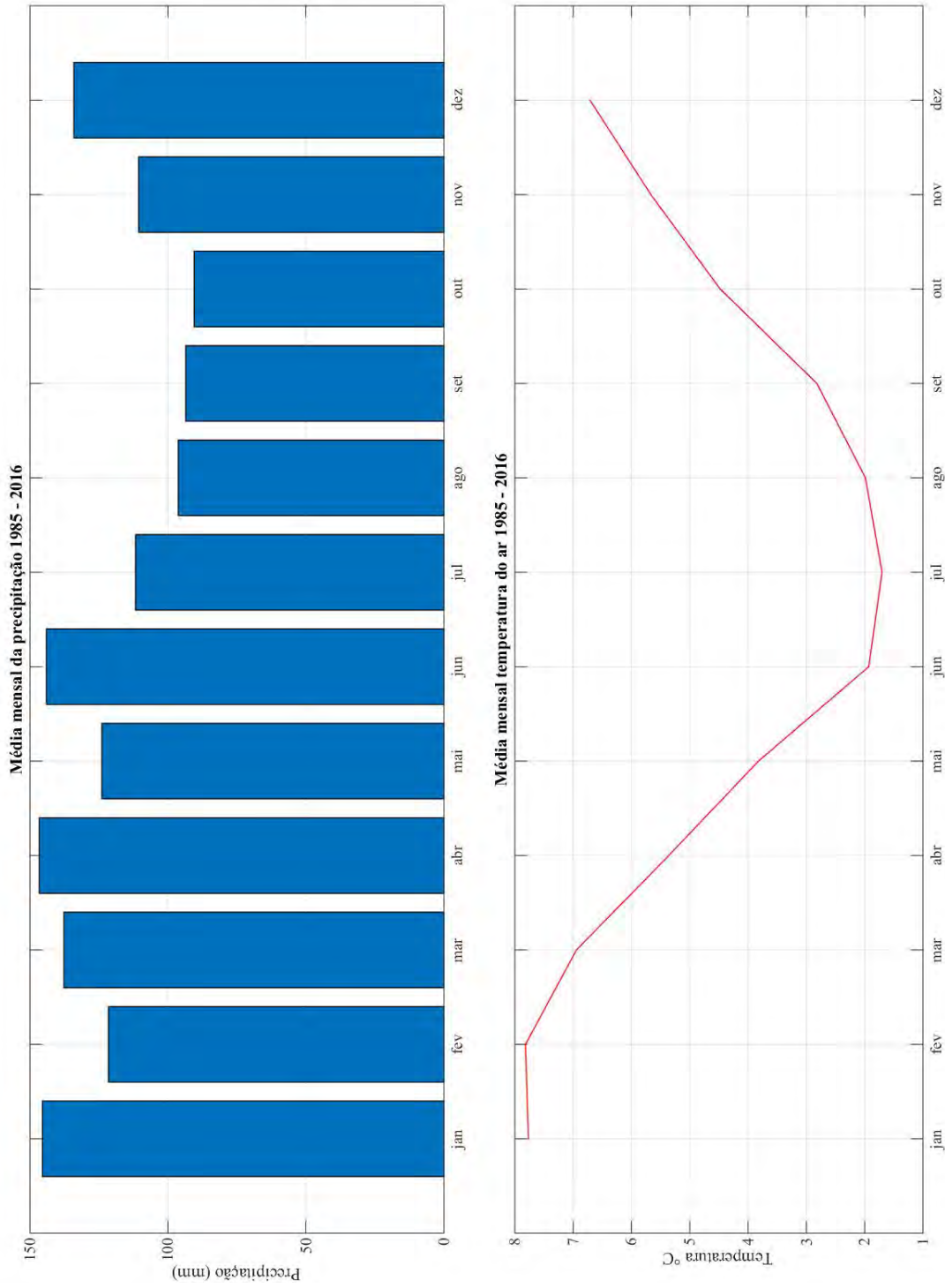


Figura 51: Média mensal da precipitação e temperatura 1985 - 2016. Fonte: NCEP/NCAR.

6.2.2 Anomalias de precipitação e temperatura, e índices climáticos (INO e IOA)

As análises exploram as condições climáticas da precipitação e temperatura na Cordilheira Darwin e suas relações com os fenômenos remotos El Niño/Oscilação Sul e a Oscilação Antártica. Sendo que a figura 52 mostra os registros e os índices climáticos. Na figura observa-se a relação entre os eventos climáticos acontecidos e representados através dos valores das anomalias. Assim, o aumento da precipitação, representado através das anomalias positivas, vieram acompanhadas das anomalias negativas das temperaturas. Já os registros de anomalias positivas da temperatura relacionam-se com períodos secos associados ao fenômeno ENOS, e também a uma menor influência da OA devido por se-encontrar numa fase positiva (MORENO et al., 2014).

Quando a Cordilheira Darwin é afetada por massas de ar frias, os ventos de oeste é o mecanismo que atua, facilitando o transporte dessas massas originadas na periferia da Antártica. Neste caso, a influencia da OA é maior.

Na série temporal 1985 – 1990, um período frio (La Niña fraco) aconteceu no primeiro semestre de 1985, com anomalias que alcançaram os $0,^{\circ}C$. Visualiza-se que a máxima anomalia negativa térmica foi de $-2^{\circ}C$, no início de 1986, e a maior anomalia positiva de $1,1^{\circ}C$ ocorreu no final de 1987. Esses valores relacionam-se com valores positivos anômalos nas precipitações, em 1986, variando entre 60 e 70 *mm* e com um período quente associado ao fenômeno ENOS (El Niño moderado), caracterizado por altas temperaturas na Cordilheira Darwin, com anomalias positivas da temperatura superficial do oceano de entre $0,7^{\circ}C$ e $1,6^{\circ}C$, mas acompanhado por um inverno seco e fortes precipitações. A continuação, a partir de meados de 1988 e até o princípio de 1989 teve lugar um intenso período frio (La Niña) que causou anomalias positivas da precipitação, complementando-se com a prevalência de baixas temperaturas, com anomalias negativas de entre $-0,6^{\circ}C$ e $-1,8^{\circ}C$. Isso pode ocorrer pela influência dos ventos de oeste, que favorece a precipitação neve (em vez de chuva). Nesta mesma data apresentaram-se anomalias negativas do IOA com valores que chegaram até $-2,3^{\circ}C$ e após, em 1989, elevadas anomalias positivas que alcançaram $\sim 2,6^{\circ}C$ durante o mês de maio.

