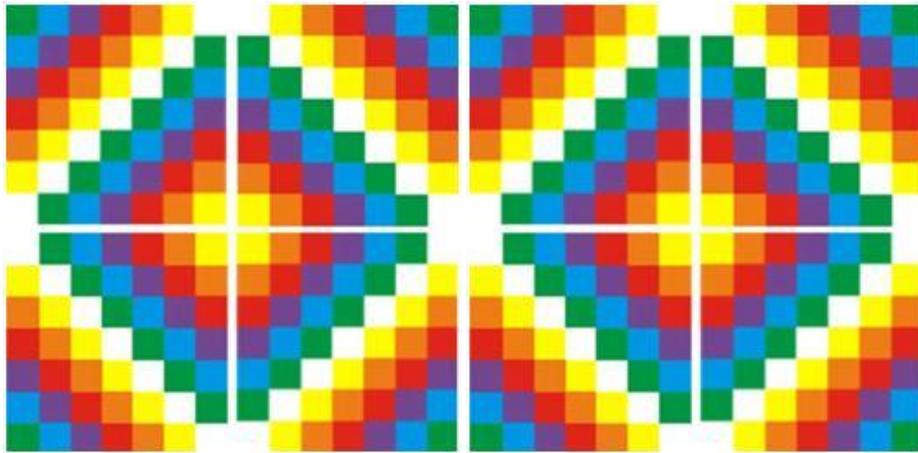




Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências
Geologia Marinha

Ana Maria Sanches

**VARIAÇÕES NA EXTENSÃO DA COBERTURA DE GELO DO
NEVADO COLOLO, BOLÍVIA.**



Porto Alegre

2013



Ana Maria Sanches

**VARIAÇÕES NA EXTENSÃO DA COBERTURA DE GELO DO
NEVADO COLOLO, BOLÍVIA.**

Dissertação apresentada como requisito parcial
para a obtenção para a obtenção do título de
Mestre em Geociências.

Orientador:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões,

Banca Examinadora

Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Profa. Dra. Katia Kellem da Rosa

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer

Porto Alegre

2013

Sanches, Ana Maria

Variações na extensão da cobertura de gelo do Nevado Cololo, Bolívia. / Ana Maria Sanches. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2013.
[92f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientação: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

1. Geleiras tropicais. 2. Andes. 3. Nevado Cololo. 4. Normalized Difference Snow Index- NDSI. 5. Modelo Digital de Elevação - MDE. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

*Dedico esta dissertação
à minha avó,
Maria Carmelina Gomes Sanches.
Que ela mesma possa ler esta
dedicatória em breve.
E à minha mãe,
Analia Sanches Dorneles.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões pela orientação e pelo apoio dado ao desenvolvimento desta dissertação. Pelo amplo acesso as estruturas do Centro Polar e Climático–CPC e do Instituto de Geociências–IGEO. Pela oportunidade de colaborar e acompanhar a Expedição Criosfera 2011/2012 até Punta Arenas.

Ao Prof. Me. Luiz Felipe Velho, pelas orientações, pelas correções, pelas perguntas, pelas provocações, pelos debates e pela amizade.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências–PPGGEO, em especial ao professor Elírio Ernestino Toldo Jr., coordenador do programa durante o desenvolvimento desta dissertação. Ao secretário Roberto M. Pereira, à assistente administrativa Letícia M. Barbosa e aos bolsistas, agradeço pela atenção e dedicação aos estudantes do PPGGeo.

Ao PPGGeo pelos recursos durante o período inicial, realizado sem bolsa, e pelo empenho em garantir bolsas a todos os pós-graduandos do programa. Agradeço ao INCT da Criosfera pela bolsa DTI-3/CNPq concedida durante 6 meses do mestrado.

Ao Programa de Formação de Recursos Humanos da Petrobras–PRHPB-15 e a Petrobras pela bolsa e outros recursos destinados ao desenvolvimento desta dissertação. Agradeço ao Coordenador do Programa, Jair Weschenfelder, e a professora visitante, Luana Portz, pela atenção, preocupação e dedicação ao PRHPB-15 e seus bolsistas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgicas e Materiais–PPG3M e ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto–PPGSR pela oportunidade de cursar algumas de suas disciplinas. Em especial agradeço aos professores, João Felipe Coimbra Leite Costa e Vitor Haertel pelos ensinamentos e paciência em responder as constantes dúvidas. Agradeço aos pós-graduandos do Laboratório de Pesquisa Mineral e Planejamento Mineiro – LPM, em especial ao Ricardo Hundelshausen, Diego M. Marques e Vanessa Koppe pelo auxílio teórico e prático.

Ao colega Rafael da Rocha Ribeiro pelos dados cartográficos.

Ao colega Denilson R. Viana pelos dados climatológicos.

Ao Bolívar Sanches, meu irmão, e ao Orides Francisco de Oliveira, meu pai, pela ajuda com as figuras e debates sobre os desenhos técnicos.

A professora Eliana Lima da Fonseca e ao Prof. Luis Rios de Moura Baptista, pelas colaborações conceituais. Talvez eles nem se lembrem dessas conversas, mas elas fizeram muita diferença pra mim.

Ao colega Ildo Parnow, por manter a estação de trabalho em condições e por garantir a atualização dos programas.

Aos colegas da Associação de Pós-Graduandos da UFRGS, juntos na luta pelo reconhecimento e ampliação dos direitos pós-graduandos.

Aos colegas docentes e discentes da Câmara de Pós-Graduação (CAMPG) que muito me ensinaram sobre a Universidade durante o período que fui representante discente (2011-2012).

À funcionária Mariléa Hackbart Brasil por manter o ambiente de trabalho limpo.

À Ingrid Linck por ter me apresentado ao gelo marinho.

Aos amigos do CPC: Éder Maier, Ingrid Linck, Gerson Galli, Claudia Uchoa, Kátia Kellem, Karina Petsch, Ulisses Bremer, Franciele Schwank Carlos, Juliana Costi, Claudio Willson Mendes Júnior, Francisco Aquino, Vagner da Silva Duarte, Anderson Figueiredo. Pelos auxílios teóricos e práticos, pelos mates, pelos cafés, pelas conversas aleatórias, pelas atividades recreativas, etc.

Agradeço a secretárias do CPC: Claudia Uchoa e Arianne Guedes. Pela dedicação e seriedade. E também pela amizade.

À minha família por me apoiar mesmo durante as minhas ausências. Em especial aos meus padrinhos Neli e Pereira. Foi “casereando e bombeando a criação” no sítio deles que eu estudei para prova de seleção no final de 2010.

À minha mãe, pelo amparo.

RESUMO

Este estudo apresenta padrões de flutuações das geleiras do Nevado Cololo, Bolívia, no período 1975–2011, determinado partir de dados orbitais, cartográficos e climáticos. As massas de gelo do Nevado Cololo são representativas das geleiras tropicais andinas que estão sujeitas a alternância entre condições atmosféricas úmidas (novembro-abril) e secas (maio-outubro) (*outer tropics*). Essa sazonalidade é determinada pela oscilação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e perturbada pelos eventos não sazonais do fenômeno ENOS. A fase positiva, o El Niño, contribui negativamente para o balanço de massa dessas geleiras e foi frequente no intervalo investigado. Esse trabalho usou imagens TM/Landsat-5 para determinar a cobertura de gelo em 1989, 1997, 2008 e 2011. Aplicando o *Normalized Difference Snow Index* (NDSI), que utiliza as características espectrais opostas das massas de gelo no visível e no infravermelho próximo, este trabalho delimitou as geleiras do Nevado Cololo. Utilizando as informações de carta topográfica foi obtido um *Modelo Digital de Elevação* (MDE), elaborado pela interpolação de pontos de elevação usando o método geoestatístico krigagem ordinária. As informações obtidas do sensoriamento remoto e da cartografia foram incorporadas a um Sistema de Informação Geográfica (SIG) para se obter parâmetros das geleiras. A análise da séries temporais de precipitação e temperatura usaram dados do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC)/NOAA, do *Climate Research Unit Time Series* (CRUTS)/*University of East Anglia* e de duas estações meteorológicas. Os dados climáticos não apresentam tendências estatisticamente significativas, mas há uma fraca redução da precipitação durante os meses de novembro, dezembro e abril, condições essa que podem indicar menor nebulosidade durante o verão. Em 2011 só restavam 48 das 122 geleiras identificadas em 1975. Geleiras pequenas (< 0,1 km²) com cotas máximas baixas foram as mais afetadas e atualmente não existem geleiras abaixo de 4.626 m a.n.m. A cobertura de gelo era de 24,77 ± 0,00032 km² em 2011, 42,02% menor do que em 1975. A perda superficial ocorreu em todas as vertentes, independente de orientação, mas as geleiras voltadas a leste foram mais afetadas. Mesmo a maior geleira do Nevado Cololo, face SW, perdeu 21,6% de sua área total e sua frente retraiu cerca de 1 km durante o intervalo de 36 anos. Proporcionalmente, houve o aumento do número de geleiras cuja declividade média está entre 30° e 40°. A redução da espessura gelo é atestada pela fragmentação de geleiras e afloramentos do embasamento em suas partes internas. A perda de massa dessas geleiras estudadas foi provavelmente causada pela intensificação dos processos de ablação.

Palavras-chave: geleiras tropicais; Andes; Nevado Cololo; Normalized Difference Snow Index–NDSI; Modelo Digital de Elevação–MDE.

ABSTRACT

This study presents fluctuations patterns for the Nevado Cololo glaciers, Bolivia, in the period 1975–2011, as determined from orbital, cartographic and climatic data. Nevado Cololo ice masses are representative of Andean tropical glaciers subjected to alternations of humid (November to April) and dry (May to October) (outer tropics) atmospheric conditions. This seasonality is determined by the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ) latitudinal oscillation and disturbed by the no seasonal ENSO phenomena. The positive phase, El Niño, contributes negatively to these glaciers mass balance and was frequent during the investigated time period. This work used TM/ Landsat-5 imagery to determine the ice cover in 1989, 1997, 2008 and 2011. Applying the Normalized Snow Difference Index (NDIS), which uses the opposite spectral characteristics of ice masses in the visible and near infrared region, this work delimited the Nevado Cololo glaciers. Based on information from a topographic chart, we obtained a Digital Elevation Model (DEM) using elevation points interpolated by the ordinary kriging geostatistical method. Information derived from remote sensing and cartographic sources was incorporated into a Geographic Information System (GIS) to obtain glaciers parameters. The analyses of precipitation and temperature time series used data from the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)/NOAA, the Climate Research Unit Time Series (CRUTS)/University of East Anglia and from two meteorological stations. Climatic data show no statistically significant trend, but there was a weak precipitation reduction during November, December and April months, a condition that may indicate low cloudiness during the summer. By 2011, there were only 48 of the 122 glaciers identified in 1975. Small glaciers (<0.1 km²) with low maximum elevations were most affected and currently there are no glaciers below 4,626 m asl. The ice covered 24.77 km² in 2011, 42.02% less than in 1975. Surface loss occurred in all slopes, regardless of orientation, but glaciers facing east were most affected. Even the largest glacier in Nevado Cololo, SW face, lost 21.6% of its total area and its front retreated about 1 km during the 36 years period. Proportionately, there was an increase in the number of glaciers whose average slope is between 30° and 40°. The ice thickness reduction is attested by glaciers break up and bedrock outcrops in its internal parts. These glaciers mass loss was probably caused by the intensification of ablation processes.

Keywords: tropical glaciers, Andes, Nevado Cololo; Normalized Difference Snow Index - NDSI, Digital Elevation Model - MDE

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização do Nevado Cololo.....	4
Figura 1.2. Fenômenos que podem desencadear o rompimento de lagos e lagunas proglaciais..	5
Figura 1.3. Paisagens andinas do centro e norte dos Andes.....	7
Figura 2.1. Principais fatores que controlam o desenvolvimento e as variações nos sistemas glaciais.....	8
Figura 2.2. Modelo idealizado da variação do balanço de massa nas principais zonas de uma geleira em relação às variações sazonais.....	10
Figura 2.3. Vetores de velocidade de deslizamento de uma geleira de vale em relação às duas zonas principais, a de acumulação e a de ablação (<i>vista superior</i>). (b) Componentes principais de fluxo de uma geleira de vale: A– deslizamento lateral e basal e B– deformação interna (<i>vista inferior</i>).	11
Figura 2.4. Zonas, ou <i>fácies</i> , de uma geleira.....	14
Figura 2.5. Delimitação das áreas de ocorrência de geleiras tropicais.....	15
Figura 2.6. Perfil leste-oeste da circulação atmosférica ao longo do Equador, a célula sobre o Oceano Pacífico é denominada Célula de Walker..	20
Figura 2.7. Principais rios da bacia Amazônica com nascentes em geleiras da Cordilheira dos Andes.....	21
Figura 3.1. Curvas de reflectância da neve, firm, gelo e gelo sujo (<i>esquerda</i>). Curvas de reflectância espectral da neve para diferentes granulometrias e localização das bandas TM sobrepostas (<i>direita</i>).....	25
Figura 3.2. Geleira Cololo (Cordilheira Apolobamba, Bolívia), área de 4,5 x 3,45 km destacada da cena HRC/CBERS-2B.....	31
Figura 3.4. Fluxograma de implementação <i>Erdas Modeler</i> utilizado para classificar a cobertura de gelo do Nevado Cololo.....	35
Figura 3.5. A definição do limiar para a criação da máscara de água se deu a partir da criação de um polígono de interesse criado sobre um lago proglacial na imagem de 2011 utilizando a banda 4. Considerando esse polígono, foram obtidas as principais estatísticas nas imagens NDWI para a determinação do limiar.	36

Figura 3.6. Detecção de bordas em setores com cobertura de nuvens, imagem TM de 2001. Vista superior: composição TM 432. Vista inferior: banda 5.	37
Figura 3.7. Partes constituintes do variograma (ou semivariograma).....	40
Figura 3.8. Localização dos pontos de elevação, obtidos da carta 1: 70 000, utilizados na interpolação sobre cena HRC/CBERS-2B.	41
Figura 3.9. Mapa de localização, histograma e sumário estatístico dos dados amostrais das elevações do Nevado Cololo. Os pontos foram exagerados para otimizar o contraste visual. ...	42
Figura 3.10. Variogramas das direções de maior (A) e menor (B) continuidade espacial e modelo teórico ajustado ao variograma (A).	43
Figura 3.11. Gráfico de dispersão dos valores verdadeiros e dos estimados.	43
Figura 3.12. Gráfico de dispersão dos valores estimados e dos resíduos para a checagem da não tendencionalidade do modelo.....	44
Figura 3.13. (A) pontos de elevação, (B) Erro: diferença entre o valor real e o estimado; (C) pontos de elevação estimados.	45
Figura 3.14. Resultado (A) e variância; (B) da Krigagem Ordinária dos pontos de elevação. ...	45
Figura 3.15. (A) Resultado da krigagem, definido no formato raster, com vetores de divisores de águas e pontos de elevação sobrepostos. (B) Visão em três dimensões com imagem TM e vetor de divisores de águas sobrepostos.....	46
Figura 3.16. Localização dos vértices da célula selecionada para a coleta de dados de temperatura e precipitação GPCC e CRUTS, das estações Charazani e Cojata e do Nevado Cololo.....	48
Figura 3.17. Série temporal da variação do índice multivariado ENSO 1950-2012 (http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/).	49
Figura 4.1. Distribuição das geleiras em função da área e da elevação média das mesmas, em 1975 (vermelho) e em 2011 (azul).	52
Figura 4.2. Extensão da cobertura de gelo do Nevado Cololo: 1975 (branco), 1989 (roxo), 1997 (rosa), 2008 (azul escuro) e 2011 (azul claro).....	53
Figura 4.3. Variação da frequência de áreas das pequenas geleiras.....	53
Figura 4.4. Frequência de ocorrência das geleiras do Nevado Cololo conforme a orientação em 1975 e 2011. Variação da área em relação a exposição (azimute) das geleiras.	54
Figura 4.5. Frequência da declividade média das geleiras do Nevado Cololo em 1975 e 2011.	55

Figura 4.6. Variações da frente da geleira Cololo durante entre 1975 e 2011.	56
Figura 4.7. GPCC, ID 2092: Variação das precipitações médias mensais de janeiro entre 1975 e dezembro de 2010.	57
Figura 4.8. Estação Charazani - 3659 m a.n.m, 15°11'43"S – 69°00'13" O, SENAMHI-BO: Variação das precipitações médias mensais de janeiro de 1979 a dezembro de 2011.	57
Figura 4.9. CRUTS, ID 2092: Variação das temperaturas (°C) médias mensais entre janeiro de 1975 e dezembro de 2009.....	58
Figura 4.10. Estação Cojata – 4.344 m n.m.m, 15°01'0" S – 69°21'20" W, SENAMHI-PE. Variação das temperaturas (°C) médias máximas e mínimas mensais de outubro de 2007 a outubro de 2012.....	59

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Características das bandas do sensor <i>Thematic Mapper</i> do Landsat 5.....	27
Tabela 3.2. Características da Câmara Pancromática de Alta Resolução – HRC.....	28
Tabela 3.3. Quadro resumo das principais aplicações do TM/Landsat para o mapeamento de geleiras.....	28
Tabela 3.4. Cena HRC/CBERS-2B.....	30
Tabela 3.5. Cenas TM/Landsat-5.....	32
Tabela 3.6. Principais programas utilizados neste estudo.....	32
Tabela 3.7. RMS resultante do corregristo das cenas TM/Landsat-5, 001-71, período 1990–2011, tendo por imagem de referência a cena de 1989 corregristada com a imagem de alta resolução do CBERS-2B.....	33
Tabela 4.1. Variação geral da superfície das elevações da cobertura de gelo do Nevado Cololo: 1975, 1989, 1997, 2008 e 2011.....	51
Tabela 4.2. Comparação das características médias das geleiras a leste e a oeste em 1975(A) e 2011(B).....	55

LISTA DE ABREVIATURAS

a.n.m.	<i>Acima do nível do mar</i>
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Relection Radiometer</i>
ASTERGDEM	<i>ASTER Global Digital Elevation Model</i>
CBERS	<i>Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres</i>
CCD	<i>Charge Coupled Device</i>
CO	<i>Cordilheira Oriental</i>
CRUTS	<i>Climatic Research Unit Time-series</i>
ENOS	<i>El Niño Oscilação Sul</i>
ETM+	<i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i>
GCP	<i>Ground Control Point</i>
GLIMS	<i>Global Land Ice Measurements from Space</i>
GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Centre</i>
HRC	<i>Câmara Pancromática de Alta Resolução</i>
IGM	<i>Instituto Geográfico Militar, Bolívia</i>
INPE	<i>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil</i>
KO	<i>Krigagem Ordinária</i>
LE	<i>Linha de equilíbrio</i>
MDE	<i>Modelo Digital de Elevação</i>
MSS	<i>Multispectral Scanner</i>
NCEP/NCAR Reanalysis	<i>National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research Reanalysis Project, EUA</i>

NIR	<i>Near-infrared</i>
ND	<i>Número Digital</i>
NDSI	<i>Normalized Difference Snow Index</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetal Index</i>
NDWI	<i>Normalized Difference Water Index</i>
PIG	<i>Pequena Idade do Gelo</i>
REM	<i>Radiação Eletromagnética</i>
RMS	<i>Erro Quadrático Médio (Root Mean Square)</i>
SENAMHI-BO	<i>Servício Nacional de Meteorología e Hidrología-Bolivia</i>
SENAMHI-PE	<i>Servício Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú</i>
SIG	<i>Sistema de Informação Geográfica</i>
SOI	<i>South Oscilation Index</i>
SPOT	<i>Satellite Pour l'Observation de la Terre</i>
SR	<i>Sensoriamento Remoto</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SWIR	<i>Short Wavelength Infrared (infravermelho de ondas curtas)</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
UNEP	<i>United Nations Environment Programme</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UTM	<i>Universal Transversa de Mercator</i>
VNIR	<i>Visible and near-infrared</i>
WGS84	<i>World Geodetic System 84</i>
WGMS	<i>World Glacier Monitoring Service</i>
ZCIT	<i>Zona de Convergência Intertropical</i>

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	iv
Resumo.....	vi
<i>Abstract</i>	vii
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tabelas.....	xi
Lista de Abreviaturas.....	xii
Sumário.....	xiv
1 Introdução.....	1
1.1. OBJETIVO GERAL.....	1
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
1.3. JUSTIFICATIVA.....	2
1.4. ÁREA DE ESTUDO.....	3
1.5. GELEIRAS TROPICAIS: RELEVÂNCIA AMBIENTAL.....	4
2 Mudanças climáticas e geleiras na Bolívia.....	8
2.1. ORIGEM E DINÂMICA DAS GELEIRAS.....	9
2.2. MORFOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO TÉRMICA DE GELEIRAS.....	12
2.3. GELEIRAS TROPICAIS.....	14
2.4. A GLACIAÇÃO NOS ANDES TROPICAIS.....	16
2.4.1. ORIGEM DAS PRECIPITAÇÕES DA CORDILHEIRA ORIENTAL.....	18
2.4.2. IMPACTOS DOS CICLOS EL NIÑO.....	19
2.4.3. A INSERÇÃO DAS GELEIRAS DA CORDILHEIRA ORIENTAL NO CICLO HIDROLÓGICO.....	20
3 SENSORIAMENTO Remoto aplicado ao estudo de geleiras tropicais.....	23
3.1. O COMPORTAMENTO ESPECTRAL DAS MASSAS DE GELO.....	24
3.1.1. APLICAÇÃO DAS IMAGENS LANDSAT E CBERS À GLACIOLOGIA.....	26
3.2. MATERIAIS.....	29
3.2.1. DADOS CARTOGRÁFICOS.....	29

3.2.2.	DADOS ORBITAIS.....	30
3.2.2.1.	CÂMARA PANCRÔMÁTICA DE ALTA RESOLUÇÃO – HRC/CBERS-2B	30
3.2.2.2.	<i>THEMATIC MAPPER/LANDSAT-5</i>	31
3.3.	MÉTODOS	32
3.3.1.	PRÉ-PROCESSAMENTO.....	33
3.3.2.	PROCESSAMENTO	34
3.3.2.1.	NDSI – <i>NORMALIZED-DIFFERENCE SNOW INDEX</i>	34
3.3.2.2.	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO.....	37
3.3.3.	PÓS-PROCESSAMENTO.....	46
3.4.	VARIÁVEIS CLIMÁTICAS NA REGIÃO DO NEVADO COLOLO	46
3.4.1.	MATERIAIS E MÉTODOS	47
4	Resultados e Discussões.....	50
4.1.	RESULTADOS	50
4.1.1.	INCERTEZAS E LIMITAÇÕES DAS ANÁLISES DOS DADOS DE SR	50
4.1.2.	VARIAÇÕES DA COBERTURA DE GELO DO NEVADO COLOLO.....	51
4.1.3.	ANÁLISE DOS DADOS CLIMATOLÓGICOS	56
4.2.	DISCUSSÕES.....	59
5	Conclusões	63
5.1.	METODOLOGIA UTILIZADA.....	63
5.2.	VARIAÇÕES NO NEVADO COLOLO	63
	Referências.....	66

1 INTRODUÇÃO

As geleiras tropicais são de grande importância para as bacias hidrográficas às quais pertencem, influenciando o clima, a biota e o modo de vida das populações adjacentes. É fundamental conhecer as dinâmicas envolvidas e as suas conexões com os demais sistemas para a elaboração de cenários ambientais. No entanto, essas geleiras localizam-se em altas altitudes, em setores do relevo que frequentemente são de difícil acesso. Como os dados de campo são restritos a poucas geleiras, a cobertura global, obtida por distintos satélites, representa uma oportunidade para o desenvolvimento de metodologias capazes de mensurar o balanço de massa de geleiras localizadas nas mais diferentes regiões do planeta (Williams Jr. *et al.*, 1991). Essa tecnologia é limitada frente às características complexas dos ambientes, mas pode ampliar o entendimento das geleiras tropicais. As vantagens e os desafios dessas investigações serão discutidos neste trabalho através da aplicação de métodos que visam caracterizar os aspectos morfodinâmicos e as extensões das áreas glaciadas no Nevado Cololo (14°50' S, 69°06' W) utilizando dados cartográficos e de Sensoriamento Remoto (SR).

A Cordilheira Oriental (CO) se estende desde a latitude 14°37' S, no Peru, até 17°04' S, na Bolívia, e tem suas vertentes voltadas à planície Amazônica e ao altiplano andino. Nessa região da América do Sul estão 99% das geleiras tropicais do mundo e a retração dessas massas de gelo foi notória nas últimas três décadas do século XX (Kaser e Osmaston, 2006). Em 1975 foram inventariadas 135 geleiras, incluindo as manchas de neve, cobrindo uma área de 43,072 km² em território boliviano (Jordan, 1990; Jordan, 1999). Propõe-se neste trabalho aprofundar o estudo sobre a região Cololo, que é representativa das condições da Cordilheira Oriental, pela análise de dados cartográficos e de sensores ópticos combinados em um Sistema de Informação Geográfica (SIG) para determinar de variações da cobertura de gelo do Nevado Cololo no período de 1975–2011.

1.1. Objetivo Geral

Identificar variações nas geleiras do Nevado Cololo entre 1975 e 2011, usando técnicas de Sensoriamento Remoto, para a caracterização glaciomorfológica e a obtenção de parâmetros das principais massas de gelo.

1.2. Objetivos Específicos

- Determinar variações nas frentes das geleiras utilizando série temporal de dados de SR de média resolução espacial;
- Determinar Modelo de Elevação (MDE) para a área de estudo;
- Obter dados relativos às elevações média, máxima e mínima, área, extensão e aspecto das geleiras;
- Correlacionar a retração glacial com dados de precipitação e temperatura.

1.3. Justificativa

A importância das áreas cobertas por gelo decorre principalmente de seu papel como reserva de água doce e da observação de que geleiras variam em extensão, recuando e avançando em resposta às variações climáticas, representando risco potencial aos habitantes de regiões alpinas e costeiras (Leppäranta e Granberg, 2010). Assim, a retração das massas glaciais tropicais evidencia mudanças climáticas em curso. As geleiras da CO respondem a alterações como a elevação da temperatura da troposfera, modificação do padrão de precipitações e a ocorrência de fenômenos El Niño/La Niña, buscando equilibrar seu balanço de massa, o que pode ser verificado pela retração ou avanço das frentes das geleiras e da elevação ou abaixamento da altitude da linha de equilíbrio.

A retração das geleiras tropicais vem sendo observada em diversos estudos que relatam a aceleração dos processos de ablação ao longo do século XX (Francou *et al.*, 2005; Kaser e Osmaston, 2006; Mark, 2009; Ramírez, 2008; Chevallier *et al.*, 2011; etc.). Assim, para os Andes tropicais faz-se necessário detalhar o comportamento das geleiras considerando aspectos geomorfológicos e climáticos, bem como a repercussão sobre o ciclo hidrológico e aporte sedimentar para as bacias adjacentes.

O abastecimento de águas para consumo humano, dessedentação animal, irrigação e obtenção de energia do altiplano está condicionado à oferta de chuvas e ao aporte de água das geleiras, que regulam o fluxo durante os períodos secos (Morales-Arno, 1999; Mark, 2009; Ramírez *et al.*, 2011). Estudos nas geleiras Tuni e Condoriri, Cordilheira Real (15°45'–16°40' S e 67°40'–68°34' W), apontam que as alterações climáticas influem no balanço das geleiras, impactando a regulação das bacias hidrográficas que abastecem cidades como El Alto e La Paz (Ramírez, 2008). Estes são os maiores centros urbanos da Bolívia e têm juntos 1.552.156 habitantes, conforme o censo de 2001¹ (INE, 2012). Deve-se considerar também que a retração

¹ Um novo censo foi realizado em 2012.

glacial está associada a desastres naturais que causam riscos às populações como o rompimento de lagos proglaciais e avalanchas (Kaser e Osmaston, 2006; Arigony-Neto *et al.*, 2009; Fujita *et al.* 2012). Dessa forma, fatores regionais como o aspecto e a orientação das geleiras são importantes para a compreensão do comportamento e evolução dessas massas de gelo e, conseqüentemente, auxiliam no planejamento territorial.