No transcurso do período 1990 - 2000, houve uma forte anomalia positiva na precipitação ao começo de 1992 (sobre 100 *mm*) relacionada ao ENOS (El Niño moderado),

que começou no segundo semestre do ano 1991 terminando durante o inverno de 1992, com uma anomalia positiva de $1,6^{\circ}C$ e que foi acompanhada por anomalias negativas do IOA durante junho de 1992. No inverno de 1997 e até outono do ano 1998 sucede um dos períodos de aquecimento mais fortes desse período (El Niño intenso), complementado com um notório aumento nas temperaturas e precipitações em verão e uma importante diminuição delas em inverno, com anomalias extremas de $2,3^{\circ}C$. Para o IOA, calculou-se em novembro de 1997 uma anomalia negativa de $-1,9^{\circ}C$, seguida de uma positiva em abril de 1998, de $1,9^{\circ}C$. A pesar desses valores positivos o fato de um evento El Niño extremadamente forte minimizou a influência da OA. Ao término do ano 1998 e começo do 1999 apontou-se a mais alta anomalia positiva da precipitação, $\sim 380\text{ mm}$ e que esteve ligada com o início de uma anomalia positiva térmica (apenas superior a $2^{\circ}C$), porém seguida de outra negativa na precipitação que alcançou os -100 mm . Estes últimos registros relacionam-se com um extenso período frio (La Niña), aproximadamente desde julho de 1998 e até o verão do ano 2001, com anomalias negativas de entre $-0,5^{\circ}C$ e $-1,6^{\circ}C$. Ela trouxe consigo um aumento das chuvas nas estações mais frias, coincidindo com uma influência da OA.

No período 2000 - 2010, em inverno de 2002 e até começos de 2003 ocorre um período de aquecimento (El Niño moderado) com anomalias positivas entre $0,6^{\circ}C$ e $1,2^{\circ}C$, em tanto que durante o resto desse ano e até o inverno de 2004 ENOS manteve-se neutro. Também, anomalias positivas de temperatura registraram-se no final de 2003 e começo de 2004, cerca de $2^{\circ}C$ e $2,7^{\circ}C$, respectivamente, e ambas antecedidas por anomalias negativas na precipitação (entre -50 e -100 mm). No inverno de 2004 começa um novo evento ENOS (El Niño fraco) e que durou até outono de 2005, com anomalias do IOA que chegaram até $0,7^{\circ}C$, acompanhado de anomalias positivas de temperatura de $\sim 2^{\circ}C$ e uma anomalia positiva de precipitação, entre abril e maio, de $\sim 50\text{ mm}$. Desde o inverno de 2005, que foi seco, e até agosto de 2006 ENOS foi neutro, acompanhado da predominância, até maio, de anomalias positivas nas temperaturas e negativas nas precipitações (no inverno registraram-se anomalias positivas nas chuvas). Já no final de 2006 teve lugar outro período quente (El Niño fraco), com anomalia positiva de $0,9^{\circ}C$ e que também foi acompanhado de um período de resfriamento de 11 meses (La Niña moderada), começando na primavera de 2007 e terminando no inverno de 2008, com registros de anomalias negativas que oscilaram entre os $-0,5^{\circ}C$ e $-1,4^{\circ}C$ (figura 53 -

A). Enquanto que as medições da IOA mostraram que ao começos do inverno de 2007 uma nova anomalia negativa importante registrou-se, com $-2,6^{\circ}C$ e que foi prosseguida de uma anomalia positiva de $1,9^{\circ}C$.

Com respeito a série 2010 - 2016, ocorreu um período quente em 2010 (El Niño moderado) seguido de um frio (La Niña fraco), entre 2011 e 2012, que coincidiu com um predomínio da OA. Uma anomalia positiva de temperatura sucedeu em 2013, cerca de $1,8^{\circ}C$, e que foi acompanhada de uma negativa na precipitação durante o resto desse ano e até metade de 2014, entorno de -50 mm . Durante 2013 e 2014 o fenômeno ENOS manteve-se neutro com anomalias negativas durante os dois anos, em tanto que o registro do IOA marcaram anomalias positivas durante o verão de 2013, $\sim 1,5^{\circ}C$, e no verão de 2014 as anomalias chegaram até $\sim 1,0^{\circ}C$. Ao final do ano 2014 registrou-se valores positivos relacionados a um extenso fenômeno ENOS (El Niño, considerado como muito intenso), os que persistem até maio de 2016 (figura 53 - B), e que tiveram anomalias positivas de entre $0,5^{\circ}C$ e $2,3^{\circ}C$, assim as magnitudes do IOA durante 2015 mostraram anomalias positivas de $1,6^{\circ}C$, e também em junho de 2016 a que alcançou os $2,5^{\circ}C$. Durante o inverno de 2015 registraram-se anomalias positivas na precipitação, $\sim 60\text{ mm}$. O comportamento regular nesse período foi uma redução nas precipitações, embora a média das anomalias de temperatura mostraram-se sazonalmente regulares. Durante o verão de 2016 as anomalias de temperatura alcançaram os $-4,0^{\circ}C$ e das precipitações foram apenas positivas em verão e negativas em outono, dando origem a um período de resfriamento (La Niña fraco), enquanto que as anomalias do IOA foram positivas até abril de 2016, chegando aos $2,0^{\circ}C$.