As precipitações sobre a região tem sua gênese nas águas do oceano Atlântico e na floresta Amazônica. A bacia do rio Amazonas, que tem algumas das suas nascentes neste sistema montanhoso, compreende uma área de cerca de 6 milhões de km² com problemas ambientais como incêndios, desmatamento, biopirataria, garimpos ilegais, despejos de resíduos tóxicos, etc. (Riccomini *et al.*, 2003; Kusky, 2005). Assim, o ambiente glacial existente na CO está conectado à floresta e ao Oceano Atlântico numa complexa teia que envolve dinâmica climática, ciclo hidrológico e fluxo de sedimentos.

1.4. Área de estudo

O Nevado Cololo (14°50'S, 69°06' W) faz parte do sistema de montanhas denominado Cordilheira Apolobamba, que inclui ainda as regiões Chaupi Orko (14°40' S, 69°10' O) e Ulla Khaya (15°00' S, 69°03' O). Esta região montanhosa dos Andes faz parte da Cordilheira Oriental e é separada da Cordilheira Ocidental por uma bacia sedimentar denominada Altiplano. O Altiplano é um platô com cerca de 170.000 km² e altitude média de 3600 m acima do nível médio do mar (a.n.m.) (Kusky, 2005). Parte dessa bacia está nos Andes peruanos e outra na Bolívia. No norte do Altiplano encontramos o maior lago de altitude do planeta, o Lago Titicaca. A vegetação é esparsa e ao sul podemos encontrar salares dispersos, os maiores são os salares Coipasa e Uyuni.

A Cordilheira Apolobamba abriga a maior cobertura de gelo contínua da Bolívia, com cerca de 220 km² em 1980, e que tem sido afetada pela elevação da temperatura da atmosfera resultando em riscos que não são conhecidos pelas populações (Hoffmann e Weggenmann, 2011). Está situada dentro da Área Natural de Manejo Integrado Nacional Apolobamba (14°40' – 15°10' S e 68°30' – 69°20' W), onde atualmente a vicunha é manejada comercialmente pelas populações locais (SERNAP, 2012). Essa área de proteção de interesse nacional foi inicialmente criada como Reserva Nacional da Biosfera Ulla Ulla, fundada em 1972 e reconhecida pela UNESCO em 1977, para proteger os bandos de vicunhas, espécie que estava à beira da extinção na época (< 5000 vicunhas na Bolívia) (Ochoa, 2009). Incorpora os distintos ecossistemas andinos (puna, páramo, floretas de montanha, vales secos interandinos e floresta tropical) desde a cota de 800 m a.n.m. até os 6.000 metros, com permanência e participação das comunidades nativas (Hoffmann, 2012).

A região do Nevado Cololo tem cerca de 20 km de extensão e 13 km de largura e dá origem a cursos d'água da bacia endorréica do Altiplano, como o rio Suches, e da bacia amazônica, como os rios Pelechuco (nordeste) e Punte (sudeste) (Figura 1.1). Em 1975 foram contabilizadas 135 geleiras num total de 43,072 km², dessas 13 eram identificadas como manchas de neve (*snow patch*) (Jordan, 1990; Jordan, 1999).

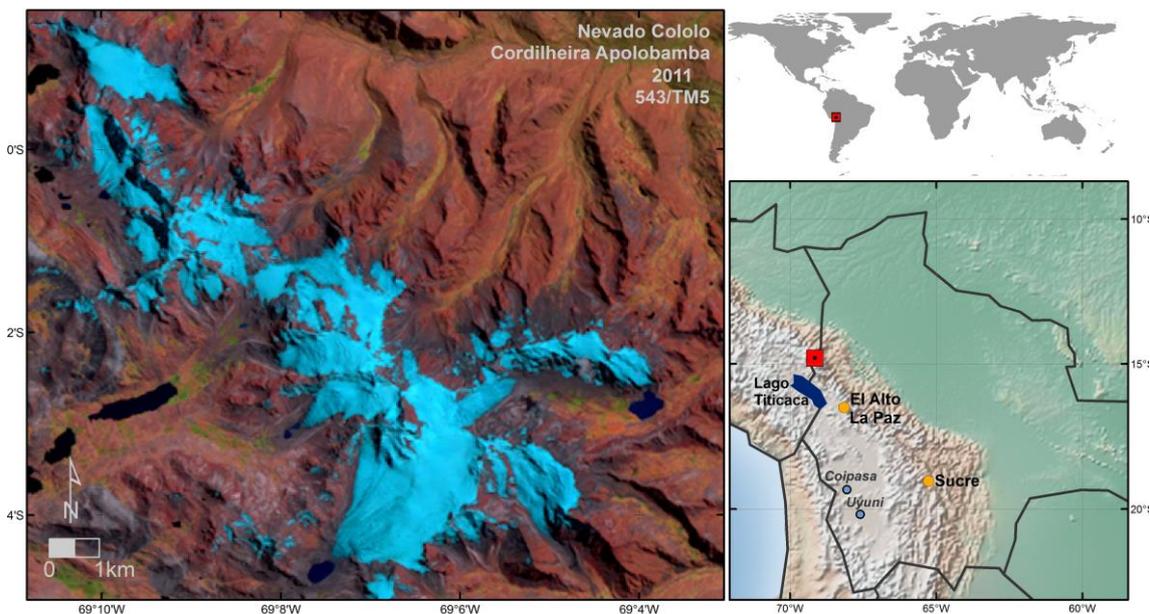


Figura 1.1. Localização do Nevado Cololo.

1.5. Geleiras Tropicais: relevância ambiental

A ocorrência das geleiras tropicais está associada a altas altitudes da América do Sul, África e sudeste da Ásia. As geleiras asiáticas estão restritas a Cordilheira da Nova Guiné (04°04'43" S – 137°09'30" E, Papua, Indonésia) e, atualmente, restam remanescentes de uma pequena capa de gelo no pico Puncak Jaya. Não existem dados glaciológicos regulares, as estimativas de retração são baseadas em dados históricos, fotografias aéreas e imagens de satélite (Allison e Peterson, 1999). No final do século XX as geleiras da Papua, antiga Irian Jaya, tinham cerca de 3 km² (UNEP e WGMS, 2008). No leste da África, geleiras podem ser encontradas nas montanhas Ruwenzori (0°22'59" N – 29°53'52" E), Monte Kenya (0°09'03" S – 37°18'27" E) e Kilimanjaro (3°03'55" S – 37°21'32.67" E). A retração dessas geleiras é bastante documentada e, hoje, estão extremamente reduzidas (Young e Hastenrath, 1999). Cerca de 99% das geleiras tropicais estão nos Andes, 70% no Peru e as demais na Venezuela, Equador, Colômbia e Bolívia (Kaser e Osmaston, 2006).

A imensa maioria das geleiras tropicais está na América do Sul e, por isso, onde a retração verificada tem maior impacto humano. A escassez hídrica e o rompimento de lagos de degelo e o consequente fluxo de materiais estão entre os principais problemas decorrentes (Kaser e Osmaston, 2006; Ramírez, 2008; Arigony-Neto *et al.*, 2009; Mark, 2009; Chevallier *et al.*, 2011). As geleiras fazem parte do universo cultural de diversos povos e são importantes fontes de água, principalmente durante o período seco (UNEP e WGS, 2008). Além disso, a redução das massas de gelo tropicais é uma importante evidência de que alterações do clima estão em curso (Vuille *et al.*, 2008; UNEP e WGS, 2008; Thompson *et al.*, 2011). A necessidade de compreensão dos ambientes glaciais tropicais pode ser pensada a partir de três temáticas principais: i) obtenção de informações climáticas pretéritas; ii) fonte de recursos hídricos; e iii) simbiose com sistemas biológicos.

As geleiras são fontes de água para as populações andinas, podem ser percebidas como recursos hídricos indispensáveis no abastecimento das populações, na irrigação agrícola, na indústria e na geração de energia elétrica (Morales-Arno, 1999; Ramírez, 2008). Também, a instabilidade de geleiras em áreas montanhosas acarreta em perigos potenciais como avalanches, rompimento de lagos proglaciais (*jökulhlaps*; *lake outburst floods*) e as decorrentes enchentes (*las crescientas*) que alteram a paisagem através do de processos de erosão/transporte e preocupam as populações que vivem nas terras abaixo de grandes montanhas glaciadas (Oerlemans, 2001; Kaser e Osmaston, 2006; Pellika e Rees, 2010; Fujita *et al.*, 2012). Lagos glaciais geralmente são represados por materiais detriticos de morainas e/ou pedaços de gelo em decomposição (gelo morto - *dead ice*), estes materiais podem ser afetados pela entrada abrupta de materiais das áreas adjacentes, tais como blocos de rochas e avalanches, que causam o rompimento da represa (Figura 1.2) (Hoffmann e Wegennmann, 2011; Fujita *et al.*, 2012; Hoffmann, 2012;). O lago é drenado abruptamente destruindo o que estiver em seu caminho.

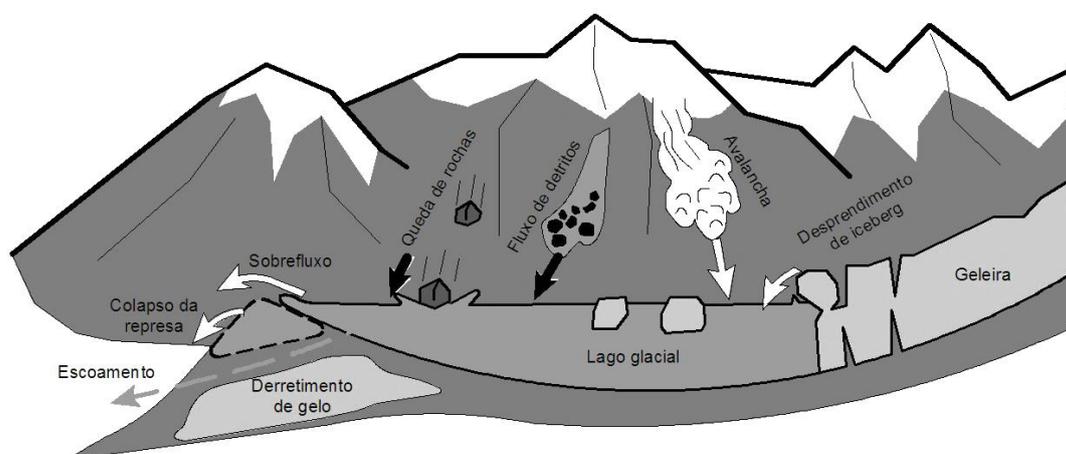


Figura 1.2. Fenômenos que podem desencadear o rompimento de lagos e lagunas proglaciais. Modificado de Fujita *et al.* (2012).

A retração das geleiras da Cordilheira Apolobamba originou lagos de diversos tamanhos e que são represados por material detrítico e que representam perigo para as infraestruturas e populações encontradas em cotas mais baixas (Hoffmann e Weggenmann, 2011). O primeiro caso documentado de eventos de fluxos repentidos causados pelo rompimento de barreiras de lagos na Bolívia ocorreu em 2009 na Cordilheira Apolobamba (Apaza Ticona, 2009 e Hoffmann, 2009 *apud* Hoffmann e Weiggenmann, 2011). Em novembro de 2009 houve o rompimento de um lago represado por gelo localizado nas montanhas acima da vila de Keara, município de Pelechuco ($14^{\circ}49'11''$ S – $69^{\circ}04'18''$ W), que arrasou plantações de batatas, rebanhos e pontes com a passagem repentina de uma violenta massa de água e detritos (Hoffmann, 2012).

Ambientes de altitude limitam a migração de novas espécies e, associado a condições de temperatura e pressão baixas, chuvas irregulares, vento e a presença de geleiras, favorecem a especiação (IRD, 2012). As condições climáticas impostas às montanhas e ao altiplano propiciaram que se estabelecessem ecossistemas adaptados à sazonalidade e distribuição das precipitações (Figura 1.3). A Puna Úmida se estende do norte do Peru até o centro da Cordilheira Oriental boliviana, desde os 2000 m aos 6000 m de altitude. Os banhados (*humedales*) existentes na Puna Úmida mantêm a cobertura vegetal mesmo durante os períodos mais secos. São importantes reservatórios de água para as populações e, principalmente, para o pastoreio extensivo. As espécies associadas a essa paisagem dependem do bom estado destes banhados e estes, por sua vez, da água liberada pelas geleiras (Martínez *et al.*, 2009). Como a precipitação decresce de noroeste para sudeste, do centro da CO para o sul da Bolívia predominam condições áridas com grande influência dos grandes salares do altiplano onde se estabelece a Puna Xerofítica.

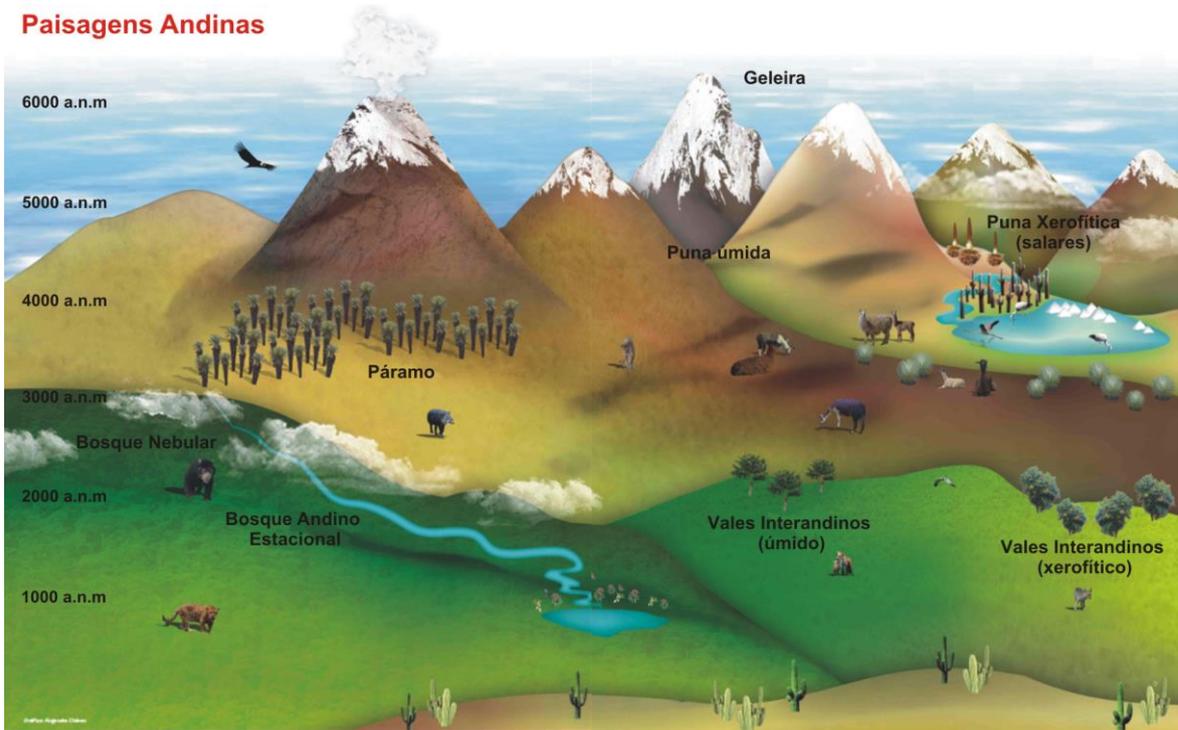


Figura 1.3. Paisagens andinas do centro e norte dos Andes. Modificado de Martínez *et al.* (2009).

O IRD (2012) destacou pesquisa² sobre insetos endêmicos, entre eles bioindicadores de qualidade da água, associados a ambientes de montanha no Ártico, nos Alpes e nos Andes. Segundo esse estudo, até 40% das espécies que habitam os cursos de água de degelo vão desaparecer como resultado da retração das geleiras. Os ecossistemas associados à Puna são ambientes altamente especializados e que abrigam espécies únicas e que estão ameaçadas pelo rápido retrocesso das geleiras andinas.

² JACOBSEN, D.; MILNER, A.M.; BROWN, L.E.; DANGLES, O. 2012. *Biodiversity under threat in glacier-fed river systems*. **Nature Climate Change**. Doi:10.1038/nclimate1435.

2 MUDANÇAS CLIMÁTICAS E GELEIRAS NA BOLÍVIA

Geleiras ocorrem em altas, médias e baixas latitudes variando em amplitude conforme a interação de condições climáticas, topográficas e geográficas (Figura 2.1). A existência de elevadas cadeias montanhosas é fundamental para a manutenção das geleiras nas baixas e médias latitudes. Entre as massas glaciais associadas a cadeias montanhosas estão as geleiras dos Alpes, as mais conhecidas e estudadas (Kaser e Osmaston, 2006). Nesse sentido, as geleiras alpinas servem de referência a diversos estudos desenvolvidos em outras regiões elevadas, *e.g.* Andes, Himalias, Rochosas, etc. Entretanto, as geleiras encontradas nas regiões tropicais são condicionadas por fatores climáticos distintos dos que aquelas que ocorrem em regiões montanhosas das altas e médias latitudes, o que define dinâmicas inter e periglacial distintas. Do ponto de vista glaciológico, a insolação e as condições térmicas e de umidade são importantes para a caracterização das geleiras tropicais (Kaser e Osmaston, 2006).

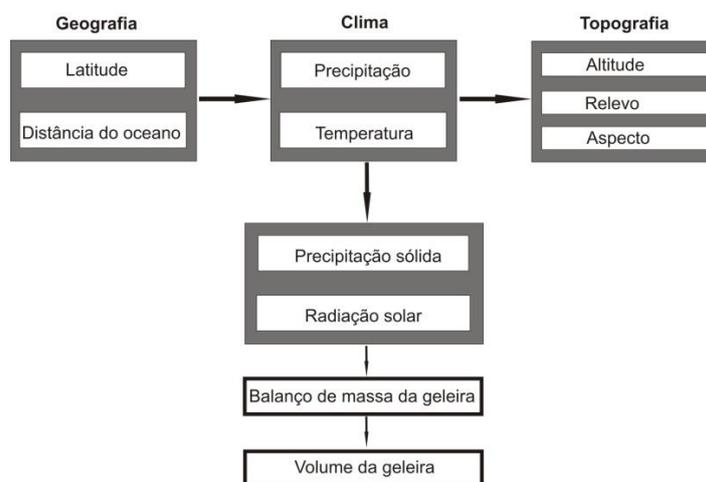


Figura 2.1. Principais fatores que controlam o desenvolvimento e as variações nos sistemas glaciais. Modificado de White et al. (1992).

Distintas massas de gelo são encontradas em toda a extensão andina, com comportamentos variados frente às mudanças climáticas. De fato, as altas altitudes possibilitam a ocorrência de geleiras mesmo próximas a linha do equador e existem vestígios de que já foram mais amplas. Com exceção de algumas geleiras da Patagônia e da Terra do Fogo, a cobertura de gelo da AS apresenta retração das frentes glaciais generalizada desde a Pequena Idade do Gelo (PIG) (UNEP e WGS, 2008).

Neste capítulo são discutidas as condições que dão origem as geleiras, de que forma podemos classificá-las e as características das geleiras tropicais, com ênfase nas que ocorrem na Bolívia. Estudos sobre geleiras tropicais da Ásia e África e de outras áreas glaciadas da América

do Sul são indicados nas referências (por exemplo, Marquez *et al.*, 1995; Unep e WGS, 2008; Casassa *et al.*, 2009).

2.1. Origem e dinâmica das Geleiras

Geleiras são construídas pela acumulação de neve, que gradualmente metamorfoziza-se em *firm*, a neve que permaneceu pelo menos um verão, e posteriormente em gelo, e que fluem por ação da gravidade. Esse processo ocorre pela compactação devido ao peso das camadas sobrepostas. Neve e gelo são formações cristalinas com simetria hexagonal, mas que podem assumir uma variedade incontável de formas. O gelo de geleira se forma pela recristalização da neve durante processos de metamorfismo, e em sítios mais amenos pelo derretimento e recongelamento da neve superposta ao gelo, congelamento da chuva, condensação e congelamento do ar saturado na forma de geada (Hambrey, 1994). O resultado é um depósito laminado, que gradualmente vai da neve superficial para o gelo, e que com o incremento da profundidade, vai ficando transparente com a contração das bolhas de gás. A razão dessa crescente transparência é a redução da quantidade da interface ar/gelo por unidade de volume (Leppäranta e Granberg, 2010). Além de gelo e ar, geleiras incorporam substâncias trazidas pela chuva, pela erosão do substrato devido ao fluxo da geleira, e pelo transporte de longa distância de materiais terrestres pelo vento (Leppäranta e Granberg, 2010).

Uma geleira se forma sempre que houver condições de permanência da neve por tempo suficiente para a metamorfozização em gelo. Durante o processo de metamorfismo da neve sua densidade aumenta. A densidade da neve recém depositada é apenas $0,05 \text{ g cm}^{-3}$, o *firm* já tem $0,4 \text{ g cm}^{-3}$, o gelo de geleira $0,83\text{--}0,91 \text{ g cm}^{-3}$, e o gelo puro (água congelada) $0,92 \text{ g cm}^{-3}$ (Hambrey, 1994). À medida que os cristais de neve depositados aleatoriamente contendo espaços cheios de ar se metamorfizam, formam-se cristais deixando as bolhas de ar no espaço intergranular e a densidade vai aumentando com o aumento da espessura e o tempo.

Geleiras podem ser divididas em duas zonas. À região onde temos o adição de matéria chamamos zona de acumulação e à região da geleira onde predominam processos de perda, principalmente fusão, denominamos zona de ablação (Figura 2.2). Estas duas zonas são separadas pela linha de equilíbrio (LE), que conecta os pontos onde o balanço de massa da geleira é nulo (zero). A LE é um importante parâmetro a ser mensurado, pois a sua altitude varia em resposta a alterações climáticas. No entanto, a LE é um conceito matemático e não pode ser observado diretamente (Orlemans, 2001). A razão entre área da zona de acumulação e a área da zona de ablação indica o balanço de massa da geleira (Dyurgerov *et al.*, 2009).

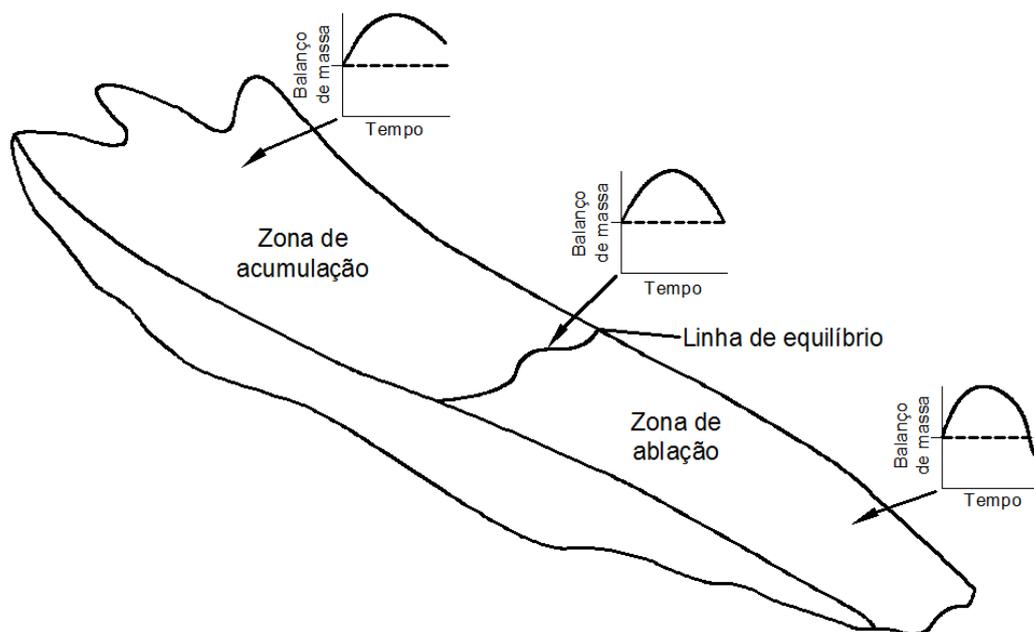


Figura 2.2. Modelo idealizado da variação do balanço de massa nas principais zonas de uma geleira em relação às variações sazonais. Adaptado de Cuffey e Paterson (2010).

Do ponto de vista prático, a LE geralmente é mais ou menos coincidente com a linha de neve, que é a faixa que separa as áreas onde a neve caída desaparece no verão das áreas nas quais a neve permanece durante todo o ano (Simões, 2004). No inverno, antes de iniciar a ablação, praticamente toda a geleira está na zona de acumulação e no verão, no final do ano hidrológico, a área de acumulação alcança sua menor dimensão. O fim do ano hidrológico é o momento quando a maior quantidade de neve do inverno anterior tenha derretido (a área de ablação está no seu máximo) e ainda não houve nova precipitação de neve. Os levantamentos das zonas de uma geleira são normalmente efetuados no final do desse período quando a cobertura de neve na geleira e arredores é mínima (Pellika e Rees, 2010). No entanto, para as geleiras tropicais a distribuição dos períodos de acumulação e ablação se dá de forma diferente das geleiras das médias e altas latitudes. Essas tem seu período de deposição associado ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que transporta grandes quantidades de umidade durante o verão.

A fusão é o principal mecanismo de perda de massa das geleiras não polares, mas também pode ser resultado de processos de sublimação, comum em geleiras tropicais (Kaser e Osmaston, 2006). Também pode ocorrer perda de matéria através do vento que sopra neve além da superfície glaciária e partes da geleira podem se desintegrar através de desprendimentos e avalanchas (Pellika e Rees, 2010).

Uma geleira flui mais rapidamente no centro e próximo a superfície comparado com o fluxo nas laterais e no fundo da geleira (Figura 2.3). O movimento da geleira e a variação da

velocidade de fluxo dentro da geleira entre o centro e as laterais originam fendas radiais na sua superfície (Pellika e Rees, 2010). Muitas geleiras possuem um deslizamento mais eficiente, pois se movem sobre uma película de água na interface gelo/rocha, onde a geleira está no ponto de fusão sob pressão, que reduz o atrito com o embasamento (White *et al.*, 1992). A velocidade da geleira é um importante parâmetro a ser monitorado, pois reflete o ganho de massa na zona de acumulação. Quanto maior o ganho de massa na área de acumulação mais rápido a geleira flui.