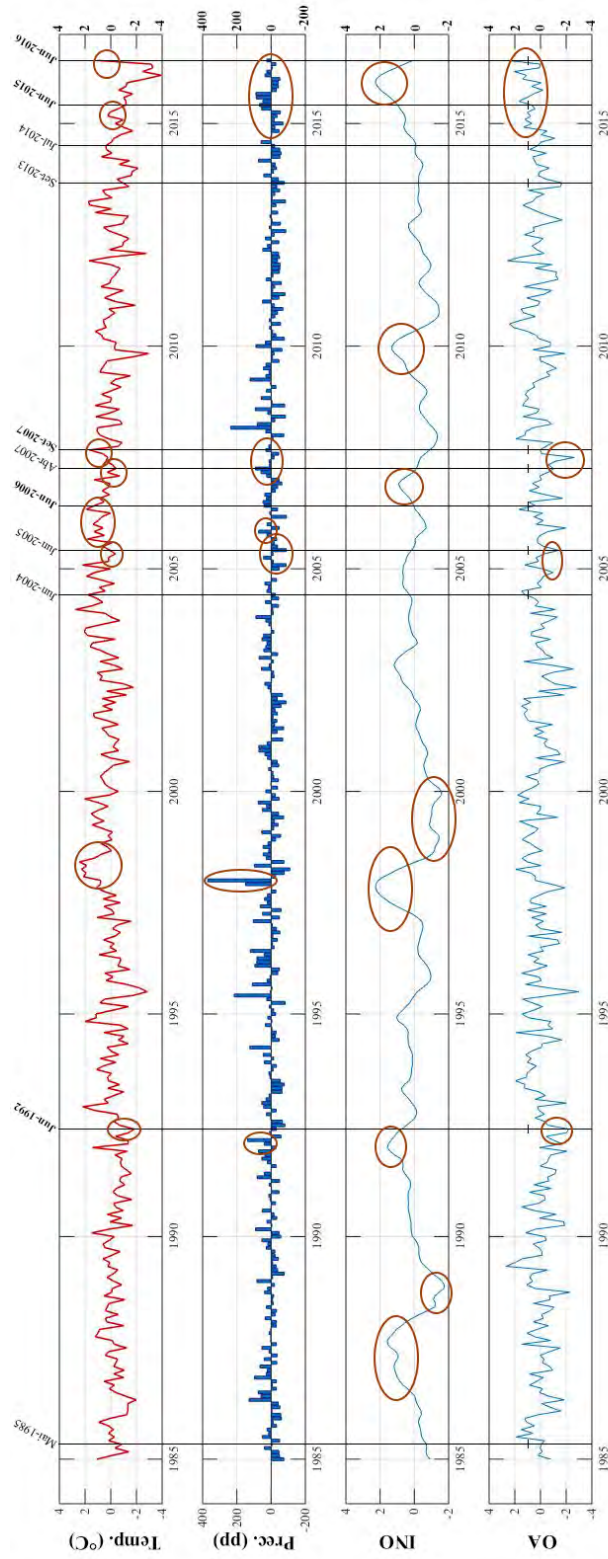


Figura 52: Média dos índices de anomalia 1985 - 2016. Em círculos cor marrom indicam-se as anomalias de temperatura, precipitação, INO e OA que puderam ter influenciado no comportamento das superfícies de neve e, por tanto, nos cálculos dela.

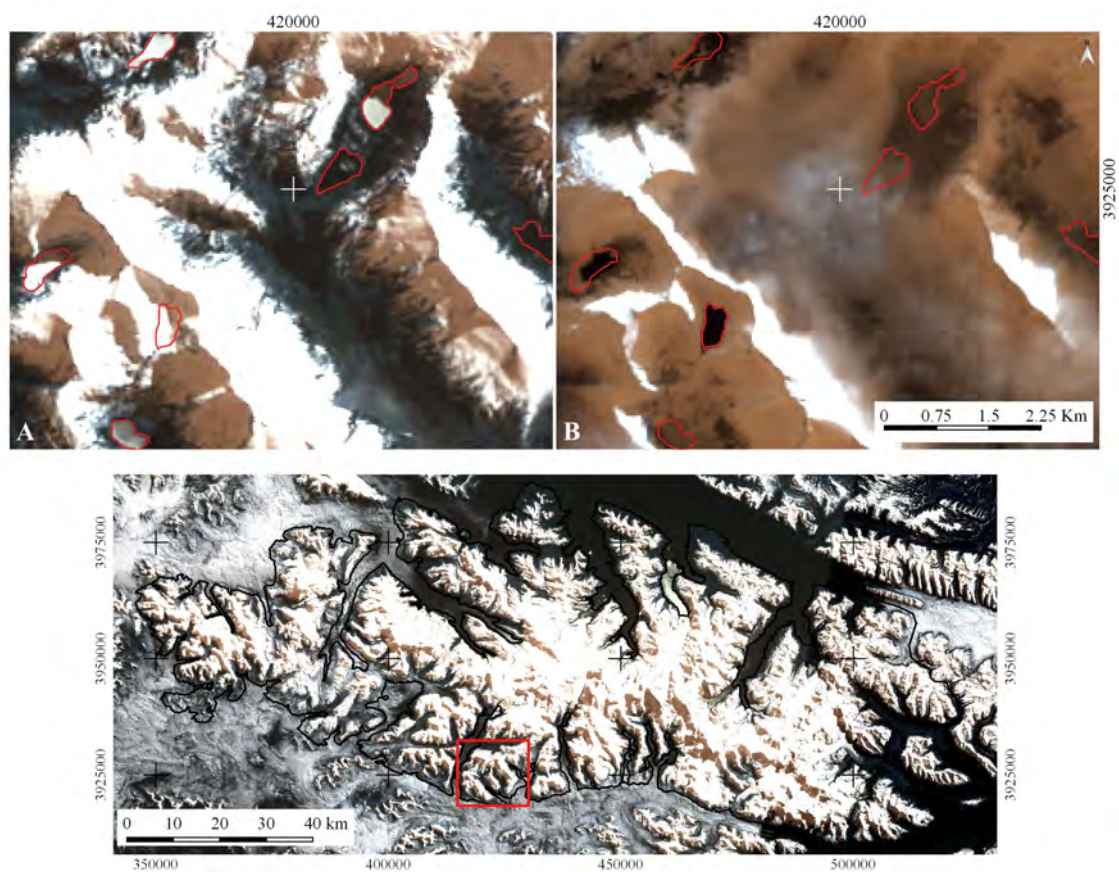


Figura 53: Lagoas (em vermelho) como indicadores dos períodos frios (A) e quentes (B). Comparação entre mosaicos LANDSAT de setembro de 2007 e junho de 2015 de Cordilheira Darwin. RGB 321.

6.3 Relação entre a superfície de neve de Cordilheira Darwin e as variáveis climáticas

Nessa secção são mostradas as análises das relações entre a mensuração da superfície de neve com os dados climáticos acima apresentados.