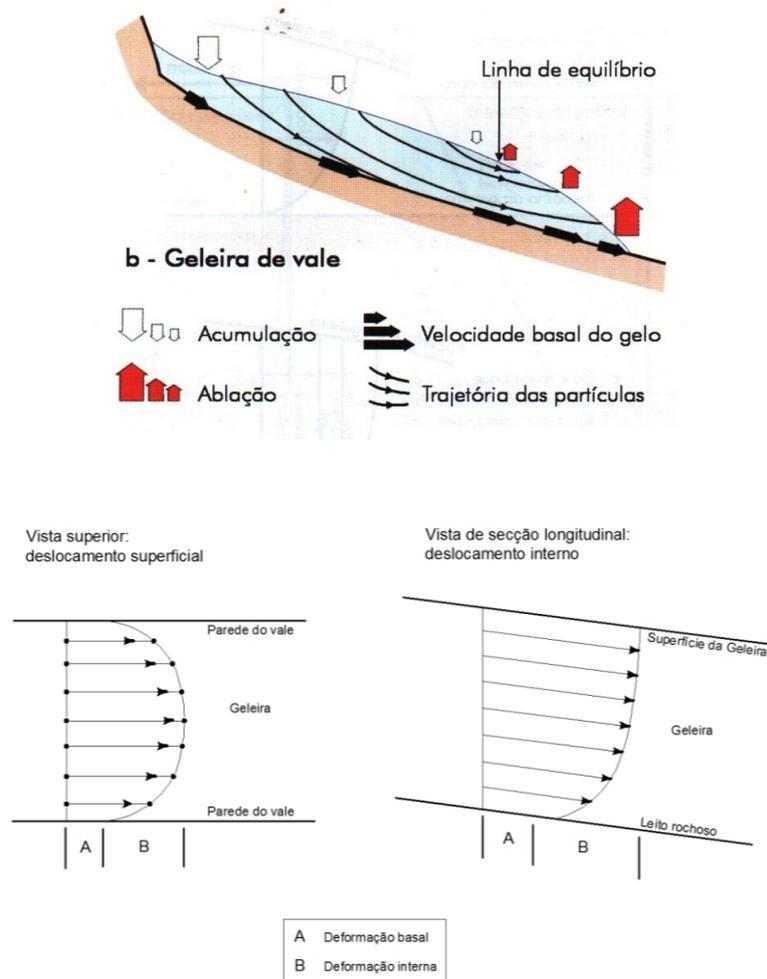


Figura 2.3. Vetores de velocidade de deslizamento de uma geleira de vale em relação às duas zonas principais, a de acumulação e a de ablação (Rocha-Campos e Santos, 2003) (*vista superior*). (b) Componentes principais de fluxo de uma geleira de vale: A– deslizamento lateral e basal e B– deformação interna (Hambrey, 2004) (*vista inferior*).

O padrão de movimento de uma geleira pode ser observado na superfície através de marcadores e de feições características. A deformação interna também pode ocorrer ao longo de planos de cisalhamento que resultam com aumento ou diminuição na velocidade a jusante e que é frequentemente relacionada com mudanças na topografia (White *et al.*, 1992). A diminuição da seção transversal do canal onde a geleira flui e o declive do embasamento contribuem localmente para o aumento da velocidade da geleira, que é novamente reduzido no baixo curso onde a geleira perde massa ou se espalha (White *et al.*, 1992).

2.2. Morfologia e caracterização térmica de geleiras

Geleiras resultam de fatores climáticos e topográficos, e variam largamente em tamanho e espessura, desde pequenas geleiras de nicho até grandes mantos de gelo, como o Antártico que cobre cerca de 13,6 milhões de km² (Hambrey, 1994; Simões, 2004). Se predominarem processos de acumulação, seu balanço de massa é positivo, a geleira aumenta e tende a avançar e se o contrário ocorrer a geleira tende a perder espessura e começa a retrair, seu balanço de massa é negativo. Então, uma geleira se forma sempre que a ablação for insuficiente para remover a massa acrescentada pela acumulação de neve, e o tamanho e a forma da geleira são resultado da acumulação, ablação e fluxo (Leppäranta e Granberg, 2010).

Massas de gelo podem ser caracterizadas genericamente como geleiras de montanha ou de altitude, como as que ocorrem nos Andes, e geleiras continentais (mantos de gelo) ou de latitude, como as da Antártica. No entanto, diversas classes são definidas conforme a relação das massas de gelo com a topografia em que se assentam e o regime térmico que apresentam.

Quanto à topografia podemos agrupar as geleiras em categorias de primeira ordem como sendo: geleiras não controladas pela topografia, geleiras controladas pela topografia e geleiras marinhas (Benn e Evans, 2010). As geleiras não controladas pela topografia subglacial são os mantos de gelo (> 50.000 km²) e as calotas de gelo (< 50.000 km²) (Simões, 2004). Como elementos de segunda ordem temos: os domos de gelo, as correntes de gelo e geleiras de descarga. Existem atualmente apenas dois mantos de gelo, o Antártico e o da Groenlândia, já as calotas de gelo podem ser encontradas em maior número, como no arquipélago de Svalbard e na ilha Rei George na Antártica. O campo de gelo Quelccaya (13°56' S – 70°50' W) no Peru é o único encontrado entre as geleiras tropicais e tem cerca de 44 km² (Hastenrath, 1999; Albert, 2008). Essas feições têm espessuras da ordem de centenas a milhares de metros (no manto Antártico chega a 4.776 m) e se caracterizam por apresentar fluxo radial graças a sua forma dômica, que oculta as formas de relevo que podem apenas ser visto em pequenos afloramentos associados a picos elevados e que são denominados *nunatks*.

Já as geleiras confinadas pela topografia subglacial apresentam formas mais diversas e são encontradas em maior número e em todas as latitudes, como feições de segunda ordem temos: campos de gelo, geleiras de vale (ou alpinas), geleiras de anfiteatro (ou de circo), geleiras de nicho e franjas de gelo. Os campos de gelo têm perfil plano cercado pela topografia mais elevada, são encontrados em regiões montanhosas e temperadas. Geleiras de vale são massas de gelo alongadas limitadas lateralmente por vales montanhosos que são resultantes de drenagem de corpos de gelo superiores e maiores associadas a circos glaciais (Simões, 2004). Geleiras de anfiteatro são aquelas que ocupam reentrâncias, arredondadas e individualizadas, em um lado de uma montanha, escavando-as profundamente (Simões, 2004). Geleiras de nicho

e franjas de gelo referem-se a geleiras muito pequenas associadas a espaços estreitos e irregulares na vertente de uma montanha (Simões, 2004).

Como a temperatura atmosférica decresce com a altitude, a neve depositada nas maiores altitudes tende ter menores temperaturas do que as depositadas em altitudes mais baixas (Oerlemans, 2001). A distribuição da temperatura, ou regime termal, de uma geleira influencia na dinâmica da água de degelo, tanto na deformação do gelo e na lubrificação do fundo quanto nos sedimentos e desenvolvimento de formas de relevo erosionais e deposicionais (Hambrey, 1994). Neste caso, as geleiras são classificadas como sendo geleiras quentes (ou temperadas) e geleiras frias. As geleiras quentes são aquelas onde a massa de gelo se encontra, com exceção da camada superficial, no ponto de fusão por pressão (*pressure melting point*). As geleiras frias são aquelas onde a maior parte do gelo está abaixo do ponto de fusão por pressão. Neste caso, dois tipos devem ser diferenciados aquelas cuja base é seca, ou seja, a geleira está aderida ao substrato, e as que apresentam a base úmida.

As características térmicas variam internamente e temporalmente, podendo uma mesma geleira apresentar características quentes e frias concomitantes. Também uma geleira pode apresentar características térmicas transitórias conforme as condições ambientais impostas (*e.g.*, mudanças climáticas e atividades vulcânicas). As geleiras estão sujeitas a diversos processos termodinâmicos que afetam a estrutura termal que podem ser observadas na estrutura de fácies superficiais (Oerlemans, 2001) (Figura 2.4). Na zona de neve seca não há derretimento superficial, esta zona só é encontrada no centro dos dois mantos de gelo e em algumas geleiras de alta montanha. A zona de ablação representa a área onde a neve depositada durante a estação úmida é rapidamente derretida durante o período seco e, portanto, o gelo é exposto às condições de fusão. O gelo sobreposto é resultado de condições de derretimento e congelamento, esta feição é pouco desenvolvida em geleiras cujas temperaturas estão próximas ao ponto de fusão e não existente nas geleiras que não sofrem ablação por derretimento.

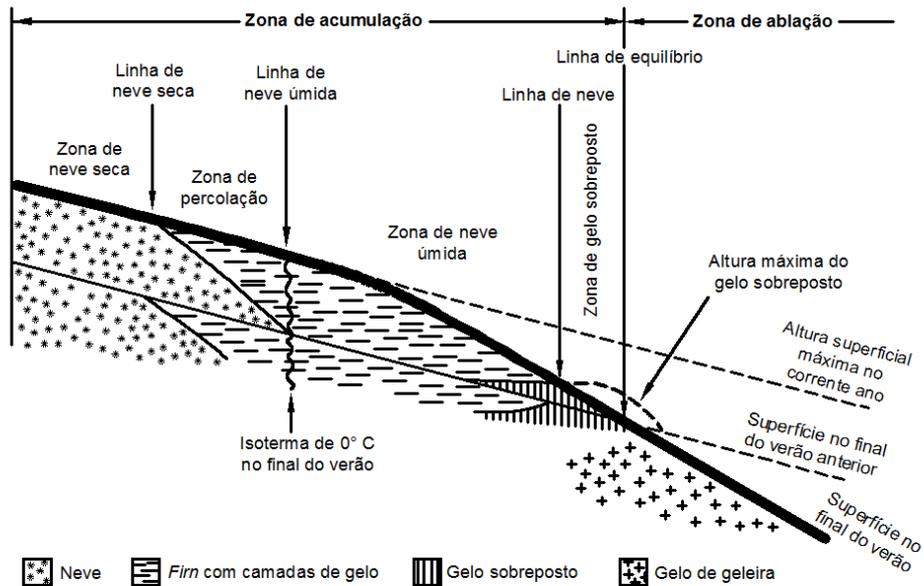


Figura 2.4. Zonas, ou *fácies*, de uma geleira. Modificado de Cuffey e Paterson (2010).

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 e resulta em padrões complexos de temperaturas do solo e do ar e nas taxas de evaporação (White *et al.* 1992). Esta é um fator de grande relevância em geleiras de regiões montanhosas, como os Andes.

2.3. Geleiras Tropicais

A região tropical é limitada pelos trópicos de Câncer e Capricórnio, latitudes onde o zênite solar é alcançado uma vez por ano e o ângulo de elevação acima do horizonte nunca é menor do 43° (Benn *et al.*, 2005). É a área do globo de maior incidência de radiação solar ao longo do ano, e a variação das horas de luz ao longo do ano é pequena. Assim a variação diária da temperatura é maior do que a variação anual da mesma, e pode ser realçada em áreas influenciadas pela altitude e baixa umidade atmosférica. A energia disponível na região tropical induz um cinturão de umidade condicionado à posição solar, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT, na baixa troposfera, funciona como o equador termal do planeta, liberando grande parte da energia adquirida principalmente dos oceanos em forma de precipitação. As precipitações estão associadas aos deslocamentos latitudinais da ZCIT, que para as geleiras que se encontram entre os trópicos determina o período de acumulação que, diferente das geleiras Alpinas, ocorre durante o verão.

Kaser e Osmaston (2006) determinaram as características das geleiras tropicais utilizando alguns critérios que as tornam particulares. Entre esses está a geometria da energia solar absorvida na região tropical, a homogeneidade termal da atmosfera limitada pelas isolinhas (onde as variações térmicas diurnas e anuais são equivalentes) e as condições meteorológicas impostas pela oscilação da ZCIT causando um ou dois períodos chuvosos (Figura 2.5). Dessa forma, não são geleiras tropicais aquelas massas de gelo que se encontram entre os trópicos, mas fora da área de atuação da ZCIT e onde predominam condições de aridez associadas à região subtropical.

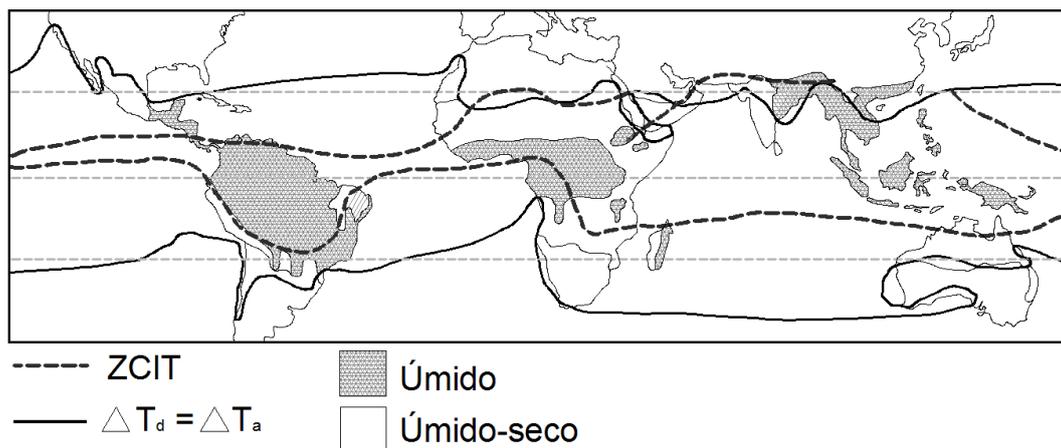


Figura 2.5. Delimitação das áreas de ocorrência de geleiras tropicais. Adaptado de Kaser e Osmaston (2006).

Dois regimes podem ser definidos para as geleiras tropicais. As geleiras tropicais ideais (*inner tropics*) estão expostas a condições de umidade mais ou menos uniformes ao longo de todo o ano hidrológico. Já as geleiras que apresentam um período definido de deposição, associado à sazonalidade da ZCIT, são tropicais dentro de certa limitação (*outer tropics*). Durante o período seco as condições subtropicais prevalecem, tais como altas taxas de evaporação e sublimação. As geleiras do Monte Rewenzori ($0^{\circ}23' N - 29^{\circ}52' E$) e, de forma similar, as da Papua ($4^{\circ}4'44'' S - 137^{\circ}9'30'' E$) representam as geleiras sob condições permanentes de umidade onde a intensidade da precipitação é pouco maior durante as duas passagens anuais da ZCIT e, devido a pouca variação térmica e de balanço energético, há ablação ao longo de todo o ano (Kaser e Osmaston, 2006). Já as geleiras da Cordilheira Blanca ($9^{\circ}10' S - 77^{\circ}35' W$) podem exemplificar as condições determinadas pela alternância de períodos úmidos e secos. Kaser e Osmaston (2006) denotam que a ablação não é constante ao longo do ano mesmo diante de pequenas variações de temperaturas. A redução da ablação observada no período seco está relacionada à maior evaporação/sublimação, menor incidência de radiação de ondas longas e, eventualmente, a incremento do albedo. Sobre as geleiras da Cordilheira Apolobamba, onde está o Nevado Cololo, as precipitações ocorrem principalmente

entre dezembro e março e estão sob condições semelhantes aquelas encontradas na Cordilheira Blanca.

Rabatel *et al.* (2008) determinaram os fatores-chave que controlam o balanço de massa das geleiras tropicais a partir de observações feitas na geleira Zongo (16° S). Esses fatores são o aumento do albedo na zona de acumulação através da precipitação, que controla a ablação; nebulosidade, que diminui a incidência da radiação de ondas curtas durante a estação úmida; e a umidade relativa, que controla a transferência de energia através do derretimento e da sublimação.

2.4. A glaciação nos Andes tropicais

O clima nos Andes depende da latitude, da proximidade com o mar e da altitude. A neve é limitada a regiões elevadas das montanhas e as latitudes do extremo sul da Argentina e do Chile. A precipitação de neve na porção norte dos Andes (*e.g.*, Cordilheira Oriental e Cordilheira Blanca) é associada com a umidade da Amazônia, enquanto a neve na porção sul do continente é resultado da interação dos sistemas de ciclones das latitudes médias do Hemisfério Sul.

Atualmente são encontradas geleiras ao longo de toda a cadeia andina, do equador até 55° S (Naruse, 2009). No entanto, quanto mais ao norte nos dirigirmos mais elevadas ficam as massas de gelo. Para certa altitude na atmosfera tropical, a temperatura é constante tanto espacialmente quanto temporalmente ($t > 1$ dia) o que supõem uma altitude constante de 0° C, resultando numa altitude também constante do limite inferior de neve (Kaser e Osmaston, 2006). Segundo Throll (1973, *apud* UNEP e WGS, 2008) a altitude da linha de neve das geleiras tropicais do Equador, Venezuela e norte do Peru estão entre 4500 – 4800 m. O deslocamento vertical da linha de neve indica variação térmica da atmosfera. Geleiras reagem com maior ou menor atraso e de maneira complexa às variações e mudanças climáticas, esses deslocamentos deixam para trás morainas que podem auxiliar na reconstrução da extensão da geleira e na interpretação da situação climática pretérita (Kaser e Osmaston, 2006). No norte da Bolívia, geleiras são encontradas sobre vulcões extintos da Cordilheira Ocidental. Calotas de gelo, geleiras de vale e de montanha são encontradas nos picos da Cordilheira Oriental (Jordan, 1999).

Feições resultantes de antigos ambientes glaciais pleistocênicos podem ser observadas em montanhas da Bolívia. Entretanto, a Cordilheira dos Andes soergueu durante o Quaternário e atingiu sua atual elevação durante o período médio do Pleistoceno, e apenas as duas últimas glaciações desta época estão registradas nos depósitos glaciais (Jordan, 1999). A presença de clima muito mais frio durante o Pleistoceno é confirmada por testemunhos de gelo do Nevado

Sajama (Thompson *et al.*, 1998 *apud* Jordan, 1999). Evidências geológicas, geomórficas e estratigráficas, de geleiras anteriores a glaciação atual e que desapareceram durante um período de clima árido nos Andes tropical e subtropical há cerca de 6000 anos (Seltzer *et al.*, 1995) sugerem que a glaciação atingiu cotas pouco superiores aos 3000 m em diversas montanhas voltadas ao leste (Jordan, 1999). As altas altitudes alcançadas pelos picos andinos permitem a existência de geleiras hoje e que foram maiores no passado (Kaser e Osmaston, 2006; Rabatel *et al.*, 2008; Smith *et al.*, 2008). Provavelmente as maiores extensões ocorreram durante o Último Máximo Glacial (21 ka), mas registros não ficaram preservados (Smith *et al.*, 2008).

A glaciação associada às geleiras tropicais pode ser bem documentada desde o final da PIG. Esta é um período de arrefecimento da temperatura do planeta entre os séculos XVI e XIX, associada principalmente a redução da atividade solar. No Holoceno, as geleiras bolivianas atingiram sua extensão máxima na segunda metade do século XVII, período que coincide com o período de menor atividade solar denominado Mínimo de Maunder (Rabatel *et al.*, 2008).

Observações em geleiras do Equador, Peru e Bolívia atestam que o período máximo da PIG nos Andes centrais coincide com a de muitas geleiras das latitudes médias (Rabatel *et al.*, 2008; Vuille *et al.*, 2008). Morainas da Cordilheira Oriental foram datadas utilizando o líquen *Rizhocarpus sp.*, que ocorre em granodioritos intrusivos, e sedimentos associados a turfas, permitindo reconstruir a retração glacial desde o máximo alcançado durante a PIG. As morainas foram consideradas representativas de condições de equilíbrio das geleiras, pois o atraso entre variações no balanço de massa e as respostas dinâmicas das frentes glaciais é curta (Francou *et al.*, 2004 *apud* Rabatel *et al.* 2008).

As geleiras avançaram nas montanhas tropicais durante os séculos XIII e XIV, da mesma forma que nas latitudes médias do hemisfério Norte (Grove 1980, *apud* Rabatel *et al.*, 2008). No entanto, elas não se estenderam além da posição que alcançaram durante o século XVII (Rabatel *et al.*, 2008). A tendência de retração das geleiras bolivianas se acelerou depois de 1870 até o início do século XX, fato que também é observado em geleiras dos Alpes (Grove, 1980 *apud* Rabatel *et al.*, 2008). A elevação da temperatura é apontada como causa principal da diminuição das geleiras tropicais (Rabatel *et al.*, 2012).

A temperatura nos Andes aumentou aproximadamente 0,1° C/década durante o século XX (Vuille *et al.* 2008). Em geral, a retração de geleiras foi rápida no início dos anos 1990 e lenta no final dos anos 1990 e início dos 2000, conforme observações no Equador esse processo vem novamente se acelerando nos últimos anos (Vuille *et al.*, 2008), a temperatura noturna está levemente mais quente e a percentagem de noites extremamente frias está decrescendo (Vicent *et al.*, 2005). Vuille *et al.* (2003) (*apud* Rabatel *et al.*, 2008) também assumem que a umidade atmosférica aumentou nos Andes tropicais, mas incertezas persistem a respeito das relações sugeridas devido a ausência de registros confiáveis longos.

2.4.1. Origem das precipitações da Cordilheira Oriental

A variedade de climas encontrados na Bolívia é determinada pelas condições latitudinais, altitudinais, presença de altas montanhas, localização entre os trópicos, presença de zonas planas e a circulação dos Alíseos (Oca, 1995). Por conta da combinação desses fatores existe um gradiente norte-sul de distribuição das precipitações condicionado ao deslocamento sazonal da ZCIT. E, também, existe um gradiente leste-oeste condicionado ao distanciamento da bacia Amazônica e a barreira orográfica andina. Na região tropical existe uma grande disponibilidade de energia, oriunda da radiação solar, e que é distribuída pelo globo contribuindo para o balanço energético da Terra. Esse é o fator mais importante na caracterização climática da bacia Amazônica e nos Andes tropicais.

Os Andes, cujas altitudes superam os 6.000 m, rompem o fluxo de ar da região tropical, contribuindo para a criação de dois grandes anticiclones permanentes, um sobre o sul do Oceano Pacífico e outro sobre o sul do oceano Atlântico (Cerveny, 1998). A subsidência do anticiclone do Pacífico sul sobre a costa oeste da América do Sul, associada às águas frias da Corrente Peruana, criam o ambiente desértico que encontramos na região costeira ocidental do continente.

A ZCIT é resultado da interação de características oceânico-atmosféricas como a zona de confluência dos Alíseos, a zona do cavado equatorial, zona de máxima temperatura da superfície do mar, zona de máxima convergência de massa e zona de máxima cobertura de nuvens convectivas (Ferreira, 1996). Na escala planetária, a ZCIT está localizada no ramo ascendente da célula de Hadley, e distribui calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para as médias e altas latitudes (Ferreira, 1996).

Durante o verão austral se desenvolve um anticiclone em altos níveis (200 hPa), a Alta da Bolívia, associado com a forte convecção da região amazônica (Fish *et al.*, 1996). A Alta da Bolívia aparece sobre a bacia amazônica por volta de setembro, então migra em direção ao Altiplano onde alcança sua maior intensidade durante a estação chuvosa; depois se move em direção norte e desaparece por volta de maio (Hastenrath, 1991 apud Cerveny, 1998). A manutenção desse centro quente anticiclônico é devido à convergência, em baixos níveis, da umidade que vem de nordeste e de leste que provoca forte condensação e liberação de calor latente na média/alta troposfera (Fish *et al.*, 1996). Essa atividade convectiva é condicionada a oscilação sazonal norte-sul da ZCIT e é deslocada em direção oeste durante períodos de El Niño, resultando em redução da precipitação durante o período úmido sobre a bacia Amazônica e a CO.

Em geral, as terras altas da CO e a zona de transição do norte para o centro da AS são caracterizadas por um verão chuvoso (novembro-fevereiro) definido pelo aparecimento da Alta

da Bolívia (Aceituno, 1988 apud Cerveny, 1998) e uma intensa baixa térmica que se desenvolve no interior do continente (Schwerdtfeger, 1976 apud Cerveny, 1998).

2.4.2. Impactos dos ciclos El Niño

Em alguns anos os pescadores notavam a queda brusca da piscosidade no litoral peruano durante o período do Natal, denominando o acontecimento de El Niño. Essa redução do pescado na costa peruana se deve ao rebaixamento da termoclina e, portanto, das águas mais ricas em nutrientes, afetando a cadeia trófica e a economia peruana. Embora as precipitações sobre a CO tenham sua origem no Oceano Atlântico, algumas teleconexões são responsáveis por alterar o clima na região. O El Niño tem sido associado a períodos de intensa perda de massa das geleiras da CO e, entretanto, é resultado da variação de parâmetros oceânico-atmosféricos na bacia do Oceano Pacífico.

A circulação de Walker é uma circulação atmosférica ao longo do Equador, com sentido leste-oeste, caracterizada pela ascensão do ar no oeste do Pacífico, na região da Indonésia, e descida do ar no leste do Pacífico, na costa sul-americana, denominada Oscilação Sul (Mcgregor e Nieuwolt, 1998) (Figura 2.6). A circulação da célula de Walker é condicionada pela temperatura oceânica no extremo oeste e leste do Oceano Pacífico, os eventos El Niño/La Niña representam os padrões extremos dessa circulação e que se instalam de maneira anômala alterando o tempo meteorológico e o clima em todo o planeta. O processo se inicia quando condições de baixa pressão atmosférica se estabelecem no nordeste da Austrália enfraquecendo os alísios, elevando a temperatura superficial do Oceano Pacífico Leste e reduzindo a quantidade de nuvens ao longo do equador (Patchineelam, 2004). Os eventos El Niño – Oscilação Sul (ENOS) duram de 12 a 18 meses e tem seu ápice em janeiro. A intensidade dos eventos ENSO é dada pelo *Southern Oscillation Index* (SOI) que é determinado pela Diferença Normalizada de Pressão: $[Taiti-Darwin]-[média\ Taiti-Darwin]/[desvio\ padrão\ Taiti-Darwin]$ (Mcgregor e Nieuwolt, 1998). As localidades de Taiti (17,5° S – 149,6° W) e Darwin (Austrália, 12,4° S – 130,9° E) são utilizadas na determinação do SOI por estarem próximas das áreas onde as variações de pressão em escala interanual são maiores, as condições acima da normalidade são representadas por índices positivos (El Niño) e as condições abaixo por índices negativos (La Niña).

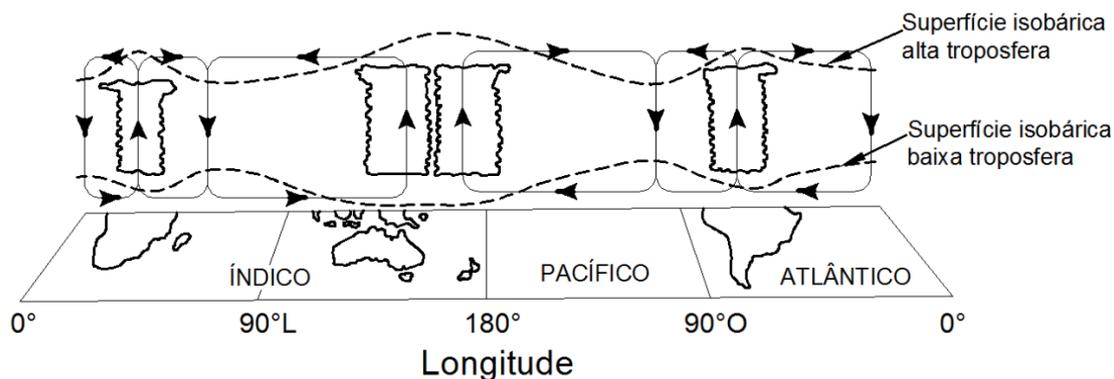


Figura 2.6. Perfil leste-oeste da circulação atmosférica ao longo do Equador, a célula sobre o Oceano Pacífico é denominada Célula de Walker. Adaptado de Lau e Yang (2002).

Eventos ENOS variam em intensidade, são irregulares e ocasionam sérios problemas como grandes períodos de seca ou inundações (Patchineelam, 2004). Da mesma forma que outras áreas do mundo, as geleiras da CO são afetadas pelo fenômeno ENOS. Eventos El Niño combinam a diminuição das precipitações e da nebulosidade, o aumento da temperatura e do fluxo de calor e a redução do albedo, afetando negativamente o balanço de massa das geleiras tropicais andinas, inclusive acelerando o derretimento superficial acima dos 5300 m de altitude (Ramírez *et al.*, 2001; Rabatel *et al.*, 2008). Rabatel *et al.* (2008) apontam que a sucessão de eventos El Niño pode significar a elevação da linha de equilíbrio para além das altitudes dos Andes Centrais e, portanto, comprometendo a existência de geleiras na região.