1. Imagem LANDSAT de maio de 1985: Um evento frio tinha começado ao final de 1984 e que se manteve até o inverno do 1985, estação que caracterizou-se por poucas precipitações e temperaturas baixas. Isto explicaria a importante superfície de neve em Cordilheira Darwin, 4530, 42 km^2 quantificados através da técnica CSMV. Também pode estar sustentada nas precipitações acontecidas em abril, que teve uma anomalia de precipitação próxima aos 40 mm .
2. Imagem LANDSAT de junho de 1992: Apesar do período de aquecimento da superfície do Oceano Pacífico Equatorial, ao final 1991 e começo de 1992, e os registros de anomalias negativas de chuvas no outono e inverno de 1992 foram mensuradas 5925, 32 km^2 (NDSI) e 3768, 54 km^2 (CSMV) de superfície com neve. Acredita-se que as prováveis precipitações de neve em 1991 e as anomalias negativas nas temperaturas durante 1992 teriam permitido a permanência da grande quantidade da superfície nevada durante.
3. Mosaico LANDSAT de junho de 2004: Com o ENOS em fase neutral, as chuvas do final de 2003 e de abril de 2004 apoiariam uma provável explicação da grande quantidade de neve calculada, 5198, 6 km^2 com o NDSI e 3894, 16 km^2 com a CSMV.
4. Mosaico LANDSAT de junho de 2005: Foi um mês frio, já que teve uma temperatura média próxima a 1, 9°C e importantes anomalias negativas na precipitação durante todo o inverno. O fato de que na imagem óptica a Cordilheira Darwin mostra-se quase totalmente coberta de neve, sobre a média histórica (5773, 63 km^2 com o NDSI e 5588, 2 km^2 com a CSMV), pode ser explicado pela quantidade de precipitação em abril e pelas anomalias negativas nas temperatura durante maio e junho, permitindo que as superfícies nevadas alcançaram altitudes inferiores a cota ~ 100 m). Somado a isto, na figura 52 é possível observar que a partir de 2005 começou um leve aquecimento do Oceano Pacífico Equatorial.

5. Mosaico LANDSAT de junho de 2006: Nesta data foi registrado um total mensal de precipitação em torno da média histórica e precedida por uma anomalia positiva de temperatura, próxima aos $2^{\circ}C$. A figura 52 mostra que a OA teve uma influência no padrão desta estação, enquanto que ENOS manteve-se neutro. Assim, mesmo com temperaturas acima da média histórica foi registrada a existência de uma vasta área coberta por neve, já que com o NDSI mediram-se $5980,69 \text{ km}^2$ e com a CSMV $5611,94 \text{ km}^2$.

Nesse contexto, destaca-se a necessidade de análises em outras escalas temporais. Um primeiro exercício seria averiguar se a superfície de neve é residual dos meses anteriores, para o qual é necessário uma análise das variáveis climáticas durante 2005, quando o acúmulo de neve foi elevado, assim a temperatura do solo permaneceu baixa nos meses posteriores, permitindo manter grande parte da superfície coberta de neve, o que, favorece a aumento do albedo e a manutenção das baixas temperaturas. Conseqüentemente, as precipitações de 2006 permaneceram sobre o solo frio, mesmo com as temperaturas elevadas durante verão e inverno. Uma segunda hipótese é que um evento intenso de precipitações de neve ocorreu nos dias que antecedem a aquisição da imagem, e se baseia-se na ocorrência de precipitações de neve na semana ou dias que antecedem a captura da imagem satelital de junho de 2006, assim não haveria tempo suficiente para o derretimento da neve. Mas para comprovar essa hipótese é necessário trabalhar com dados climáticos diários para identificar os fenômenos atmosféricos dinâmicos que são capazes de gerar precipitações e diminuição das temperaturas em escala temporal inferior a um mês.

6. Mosaico LANDSAT de abril de 2007: Na imagem ótica exibe-se uma grande superfície de neve calculada, $5614,24 \text{ km}^2$ (NDSI) e $4557,72 \text{ km}^2$ (CSMV), o que poderia ser relacionado ao evento El Niño com características de fraco, mas que trouxe abundantes chuvas que duraram até abril de 2007 (cerca de 200 mm), porém a temperatura foi de $6^{\circ}C$ durante abril. É importante apontar que durante o inverno desse ano começou uma etapa de resfriamento com anomalias que chegaram até $-1,4^{\circ}C$.
7. Mosaico LANDSAT de setembro de 2007: Já nesta data exibe-se uma perda na superfície de neve calculada através do NDSI ($3886,09 \text{ km}^2$), em tanto que com a CSMV obtiveram-se $4942,76 \text{ km}^2$, isto é apenas $385,04 \text{ km}^2$ a mais que em abril de

2007. Isto, por causa da diminuição das precipitações durante a estação fria (sobre os 50 *mm*) e as anomalias positivas na temperatura. Isso relaciona-se com as anomalias negativas da OA medidas durante inverno, chegando a $-2,6^{\circ}\text{C}$, e que expõem uma mínima influencia deste fenômeno durante o inverno de 2007.
8. Mosaico LANDSAT de setembro de 2013: Se calcularam através do NDSI 3424,46 km^2 e a partir da CSMV 4011,48 km^2 , o que deve estar relacionado ao aumento nas temperaturas durante 2013, próximas aos 4°C no inverno, e o predomínio de anomalias negativas na precipitação durante todo esse ano. O mês de setembro teve a segunda anomalia mais baixa de precipitação de toda a série (figura 51). Do mesmo modo, durante inverno os índices de IOA mostraram-se negativos.
 9. Imagem LANDSAT de julho de 2014: A diminuição da superfície de neve nesta data, 3603,1 km^2 (NDSI) e 4247,42 km^2 (CSMV), teria explicação nas altas anomalias nas temperatura durante maio e junho, alcançando entre $1,8^{\circ}\text{C}$, e que somente registraram-se importantes precipitações durante o mês de abril. Os meses frios (inverno) tiveram registros de anomalias negativas. O ENOS manteve-se neutro até novembro, quando começou um grande aquecimento do Oceano Pacífico Equatorial.
 10. Mosaico LANDSAT de junho de 2015: Se mediu um aumento da superfície de neve nesta data, NDSI calculou 4390,72 km^2 e a CMSV 5117,51 km^2 . Durante todo esse ano teve lugar um evento El Niño e até 2016, com um aumento da precipitação durante os meses frios (uma anomalia registrada de $\sim 60\text{ m}$ no inverno), enquanto que as temperatura mantiveram na média histórica.
 11. Mosaico LANDSAT de junho de 2016: É possível observar que os totais mensais da precipitação estão abaixo da média histórica, enquanto que as temperaturas estão acima da média histórica, com o registro de $1,7^{\circ}\text{C}$ em junho. As precipitações do verão foram abaixo da média histórica, mesmo com os registros médios de março até maio, que são superiores aos 200 *mm*. Na sequência, outono/inverno, o ciclo sazonal diminuiu as precipitações e as temperaturas, mas é o evento El Niño quem gera seca (diminuição das precipitações) e anomalias positivas na temperatura. Essa combinação do ciclo sazonal e do El Niño é atribuída à maior diminuição da área coberta por neve da série analisada, a que foi calculada em 2996,9 km^2 com o NDSI

e $2947,52 \text{ km}^2$ a partir do CSMV. Com as características climáticas acima descritas, o limiar da superfície de neve situo-se na cota $\sim 700 \text{ m}$.