Estudos de Ramírez *et al.* (2001) denotam que a perda de massa em geleiras dos Andes tropicais foi amplificada durante o evento de 1997/1998 (El Niño) com perdas significativas de espessura. A extinta geleira Chacaltaya já não apresentava área de acumulação em 1991, essa retração foi interrompida por breves momentos em 1992/1993, 1996/1997 e 2000/2001, e no período entre 1997 e 1999 essa geleira perdeu um terço do seu volume (6 m equivalente em água) (Vuille *et al.*, 2008). Durante a fase negativa do ENOS, a La Niña, o balanço de massa tende a se aproximar do ponto de equilíbrio e mesmo em alguns locais ser positivo (Rabatel *et al.*, 2008). O fenômeno ENOS, fase positiva, influencia a evolução atual das geleiras andinas impactando negativamente o balanço de massa, agravado pela redução das precipitações nestes períodos (Francou *et al.* 1995).

2.4.3.A inserção das geleiras da Cordilheira Oriental no ciclo hidrológico

Cerca da metade dos lagos conhecidos é de origem glacial (Riccomini *et al.* 2003) e grandes bacias hidrográficas tem suas nascentes em massas de gelo de elevadas cadeias montanhosas. Entre essas se encontra a imensa bacia Amazônica, cerca de 6 milhões de

quilômetros quadrados, e que tem suas nascentes em geleiras dos Andes (Figura 2.7). Essas montanhas ainda se destacam por abrigar sobre o Altiplano, o mais elevado (3.812 m a.n.m) lago do mundo, o Titicaca, com superfície média de 8.400 km² (Oca, 1995). Assim, as geleiras da CO estão conectadas a bacia endorréica do Altiplano e também ao oceano Atlântico, para onde são carreados os sedimentos e as águas da bacia amazônica.



Figura 2.7. Principais rios da bacia Amazônica com nascentes em geleiras da Cordilheira dos Andes.

As precipitações sobre geleiras da CO são controladas pela sazonalidade da umidade nos trópicos, enquanto que a acumulação e ablação nelas são determinadas pela variação da temperatura (Kaser e Osmaston, 2006). Diferente das geleiras encontradas nas latitudes médias e altas, nas geleiras tropicais a ablação é contínua e diversos países andinos, como a Bolívia e o Peru, dependem da água de degelo durante a estação seca (Vuille *et al.*, 2008). Ramírez *et al.* (2001) definiram o ano hidrológico para as geleiras da CO entre primeiro de setembro e 31 de agosto, destacando que o período de deposição é concomitante com o período de maior perda de massa por derretimento.

Geleiras pequenas (< 1 km²) são comuns nos Andes tropicais e, a despeito do seu tamanho, são importantes fontes de água para muitas bacias hidrográficas de altitude (Ribstein *et al.*, 1995 apud Ramírez *et al.*, 2001). A geleira Chacaltaya (16° S), por exemplo, perdeu dois terços do seu volume total, 40% de sua superfície no período 1992–1998 e a altitude da linha de equilíbrio ultrapassou a cota superior da geleira (Ramírez *et al.*, 2001). A massa de gelo restante foi exposta a ablação e a Chacaltaya desapareceu totalmente em 2010.

A acumulação é limitada aos períodos de precipitação e aos setores mais elevados das geleiras. Entender as flutuações das geleiras tropicais é de grande importância para diagnosticar a futura disponibilidade hídrica nas bacias andinas (Ramírez *et al.*, 2008). As geleiras das altas

montanhas tropicais são muito sensíveis a mudanças nas condições meteorológicas e por isso são elementos chave para detectar mudanças climáticas (Ramírez *et al.*, 2001).

A retração das geleiras andinas, e seu eventual desaparecimento, desregulam o balanço hídrico das bacias hidrográficas adjacentes e pode conduzir a efeitos dramáticos de escassez hídrica na região (Mark, 2009). Na década de 1990, aproximadamente metade da água de descarga não foi oriunda das precipitações, mas suprida pela retração das geleiras (Ramírez *et al.*, 2001). Logo, a retração das geleiras induz um aumento na vazão dos cursos d'água que não poderá ser mantido com o desaparecimento dessas massas de gelo. Ramírez (2008) aponta que num primeiro momento há um incremento na vazão dos cursos d'água, causada pelo acelerado derretimentos das geleiras, seguido de uma redução drástica da vazão.

A perda de massa das geleiras tropicais andinas compromete o acesso à água da população andina, principalmente durante o período seco (Naruse, 2009). Mas, a desregulação do ciclo hidrológico não é o único desafio para a população da região. Ainda, há a falta de qualidade na administração desses recursos e o aumento populacional (Ramírez, 2008). De fato, a necessidade de elaboração de políticas de adaptação às mudanças ambientais em curso, cuja principal evidência é retração das geleiras tropicais andinas, é um dos grandes desafios impostos aos povos andinos.

3 SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO AO ESTUDO DE GELEIRAS TROPICAIS

A importância do estoque de água sob a forma de gelo se dá tanto por seu papel na circulação geral da atmosfera e dos oceanos quanto como recurso hídrico, principalmente nos Andes tropicais. Contudo, a aquisição de dados para o estudo de geleiras é sempre limitada pela logística, visto que se situam em regiões de difícil acesso e com poucos serviços e infraestruturas disponíveis no entorno (Racoviteanu *et al.*, 2008a). Assim, os custos e a acessibilidade demandados pelos trabalhos de campo limitam o conhecimento sobre as áreas glaciadas da Terra.

A cobertura global fornecida pelos satélites propiciou o desenvolvimento de métodos para mensurar informações sobre a cobertura de gelo da Terra (Hall e Martinec, 1985; Williams Jr. *et al.*, 1991; Rees, 2006; Rees e Pellikka, 2010). Desde o final do século XIX se desejava realizar um inventário completo das geleiras do mundo e um monitoramento dessas áreas, mas que só foi possível a partir da revolução propiciada pelo imageamento orbital. Já considerando as mudanças climáticas e os impactos sobre o ciclo hidrológico, o inventário e monitoramento de geleiras foram incluídos como metas da Década Hidrológica Internacional (1965–1974) (UNEP e WGMS, 2008). O WMGS (*World Monitoring Glacier Service*) e a iniciativa GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) são as ações que centralizam esses dados atualmente e que fornecem as linhas gerais para a incorporação de dados no ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), criado pelo GLIMS.

As principais diretrizes da iniciativa GLIMS e do WMGS se dão pela definição conceitual das partes constituintes da Criosfera, já que a uniformização dessas contribui com a padronização das informações, e pela indicação dos dados orbitais mais adequados. As imagens orbitais indicadas são as do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) cuja resolução espacial, de 15 m no visível e infravermelho próximo (VNIR – *visible and near infrared*), é maior que a do Landsat, de 30 m no TM (*Thematic Mapper*) e ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). Além disso, no VNIR, o ASTER possui uma banda *back nadir*, que possibilita a geração de modelos digitais de elevação. Não obstante, os sensores Landsat oferecem a mais longa e completa cobertura temporal da superfície terrestre. São citados aqui apenas esses dois sensores porque imagens Landsat podem ser obtidas gratuitamente via Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, Brasil) ou *United States Geological Survey* (USGS, Estados Unidos da América). As imagens ASTER são disponibilizadas para os centros regionais do GLIMS, especificamente para estudos glaciológicos, com o intuito de ampliar os inventários e monitoramentos a serem incluídos no

banco de dados GLIMS (Racoviteanu *et al.*, 2009). Outros satélites, como o SPOT (*Satellite Pour l'Observation de la Terre*), apresentam alta resolução espacial e espectral, mas os dados têm alto custo.

Vários parâmetros das geleiras, como albedo, reflectância, temperatura da superfície, derretimento, fácies, área, linha de equilíbrio, balanço de massa, topografia de superfície e embasamento, volume e velocidade, são possíveis de serem determinados usando dados de sensoriamento remoto (SR). Para alguns desses parâmetros, como a área, a obtenção apenas é possível com SR. Em outros casos, é a forma mais viável de obtenção de informações considerando os recursos financeiros e o tempo disponível para a execução do trabalho. Além disso, para monitorar as alterações ocorridas nas geleiras e utilizar essas mudanças como indicadores das alterações climáticas, o SR é a única ferramenta capaz de fornecer informações de todos os continentes e de um grande número de geleiras e mantos de gelo concomitantemente (Pellika e Rees, 2010).

O surgimento e o crescente desenvolvimento de técnicas de SR possibilitaram um incremento do conhecimento sobre a Criosfera nos últimos 40 anos. Nesse sentido, este trabalho utilizou dados TM/Landsat-5 para acompanhar a evolução da cobertura de gelo do Nevado Cololo entre 1989 e 2011, tendo como bases uma imagem de alta resolução HRC/CBERS-2B e informações de uma carta topográfica, cujo levantamento é de meados dos anos 1970. Este capítulo visa discutir a aplicação dos dados obtidos por SR na compreensão das geleiras tropicais andinas através dos principais aspectos teóricos envolvidos, materiais (seção 3.2) e metodologia (seção 3.3) utilizada nesta dissertação. Também foram incluídos dados climatológicos (seção 3.4) para a verificação de correlação com os dados orbitais.

3.1. O comportamento espectral das massas de gelo

A variabilidade espaço-temporal de fenômenos naturais pode ser observada a partir das informações obtidas por SR em função das interações entre os materiais e a radiação eletromagnética (REM), principalmente a emitida pelo Sol. O espectro eletromagnético diferencia a REM de acordo com os seus diferentes comprimentos de onda (Rees e Pellika, 2010). A radiação solar, ao atingir a superfície da geleira pode ser refletida, absorvida ou transmitida e, então, detectada por sensores a bordo de plataformas orbitais. Embora todos os objetos emitam radiação ao longo de todo o espectro eletromagnético, para a maioria dos estudos é vantajoso usar dados de sensores que operam em distintos intervalos de comprimentos de onda. É importante selecionar criteriosamente o sensor apropriado para uma análise específica, considerando fatores como: comprimento de onda, resolução e frequência e o tempo de cobertura de solo (Hall e Martinec, 1985).

A área de uma geleira é o parâmetro mais simples de ser determinado, pois, geralmente, seu albedo é maior do que os das superfícies circundantes. Em imagens de SR essas diferenças na interação com a REM ficam registradas pelo contraste entre o brilho dos alvos. Albedo é a relação entre a radiação refletida de uma superfície e a radiação incidente sobre essa superfície (Pellika e Rees, 2010). A superfície de uma geleira pode ser composta por neve, firn, gelo, água e detritos (tais como rochas, poeira, tefra) cujas frações variam de geleira para geleira, afetando as suas propriedades ópticas (Paul e Hendriks, 2010a) (Figura 3.1). A reflectividade espectral da neve é dependente de parâmetros como: forma e tamanho do grão, presença de impurezas, ocorrência de água líquida próxima à superfície, espessura e elevação solar (Choudhury and Chang, 1981 and NASA, 1982 *apud* Hall e Martinec, 1985) (Figura 3.1). A neve seca recém depositada, por exemplo, age como um refletor difuso ideal (Lambertiano), com fluxos ascendentes que se propagam em todas as direções, mas a neve mais antiga é um refletor anisotrópico com um significativo componente especular (Knap e Reijmer, 1998; Pellikka e Hendriks, 2002; Hendriks e Pellikka, 2007a *apud* Pellika e Rees, 2010). Assim, há uma redução do albedo relacionada ao aumento da anisotropia da superfície de neve seca em direção à superfície de neve úmida. O baixo albedo contribui para o derretimento da geleira, especialmente nos comprimentos de onda do infravermelho próximo onde mais energia é absorvida (Knap 1997 *apud* Pellika e Rees, 2010).

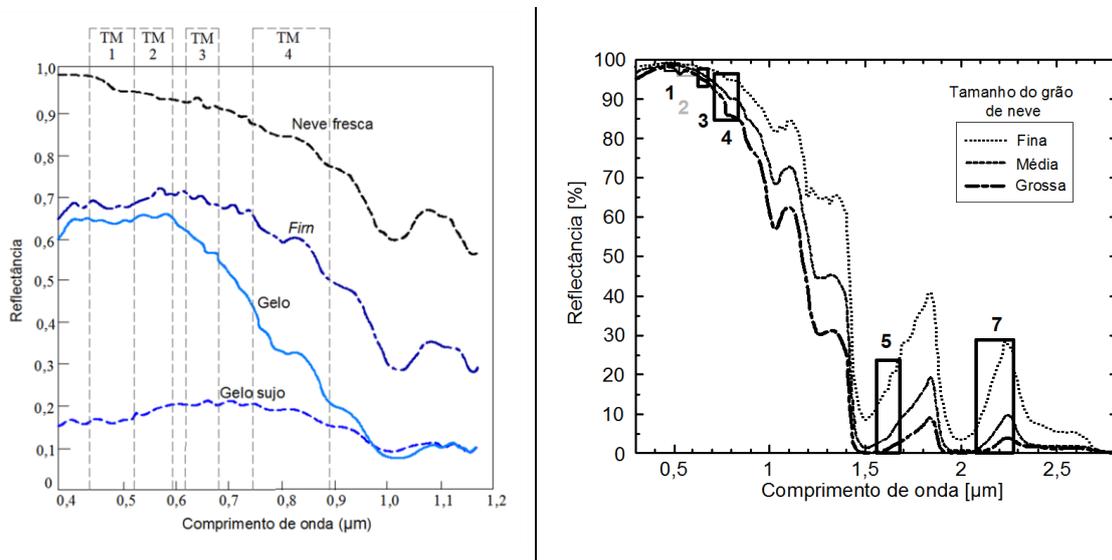


Figura 3.1. Curvas de reflectância da neve, firn, gelo e gelo sujo (Hall e Martinec, 1985) (*esquerda*). Curvas de reflectância espectral da neve para diferentes granulometrias e localização das bandas TM sobrepostas (JPL, 2002 *apud* Paul e Hendriks, 2010) (*direita*).

Entre os comprimentos de onda 0,95 e 1,40 μm as diferenças no raio do cristal de neve conduzem a maiores diferenças na reflectividade (Hall e Martinec, 1985). A resposta espectral do gelo de geleira permanece bastante elevada nos comprimentos de onda das bandas azul

(0,4–0,5 μm) e verde (0,5–0,6 μm), mas cai rapidamente no comprimento de onda vermelho (0,6–0,7 μm) com reflectância próxima a zero (Pellika e Rees, 2010).

A neve possui alta reflectância na parte visível do espectro eletromagnético, com grande dependência das impurezas contidas e pequena influência do tamanho do grão. O decréscimo na reflectância em direção ao infravermelho próximo (NIR – *near infrared*) é menos influenciado pelas impurezas, mas com maior importância do tamanho dos grãos. Essa dependência é ainda maior no infravermelho de ondas curtas (SWIR – *short wavelenght infrared*) (Paul e Hendriks, 2010). A reflexão causada pelos tipos de superfície da geleira é a principal característica usada no mapeamento das zonas das geleiras usando dados de sensores ópticos. A energia refletida pelos alvos e expressa em valores de brilho, também denominados contadores digitais ou números digitais (ND), podem ser convertidos para valores de reflectância auxiliando a delimitação das geleiras e seus arredores e também na classificação dessas em vários tipos de superfície (Pellika e Rees, 2010b).

3.1.1. Aplicação das imagens Landsat e Cbers à Glaciologia

Em geral, imagens de sensores que adquirem dados no visível e no infravermelho próximo, como os sensores da série Landsat, são mais disponíveis que outros produtos, especialmente dados obtidos de voos de aviões. Todavia esses sensores não produzem imagens da superfície quando há cobertura de nuvens. Mesmo os dados de infravermelho termal, que podem ser obtidos durante a noite, são sensíveis à cobertura de nuvens (Hall e Martinec, 1985). Por outro lado, a cobertura repetitiva dos satélites Landsat viabiliza estudos multitemporais. A grande importância dessa série de satélites se dá pela excelente série temporal, já que os dados Landsat estão disponíveis desde a década de 1970.

Com o lançamento de satélites imageadores, a possibilidade de adquirir informações sobre os compartimentos ambientais de forma sistemática foi ampliada, gerando o conhecimento de dinâmicas até então ignoradas. No entanto, muitos dos sensores disponíveis apresentam uma resolução espacial não compatível com as geleiras tropicais (Jordan, 1999). O lançamento do primeiro satélite da série Landsat, em 1972, promoveu o desenvolvimento das técnicas de obtenção e de processamento de dados orbitais aplicados ao incremento de conhecimentos sobre as geleiras tropicais. Os primeiros trabalhos desenvolvidos usando informações satelitais se deram a partir de dados do MSS (*Multispectral Scanner*), mas as resoluções espacial (80 m) e espectral (6 bits) não eram suficientes para identificar algumas geleiras cujas dimensões eram muito pequenas e/ou ocultas pelo sombreamento do relevo (Allison e Petterson, 1999). Além disso, grande parte das imagens apresentava nebulosidade que inviabilizava a sua utilização. Segundo Allison e Petterson (1999), apenas uma imagem MSS

anterior a 1982 foi possível de ser utilizada para a visualização da cobertura glacial da Papua, a despeito da resolução temporal de 18 dias.

Os sensores TM (*Thematic Mapper*) e ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper*) apresentaram uma melhoria das resoluções espacial, espectral e temporal. Ambos produziram dados com 8 bits de resolução radiométrica com intervalo de revisita de 16 dias, propiciando uma melhora na qualidade dos dados (INPE, 2012). O sensor TM produziu informações com resolução espacial de 30 m e 120 m (banda termal) de 1984 a 2011 (Tabela 3.1). O sensor ETM+ apresentou uma melhora na resolução espacial da banda termal (60 m) e o acréscimo de uma banda pancromática, com resolução de 15 m. Esse último sensor esteve ativo entre 1999 e 2003.

Tabela 3.1. Características das bandas do sensor *Thematic Mapper* do Landsat 5.

Banda	Comprimento de Onda (µm)	Resolução (m)
1	0.45-0.52 (azul)	30
2	0.52-0.60 (verde)	30
3	0.63-0.69 (vermelho)	30
4	0.76-0.90 (NIR)	30
5	1.55-1.75 (mid-IR)	30
6	10.4-12.5 (thermal-IR)	60
7	2.08-2.35 (mid-IR)	30

Em 1999, foi lançado o satélite sinobrasileiro CBERS-1, que teve continuidade em 2003, com o segundo da série com imageadores de diferentes resoluções espaciais. Em 2007 foi lançado o terceiro satélite, o 2B, agregando uma câmara de alta resolução. Ribeiro (2007) aplicou metodologias de análise a imagens dos satélites CBERS-2, sensor CCD (*Charge Coupled Device*), para a verificação da viabilidade do uso desses produtos em análises glaciológicas. Os resultados para a Cordilheira Tres Cruces (Cordilheira Oriental, Bolívia) foram promissores na determinação das frentes glaciais, do volume de geleiras, de morainas e de áreas de risco (Ribeiro, 2007; Arigony-Neto *et al.*, 2009; Ribeiro e Simões, 2010). Entretanto, os satélites do programa CBERS funcionaram durante curto período de tempo, entre 1999 e 2010, e muitas cenas apresentam problemas resultantes da instabilidade das plataformas. Estão previstos o lançamento de mais dois satélites da série, mas sem a Câmara Pancromática de Alta Resolução (HRC) do CBERS-2B (INPE, 2012) (Tabela 3.2). A alta resolução espacial do HRC, 2,7 m, era promissora para estudos glaciológicos (Oliveira, 2010).

Tabela 3.2. Características da Câmara Pancromática de Alta Resolução – HRC. (INPE, 2012).

Banda espectral	0,50 - 0,80 μm (pancromática)
Campo de Visada	2,1°
Resolução espacial	2,7 x 2,7 m
Largura da faixa imageada	27 km (nadir)
Resolução temporal	130 dias na operação proposta
Quantização	8 bits

Gelo e neve podem ser distintos pela diferença de reflectividade em bandas individuais ou através de razões de bandas, sendo que a reflectância é menor para gelo exposto e aumenta significativamente na linha de neve. Dados do Landsat são úteis para identificar e medir a extensão das zonas de uma geleira, separando as zonas úmidas e secas pelo comportamento espectral, mas a ocorrência de neve fresca e/ou poluentes, como fuligem e tefra pode limitar a análise (Williams Jr. *et al.*, 1991). Algumas fácies podem ter suas características superficiais detectadas no final do ano hidrológico pelo uso de imagens do visível e infravermelho próximo dos sensores MSS e TM do programa Landsat. As propriedades granulométricas e de distribuição da umidade possibilitam a diferenciação de fácies das geleiras como no estudo desenvolvido por Williams Jr. (1991) utilizando as bandas 3 e 5 do sensor TM.

Comumente são utilizadas aritméticas entre bandas espectrais para uma melhor identificação das áreas glaciadas e determinação das frentes das geleiras utilizando as diferentes respostas dos materiais em distintos intervalos de comprimentos de ondas. A Tabela 3.3 apresenta um quadro-resumo das principais metodologias aplicadas em estudos glaciológicos associadas às bandas TM.

Tabela 3.3. Quadro resumo das principais aplicações do TM/Landsat para o mapeamento de geleiras. (Adaptado de Paul e Hendriks, 2010b).

Banda TM	Aplicação
1 (azul)	Identificação de neve/gelo em setores de sombra, mapeamento de lagos glaciais
2 (verde)	NDSI (neve), identificação de neve/gelo em setores de sombra
3 (vermelho)	Razão de bandas, NDVI (vegetação)
4 (NIR)	Razão de bandas, NDVI e NDWI (água)
5 (SWIR)	Principal banda usada na classificação automática (razão, NDSI)
7 (SWIR)	Similar a banda 5, porém ruidosa em áreas de sombras
6 (TIR)	Alternativa a banda 5 em áreas cobertas por fina camada de poeira vulcânica
Pan	Delineação manual, identificação de detritos nas geleiras

A criação de uma máscara de geleira ocorre tipicamente através da avaliação de um limiar entre a geleira e o terreno circundante. A definição de limiares para a segmentação de

imagens é comum em SR dado que materiais com distintas respostas espectrais são representados por intervalos de valores de brilho também distintos. Heiskanen *et al.* (2002) testou vários métodos para criar uma máscara para Engabreen (13°55' N – 66°40' E), que descarga a geleira Svartisen Ocidental, Noruega, usando os seguintes produtos e dados Landsat ETM+ de 1999: banda do infravermelho termal (TM6), razão de bandas TM3/TM5, razão de bandas TM4/TM5 e *Normalized Difference Snow Index* (NDSI). O melhor resultado foi obtido utilizando um método de limiarização na banda termal do ETM+, que mostrou um claro contraste entre a geleira e os seus arredores, mesmo em áreas de sombras. O método é mais difícil de aplicar em geleiras de vales estreitos, ou cobertas por detritos ou com cobertura de neve no entorno das margens (Pellika e Rees, 2010), pois a resolução espacial da banda termal é menor que das bandas do visível e infravermelho, 30 m e 120 m, respectivamente.

Detritos na superfície e arredores, cobertura de neve nas margens e vizinhanças, e cobertura de nuvens introduzem incertezas no mapeamento de geleiras. Vários métodos têm sido desenvolvidos para superar essas incertezas. Em procedimentos automáticos e semiautomáticos para a delimitação da área das geleiras, diversas máscaras podem ser criadas usando distintos índices e valores de limiar calculados de imagens de satélite. Hendriks e Pellikka (2007), por exemplo, criaram máscaras para água, nuvens e finalmente para a geleira Hintereisferner (46°48'17" N – 10°46'25" W) a partir de dados Landsat ETM+. Mudanças nas áreas de geleiras são consideradas indicadores de mudanças climáticas regionais e só podem ser monitoradas via SR (Pellika e Rees, 2010).

O NDSI é usado no mapeamento da cobertura de neve utilizando a diferença normalizada entre duas bandas, uma na parte visível do espectro eletromagnético e outra no infravermelho próximo, ou no de ondas curtas (Hall e Riggs, 2010). A neve apresenta alta reflectividade na parte visível do espectro e grande absorção nas regiões do infravermelho próximo e no de ondas curtas, já a reflectância das nuvens permanece alta mesmo nesses comprimentos. Dessa forma, o NDSI é adequado para diferenciar nuvens e gelo (Hall e Riggs, 2010).

3.2. Materiais

3.2.1. Dados Cartográficos

O estudo desenvolvido se assenta sobre a região representada em uma carta topográfica 1:70.000 disponível com malha de coordenadas na projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) produzida pelo *Institute for Photogrammetry and Engineering Surveying and the Geographic Institute of the University of Hanover*. Esse mapa, *Verbreitung Von Gletschern und*

neuzeitlichen Möränen in der Cordillera Apolobamba/Cololo Region (Ostkordillere), foi elaborado a partir de fotografias aéreas, de pontos de controle adquiridos em 1975 pelo Instituto Geográfico Militar (IGM) da Bolívia, de rede de medição oficial da Bolívia e de imagens Landsat de 1975. Todo esse material foi publicado por Jordan (1990).

3.2.2. Dados Orbitais

Considerando a área coberta pela carta como critério, foram selecionadas imagens referentes à região Cololo no Catálogo de Imagens do INPE (<<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>>). A seleção de imagens constitui um dos maiores desafios para a realização deste tipo de trabalho. Embora o INPE disponibilize um catálogo de imagens vasto, a procura por imagens adequadas é laboriosa e nem sempre satisfatória. Muitas cenas possuem alta cobertura de nuvens, o que é bastante comum já que se trata de uma região tropical. Há, também, a ocorrência de ruídos e de instabilidade da plataforma, no caso do satélite CBERS. Assim, buscou-se identificar o maior número possível de cenas considerando a qualidade e a época de imageamento, privilegiando imagens: (i) durante a estação seca, pois a incidência de nebulosidade é menor ou (ii) no final do período úmido, que para a Bolívia ocorre entre os meses de outubro e abril (Vuille *et al.*, 2008). Foram selecionadas 1 imagem HRC/ CBERS-2B e 17 cenas Landsat-5/TM.

3.2.2.1. Câmara Pancromática de Alta Resolução – HRC/CBERS-2B

Apenas uma cena HRC/CBERS-2B adequada foi encontrada no catálogo do INPE. Algumas características da imagem podem ser visualizadas na Tabela 3.4 e na Figura 3.2.

Tabela 3.4. Cena HRC/CBERS-2B.

Data	Sensor	Missão	Órbita/Ponto	Azimute Solar	Elevação
22/05/2008	HRC	CBERS-2B	179-A/117-1	32,9851	48,2173

Pancromática
0,50-0,80 μm

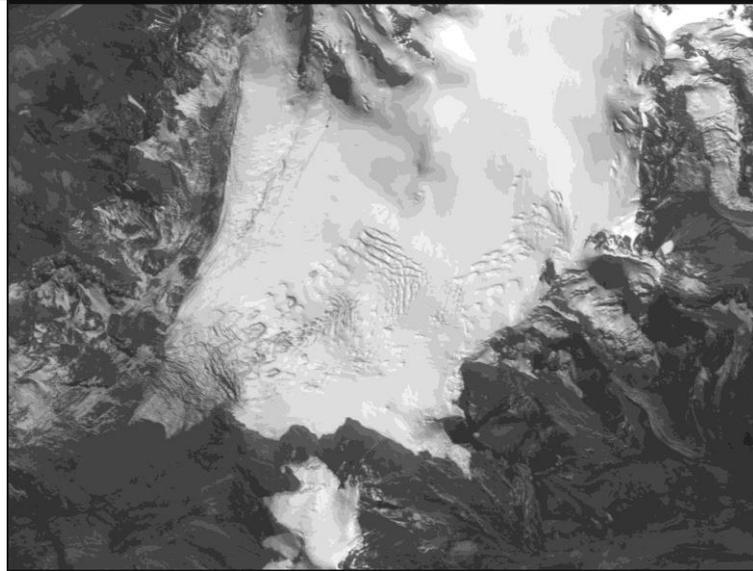


Figura 3.2. Geleira Cololo (Cordilheira Apolobamba, Bolívia), área de 4,5 x 3,45 km destacada da cena HRC/CBERS-2B.