7 Considerações finais

Através da quantificação da superfície de neve na Cordilheira Darwin e sua relação com os dados climáticos da região, esta investigação melhorou a compreensão do comportamento da superfície de neve em Cordilheira Darwin durante a estação invernal entre maio de 1985 e junho de 2016.

A geomorfologia montanhosa e acidentada da Cordilheira Darwin, assim como as condições climáticas extremas definem a dinâmica das superfícies nevadas. Também a constante cobertura de nuvens, que geram grande quantidade de áreas sombreadas, e o ângulo solar que gera áreas expostas a radiação solar por supersaturação de pixels, principalmente, no setor NNE da Cordilheira Darwin. Tudo isso, interfere nos processamentos e uso das imagens porque trazem consigo uma porcentagem de erro e restrições de usos das imagens óticas. Assim, o uso do sensoriamento remoto associado às análises de dados climáticos podem revelar valiosas informações geográficas nestas regiões de difícil acesso. O satélite LANDSAT oferece uma possibilidade de seguimento e monitoramento. Especificamente, para o objetivo de detecção de superfícies nevadas, LANDSAT permite mapear a extensão espacial de mudanças rápidas em curso e lentas no tempo, possibilitando detectar tendências. Uma limitante é que as imagens LANDSAT não estão disponíveis em tempo real (ou diariamente) o que afetou na geração de mosaicos.

Os resultados da quantificação da superfície de neve durante o período 1985 – 2016 mostram uma tendência de diminuição. Mesmo, usando as duas técnicas de processamento digital de imagens, sendo que o NDSI quantificou uma maior superfície de neve que a CSMV.

Os limiares definidos e aplicados para obter o NDSI resultaram ótimos, já que foram capazes de classificar e diferenciar visivelmente os alvos correspondentes a áreas de neve e nuvens. O NDSI se comportou corretamente na classificação de superfície de neve em áreas sombreadas, porém, tem restrições no momento de reconhecer superfícies de neve cobertas por camadas de nuvens e em áreas expostas a radiação solar por supersaturação de pixels. Com respeito a estas últimas superfícies, a CSMV comportou-se otimamente. A CSMV é uma técnica subjetiva e devido a isso é necessário ter conhecimento prévio do

objeto de estudo e também, de acordo com Valle e Blanco (2006), é preciso considerar aspectos como as geomorfologias, texturas das superfícies e informação espectral presentes nos objetos significativos das imagens de satélite.

Os resultados dos processamentos dos dados climáticos parecem indicar as mudanças climáticas como provável explicação para as variações negativas nas superfícies cobertas de neve na patagônia austral do Chile. A temperatura e precipitações dependem da ocorrência dos fenômenos ENOS e OA e de fatores meteorológicos locais. Assim, os eventos frios e quentes associados a ENOS tem maior influência sobre o comportamento da superfície de neve nesta região, devido a que este fenômeno tem presença numa escala global e isso se vê refletido numa escala local como Cordilheira Darwin, determinando as quantidades de chuvas e nevadas. Porém, a pesar de que as superfícies nevadas tem mudado com os eventos frios e quentes, não é suficiente considerar somente ao ENOS para descrever-las.

A influência dos ciclos relacionados a Oscilação Antártica considerou-se secundária, principalmente devido a que este fenômeno encontra-se numa fase positiva (quente), a que favorece o deslocamento dos ventos de oeste para latitudes circumpolares (GARREAUD et al., 2008), determinando uma importante diminuição nas precipitações. Também por causa de que a Oscilação Antártica possui uma ação restringida numa escala regional. Devido a que a acumulação de neve em Cordilheira Darwin ocorrem, principalmente em inverno, parece provável que as superfícies nevadas sejam mais sensíveis as precipitações que as temperaturas, como sinalam Warren e Aniya (1999), Fujita (2008) e Garreaud et al. (2009), sobre tudo no setor ocidental, já que é aqui onde os ventos de oeste tem maior influencia, controlando a localização e intensidade das precipitações orográficas (POLLOCK; BUSH, 2013).

Relacionado ao parágrafo anterior, no período 1985 – 2016, a temperatura média entre abril e setembro foi de $2,9^{\circ}C$, então o limiar das superfícies de neve deveria-se localizar na cota $\sim 300 m$. Sendo que a cada $100 m$ o gradiente de temperatura aumenta $1,2^{\circ}C$, quando em Cordilheira Darwin as anomalias de temperatura foram positivas, sobre os $1,2^{\circ}C$, as áreas cobertas de neve alcançaram uma altitude $100 m$ a mais da média. Com anomalias de temperaturas negativas o limiar das superfícies nevadas encontrou-se mais próxima do nível das marés, menor a cota $\sim 200 m$.

As superfícies nevadas têm um comportamento dinâmico, tornando-se difícil determinar o alcance dos processos climáticos estacionais que influenciam a região, assim como também pela topografia da área. Por isso, não é possível concluir um nexo categórico entre as condições climáticas de Cordilheira Darwin com os registros de extensão da superfície de neve.

A geo-data obtida dos processamentos das imagens LANDSAT e derivada dos Sistemas de Informação Geográfica permitiram realizar análises mais detalhadas. Além disso, deve se-considerar que o erro vai em conjunto com o análise subjetiva de pesquisador e que cada conjunto de novas informações aumenta o erro.

Referências

- ALBERS, C. *Coberturas SIG para la enseñanza de la Geografía en Chile. Universidad de La Frontera. Temuco*. 2012. Website. http://www.rulamahue.cl/mapoteca/fichas/chile_geo/ficha_cl_geo.html. Citado 4 vezes nas páginas 11, 24, 25 e 28.
- ALLAMAND, F. H.; URBINA, M. B.; PIRZIO-BIROLI, E. G. Condiciones de formación del complejo metamórfico cordillera darwin, al sur de seno almirantazgo, región de magallanes, chile. 2007. Citado 3 vezes nas páginas 23, 24 e 27.
- ARIGONY-NETO, J. *Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula-a centerline approach combining satellite and GIS data*. [S.l.]: Freiburg, 2006. Citado 4 vezes nas páginas 15, 47, 50 e 51.
- BENN, D.; EVANS, D. J. et al. *Glaciers and glaciation*. [S.l.]: Routledge, 2014. Citado na página 34.
- BENNETT, M. R.; GLASSER, N. F. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. [S.l.]: Elsevier, 1997. Citado na página 35.
- BERTRAND, S.; HUGHEN, K.; SEPÚLVEDA, J.; PANTOJA, S. Late holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperature in northern chilean patagonia. *Quaternary Science Reviews*, Elsevier, v. 105, p. 195–208, 2014. Citado 4 vezes nas páginas 26, 29, 30 e 31.
- BHARDWAJ, A.; SAM, L.; BHARDWAJ, A.; MARTÍN-TORRES, F. J. Lidar remote sensing of the cryosphere: Present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 177, p. 125–143, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 40.
- BHARDWAJ, A.; SAM, L.; MARTÍN-TORRES, F. J.; KUMAR, R. et al. Uavs as remote sensing platform in glaciology: Present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 175, p. 196–204, 2016. Citado na página 40.
- BICCA, C. E. Variações nas geleiras da porção norte da cordilheira real durante o período de 1984 a 2010 através do sensoriamento remoto. 2012. Citado 7 vezes nas páginas 39, 41, 42, 44, 47, 50 e 58.
- CASASSA, G.; HAEBERLI, W.; JONES, G.; KASER, G.; RIBSTEIN, P.; RIVERA, A.; SCHNEIDER, C. Current status of andean glaciers. *Global and Planetary Change*, Elsevier, v. 59, n. 1, p. 1–9, 2007. Citado na página 37.
- CASASSA, G.; RIVERA, A.; ANIYA, M.; NARUSE, R. Current knowledge of the southern patagonia icefield. In: *The Patagonian Icefields*. [S.l.]: Springer, 2002. p. 67–83. Citado na página 37.
- CHAVEZ, P. S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote sensing of environment*, Elsevier, v. 24, n. 3, p. 459–479, 1988. Citado na página 54.
- CHRISTOPHERSON, R. W. *Geossistemas-: Uma Introdução à Geografia Física*. [S.l.]: Bookman Editora, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 29.

- CORONATO, A. M.; CORONATO, F.; MAZZONI, E.; VÁZQUEZ, M. The physical geography of patagonia and tierra del fuego. *Developments in Quaternary Sciences*, Elsevier, v. 11, p. 13–55, 2008. Citado na página 23.
- CORTÉS, G.; GIROTTO, M.; MARGULIS, S. A. Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical andes using spectral unmixing of historical landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 141, p. 64–78, 2014. Citado na página 20.
- CRAWFORD, C. J.; MANSON, S. M.; BAUER, M. E.; HALL, D. K. Multitemporal snow cover mapping in mountainous terrain for landsat climate data record development. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 135, p. 224–233, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 49.
- CROSTA, A.; RABELO, A. Assessing landsat/tm for hydrothermal alteration mapping in central-western brazil. In: ENVIRONMENTAL RESEARCH INSTITUTE OF MICHIGAN. *PROCEEDINGS OF THE THEMATIC CONFERENCE ON GEOLOGIC REMOTE SENSING*. [S.l.], 1993. v. 1, p. 1053–1053. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 45.
- CROSTA, A. P. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. [S.l.]: UNICAMP/Instituto de Geociências, 1999. Citado na página 43.
- CUFFEY, K. M.; PATERSON, W. S. B. *The physics of glaciers*. [S.l.]: Academic Press, 2010. Citado 4 vezes nas páginas 34, 35, 41 e 42.
- CUNNINGHAM, W. D. Orogenesis at the southern tip of the americas: the structural evolution of the cordillera darwin metamorphic complex, southernmost chile. *Tectonophysics*, Elsevier, v. 244, n. 4, p. 197–229, 1995. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 26.
- DOBREVA, I. D.; KLEIN, A. G. Fractional snow cover mapping through artificial neural network analysis of modis surface reflectance. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 115, n. 12, p. 3355–3366, 2011. Citado na página 42.
- DONG, C.; MENZEL, L. Improving the accuracy of modis 8-day snow products with in situ temperature and precipitation data. *Journal of Hydrology*, Elsevier, 2016. Citado na página 20.
- DOZIER, J. Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper. *Remote sensing of environment*, Elsevier, v. 28, p. 9–22, 1989. Citado na página 47.
- DOZIER, J.; GREEN, R. O.; NOLIN, A. W.; PAINTER, T. H. Interpretation of snow properties from imaging spectrometry. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 113, p. S25–S37, 2009. Citado na página 42.
- DYURGEROV, M.; MEIER, M. F.; BAHR, D. B. A new index of glacier area change: a tool for glacier monitoring. *Journal of Glaciology*, International Glaciological Society, v. 55, n. 192, p. 710–716, 2009. Citado na página 35.
- ESRI. *Environmental Systems Research Institute. Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000*. 2012. Website. <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=9aec2476f2434930967ce2d73a09c620>. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 27.