3.2.2.2. *Thematic Mapper/Landsat-5*

Para este estudo foram selecionadas 17 imagens TM/Landsat-5 abrangendo a área de estudo desde 1989 até 2011, priorizando a estação seca associada ao inverno austral (Tabela 3.5).

Tabela 3.5. Cenas TM/Landsat-5.

Data	Sensor	Missão	Órbita/Ponto	Azimute Solar	Elevação Solar
14/08/1989	TM	Landsat 5	002/70	54,651	42,5991
01/08/1990	TM	Landsat 5	002/70	51,7105	38,7844
21/07/1992	TM	Landsat 5	002/70	48,8511	37,8798
12/08/1994	TM	Landsat 5	002/70	55,1335	40,3137
31/08/1995	TM	Landsat 5	002/70	63,8831	41,4119
02/09/1996	TM	Landsat 5	002/70	62,5462	45,2113
05/09/1997	TM	Landsat 5	002/70	60,8344	49,1535
11/09/1999	TM	Landsat 5	002/70	62,2593	51,648
30/07/2001	TM	Landsat 5	002/70	47,321	42,2466
04/07/2003	TM	Landsat 5	002/70	43,4431	38,9679
22/07/2004	TM	Landsat 5	002/70	45,1506	41,4917
10/08/2005	TM	Landsat 5	002/70	48,4991	45,752
12/07/2006	TM	Landsat 5	002/70	40,9366	42,14
03/09/2008	TM	Landsat 5	002/70	57,3318	51,4617
05/08/2009	TM	Landsat 5	002/70	46,8707	44,9414
08/08/2010	TM	Landsat 5	002/70	47,3003	45,7441
27/08/2011	TM	Landsat 5	002/70	53,5901	50,0111

3.3. Métodos

A metodologia foi dividida em 3 etapas principais: pré-processamento, processamento e pós-processamento. A primeira etapa compreende a preparação dos materiais para a integração em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG). A segunda etapa apresenta as técnicas desenvolvidas para a classificação das geleiras e a geração do Modelo Digital de Elevação (MDE). A terceira etapa envolve o tratamento final das informações geradas, necessário a integração no ambiente SIG. Foram utilizados diversos programas computacionais, sendo os principais destacados na Tabela 3.6 e os programas usados de forma auxiliar apenas citados ao longo do texto.

Tabela 3.6. Principais programas utilizados neste estudo.

Programa	Aplicação
ERDAS	Georreferenciamento das imagens orbitais e classificação das geleiras
ARCGIS	Georreferenciamento e vetorização da carta topográfica e integração das informações cartográficas e orbitais
SGEMS	Interpolação e geração do MDE
GSLIB	Validação do MDE

3.3.1. Pré-Processamento

As imagens geradas por sensores orbitais demandam uma série de correções para que possam ser utilizadas conjuntamente. Primeiramente deve-se realizar uma correção geométrica. Este processo atribui propriedades de escala e de projeção de um sistema cartográfico adequado às informações digitais. Esse processo, denominado georreferenciamento, é realizado com a definição de pontos de controle (GCP), que são pontos do terreno (com coordenadas bem definidas) correspondentes a pontos reconhecidos na imagem a ser referenciada.

As imagens são disponibilizadas pelo INPE corrigidas radiometricamente (nível 1) , mas é necessário registrá-las, adequando todas as imagens ao mesmo sistema de coordenadas e sistema geodésico de referência. Neste estudo foram aplicadas as coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator) e sistema geodésico WGS84 (*World Geodetic System 84*) – zona 19S.

A partir da informação cartográfica foram obtidos pontos de controle para o georreferenciamento e ortoretificação da imagem de alta resolução. A imagem HRC/CBERS-2B foi então utilizada para registrar a imagem TM/Landsat-5 do ano de 1989 com erro médio quadrático (RMS) de 0,77 e 67 pontos de controle. Destes, apenas 12 foram identificados automaticamente utilizando o aplicativo *AutoSync Workstation Erdas Imagine 9.2*. As demais imagens TM foram registradas tendo por referência a cena de 1989. O aplicativo *AutoSync Workstation* realiza o corregristo de imagens utilizando filtros morfológicos para a identificação dos GCPs, e possibilita que o analista exclua e inclua pontos manualmente. Na Tabela 3.7 estão definidos os RMS das 16 imagens registradas à imagem TM de 1989.

Tabela 3.7. RMS resultante do corregristo das cenas TM/Landsat-5, 001-71, período 1990–2011, tendo por imagem de referência a cena de 1989 corregristada com a imagem de alta resolução do CBERS-2B.

Ano	RMS	Ano	RMS
1990	0,34	2003	0,41
1992	0,44	2004	0,33
1994	0,37	2005	0,42
1995	0,33	2006	0,39
1996	0,36	2008	0,38
1997	0,32	2009	0,43
1999	0,38	2010	0,58
2001	0,45	2011	0,39

3.3.2. Processamento

3.3.2.1. NDSI – *Normalized-Difference Snow Index*

A utilização de operações entre bandas do visível e do infravermelho próximo é largamente aplicada em estudos de vegetação (NDVI - *Normalized-Difference Vegetation Index*) e desde os anos 1970 é usado em estudos de glaciologia sendo denominado *Normalized-Difference Snow Index* (NDSI) (Hall e Rigs, 2010). Esses índices utilizam duas bandas, onde o fenômeno de interesse apresenta respostas espectrais opostas e, utilizando operações matemáticas simples, reduzem a dimensionalidade dos dados.

Há trabalhos que desenvolvem o NDSI utilizando a conversão dos contadores digitais para reflectância (Ariza 2006; Ramírez *et al.* 2011) e outros que utilizam o próprio número digital (Hendriks e Pellikka, 2007; Silverio e Jaquet, 2012). Por exemplo, Ariza (2006), ao desenvolver estudo sobre o Nevado Del Huilla, nos Andes colombianos, utilizou valores de reflectancia para analisar imagens MSS, TM e ETM+. Mas conforme Hendriks e Pellikka (2007), GLIMS *Algorithm Working Group* (Kääb *et al.*, 2004) e Silverio e Jaquet (2012), esta conversão não melhora a identificação da área coberta por gelo utilizando o NDSI e, assim, não precisa ser realizada, resultando em redução do tempo de processamento. Isso é possível porque a obtenção de imagens artificiais, que contêm informações reduzidas às mesmas dimensões, possibilita a análise temporal do fenômeno variando dentro de um mesmo intervalo de valores.

Neste trabalho a metodologia foi realizada aplicando o NDSI aos contadores digitais. O algoritmo utilizado para a diferenciação das geleiras foi desenvolvido utilizando o aplicativo *Modeler Erdas* (Figura 3.4). De maneira geral, pode-se dizer que a implementação do classificador envolve as etapas de identificação das geleiras propriamente ditas e subtração dos corpos d'água e de nuvens.

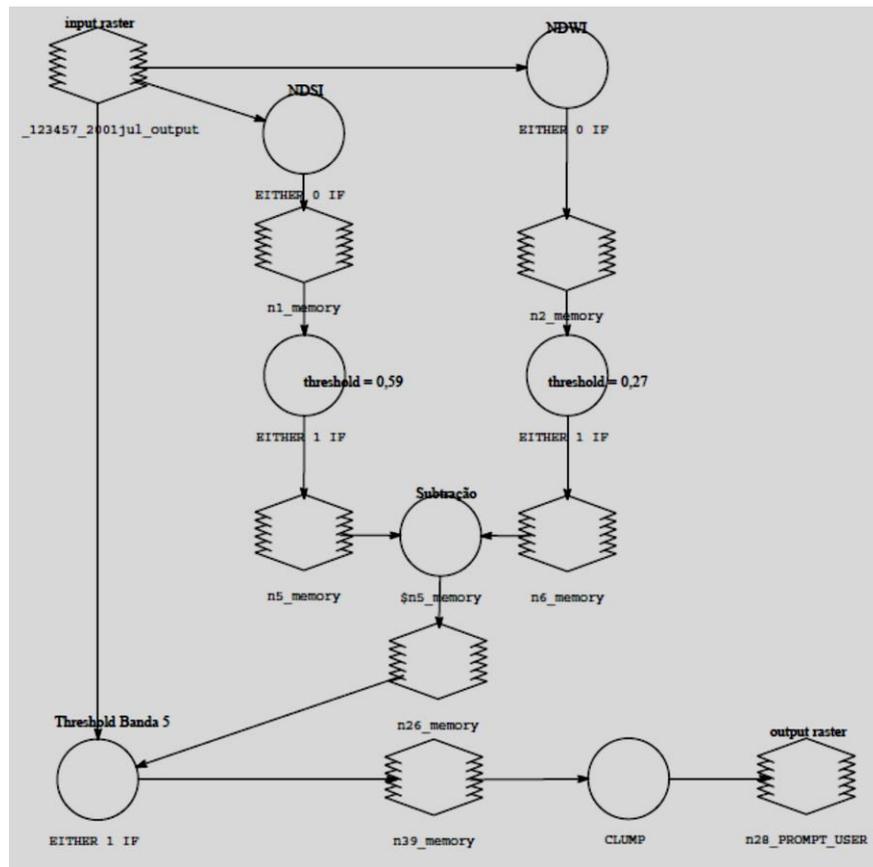


Figura 3.4. Fluxograma de implementação *Erdas Modeler* utilizado para classificar a cobertura de gelo do Nevado Cololo.

A neve se distingue de outros materiais da superfície terrestre por apresentar alta reflectividade na parte visível do espectro e baixa reflectividade no infravermelho próximo (Ariza, 2006). A combinação dessas duas propriedades espectrais é utilizada pela diferença normalizada aplicada pelo NDSI (Equação 3.1) e que gera como produto uma imagem artificial normalizada onde a cobertura glacial é realçada e em seguida diferenciada de outros materiais a partir da definição de um limiar. O limiar de 0,59 foi definido a partir da determinação do comportamento médio dos valores de NDSI nas imagens artificiais geradas. Foram seleccionadas áreas de interesse onde a cobertura glacial era evidente. Combinações de bandas TM e a imagem de alta resolução foram utilizadas de maneira auxiliar para a seleção dessas áreas.

$$NDSI = \frac{(TM2-TM5)}{(TM2+TM5)} \quad (\text{Equação 3.1})$$

O NDSI é uma ferramenta confiável para a identificação da cobertura de neve e gelo. Entretanto, não distingue corpos d'água e, por isso, deve-se refinar o resultado subtraindo os corpos d'água reconhecidos pelo *Normalized Difference Water Index* (NDWI) (Equação 3.2) do NDSI.

$$NDWI = \frac{(TM2 - TM4)}{(TM2 + TM4)} \quad (\text{Equação 3.2})$$

O índice NDWI utiliza as bandas que abrangem os intervalos espectrais correspondentes ao verde e ao infravermelho próximo onde os corpos d'água tendem a se comportar espectralmente de maneira oposta. O limiar utilizado para a diferenciação dos corpos d'água foi determinado a partir da seleção de uma área de interesse referente a um lago em frente à geleira Cololo, vetorizada manualmente utilizando a banda TM4 da cena de 2011. Em seguida foram coletadas informações estatísticas dessa área de interesse em todas as imagens TM/Landsat-5 selecionadas para este estudo (Figura 3.5). Esse lago proglacial foi selecionado por ter se formado durante o período em análise e, dessa forma, foi possível obter o limiar a partir do valor médio de NDWI quando do seu estabelecimento. Assim, concluiu-se que o lago resultante da retração da geleira Cololo se estabeleceu entre 2001 e 2004 e o limiar foi definido como sendo 0,27.

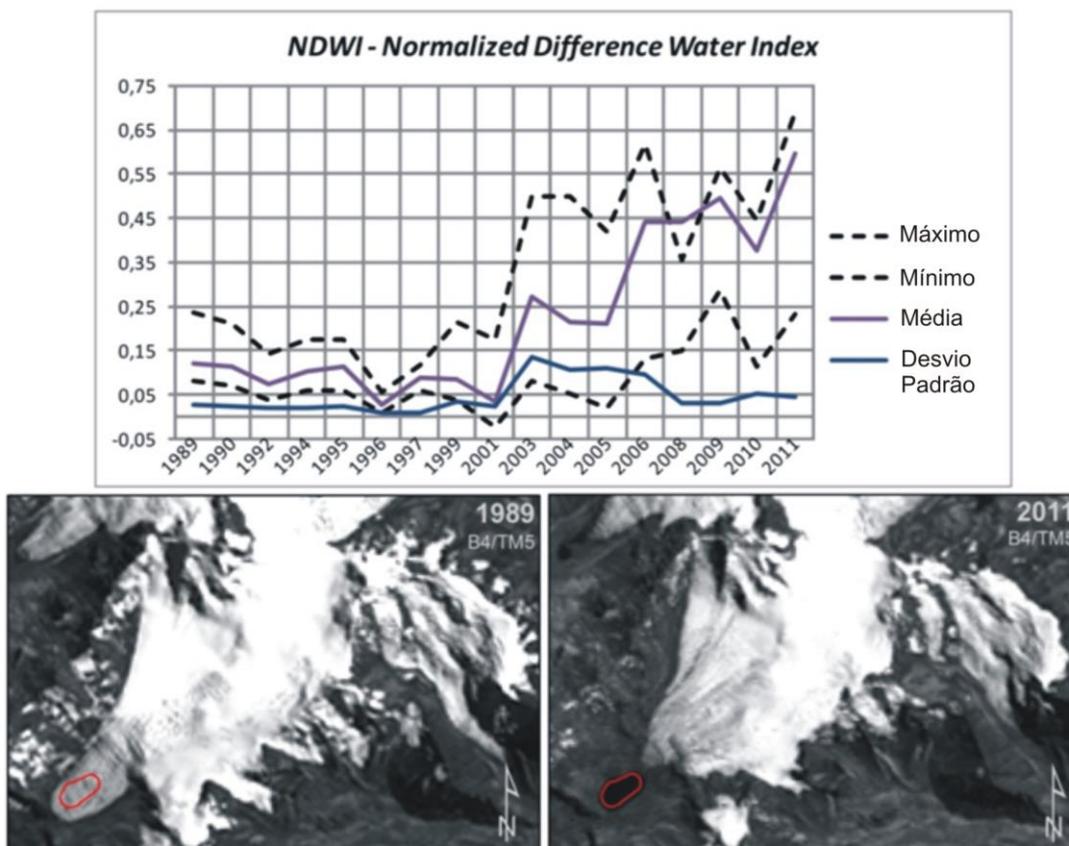


Figura 3.5. A definição do limiar para a criação da máscara de água se deu a partir da criação de um polígono de interesse criado sobre um lago proglacial na imagem de 2011 utilizando a banda 4. Considerando esse polígono, foram obtidas as principais estatísticas nas imagens NDWI para a determinação do limiar.

Em seguida foi utilizado um limiar para a banda TM5 para a remoção de possíveis nuvens nas imagens (Figura 3.6). A definição se deu a partir da cena de 2001 onde foi identificado um setor sobre a geleira onde havia a ocorrência de nuvens. O limiar 90 refere-se a contador digital, acima desse limite admitiu-se a ocorrência de nebulosidade, pois nos comprimentos de onda delimitados pela banda TM5 a reflectividade da nebulosidade permanece elevada enquanto que a da cobertura de gelo não.

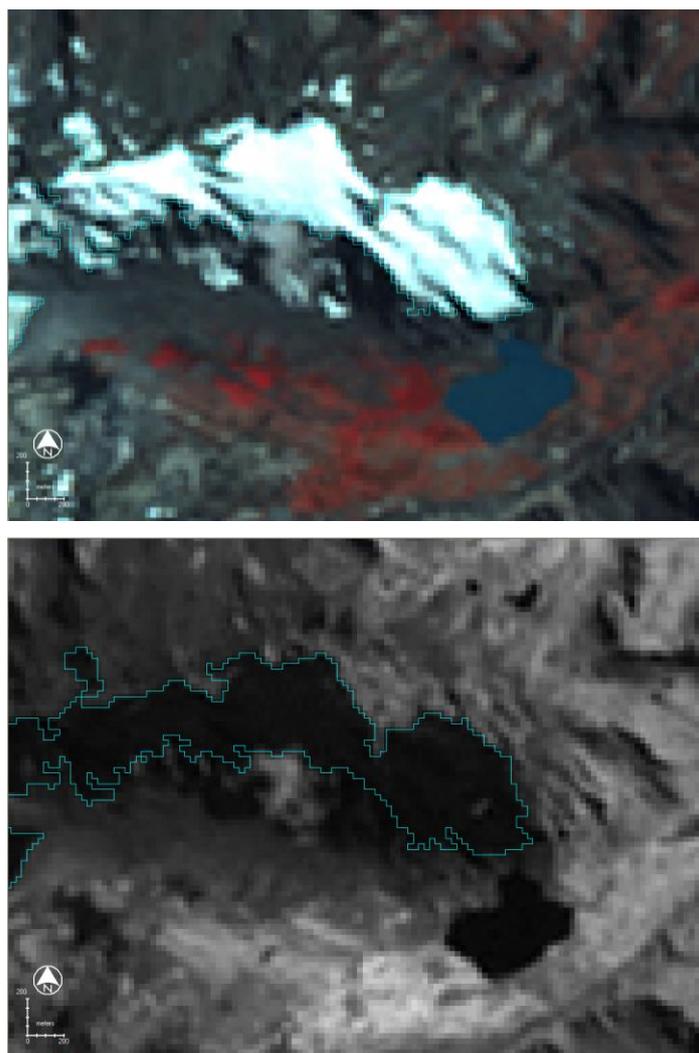


Figura 3.6. Detecção de bordas em setores com cobertura de nuvens, imagem TM de 2001. Vista superior: composição TM 432. Vista inferior: banda 5.

3.3.2.2. Modelo Digital de Elevação

O Modelo Digital de Elevação (MDE) é uma representação matemática da distribuição espacial da característica de um fenômeno vinculada a uma superfície real (DPI/INPE, 2012). A

obtenção de MDE oferece o produto mais comum para a extração de informações topográficas e para a modelagem de processos superficiais como a glaciação (Bolch *et al.*, 2005). A topografia pode ser considerada um fenômeno espacial e temporal, pois é resultado de processos endogenéticos e exogenéticos que atuam ou atuaram na paisagem e tem relativa estabilidade no tempo histórico. Portanto, é fundamental para a análise de eventos que só são possíveis considerando uma terceira dimensão.

MDEs podem ser obtidos a partir de diversos tipos de dados e técnicas. Entretanto, a coleta de informação no terreno é bastante desejável para a realização de modelos mais acurados. Os modelos mais comumente usados em trabalhos de geoprocessamento e sensoriamento remoto são os MDEs derivados dos modelos globais SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e o ASTERGDEM (*ASTER Global Digital Elevation Map*). Também podem ser obtidos modelos a partir de pares de imagens estereoscópicas. As imagens ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection*) são indicadas pelo GLIMS, mas podem também ser obtidas por outros sensores como o CCD (*Charge-Coupled Device*) do satélite sinobrasileiro CBERS. Entretanto, a acurácia desses modelos está diretamente vinculada a obtenção de pontos de controle em campo (Bolch e Kamp, 2006). A principal vantagem dos MDEs gerados a partir das imagens ASTER é capacidade de gerar modelos multitemporários aplicáveis ao monitoramento de geleiras (Bolch e Kamp, 2006).

A distribuição espacial de um fenômeno pode ser inferida pela interpolação de dados amostrais pontuais através de técnicas como triangulação, média local das amostras e métodos da distância inversa. No entanto, esses interpoladores apresentam resultados insatisfatórios quando o número de amostras é esparso e não incorporam a distribuição geográfica do fenômeno. Muitos diagnósticos próprios das Ciências da Terra são resultados de estudos realizados a partir de dados amostrais de fenômenos que não ocorrem de maneira aleatória espacialmente. Contudo, na maioria das vezes, os dados não são abundantes devido a dificuldades de amostragem (inerente) e análise das coletas. Essas dificuldades têm a ver com a acessibilidade e os recursos, humanos e financeiros, necessários. Dessa forma, é imprescindível que o analista utilize técnicas de inferência visando a melhor interpolação dos dados amostrais existentes sobre a área de interesse.

A geoestatística oferece uma série de ferramentas que tornam possível a descrição da continuidade espacial de características de fenômenos naturais (Isaaks e Srivastava, 1989). Na geoestatística a existência de um modelo de dependência espacial permite estimar um atributo em locais onde este não foi amostrado (Goovaerts, 1997). Para que os resultados sejam precisos deve-se conhecer estatisticamente os dados amostrais, a continuidade espacial e o comportamento físico dos fenômenos de interesse. A Krigagem, diferente de outros métodos de interpolação, estima uma matriz de covariância espacial que determina os pesos atribuídos às diferentes amostras, levando em conta a redundância dos dados (agrupamento), a vizinhança a

ser considerada na inferência e o erro associado ao valor estimado. Assim, a interpolação de dados amostrais se dá por combinações lineares que tratam este endereçamento com um peso definido pela quantidade de pares de amostras separados por uma determinada distância (variograma e correlograma, por exemplo) para prever valores em áreas não amostradas. Essas idéias tiveram início com Daniel Krige (1951) e tem forte embasamento na teoria das variáveis regionalizadas de Matheron (1971) (Camargo, 1998).

A interpolação dos dados, ou estimativa dos valores onde não existem dados amostrados, demanda a execução de quatro etapas: análise estatística dos dados amostrais, identificação dos eixos de continuidade espacial, definição do modelo variográfico e validação cruzada e interpolação, a krigagem propriamente dita (Costa e Souza, 2011). A obtenção de histogramas e sumários estatísticos caracteriza a distribuição dos valores amostrais auxiliando na organização dos dados e, por conseguinte, na caracterização e definição de estratégias para determinação da continuidade espacial e krigagem.

A continuidade espacial é a medida de variabilidade dos dados amostrais, ou seja, é medida a partir da relação da variância com a distância. Essa relação parte da ideia de que certos eventos contínuos apresentam variação de certas propriedades de acordo com a direção (anisotropia). Para isso, contam-se os pares de dados com a mesma distância (*lag*) entre si e o quanto o teor varia nessa distância. Assim são obtidos os variogramas práticos referentes às direções de maior e menor anisotropia aos quais serão ajustados os variogramas teóricos necessários para a definição dos pesos do estimador da krigagem ordinária (KO).

No gráfico do variograma (Equação 3.3), também chamado semivariograma, coloca-se a variância no eixo *y* e a distância (*lag*) no eixo *x* e são plotados os pares de pontos que apresentam a mesma distância e a sua variância média (Figura 3.7). Com os dados plotados no gráfico, deve-se ver a tendência dos pontos para $x=0$, ou seja, quando a distância entre as amostras é zero. Essa tendência é chamada de “efeito pepita” (*nugget effect*). A curva do variograma é montada considerando o efeito pepita e a variância de todos os teores do banco de dados. A diferença entre o efeito pepita e a variância das amostras é chamada de “*sill*”. Os valores de efeito pepita e *sill* devem ser indicados no modelamento do variograma para que se possa ajustar a curva do modelo de variograma teórico. Geralmente são utilizados os modelos exponencial, esférico e gaussiano (Isaaks e Srivastava, 1989; Goovaerts, 1997).

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (\text{Equação 3.3})$$

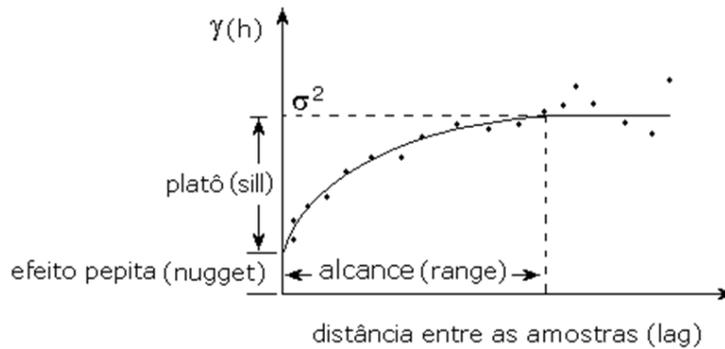


Figura 3.7. Partes constituintes do variograma (ou semivariograma) (Costa e Souza, 2011).

O modelo teórico ajustado ao variograma prático determinará os pesos atribuídos aos dados amostrais para a estimativa dos pontos não amostrados definidos como os nós de uma malha regular. A KO realiza as estimativas ponderadas por combinações lineares dos dados disponíveis e a ausência de viés é confirmada se a média residual for igual a zero (Isaaks e Srivastava, 1989). Dentre várias técnicas de krigagem, a do tipo ordinária concebe uma forma de estimação linear para uma variável regionalizada que não requer a definição de média global, necessária para a krigagem simples, pois assume a hipótese da estacionaridade da média restrita a uma vizinhança centrada no local que se está estimando. Esta média desconhecida é filtrada do estimador linear limitando o somatório dos pesos da krigagem a 1 (Goovaerts, 1997).

$$Z^*(u) = \sum_{a=1}^{n(u)} \lambda_a(u) Z(u_a) \quad (\text{Equação 3.4})$$

A Equação 3.4 fornece o estimador KO em que $Z^*(u)$ são os dados experimentais, os λ_a ponderadores associados aos locais conhecidos, $Z(u_a)$ e n refere-se ao número total de dados.

Para este trabalho propomos obter o MDE do Nevado Cololo utilizando os programas SGEMS (Remy *et al.*, 2012) e GSLIB (Deutsch e Schnezler, 2009) com auxílio dos aplicativos Excel e Wordpad (Microsoft) e ArcToolbox Pro (ESRI) utilizando a interpolação pela metodologia da KO.

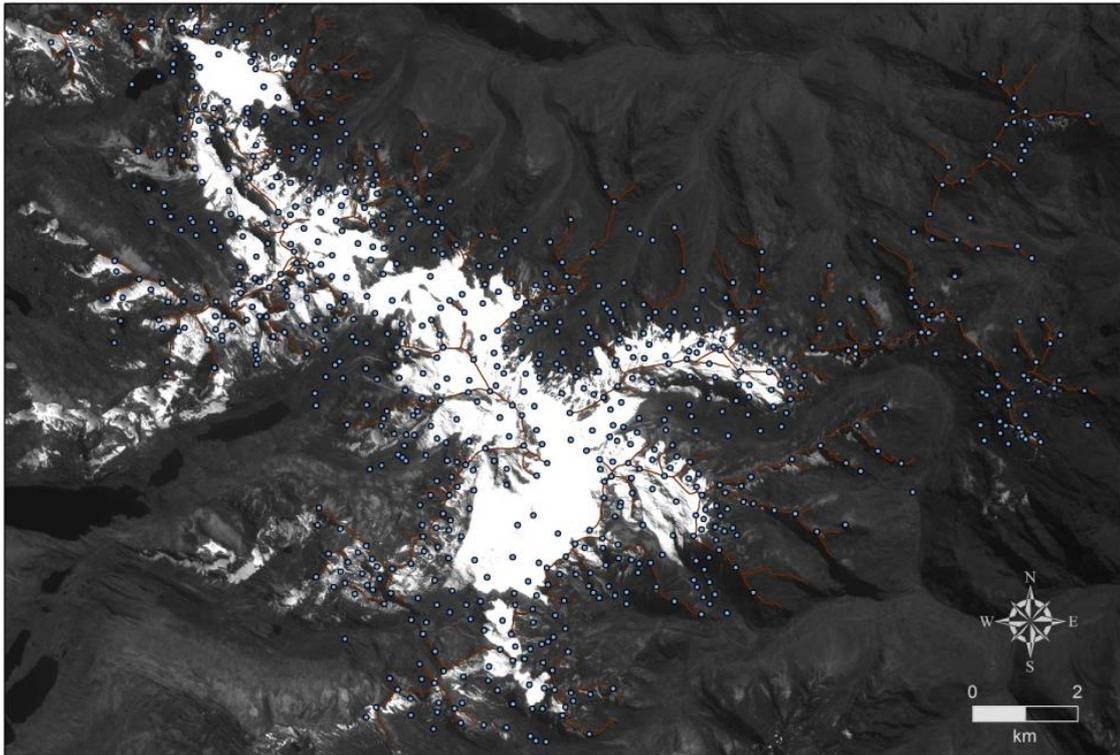


Figura 3.8. Localização dos pontos de elevação, obtidos da carta 1: 70 000, utilizados na interpolação sobre cena HRC/CBERS-2B.