- FUJITA, K. Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 276, n. 1, p. 14–19, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 38 e 102.
- GARREAUD, R.; LOPEZ, P.; MINVIELLE, M.; ROJAS, M. Large-scale control on the patagonian climate. *Journal of Climate*, v. 26, n. 1, p. 215–230, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 26 e 29.
- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day south american climate. 2008. Citado na página 102.
- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 281, n. 3, p. 180–195, 2009. Citado na página 102.
- GILLETT, N.; KELL, T.; JONES, P. Regional climate impacts of the southern annular mode. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 33, n. 23, 2006. Citado na página 30.
- GILLETT, N. P.; THOMPSON, D. W. Simulation of recent southern hemisphere climate change. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 302, n. 5643, p. 273–275, 2003. Citado na página 30.
- GLIMS. *Global Land Ice Measurements from Space. Monitoring the World's Changing Glaciers*. 2016. Website. <http://www.glims.org/maps/glims>. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 41.
- GONG, D.; WANG, S. Definition of antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 26, n. 4, p. 459–462, 1999. Citado na página 51.
- GONZALEZ, R. C.; WOODS, R. E. *Processamento de imagens digitais*. [S.l.]: Edgard Blucher, 2000. Citado na página 43.
- GONZÁLEZ-REYES, Á.; MUÑOZ, A. A. Cambios en la precipitación de la ciudad de valdivia (chile) durante los últimos 150 años. *Bosque (Valdivia)*, SciELO Chile, v. 34, n. 2, p. 200–213, 2013. Citado na página 30.
- GPCC. *Global Precipitation Climatology Center*. 2016. Website. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>. Citado na página 51.
- GRIMM, A. M. Variabilidade interanual do clima no brasil. *Tempo e Clima no Brasil*, Editora Offitexto: Sao Paulo, Brazil, p. 353–374, 2009. Citado na página 30.
- GUPTA, R.; GHOSH, A.; HARITASHYA, U. Empirical relationship between near-ir reflectance of melting seasonal snow and environmental temperature in a himalayan basin. *Remote sensing of environment*, Elsevier, v. 107, n. 3, p. 402–413, 2007. Citado na página 46.
- HALL, D.; MARTINEC, J. Remote sensing of snow and ice. *Principles and Applications of Imaging Radar*, edited by FM Henderson and AJ Lewis, p. 677–703, 1985. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 44.

- JENSEN, J. R.; EPIPHANIO, J. C. N.; FORMAGGIO, A. R.; SANTOS, A. R. dos; RUDORFF, B. F. T.; ALMEIDA, C. M. de; GALVÃO, L. S. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. [S.l.]: Parêntese Editora São José dos Campos, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 41 e 45.
- KASER, G. Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology*, International Glaciological Society, v. 47, n. 157, p. 195–204, 2001. Citado na página 38.
- KASER, G.; OSMASTON, H. *Tropical glaciers*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2002. Citado na página 38.
- KISTLER, R.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; KALNAY, E.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V. et al. The ncep-ncar 50-year reanalysis: Monthly means cd-rom and documentation. *Bulletin of the American Meteorological society*, v. 82, n. 2, p. 247–267, 2001. Citado na página 52.
- LECHUGA, C. A. B. Condiciones climáticas y neoglaciación durante el holoceno medio en latitudes medias del hemisferio sur. Universidad de Chile, 2014. Citado na página 29.
- LOPEZ, P.; CHEVALLIER, P.; FAVIER, V.; POUYAUD, B.; ORDENES, F.; OERLEMANS, J. A regional view of fluctuations in glacier length in southern south america. *Global and Planetary Change*, Elsevier, v. 71, n. 1, p. 85–108, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 38.
- LOPEZ, P.; SIRGUEY, P.; ARNAUD, Y.; POUYAUD, B.; CHEVALLIER, P. Snow cover monitoring in the northern patagonia icefield using modis satellite images (2000–2006). *Global and Planetary Change*, Elsevier, v. 61, n. 3, p. 103–116, 2008. Citado na página 37.
- MASIOKAS, M. H.; RIVERA, A.; ESPIZUA, L. E.; VILLALBA, R.; DELGADO, S.; ARAVENA, J. C. Glacier fluctuations in extratropical south america during the past 1000years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 281, n. 3, p. 242–268, 2009. Citado na página 38.
- MENDONÇA, L. F. F. d. Estimativa das variações sazonais no fluxo da geleira grey, patagônia, por imagens sar. 2013. Citado na página 35.
- MOREIRA-MUÑOZ, A.; GARCÍA, J. L.; SAGREDO, E. Reserva de la biosfera laguna san rafael: sitio de importancia global para la investigacion del cambio climatico. *Laboratorios para la Sustentabilidad*, p. 210–227, 2014. Citado na página 37.
- MORENO, P.; VILLA-MARTÍNEZ, R.; CÁRDENAS, M.; SAGREDO, E. Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from sw patagonia (52 s). *Quaternary Science Reviews*, Elsevier, v. 41, p. 1–21, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 29.
- MORENO, P. I.; VILANOVA, I.; VILLA-MARTÍNEZ, R.; GARREAUD, R.; ROJAS, M.; POL-HOLZ, R. D. Southern annular mode-like changes in southwestern patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nature communications*, Nature Publishing Group, v. 5, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 30 e 91.
- NASA. *Landsat 8*. 2016. Website. http://landsat.gsfc.nasa.gov/?page_id=4071. Citado na página 50.

NELSON, E.; DALZIEL, I.; MILNES, A. Structural geology of the cordillera darwin–collisional style orogenesis in the southernmost chilean andes: *Eclogae geologiae helvetica*. 1980. Citado na página 26.

NOAA. *National Oceanic and Atmospheric Administration. Niño Regions*. 2016. Website. <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 52.

NOAA. *National Centers for Environmental Information, Climate at a Glance Global Time Series*. 2017. Website. <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>. Citado na página 51.

NOVO, E. de M. *Sensoriamento remoto: princípios e aplicações*. [S.l.]: Edgard Blücher, 1992. Citado na página 43.

NUCCITELLI, D. *We just broke the record for hottest year, nine straight times*. 2012. Website. <https://www.theguardian.com/environment/climate-consensus-97-per-cent/2016/jul/11/we-just-broke-the-record-for-hottest-year-9-straight-times>. Citado na página 19.

OERLEMANS, J. *Glaciers and climate change*. [S.l.]: CRC Press, 2001. Citado na página 34.

OLIVEIRA, A. M. S. D. F. et al. Variações na extensão da cobertura de gelo do nevado cololo, bolívia. 2013. Citado 5 vezes nas páginas 34, 35, 40, 41 e 42.

PACHAURI, R. K.; ALLEN, M.; BARROS, V.; BROOME, J.; CRAMER, W.; CHRIST, R.; CHURCH, J.; CLARKE, L.; DAHE, Q.; DASGUPTA, P. et al. *Climate change 2014: Synthesis report. contribution of working groups i, ii and iii to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. IPCC, 2014. Citado na página 19.

PATERSON, W. *The physics of glaciers 3rd edition Pergamon*. [S.l.]: Oxford, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 36.

PAUL, F.; BOLCH, T.; KÄÄB, A.; NAGLER, T.; NUTH, C.; SCHARRER, K.; SHEPHERD, A.; STROZZI, T.; TICCONI, F.; BHAMBRI, R. et al. The glaciers climate change initiative: Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, 2013. Citado na página 40.