Foram tomados da carta topográfica, digitalizada, 830 pontos de elevação definidos no formato vetorial. A distribuição espacial dos pontos cotados pode ser visto nas Figuras 3.8 e 3.9. Esses pontos foram inseridos no programa SGEMS para a obtenção do comportamento estatístico dos dados amostrais, determinação das direções de continuidade espacial, modelagem do variograma e krigagem. Também foi definida a malha para a interpolação, baseada nas coordenadas UTM/WGS84 da localização do Nevado Cololo, com os seguintes parâmetros: Origem: $x=478900/ y=8348800$; Dimensão da célula: $x=30/y=30$; Número de células: $x=670/y=510$. O número de células foi definido em função da resolução espacial das imagens TM/Landsat-5.

Na Figura 3.9 temos o mapa de localização dos dados amostrais e o sumário estatístico obtidos do SGEMS. A cota mínima verificada é 3.903 m e a máxima 5.776 m a.n.m., refletindo as altas altitudes do Nevado Cololo com a maioria dos pontos entre 4.000 e 5.000 m. A variância é uma medida de dispersão que reflete o comportamento entre os pares amostrais e é necessária a definição do modelo variográfico que, por sua vez, a relaciona com a distância que separa os pontos.

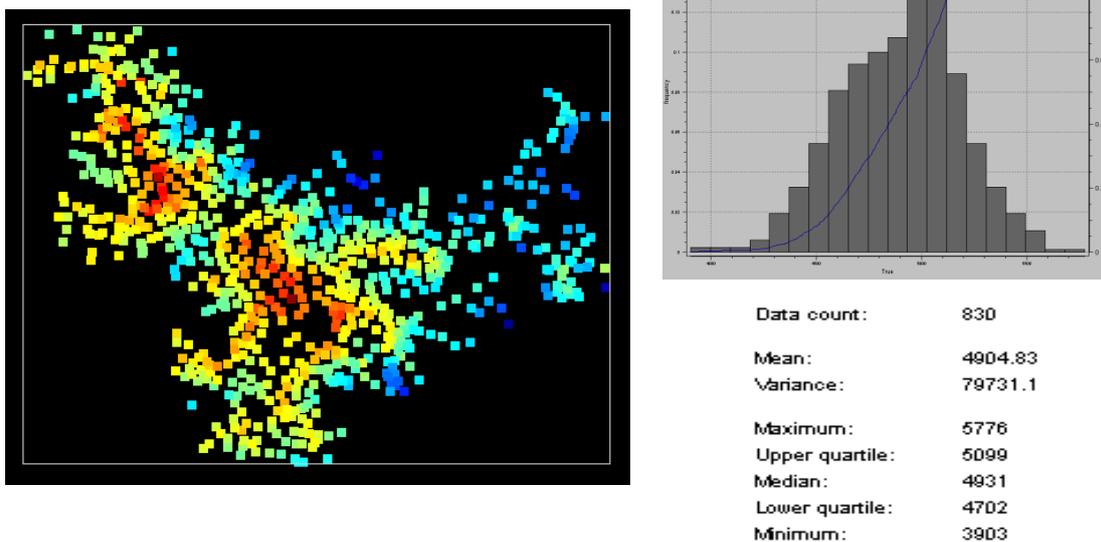


Figura 3.9. Mapa de localização, histograma e sumário estatístico dos dados amostrais das elevações do Nevado Cololo. Os pontos foram exagerados para otimizar o contraste visual.

Para a obtenção das direções de anisotropia foram utilizados os seguintes parâmetros: *Lags: 25; Lag separation: 300; lag tolerance: 150; azimuth: 150; dip: 0; angle tolerance: 11.25; bandwidth: 10000; Measure Type: Variogram.* O padrão de continuidade espacial foi investigado em diversas direções, por fim definiram-se os eixos de anisotropia. Os azimutes 150° e 40° foram identificados como os de maior e menor continuidade espacial, respectivamente.

O modelo foi ajustado ao variograma de maior continuidade espacial com os seguintes parâmetros: *Nugget Effect: 1000; Nb. of Structures: 2. Structure 1: Sill: 38731; Type: Spherical; Ranges: Max 2400, Med 2400, Min 0, Angles 150. Structure 2: Sill 39000; Type: Spherical; Ranges: Max 4800. Med 4800, min 2625.* O efeito pepita e o número de estruturas foram definidos com o auxílio dos variogramas experimentais omnidirecionais, onde o ângulo de tolerância é sempre maior que 90° (Figura 3.10).

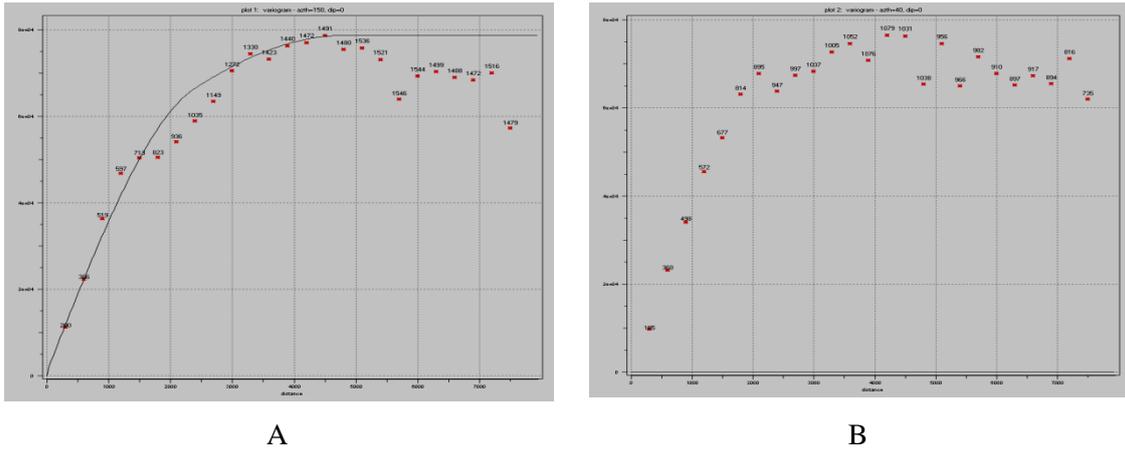


Figura 3.10. Variogramas das direções de maior (A) e menor (B) continuidade espacial e modelo teórico ajustado ao variograma (A).

O modelo foi validado utilizando a correlação cruzada. Essa validação é feita retirando-se um dado amostral por vez e reestimando-o a partir dos pontos remanescentes. Esta etapa foi realizada utilizando o aplicativo KT3D do GSLIB. Os 830 valores reestimados apresentaram alta correlação com os valores verdadeiros, coeficiente de correlação igual a 0,93 e decréscimo da variância (Figura 3.11). O decréscimo da variância resulta da suavização do modelo, pois o valor estimado é uma aproximação probabilística, e é inerente a técnicas de interpolação.

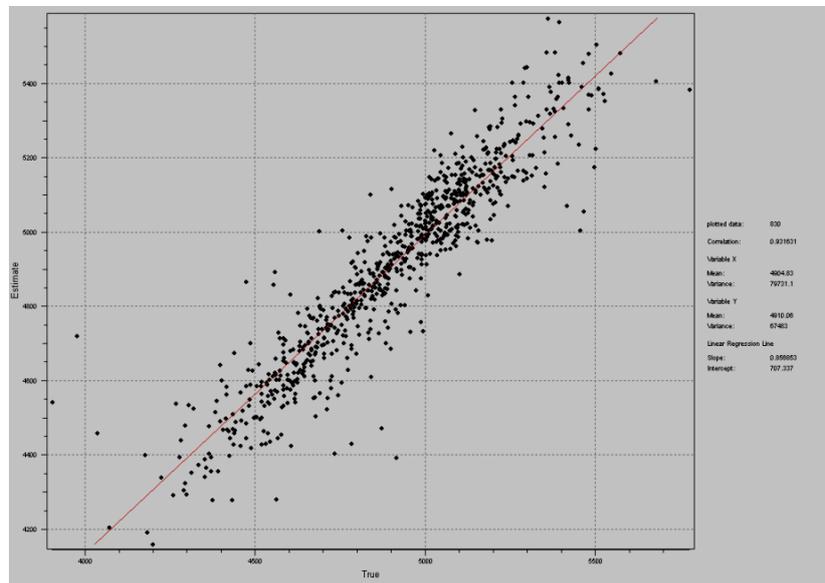


Figura 3.11. Gráfico de dispersão dos valores verdadeiros e dos estimados.

Na Figura 3.12 o gráfico de dispersão foi elaborado utilizando os resíduos e os valores estimados para a determinação da tendência do modelo. Os resíduos referem-se à diferença entre os valores estimados e verdadeiros, ou seja, o erro. A média dos resíduos é denominada

viés e espera-se que se aproxime de zero. No modelo determinado observa-se um viés de 5,2, o que indica que haverá locais onde a modelagem resultará em valores superestimados.

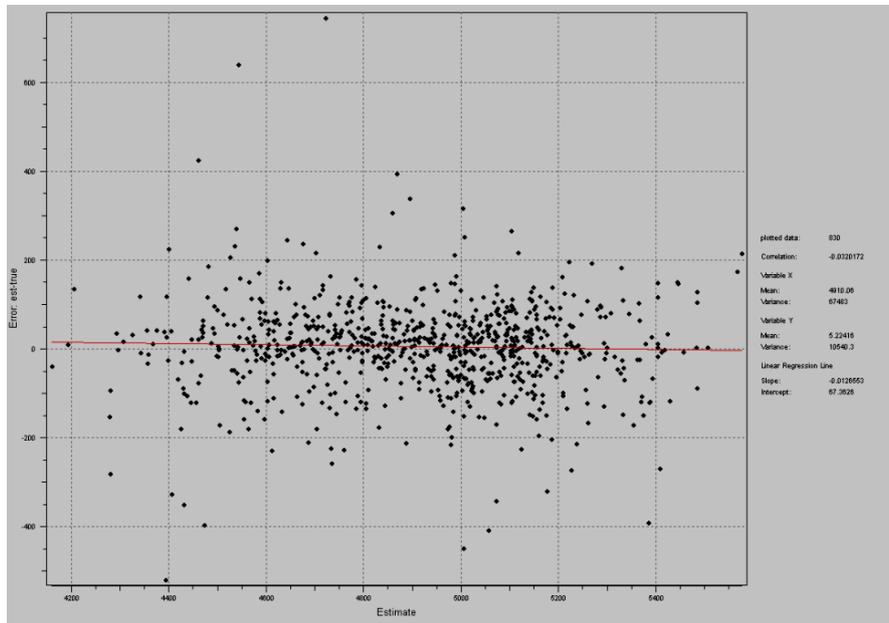


Figura 3.12. Gráfico de dispersão dos valores estimados e dos resíduos para a checagem da não tendenciosidade do modelo.

A tendência de obter valores superestimados também se reflete nos histogramas e mapas de localização (Figura 3.13). Na figura 3.13B observam-se pontos variando de amarelo a vermelho. Nestes locais, o modelo superestimou os valores. No entanto, considerou-se o desvio padrão do erro de $\pm 102,6$ m, aceitável para as finalidades deste estudo e o modelo foi considerado válido.

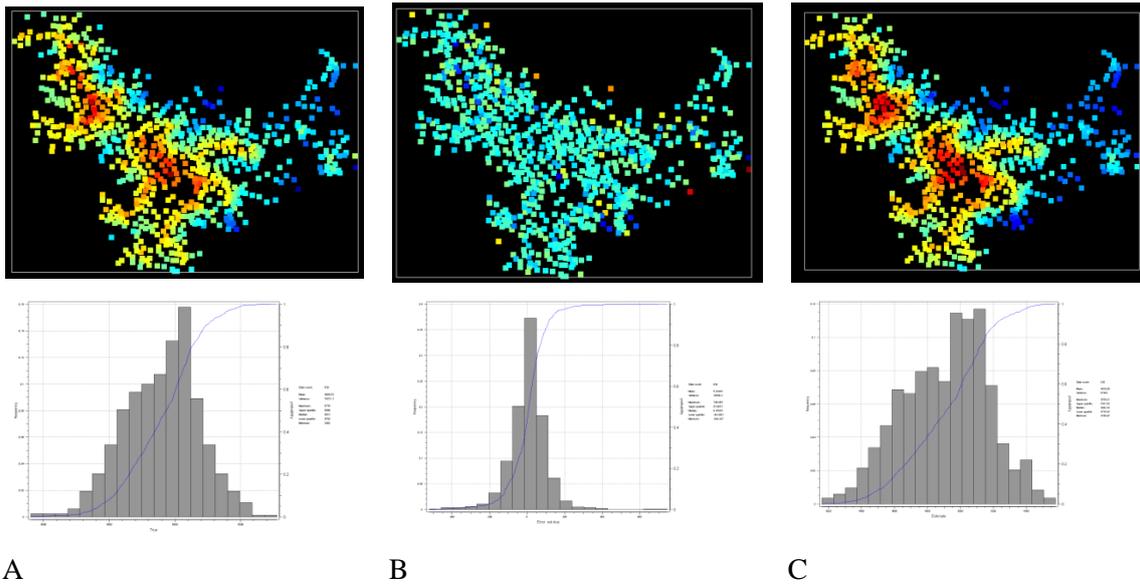


Figura 3.13. (A) pontos de elevação, (B) Erro: diferença entre o valor real e o estimado; (C) pontos de elevação estimados.

A etapa de interpolação foi realizada utilizando o estimador da krigagem ordinária utilizando o programa SGEMS. Na figura 3.14 estão os dados estimados e a variância da estimativa da forma como são visualizados no SGems. Grandes partes da grade necessária a krigagem não contem dados e por isso o interpolador realiza estimativas com grande variância, representada pelos tons de amarelo a vermelho (Figura 3.14B).

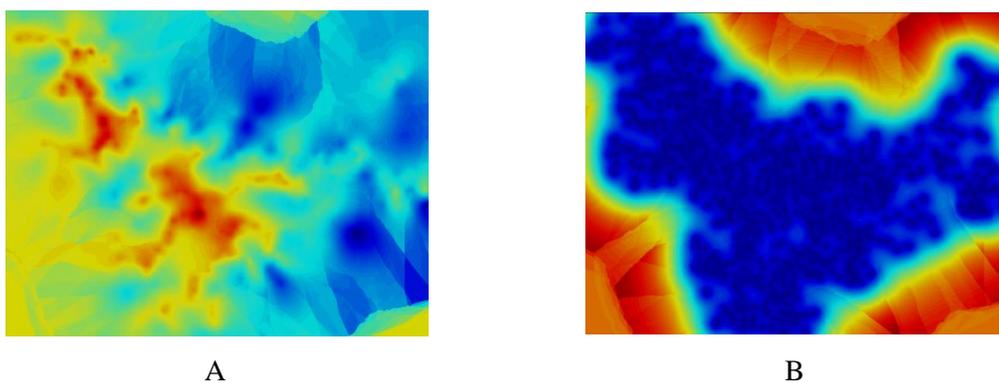


Figura 3.14. Resultado (A) e variância; (B) da Krigagem Ordinária dos pontos de elevação.

O resultado da krigagem foi convertido para o formato raster para utilização em ambiente de SIG. Utilizando o Erdas Imagine 9.2 foram retiradas as áreas onde não havia dados e, portanto, onde as estimativas geradas não faziam sentido (Figura 3.15A). Na figura 3.15B o

modelo resultante da interpolação por krigagem ordinária pode ser visualizado considerando as três dimensões com uma imagem TM/Landsat-5 de 1989 e as linhas de cumeada da carta topográfica.

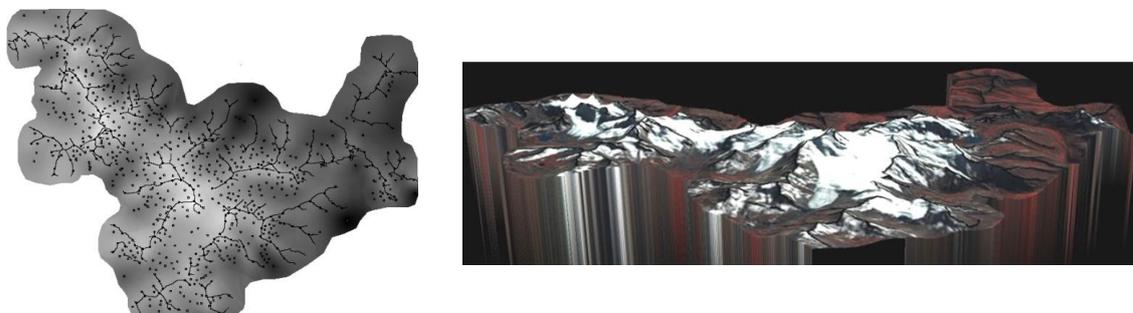


Figura 3.15. (A) Resultado da krigagem, definido no formato raster, com vetores de divisores de águas e pontos de elevação sobrepostos. (B) Visão em três dimensões com imagem TM e vetor de divisores de águas sobrepostos.

3.3.3. Pós-Processamento

a) NDSI

A classificação gerada foi refinada utilizando as ferramentas *Clump*, para a identificação de agrupamentos com 4 elementos contíguos, e *Eliminate* para exclusão de áreas menores que 111 pixels ($\sim 0,1 \text{ km}^2$) e confirmada manualmente utilizando a identificação da cobertura de gelo contida na carta topográfica. Dessa forma foram excluídas áreas com cobertura de neve sazonal que foram identificadas pelo classificador, mas que não constituíam geleiras.

b) MDE

O modelo demandou uma suavização para melhor contraste visual em setores onde havia poucos dados amostrais. Estes foram suavizados utilizando uma filtragem de redução de ruídos, foi utilizado um filtro estatístico de média 5 pixels x 5 pixels.

3.4. Variáveis climáticas na região do Nevado Cololo

Séries temporais de dados climáticos são escassas na região da Cordilheira Oriental. Assim, geralmente são utilizados dados provenientes de modelos como o *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research Reanalysis Project (NCEP/NCAR Reanalysis)* (Ribeiro, 2007; Racoviteanu *et al.*, 2008), *Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)* e *Climatic Research Unit Time-series (CRUTS)* (Rudolf *et al.*,

1993, 1994 e 2005; Rudolf e Schneider, 2005; Jones e Harris, 2008). Neste estudo utilizamos dados de precipitação e temperaturas do GPCC e CRUTS. Enquanto o modelo de reanálises (Racoviteanu *et al.*, 2008) fornece dados para uma grade cujas células apresentam a dimensão de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, os dados GPCC e CRU apresentam células com maior resolução espacial, dimensão $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, porém estes não apresentam dados para distintos níveis da atmosfera. Os dados GPCC e CRUTS são resultado da interpolação de dados de milhares de estações meteorológicas, com cobertura temporal irregular, ajustados a uma malha regular gaussiana. Estes dados são valiosos para a avaliação de mudanças de parâmetros ambientais climáticos em grandes escalas, mas fatores locais podem não ser percebidos. Todo interpolador tende a suavizar a informação e a dimensão das células abarcam distintos biomas cujas interações com o clima são bastante variadas como a região andina, interandina e amazônica e que resultam na informação média contida na célula.

3.4.1. Materiais e Métodos

Foram selecionados os dados de precipitação e temperatura, GPCC³ e CRUTS⁴, correspondentes a latitude $14^\circ 45'$ S e longitude $69^\circ 15'$ O, ID 2092. A área de cobertura desta célula pode ser verificada na Figura 3.16, onde os marcadores vermelhos correspondem aos vértices do pixel cuja resolução é $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. A partir das médias diárias foram obtidas as médias mensais para o período entre janeiro de 1975 e dezembro de 2009, para a série temporal de temperaturas, e de janeiro de 1975 a dezembro de 2010, para a de precipitações.

³ < <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html> >

⁴ < http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk_ATOM_dataent_1256223773328276 >



Figura 3.16. Localização dos vértices da célula selecionada para a coleta de dados de temperatura e precipitação GPCC e CRUTS, das estações Charazani e Cojata e do Nevado Cololo.

Também foram identificadas, nos bancos de dados do *Servício Nacional de Meteorología e Hidrología – Bolivia* (SENAMHI-BO)⁵ e do *Servício Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú* (SENAMHI-PE)⁶, as estações meteorológicas mais próximas ao Nevado Cololo que pudessem fornecer dados para o período em análise. Os dados são escassos e a maioria das estações apresenta problemas na regularidade da amostragem. Foram coletados os dados de precipitação da estação Charazani, de janeiro de 1979 a dezembro de 2011, e da estação Cojata, de outubro de 2007 a outubro de 2012. Na Figura 3.16 correspondem, respectivamente, aos marcadores azul e roxo. Os dados da estação Charazani correspondem a médias mensais e os dados da estação Cojata correspondem a temperaturas diárias médias

⁵ Sistema de Processamiento de Datos Meteorológicos: <http://www.senamhi.gob.bo>

⁶ <http://www.senamhi.gob.pe/>

máximas e mínimas das quais foram obtidas as médias mensais. Os dados tabulados, gráficos e tendências foram elaborados no aplicativo Excel.

Qualquer análise sobre variações ambientais nos Andes centrais deve levar em conta o fenômeno não sazonal oceânico-atmosférico de maior impacto sobre a região. A ocorrência de eventos El Niño é verificada pelo Índice Mutivariado ENOS, este índice leva em conta a variação do nível de pressão, das componentes zonais e meridionais dos campos de vento, da ocorrência de nebulosidade e das temperaturas superficiais oceânicas e atmosféricas no Oceano Pacífico tropical⁷. Na Figura 3.17 observa-se a oscilação entre eventos positivos e negativos no período 1950–2012.

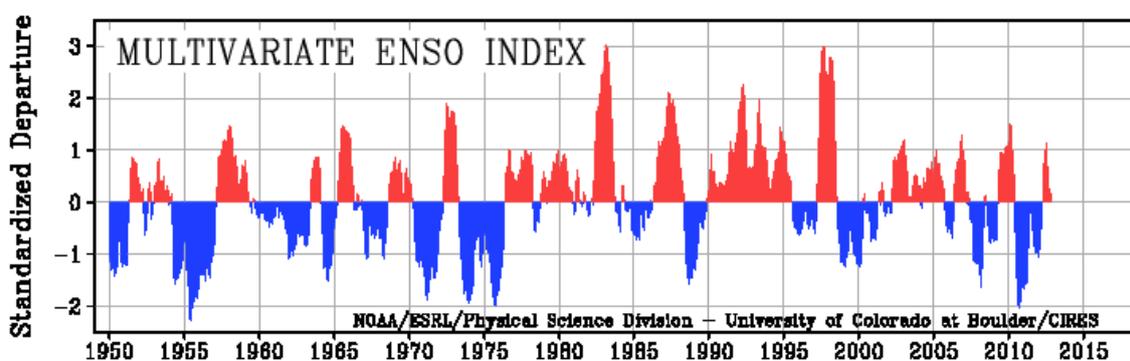


Figura 3.17. Série temporal da variação do índice multivariado ENSO 1950-2012 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>).

⁷ <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo expõe os produtos e as limitações da metodologia desenvolvida. Foram obtidas as superfícies das geleiras do Nevado Cololo para os anos de 1989, 1997, 2008 e 2011 a partir do método NDSI. Os dados vetoriais gerados foram analisados tendo como referência o modelo de elevação derivado das informações cartográficas. As geleiras foram individualizadas considerando as informações de Jordan (1990) e agrupadas num Sistema de Informação Geográfica (SIG) para a realização das análises estatísticas, inclusive as geradas pela vetorização das informações referentes a 1975. Também são apresentadas as informações obtidas dos dados climatológicos e as possíveis conexões com a perda da cobertura de gelo confirmada neste estudo.

4.1. Resultados

4.1.1. Incertezas e limitações das análises dos dados de SR

É necessário dimensionar as incertezas dos resultados obtidos, visto que as medidas resultantes da classificação e vetorização das geleiras são estimativas acerca das verdadeiras dimensões do corpo glacial e estas não podem ser conhecidas realmente, mas determinadas com erro associado. A definição do erro linear, horizontal, na identificação dos alvos é definida por Hall *et al.* (2003) baseada em Williams *et al.* (1991). O erro linear resulta da Equação 4.1, que leva em conta o tamanho de célula da imagem em análise, ao qual é somado ao RMS resultante do correto registro das imagens (Tabela 3.7).

$$\text{erro} = \sqrt{30^2 + 30^2} = 42,42 \text{ m} + \text{RMS} \quad (\text{Equação 4.1})$$

Sendo assim os erros lineares para os anos analisados são: ± 65 m para 1989, ± 52 m para 1997, ± 54 m para 2008, ± 54 m para 2011.

Para quantificar as incertezas quanto as áreas identificadas foi utilizada a equação 4.2 (Hall *et al.*, 2003), onde a é o erro a ser identificado; $A = x^2$, sendo que x é uma medida linear correspondente ao valor do pixel da imagem e d é a incerteza atribuída a x .

$$a = A * (2d/x) \quad (\text{Equação 4.2})$$

Sendo assim os erros para as áreas definidas para os anos analisados são: $\pm 0,0039$ km² para 1989, $\pm 0,0031$ km² para 1997, $\pm 0,0032$ km² para 2008, $\pm 0,0032$ km² para 2011.

Tabela 4.1. Variação geral da superfície das elevações da cobertura de gelo do Nevado Cololo: 1975, 1989, 1997, 2008 e 2011.

Parâmetro	1975			1989			1997			2008			2011		
	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média
Min. Z (m)	4317	5417	4833,14	4339	5417	4882,87	4462	5517	4924,96	4594	5417	4980,24	4626	5417	4988,9
Méd. Z (m)	4434,73	5446,89	4986,73	4892,56	5538,2	5100,34	4907,12	5538,2	5126,2	4929,78	5539,86	5152,59	4932,8	5536,1	5156,2
Declividade (°)	4,645	43,73	24,92	4,62	41,8	24,7	11,11	41,66	24,91	12,49	41,84	24,14	7,29	41,54	24,07
Orientação (°)	23,92	327,1	153,89	23,64	308,05	152,94	27,63	318,27	155,11	29,71	334,33	158,8	31,63	290,26	151,57
Geleiras	122			61			55			49			48		
Área total (km ²)	42,72			35,44 ±0,0039			31,4 ±0,0031			25,51 ±0,0032			24,77 ±0,0032		
Superfície (%)	100			82,96			73,50			59,71			57,98		

4.1.2. Variações da cobertura de gelo do Nevado Cololo

A perda contínua da superfície coberta por gelo do Nevado Cololo foi observada a partir de informações cartográficas, para o ano de 1975, e da classificação de imagens TM/Landsat-5 dos anos de 1989, 1997, 2008 e 2011. Durante o período 1975–2011 houve uma perda de 42,02% (17,95 km²) da superfície coberta por gelo e uma redução significativa do número de geleiras existentes. Das 122 identificadas (as manchas de gelo não foram incluídas na análise) em 1975 restam 48. Neste estudo consideramos as geleiras identificadas por Jordan (1990), e por isso, geleiras que se fracionaram durante o período analisado foram contabilizadas e analisadas como elementos da mesma geleira originária. A descrição estatística das geleiras da área de estudo, levando em conta os parâmetros fundamentais para caracterização, é apresentada na Tabela 4.1.

A perda superficial de 1,17% a⁻¹ é consistente com as tendências verificadas nas últimas décadas em outras geleiras tropicais da América do Sul e da África (Racoviteanu *et al.*, 2008a). Em 14 anos, de 1975 a 1989, houve uma redução de 7,28 km². Entre 1989 e 1997, 8 anos de intervalo, menos 4,04 km², e nos 11 anos seguintes (de 1997 a 2008), perda de 5,89 km². O intervalo mais curto, 2008–2011, mantém a tendência de retração das geleiras com a perda de 0,74 km² em apenas três anos. Esse comportamento demonstra que essas geleiras ainda não alcançaram uma situação de equilíbrio.

Nota-se uma clara desintegração de diversas geleiras bem como a retração em direção a cotas mais elevadas. Em 1975, o término das frentes glaciais atingia a cota mínima de 4.317 m a.n.m., mas em 2011 se elevou 309 m. Atualmente não existem geleiras com cotas inferiores a 4.626 m a.n.m. no Nevado Cololo.

No Nevado Cololo predominam geleiras com dimensões inferiores a 1 km² que podem ser caracterizadas como geleiras de anfiteatro, de nicho, franjas de gelo e de vale (Figuras 4.1 e 4.2). Há um predomínio dessas pequenas geleiras até a cota em torno dos 4.900 m a.n.m (Figura 4.1). A manutenção dessas geleiras está condicionada a existência da zona de acumulação, que possivelmente está também retraindo.

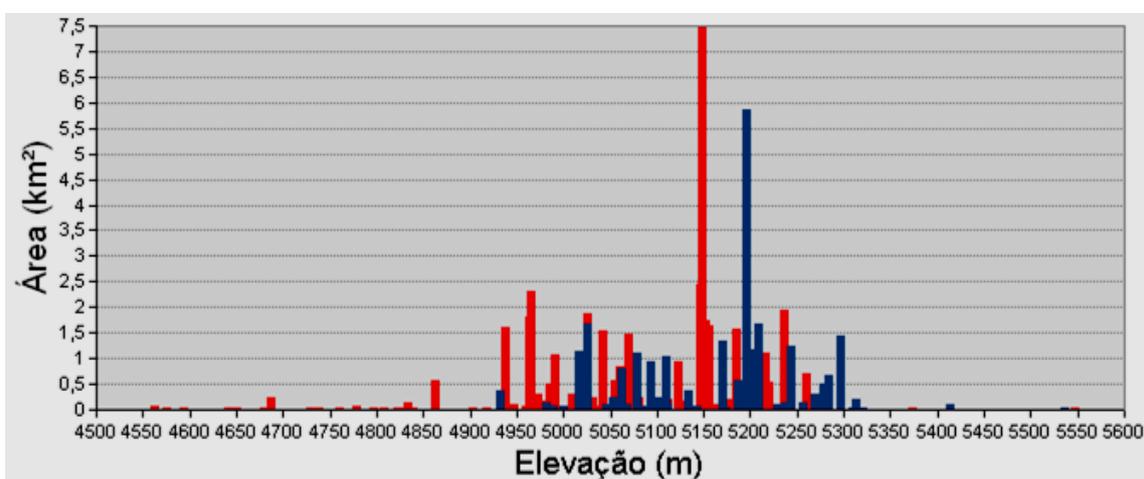


Figura 4.1. Distribuição das geleiras em função da área e da elevação média das mesmas, em 1975 (vermelho) e em 2011 (azul).

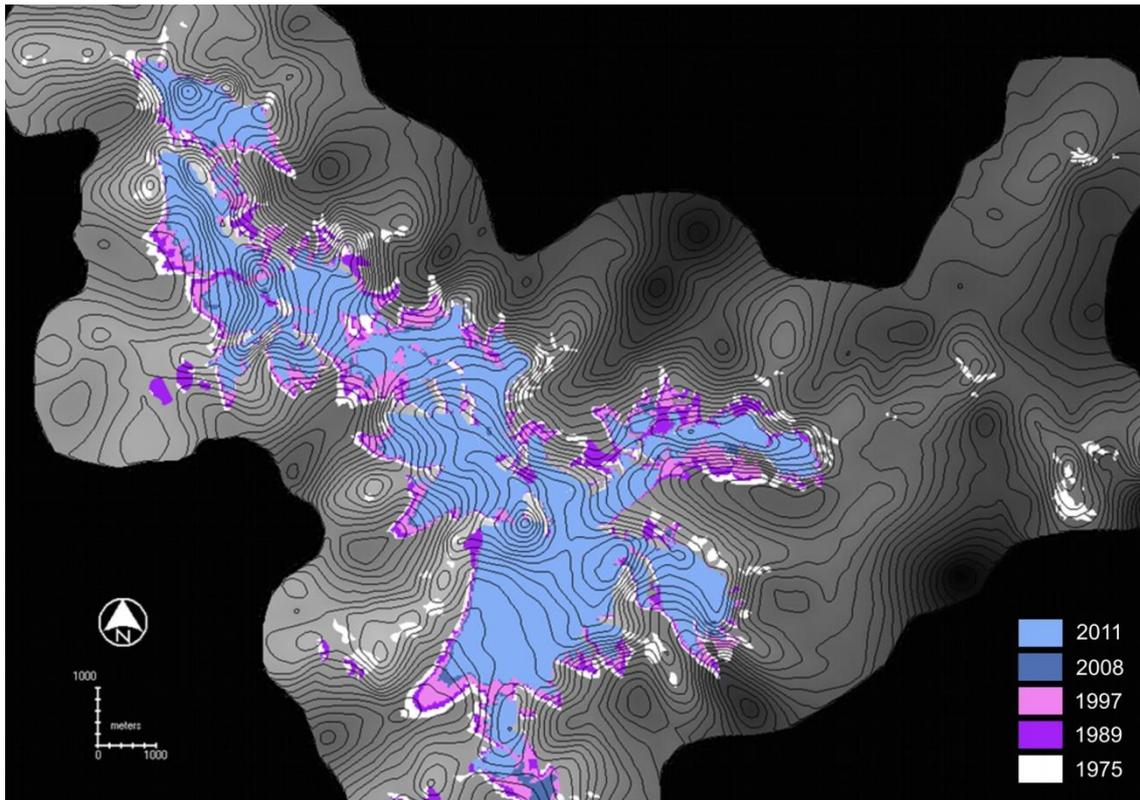


Figura 4.2. Extensão da cobertura de gelo do Nevado Cololo: 1975 (branco), 1989 (roxo), 1997 (rosa), 2008 (azul escuro) e 2011 (azul claro).

A figura 4.3, com escala logarítmica para o eixo das abscissas, destaca a evolução na das pequenas geleiras (< 1 km²) entre 1975 e 2011, observa-se a redução do número de geleiras de até 0,1 km². Além disso, nota-se que a perda de superfície das geleiras ocorreu em todas as vertentes, mas principalmente naquelas faces voltadas a nordeste e leste (Figura 4.4).

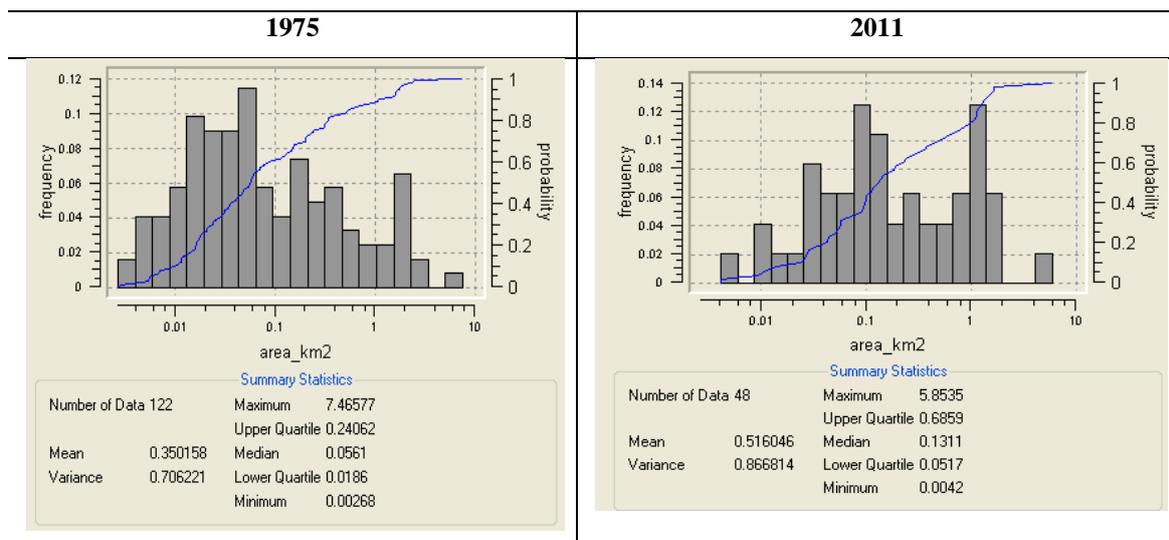


Figura 4.3. Variação da frequência de áreas das pequenas geleiras.

A redução no número de geleiras foi significativa em todas as direções. Mas as faces voltadas a sul ainda totalizam maior área, principalmente pela presença da geleira Cololo, atualmente com $5,85 \pm 0,0032 \text{ km}^2$.

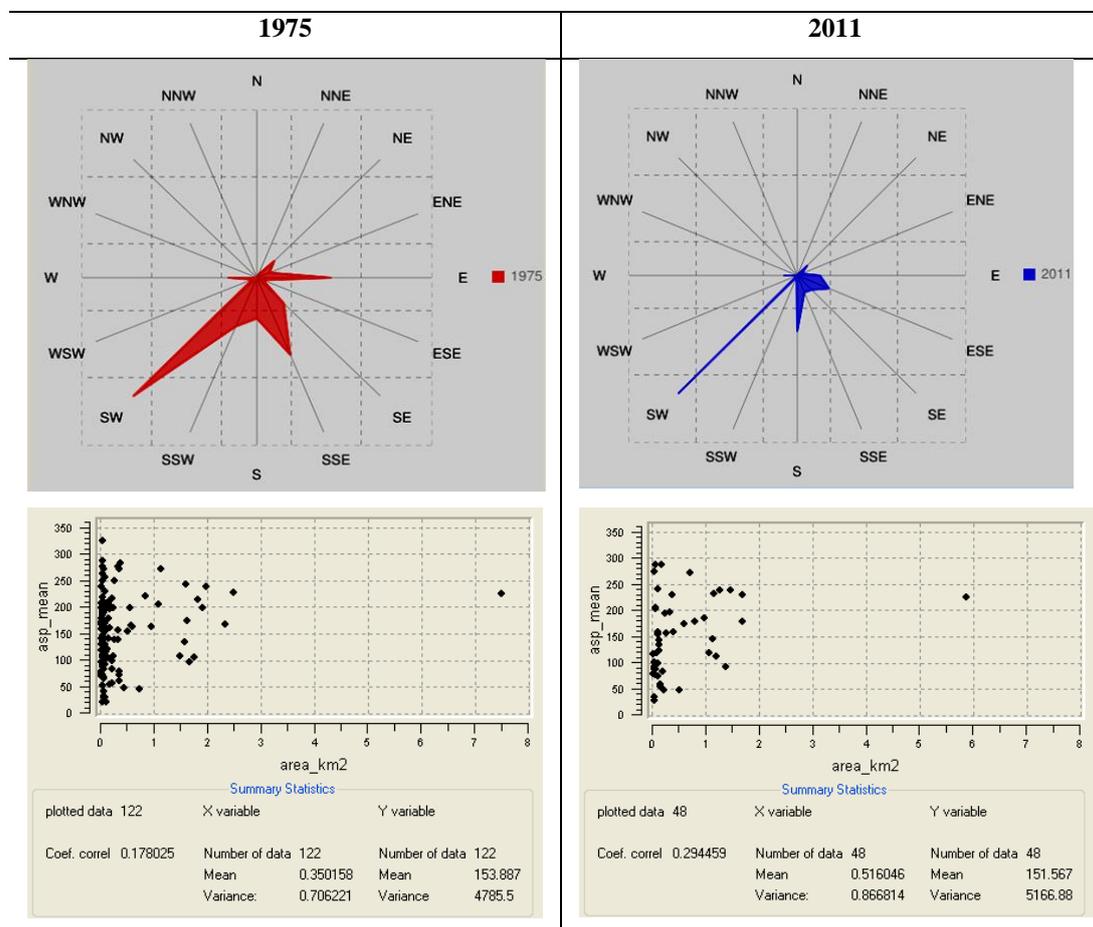


Figura 4.4. Frequência de ocorrência das geleiras do Nevado Cololo conforme a orientação em 1975 e 2011 (Gráficos direcionais elaborados em aplicativo <<http://www.envioware.com>>). Variação da área em relação a exposição (azimute) das geleiras.

A declividade média das geleiras durante o período em análise pouco se alterou, de $24,9^\circ$ chegou a $24,1^\circ$ (Figura 4.5). Porém houve aumento de geleiras cuja declividade média está entre 30° e 40° . As geleiras da região são geleiras quentes, e a declividade associada a contínua lubrificação basal pode contribuir para que esses corpos se tornem instáveis e venham a se movimentar bruscamente.

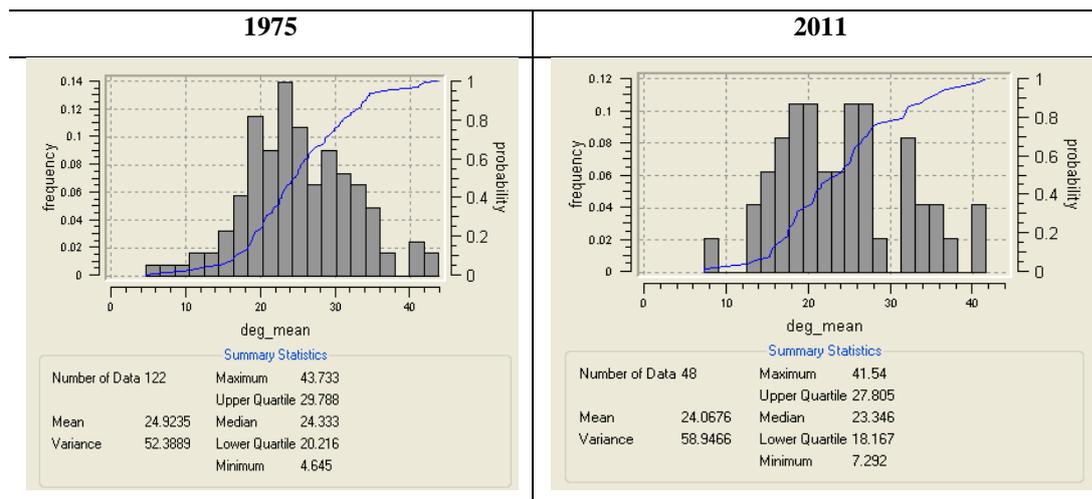


Figura 4.5. Freqüência da declividade média das geleiras do Nevado Cololo em 1975 e 2011.

A retração das frentes glaciais foi maior na face leste (Tabela 4.2). Enquanto em 1975 os términos das geleiras, tanto a leste quanto a oeste, alcançavam à cota mínima de 4.831 e 4.837 m a.n.m., respectivamente, passada a primeira década do século XXI a cota mínima a leste ultrapassou os 5.000 m de altitude e se elevou 97 m nas faces a oeste.

Tabela 4.2. Comparação das características médias das geleiras a leste e a oeste em 1975(A) e 2011(B).

	1975	Declividade (°)	Min Z (m)	Med Z (m)	Orientação (°)	Geleiras	Área (km ²)	Área total (km ²)
A	Leste	25,5	4831	4984,5	111,7	78	0,24	19,08
	Oeste	23,81	4837	4990,7	228,6	44	0,54	23,64
	2011	Declividade (°)	Min Z (m)	Med Z (m)	Orientação (°)	Geleiras	Área (km ²)	Área total (km ²)
B	Leste	26,31	5022	5173,50	104,7	30	0,27	8,04
	Oeste	20,33	4934	5127,45	229,7	18	0,93	16,73

Em 2011, das 48 geleiras restantes, apenas 17 apresentavam cota máxima acima dos 5.400 m a.n.m. (Figura 4.2). Rabatel *et al.* (2013) analisaram séries temporais de balanço de massa de geleiras tropicais e definiram a cota de 5.400 m a.n.m. como o valor mais aproximado da maior altitude alcançada pela linha de equilíbrio durante períodos de balanço anual negativo. Assim, 64% das geleiras do Nevado Cololo não apresentam zona de acumulação durante esses períodos.

A frente da geleira Cololo retraiu $292,7 \pm 65$ m entre 1975 e 1989, 105 ± 52 m entre 1989 e 1997, 549 ± 54 m entre 1997 e 2008 e $133,54 \pm 54$ m entre 2008 e 2011 (Figura 4.6). Como resultado dessa rápida retração, entre 1997 e 2008, formou-se um lago na frente da geleira e parte do gelo se desconectou do corpo principal.

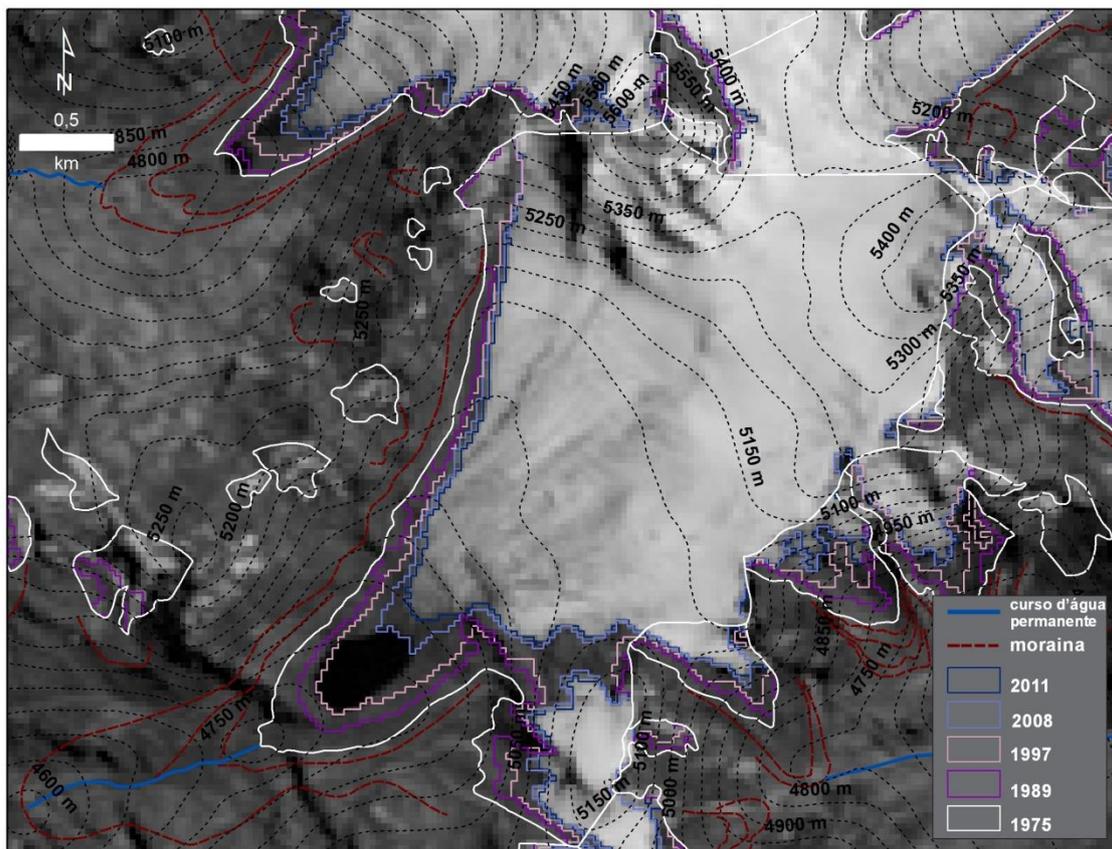


Figura 4.6. Variações da frente da geleira Cololo durante entre 1975 e 2011.

4.1.3. Análise dos dados climatológicos

Os dados obtidos para a análise climatológica apresentam limitações para uma caracterização temporal da temperatura e precipitação na região do Nevado Cololo. Porém, apresentam comportamentos que indicam alterações que estão de acordo com a retração das superfícies das geleiras.

A precipitação na Bolívia é extremamente variável e o volume de chuva decresce de nordeste a sudoeste. No sudoeste boliviano, área de ocorrência dos salares e de vegetação xerofítica, a precipitação chega a apenas 200 mm a⁻¹. Ainda, os Andes representam uma imensa barreira orográfica que isola a Cordilheira Oriental da influência direta do Oceano Pacífico e determina um gradiente vertical à umidade oriunda da bacia Amazônica e do Atlântico (Garreaud e Aceituno, 2001). Os maiores volumes de chuvas ocorrem entre os 800 m e 2500 m a.n.m. (McGregor e Nieuwolt, 1998).

Não existe tendência estatisticamente significativa nos dados de precipitações médias mensais para o período 1975–2010 (Figura 4.7). A resolução de 0,5° x 0,5° inclui uma série de

ambientes muito distintos em uma mesma célula que expressa um comportamento médio. Dessa forma, variações locais não são percebidas diretamente. Porém, durante esse período há uma tendência de redução da precipitação nos meses de novembro ($R^2 = 0,15$), dezembro ($R^2 = 0,12$), e abril ($R^2 = 0,13$), que correspondem ao período úmido na Cordilheira Oriental.

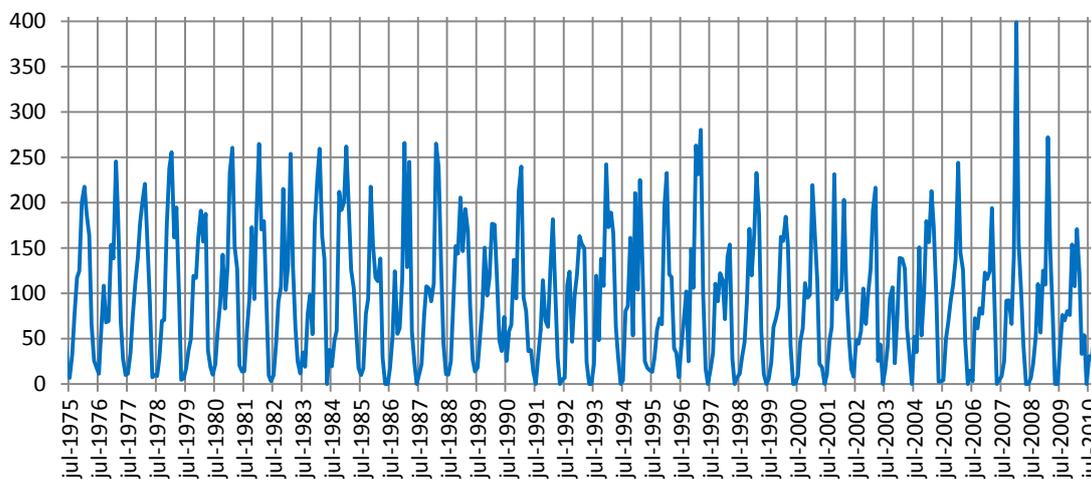


Figura 4.7. GPCC, ID 2092: Variação das precipitações médias mensais de janeiro entre 1975 e dezembro de 2010.

Já a estação Charazani mostra aumento das precipitações médias mensais (Figura 4.8). Essa estação meteorológica se encontra em um vale, cerca de 50 km ao sul do Nevado Cololo, sujeita a diversos fatores microclimáticos (Figura 3.16). Nesse local as precipitações apresentaram tendência positiva, porém pouco representativa ($R^2 = 0,16$). Além disso, é uma amostragem irregular já que faltam dados para os anos de 1983, 1985 e 1987. Nos dois gráficos (Figuras 4.7 e 4.8) percebe-se o efeito de redução das precipitações associadas a fase negativa dos eventos ENOS, sobre tudo em 1997/1998. O pico de precipitações médias elevadas durante o período úmido de 2007/2008 se deu durante a fase positiva ENSO, a La Niña e, de maneira geral, observa-se que as precipitações mais pronunciadas se dão durante estes períodos.

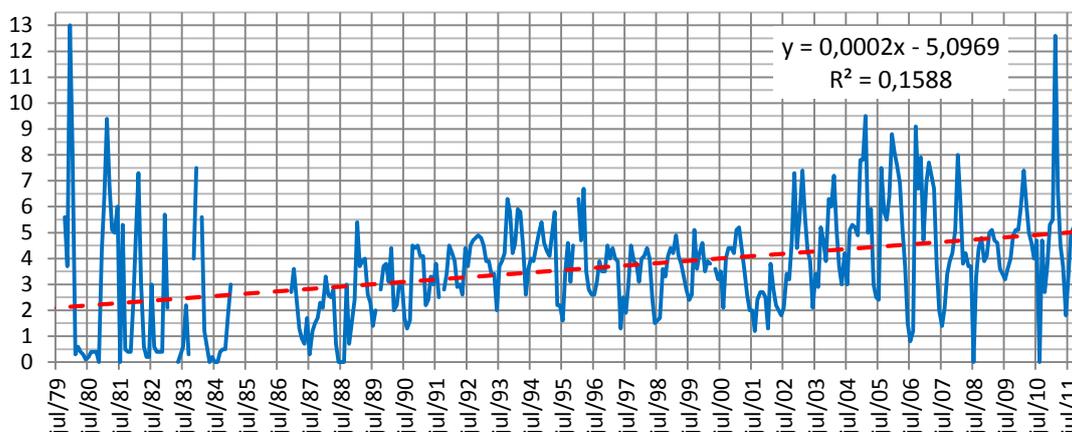


Figura 4.8. Estação Charazani - 3659 m a.n.m, $15^{\circ}11'43''S - 69^{\circ}00'13''O$, SENAMHI-BO: Variação das precipitações médias mensais de janeiro de 1979 a dezembro de 2011.

As temperaturas médias mensais não apresentam tendência estatisticamente significativa de elevação para o período 1975–2009 (Figura 4.9). Mas, percebe-se que durante os períodos negativos ENSO as temperaturas médias mensais mínimas anuais são mais elevadas do que nas fases positivas. Mudanças na temperatura do ar afetam as taxas de albedo e alteram a posição da isoterma de 0° C (Racoviteanu *et al.*, 2008a). A elevação dessa isoterma eleva também a altitude da precipitação de neve interferindo no balanço de massa das geleiras.

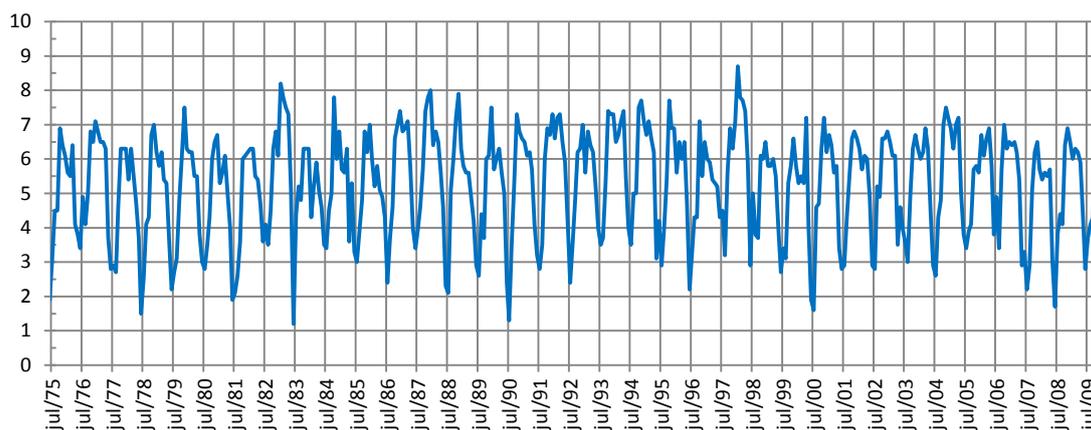


Figura 4.9. CRUTS, ID 2092: Variação das temperaturas (°C) médias mensais entre janeiro de 1975 e dezembro de 2009.