PAUL, F.; HENDRIKS, J. Detection and visualization of glacier area changes. In: *Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers*. [S.l.]: Taylor & Francis, 2009. p. 231–243. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 43.

PETSCH, C. Sensoriamento remoto da calota de gelo da ilha renaud-antártica. 2014. Citado 3 vezes nas páginas 41, 42 e 46.

PETSCH, C.; SIMÕES, J.; LUDERITZ, D. Proposta de metodologia para diferenciação de alvos glaciais na península antártica. *Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, p. 3979–3985, 2013. Citado na página 42.

- POLLOCK, E. W.; BUSH, A. B. Atmospheric simulations of southern south america's climate since the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, Elsevier, v. 71, p. 219–228, 2013. Citado na página 102.
- PONZONI, F.; SHIMABUKURO, Y. A imagem como fonte de dados radiométricos (abordagem quantitativa). *PONZONI, FJ, SHIMABUKURO, YE Sensoriamento remoto no estudo da vegetação. São José dos Campos: PARÊNTESE*, p. 68–102, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 44 e 45.
- POPE, E. L.; WILLIS, I. C.; POPE, A.; MILES, E. S.; ARNOLD, N. S.; REES, W. G. Contrasting snow and ice albedos derived from modis, landsat etm+ and airborne data from langjökull, iceland. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 175, p. 183–195, 2016. Citado na página 20.
- REES, W. G. *Remote sensing of snow and ice*. [S.l.]: CRC press, 2005. Citado 2 vezes nas páginas 39 e 42.
- RICHARDS, J. A.; RICHARDS, J. *Remote sensing digital image analysis*. [S.l.]: Springer, 1999. Citado na página 44.
- RITTGER, K.; PAINTER, T. H.; DOZIER, J. Assessment of methods for mapping snow cover from modis. *Advances in Water Resources*, Elsevier, v. 51, p. 367–380, 2013. Citado na página 20.
- RIVERA, A.; BOWN, F.; CASASSA, G.; ACUÑA, C.; CLAVERO, J. Glacier shrinkage and negative mass balance in the chilean lake district (40 s)/rétrécissement glaciaire et bilan massique négatif dans la région des lacs du chili (40 s). *Hydrological Sciences Journal*, Taylor & Francis, v. 50, n. 6, 2005. Citado 2 vezes nas páginas 37 e 38.
- RIVERA, A.; CASASSA, G.; ACUNA, C.; LANGE, H. Variaciones recientes de glaciares en chile. *Investigaciones geográficas*, n. 34, p. Pág–29, 2000. Citado na página 37.
- RUMMEL, B. *Investigation of Landsat satellite image change detection of snow and ice cover: A seasonal and multi annual time scale approach to evaluate this technique as a tool for water resource management*. 2013. Citado na página 47.
- SAGREDO, E.; LOWELL, T. Climatology of andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, Elsevier, v. 86, p. 101–109, 2012. Citado 4 vezes nas páginas 27, 38, 39 e 88.
- SEBEN-CAMPANA, A.; ROSA, K. K.; SIMÕES, J. O uso do sensoriamento remoto na detecção de mudanças na geleira znosco, ilha rei george, antártica. *Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, p. 919–924, 2015. Citado na página 19.
- SIMÕES, J. C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira*, v. 4, p. 119–154, 2004. Citado na página 34.
- STOCKER, T.; QIN, D.; PLATTNER, G.-K.; ALEXANDER, L.; ALLEN, S.; BINDOFF, N.; BRÉON, F.-M.; CHURCH, J.; CUBASCH, U.; EMORI, S. et al. Technical summary. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2013. p. 33–115. Citado 2 vezes nas páginas 19 e 20.

- TACHIKAWA, T.; HATO, M.; KAKU, M.; IWASAKI, A. Characteristics of aster gdem version 2. In: IEEE. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*. [S.l.], 2011. p. 3657–3660. Citado na página 50.
- TACHIKAWA, T.; KAKU, M.; IWASAKI, A.; GESCH, D. B.; OIMOEN, M. J.; ZHANG, Z.; DANIELSON, J. J.; KRIEGER, T.; CURTIS, B.; HAASE, J. et al. *ASTER global digital elevation model version 2-summary of validation results*. [S.l.], 2011. Citado na página 50.
- TEDESCO, M. Special issue ‘remote sensing of the cryosphere’. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 111, n. 2, p. 135, 2007. Citado 3 vezes nas páginas 33, 40 e 41.
- TOGGWEILER, J. Shifting westerlies. *Science*, v. 323, n. 5920, p. 1434–1435, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 30.
- USGS. *Landsat 5 TM*. 2016. Website. http://landsat.usgs.gov/about_landsat5.php. Citado na página 49.
- VALLE, H. F. del; BLANCO, P. D. Indicadores espectrales del rango de las microondas para la evaluación y monitoreo de la erosión eólica. *Indicadores de la desertificación para América del Sur. IICA-BID, Mendoza, Argentina*, p. 65–84, 2006. Citado na página 102.
- VARGAS, J. G.; GIESECKE, R.; GONZÁLEZ, H. Variabilidad del anticiclón del pacífico sur y su relación con la oscilación decadal del pacífico: Implicancias oceanográficas a lo largo de la costa centro-norte de Chile. 2012. Citado na página 29.
- WARREN, C.; ANIYA, M. The calving glaciers of southern south America. *Global and Planetary Change*, Elsevier, v. 22, n. 1, p. 59–77, 1999. Citado 5 vezes nas páginas 27, 37, 38, 39 e 102.
- WHITE, I. D.; MOTTERSHEAD, D. N.; HARRISON, S. J.; HARRISON, S. *Environmental systems: an introductory text*. [S.l.]: Psychology Press, 1998. Citado na página 34.
- ZENG, Q.; CAO, M.; FENG, X.; LIANG, F.; CHEN, X.; SHENG, W. Study on spectral reflection characteristics of snow, ice and water of northwest China. *SCIENTIA SINICA SERIES B-CHEMICAL BIOLOGICAL AGRICULTURAL MEDICAL & EARTH SCIENCES*, SCIENCE PRESS 16 DONGHUANGCHENGGEN NORTH ST, BEIJING 100717, PEOPLES R CHINA, v. 27, n. 6, p. 647–656, 1984. Citado na página 42.