A estação meteorológica mais próxima ao Nevado Cololo está em território peruano a 4.334 m de altitude, estação Cojata (15°01'0" S, 69°21'20" W), e apresenta uma série temporal de dados de temperaturas máximas e mínimas diárias muito curtas, 2007–2012 (Figura 4.10). Infelizmente, dados climatológicos para a região da Cordilheira Oriental são escassos e não se podem tecer prognósticos climatológicos sobre séries tão curtas e irregulares. Mas podemos destacar uma variável de especial interesse para as geleiras da Cordilheira Oriental, já que a temperatura mínima diária tem forte impacto sobre essas massas de gelo. Enquanto as temperaturas máximas diárias pouco variam ao longo do ano, as mínimas oscilam de poucos graus acima de zero, durante o verão, e ultrapassam os -10°C. O aumento da temperatura mínima pode ter severos impactos sobre o balanço de massa das geleiras da região, principalmente se estiver associado a redução de nebulosidade durante o verão.

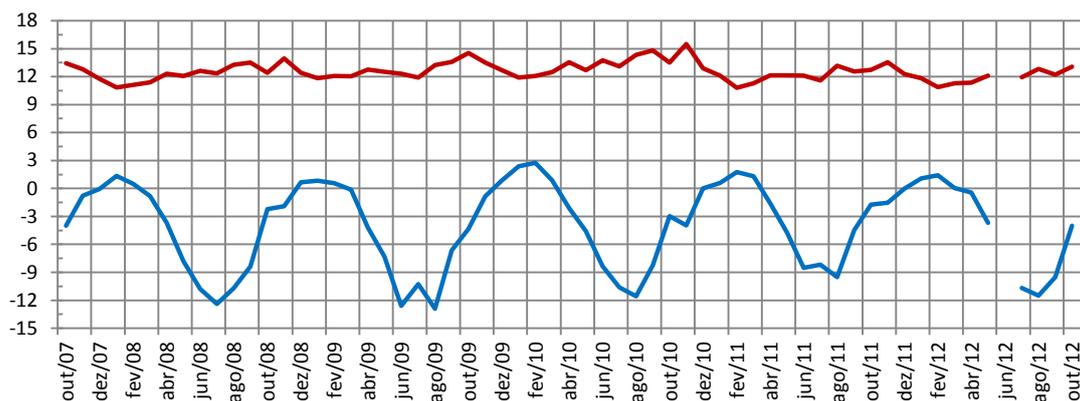


Figura 4.10. Estação Cojata – 4.344 m n.m.m, 15°01'0" S – 69°21'20" W, SENAMHI-PE. Variação das temperaturas (°C) médias máximas e mínimas mensais de outubro de 2007 a outubro de 2012.

4.2. Discussões

Todas as geleiras tropicais da América do Sul apresentam tendência de perda tanto de superfície quanto de volume, fenômeno acelerado desde as últimas décadas do século XX (Francou, *et al.*, 1995; Ramírez *et al.*, 2001; Ramírez *et al.*, 2003; Benn *et al.*, 2005; Francou, *et al.*, 2005; Ariza, 2006; Ribeiro, 2007; Racoviteabu *et al.*, 2008a; Casassa *et al.*, 2009; Mark, 2009; Renji, 2009; Chevallier *et al.*, 2011). A retração das geleiras tropicais andinas nas últimas décadas é a mais rápida desde a Pequena Idade do Gelo - PIG (Rabatel *et al.*, 2013). Geleiras de montanha de todo o mundo apresentam balanços de massa negativos representados pela retração de suas frentes. Gardelle *et al.* (2012) reafirma este comportamento global das geleiras de montanha mesmo tendo verificado que algumas geleiras da Cordilheira Karakoram (35°52'57" N, 76°30'48" E, Himalaia) avançaram entre 1999 e 2008. Este comportamento anômalo precisa ser monitorado para quantificar o fenômeno com precisão (Cogley, 2012) e demonstra a complexidade da Criosfera. O balanço global das massas de gelo é negativo e é apontado como uma mudança ambiental decorrente de mudanças climáticas (UNEP e WGS, 2008; Cogley, 2012).

A redução da cobertura de gelo e do número de geleiras do Nevado Cololo acompanha a tendência verificada em outras regiões glaciadas dos Andes tropicais. A retração das geleiras venezuelanas foi de 87%, em 1952 havia uma superfície 2,03 km², correspondente a 5 geleiras, das quais restavam 0,3 km² em 2003 (Morris *et al.*, 2006 apud Rabatel *et al.*, 2013). A cobertura de gelo dos vulcões Cotopaxi e Antisana, no Equador, diminuiu 37% e 33%, respectivamente, entre 1979 e 2009 (Rabatel *et al.*, 2013). No período 1976–2001 a cobertura de gelo do vulcão Nevado Del Huila (2°56' N, 76°2' W), nos Andes colombianos, perdeu 5,33 km² de sua área, o que equivale a uma redução de 27% (Ariza, 2006). As taxas de perda anuais foram de 1,03%, entre 1976 e 1989, e 1,38% entre 1989 e 2001, semelhante à taxa de retração verificada no

Nevado Cololo, de 1,17%. A altitude mínima dessas geleiras atingiu a altitude mínima de 4.320 m a.n.m., e média de 4.848,58 m a.n.m. Estes valores pouco divergem das condições verificadas no Nevado Cololo, que está sob condições sazonais de períodos secos e úmidos (*outer tropics*) enquanto que o Nevado Del Huila está sob condições permanentes de umidade (*inner tropics*). Além disso, se a tendência de retração foi mantida, essas altitudes de referência se alteraram entre 2001 e 2011.

A Cordilheira Vilcanota (13°27'10"–14°29'45" S e 70°41'10"–71°20'05" W) perdeu 40–45% de sua área entre 1985 e 2006 e, mesmo a maior massa de gelo tropical andina, localizada nesta cordilheira, a calota de gelo Quelccaya, perdeu 23% de sua área entre 1985 e 2009 (Seltzmann *et al.*, 2013). Assim, como no Nevado Cololo, a perda de pequenas geleiras foi significativa. A Cordilheira Blanca (Peru) perdeu 22,4% de sua cobertura de gelo entre 1970 e 2003, da qual as geleiras pequenas tiveram as maiores perdas, independente da orientação das vertentes (Racoviteanu *et al.*, 2008a). Ramírez *et al.* (2011) também quantificaram as perdas das geleiras da Cordilheira Blanca considerando o mesmo período e chegando a resultado semelhante. Neste caso a perda foi de 27% da superfície e foi registrado o desaparecimento de 141 geleiras, bem como a fragmentação de 112 delas. A variação entre os resultados é causada pela escolha metodológica de delineamento das geleiras, como a inclusão, ou não, das manchas de gelo.

Na Bolívia, Ramírez *et al.* (2001) relataram a drástica redução da geleira Chacaltaya (16° S), que entre 1992 e 1998 perdeu 40% de sua área e teve a sua linha de equilíbrio deslocada para além de sua máxima altitude. Dessa forma, a zona de acumulação desapareceu e a geleira foi exposta a condições predominantes de ablação, que resultaram no seu desaparecimento (Painter, 2009) antes mesmo da projeção feita por Ramírez *et al.* (2001). A retração da cobertura total de gelo e neve da Cordilheira Tres Cruces (16°47' S, 67°22' W) foi de 32% entre 1972 e 1999 (Ribeiro *et al.*, 2005). Analisando as sete maiores geleiras dessa cordilheira Ribeiro (2007) observou houve uma redução média de 18% em área entre 1975 e 2004.

Rabatel *et al.* (2012) acreditam que as variações nos padrões de precipitações não explicam a recessão dessas geleiras. As causas mais prováveis da crescente perda de geleiras na região tropical estão associadas à elevação da temperatura atmosférica e a maior frequência e variabilidade espaço-temporal de eventos El Niño (Rabatel *et al.*, 2012). De fato, os dados climáticos analisados neste trabalho não são capazes de caracterizar significativamente uma influência das precipitações nas dinâmicas das geleiras estudadas. Enquanto as precipitações na localidade da estação Charazani (Figura 4.8) apresentam uma leve tendência positiva, o mesmo fenômeno quando analisado dentro de uma área maior (Figura 4.7) não apresenta tendência. Por outro lado, o número de geleiras e a superfície coberta por gelo do Nevado Cololo diminuíram

entre 1975 e 2011. De qualquer forma, as geleiras tropicais estão rapidamente se retraindo e as precipitações não estão compensando as perdas por derretimento (Ribstein *et al.*, 1995).

A temperatura média global aumentou 0,8°C desde 1880, e os maiores incrementos se deram nas últimas quatro décadas com anomalias positivas de temperatura em todo o mundo (Simmon, 2013). Nos Andes tropicais o aumento foi de 0,1°C por década nos últimos 70 anos (Rabatel *et al.*, 2013). Esse crescente aquecimento da temperatura atmosférica no século XX está registrado no testemunho de gelo do Nevado Illimani (6.340 m a.n.m., Cordilheira Real Sul, cerca de 250 km ao sul do Nevado Cololo) (Gilbert *et al.*, 2010 *apud* Rabatel *et al.*, 2012) e nos registros morainicos que atestam as maiores extensões das geleiras tropicais desde a PIG (Jordan, 1990; Rabatel *et al.*, 2008).

Este incremento das temperaturas é acompanhado do crescente acúmulo de gases do efeito estufa (IPCC, 2007). Seltzer *et al.* (2013) destacam o aumento do vapor d'água nas últimas décadas como um dos fatores responsáveis pela retração das geleiras da Cordilheira Vilcanota e confirmam os balanços de massa negativos associados ao El Niño. Mudanças na temperatura do ar alteram a altitude da isoterma de 0° C, o que determina a queda de chuva ou neve num determinado local e afeta o albedo das geleiras (Racoviteanu *et al.*, 2008).

Segundo Rabatel *et al.* (2008), as extensões máximas associadas a PIG estão correlacionadas com temperaturas mais amenas, 1,1–1,2° C menores, e com precipitações e nebulosidade maiores, 20–30% e 0,1–0,2 respectivamente. Porém apontam não haver evidencia de que as temperaturas foram mais altas durante o verão, de modo que o decréscimo de aproximadamente 20% nas taxas de acumulação foram causadas por condições mais secas. A partir da segunda metade do século XVII as geleiras dos Andes centrais, bem como em outras regiões do mundo, começaram a retrair. Essas estão ligadas ao fim do período de mínima atividade solar denominada Mínimo de Maunder. Entre 1875 e 1920 houve uma aceleração do processo correlacionado a alta frequência de eventos El Niño.

A variabilidade da distribuição anual das precipitações na região tropical da América do Sul está relacionada com os fenômenos ENOS, principalmente durante o início do verão austral (novembro/dezembro) (Aceituno, 1988). Essa variabilidade sobre o Altiplano está associada a aquecimento (resfriamento) da troposfera tropical durante a fase negativa (positiva) do ENOS e associada ao fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos de oeste sobre o centro dos Andes (Garreaud e Aceituno, 2001).

A retração do Nevado Cololo não parece ser causada pela redução dos processos de deposição. Os dados climatológicos investigados não apresentaram tendências concretas, tanto para a precipitação quanto para a temperatura. Também não há uma clara evidência relacionada a eventos El Niño, entretanto a frequência desses eventos foi maior do que a de ventos La Niña durante o período 1975–2011. Isto pode indicar que as precipitações sobre o Nevado Cololo estão mais de acordo com os dados CRUTS do que com a estação Charazani. Provavelmente, a

redução dessas geleiras se dê pela maior eficácia dos processos de ablação. Salzmann *et al.* (2013) chegaram a resultados semelhantes para a Cordilheira Vilcanota, e conectaram as expressivas perdas de massa das geleiras dessa cordilheira ao aumento da umidade específica na troposfera média.

A contínua retração das geleiras estudadas demonstra um estado de desequilíbrio que demanda uma adaptação ambiental de proporções ainda não mensuradas. O principal impacto se dá sobre a regulação das bacias hidrográficas originadas nas geleiras (Ramírez, 2008). As geleiras do Nevado Cololo estão numa área de preservação de importância ambiental, cultural e econômica para a população boliviana. Embora criada como reserva de fauna, abarcando apenas os ambientes de alta montanha, foi posteriormente ampliada e denominada Área Natural de Manejo Integrado Apolobamba. Essa área é uma tentativa de integrar preservação da natureza, de bens arqueológicos e de saberes tradicionais com o desenvolvimento econômico, conectando os ambientes de altitude e os amazônicos. Estima-se que 18.500 pessoas vivam nessa área, principalmente nos municípios de Amarete (15°14'13,4" S, 68°57'55,8" W), Charazani (15°11'39,9" S, 69°00'16,8" W) e Curva (15°08'12,7" S, 69°03'10,7" W), a sudoeste, e Pelehuco (14°49'11,3" S, 69°04'18,2" W), a noroeste (SERNAP, 2012). No município de Pelehuco foi registrado um evento de colapso de lago proglacial que resultou em perdas agropecuárias e de infraestruturas. Foi o primeiro evento do tipo registrado na região (Hoffmann e Wegenmann, 2011; Hoffmann, 2012).

5 CONCLUSÕES

5.1. Metodologia utilizada

A classificação de imagens utilizando o algoritmo NDSI com os valores de brilho e a definição de limiares gerais baseados nos comportamentos médios das imagens artificiais se mostrou adequada para delinear as geleiras, reduzindo as correções manuais. Apesar da resolução do sensor TM não ser adequada para a análise mais pormenorizada das feições glaciais em geleiras de pequenas dimensões, ele fornece um importante registro histórico. Neste estudo foram reunidas 17 imagens do sensor TM, Landsat 5, embora apenas quatro tenham sido analisadas. A integração das informações cartográficas, mesmo com as incertezas decorrentes da vetorização de suas informações, foi fundamental tanto pelo caráter de registro de um momento das geleiras quanto como verdade terrestre.

A escolha da KO pra a elaboração do MDE foi norteada pelas seguintes razões: (i) a orientação definida do nevado Cololo; (ii) entendimento da krigagem; (iii) obtenção de MDEs para distintos tamanhos de células; (iv) incorporação de dados secundários. A orientação é definida pelo sentido de orientação da cordilheira, que na Cordilheira Oriental se dá no sentido NW–SE, definido pelo acavamento e soerguimento da placa Sul Americana empurrada pela subducção da Placa de Nazca. Técnicas de krigagem estão presentes em diversos SIGs, porém a modelagem do variograma e a correlação cruzada nem sempre estão disponíveis. Esta metodologia oferece um contato mais direto com as etapas da krigagem tornando o analista mais apto à definição das estratégias para a interpolação. Além disso, outros interpoladores não agregam a informação espacial como fator de decisão dos pesos do interpolador. Modelos para tamanhos de células menores que 30 x 30 m demandam que a área seja fatiada, pois os arquivos gerados pela interpolação são demasiado grandes para a conversão para o formato raster.

5.2. Variações no Nevado Cololo

A altitude da linha de equilíbrio da geleira Cololo determinada para o período de 1975–1984 era de 5.130 m (Jordan, 1990), a altitude mínima desta geleira foi determinada para 2011 em 4.896 m com média de 5.195 m. Provavelmente a linha de equilíbrio também esteja mais elevada do que na época de elaboração da informação cartográfica. Essa é a maior geleira do Nevado Cololo, e, entre 1975 e 2011, teve sua frente reduzida em aproximadamente 1.082 m. No biênio 1997–1998 esta retração foi de 549 ± 54 m e um lago proglacial formou-se à frente da geleira. A retração acelerada, independente de orientação e dimensão das geleiras, no final do

século XX se mantém no início do século XXI. A área coberta de gelo do Nevado Cololo reduziu de 42,72 km², em 1975, para 24,77 ±0,0032 km², em 2011.

A retração das geleiras estudadas acompanha o comportamento de outras geleiras de montanha em diferentes latitudes, principalmente as tropicais. Essas geleiras apresentaram em todas as frentes retração constante e acelerada. O número de geleiras no Nevado Cololo foi reduzido de 122 para 48 e não existem mais geleiras com cotas inferiores a 4.626 m a.n.m. Como em outras cordilheiras dos Andes tropicais, as geleiras mais afetadas foram as de menores dimensões e com cotas máximas baixas. Quanto menor a sua superfície maior a influência do albedo do material do embasamento, o que acelera a perda de massa por derretimento e quanto mais baixa forem as cotas máximas menor será a zona de deposição.

Além disso, proporcionalmente a perda de superfície foi mais percebida nas geleiras a leste do que a oeste. Este fato está diretamente ligado ao tamanho das geleiras existentes. As geleiras de maiores dimensões estão nas faces a oeste. Quanto menores são as geleiras mais vulneráveis estão a alterações ambientais. Concomitantemente, deve-se observar que a retração e mesmo o desaparecimento de geleiras da face leste pode ter sido ampliado em função do encolhimento e desaparecimento da zona de acumulação de algumas geleiras. Em 2011, 64% das geleiras existentes apresentavam altitudes máximas inferiores a 5.400 m a.n.m., o que significa que podem desaparecer nas próximas décadas por conta da ausência de zona de acumulação durante os períodos de maior exposição da geleira.

Embora as geleiras tenham retraído em todas as frentes, nota-se que as cotas mínimas associadas às vertentes voltadas a leste apresentaram cotas superiores as das vertentes a oeste. As faces a leste estão a sotavento e, teoricamente, recebem mais umidade. Os dados obtidos do GPCC apontam que pode haver um decréscimo das precipitações e pode-se observar que eventos El Niño podem incrementar esta tendência. A elevação da temperatura atmosférica que associada a eventos El Niño induz processos de perda por derretimento e mudanças nos padrões de precipitação. Dessa forma, as geleiras estão expostas a maior insolação durante o verão austral e à chuva líquida afetando seu balanço de massa.

A perda de superfície das geleiras está acompanhada de perda em espessura, o que é evidenciado pela exposição do embasamento em setores internos das geleiras e fracionamento das mesmas. A frequência de eventos positivos ENSO intensos durante as décadas de 1980 e 1990, associados à elevação da temperatura atmosférica, provavelmente concorreu para a perda de superfície das geleiras e na formação de novos lagos proglaciais. Entretanto, não foram verificadas tendências significativas nas séries de precipitação e temperatura analisadas e não é possível afirmar que a sucessão de eventos El Niño seja o fator dominante na retração dessas geleiras. As complexas interações entre clima e geleiras demandam registros mais longos e informações de campo para melhorar o entendimento sobre a evolução de geleiras como as do

Nevado Cololo, principalmente para a realização de projeções confiáveis do futuro das massas de gelo e da água de descarga originada nestes.

Os resultados obtidos por SR são valiosos para a implementação de medidas de adaptação das populações andinas, mesmo que séries temporais de extensão adequada de balanço de massa e de variáveis climáticas sejam escassas na região tropical andina (Salzmann *et al.*, 2013). Como trabalhos futuros, pretende-se realizar outras metodologias utilizando as imagens coletadas neste estudo para a obtenção de outras informações, tais como: evolução de lagos proglaciais, identificação da altitude da linha de equilíbrio e quantificação de indicadores de balanço de massa. Também se planeja investigar as causas da rápida retração das geleiras do Nevado Cololo durante as últimas quatro décadas.

REFERÊNCIAS

- ACEITUNO, P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505–524.
- ALBERT, T. 2008. **Assessment of glacier mass balances from small tropical glaciers to the ice sheet of Greenland**. Saarbrücken, VDM Verlag Dr. Müller. 143 pp.
- ALLISON, I.; PETERSON, J.A. 1999. Glaciers of Irian Jaya, Indonesia. In: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. **Glaciers of Irian Jaya, Indonesia, and New Zeland**. United States Geological Survey. Disponível em <<http://pubs.usgs.gov/pp/p1386h/title.html>>. Acesso em 07 de junho de 2012.
- ARIGONY-NETO, J.; RIBEIRO, R.R.; GARCIA, M.C.D.; SIMÕES, J.C.; RAMÍREZ, E. 2009. Monitoreo de áreas de riesgo em lós Andes Centrales, através del uso de SIG y datos satelitales. **Ingeniería, Investigación y Desarrollo – Sogamoso**, v. 9, n° 2, p. 9–12.
- ARIZA, A. 2006. Análisis del retroceso de glaciares tropicales em lós Andes Centrales de Colombia mediante imágenes Landsat. **Revista Cartográfica**, n. 82, p. 57–74.
- BAMBER, J. 2009. Remote sensing in Glaciology. In: KNIGHT, Peter G. (ed.). **Glacier Science and Environmental Change**. Hoboken, Wiley-Blackwell. p. 370–382.
- BECK, C.; GRIESER, J; RUDOLF, B. 2005. A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. **Klimastatusbericht KSB 2004**, DWD, ISBN 3-88148-402-7, p. 181–190.
- BENN, D. J.; EVANS, D.J.A. 2010. Introduction. In: **Glaciers e Glaciation**. 2ª ed. London, Hodder Education, p. 3–21.
- BENN, D.I.; OWEN, L.A.; OSMASTON, H.A.; SELTZER, G.O.; PORTER, S.C.; MARK, B. 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. **Quaternary International**; v. 138–139, p. 8–21.
- BENNET, M.R.; GLASSER, N.F. 2009. Glacial Hydrology. In: BENNET, M.R.; GLASSER, N.F. **Glacial Geology**. Ice sheets and landforms. 2ª ed. Hoboken, Wiley-Blackwell, p. 81-107.

- BOLCH, T.; KAMP, U. 2006. Glaciers mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER Data. **Grazer Schiften der Geographie und Raumforschung**, v. 41. 8th International Symposium on High Mountains Remote Sensing Cartography, p. 37–38.
- BOLCH, T.; KAMP, U.; OLSENHOLLER, J. 2005. Using ASTER and SRTM DEMs for studying geomorphology and glaciations in high mountain areas. **New Strategies for European Remote Sensing**. Rotterdam, Olui’c, p. 119-129.
- CAMARGO, E.C. 1998. Geoestatística: Fundamentos e aplicações. In: **Geoprocessamento para projetos ambientais**. Disponível em <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/tutoriais/gis_ambiente/5geoest.pdf>. Acesso em: 10/06/2011.
- CASASSA, G.; RIVERA, A.; SCHWIKOWSKI, M. 2009. Glacier mass-balance data for South America (30° S - 56° S). In: KNIGHT, P.G. (ed.). **Glacier Science and Environmental Change**. Hoboken, Wiley-Blackwell, p. 239–241.
- CERVENY, R.S. 1998. Present climates of South America. In: HOBBS, J.; LINDESAY, J.; BRIDGMAN. **Climates of the southern continents: present, past and future**. Chichester, John Wiley & Sons, p. 5-62.
- CHEVALLIER, P.; POUYAUD, B.; SUAREZ, W.; CONDOM, T. 2011. Climate change threats to environment in the Tropical Andes: glaciers and water resources. **Regional Environment Change**, v. 11, n. 1, p. S179–S187.
- COGLEY, J.G. 2010. Mass-balance terms revisited. **Journal of Glaciology**, v. 56, n. 200, p. 997–1001.
- COGLEY, G. 2012. No ice lost in the Karakoram. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 5, p. 305–306.
- COSTA, J.F.; SOUZA, L.E.. 2011. Introdução à Geoestatística. (Slides – notas de aula). Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas UFRGS.
- CRÓSTA, A.P. 1992. **Processamento Digital de Imagens**. Campinas, IG/UNICAMP. 170 pp.
- CUFFEY, K.M.; PATERSON, W.S.B. 2010. **The Physics of Glaciers**. 4ª ed. Oxford, Butterworth-Heinmann, 693 pp.
- DEUTSH, C.; SCHNETZLER, M. 2009. **Geostatistical Software Library**. Disponível em <<http://www.gslib.com/>>. Acesso em 25 de março de 2012.
- DPI/INPE. 2012. Spring. **Tutorial de Geoprocessamento**. Disponível em <<http://www.dpi.inpe.br/spring/teoria/>>. Acesso em: 26/09/2012.
- DYURGEROV, M.; MEIER, M.F.; BAHR, D. 2009. A new index of glacier area change: a tool for glacier monitoring. **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 192, p. 710–716.

- FERREIRA, N.S. 1996. Zona de Convergência Intertropical. Boletim Especial de 10 anos. **Climanálise**. Disponível em <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cli esp10a/zcit_1.html>. Acesso em 14 de março de 2011.
- FISH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. 1996. Clima da Amazônia. Boletim Especial de 10 anos. **Climanálise**. Disponível em <<http://www6.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/fish.html>>. Acesso em 14 de março de 2011.
- FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; SÉMIOND, H.; PORTOCARRERO, C.; RODRÍGUEZ, A. 1995. Balances de glaciares y clima em Bolivia y Perú: impacto de los eventos ENSO. **Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines**, v. 24, n. 3, p. 661-670.
- FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; WAGNON, P.; RAMIREZ, E.; POUYAUD, B. 2005. Glaciers of the Tropical Andes: indicators of global climate variability. **Global Change and Mountain Regions**, v.23, p. 197–204.
- FUJITA, K.; NISHIMURA, K.; KOMORI, J.; IWATA, S.; UKITA, J.; TADONO, T.; KOIKE, T. 2012. Outline of research Project on Glacial Lake Outburst Floods in the Buthan Himalayas. **Global Environmental Research**, v. 16, n. 1, p. 3–12
- GARDELLE, J., BERTHIER, E.; ARNAUD, Y. 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. **Nature Geoscience**, v.5, n. 5, p. 322–325.
- GARREAUD, R.D.; ACEITUNO, P. 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. **Journal of Climate**, v. 14, n. 12, p. 2779–2789.
- GOOVAERTS, P.. 1997. **Geostatistics for natural resources evaluation**. Applied Geostatistics Series. New York, Oxford University Press, 483 pp.
- HALL, D.K.; BAYR, K.J.; SCHÖNER, W.; BINDSCHADLER, R.A.; CHIEN, J.Y.L. 2003. Consideration of errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from the ground and space (1893-2001). **Remote Sensing of Environment**, v. 86, n. 4, p. 566–577.
- HALL, D.K.; MARTINEC, J. 1985. Remote sensing of ice and snow. **Remote Sensing Applications**. Cambridge, Great Britain at the Universit Press, 189 pp.
- HALL, D.K.; RIGGS, G.A. 2010. Normalized-Difference Snow Index (NDSI). **Nasa Technical Reports Server**. Disponível em <http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20100031195_2010033115.pdf>. Acesso em 29 de fevereiro de 2012.
- HAMBREY, M. 1994. **Glacial Environments**. Londres, UCL Press, 296 pp.

- HASTENRATH, S.L. 1999. Glaciers of Perú – Quelccaya Ice Cap. In: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. **Glaciers of South America**. United States Geological Survey. Disponível em < <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386i/peru/index.html>>. Acesso em 07 de abril de 2010.
- HEISKANEN, J.; KAJUUTTI, K.; JACKSON, M.; ELVEØY e PELLIKA, P. 2002. Assessment of glaciological parameters using Landsat satellite data in Svartisen, Northern Norway. **Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space**, Bern, p. 34–42.
- HENDRIKS, J.P.M.; PELLIKKA, H. 2007. Semi-automatic glacier delineation from Landsat imagery over Hintereisferner in the Austrian Alps. **Zeitschrift Für Gletscherkunde Und Glazialgeologie**, v. 41, p. 55–75.
- HOFFMANN, D. 2012. Participatory glacier lake monitoring in Apolobamba Protect Area. A Bolivia experience. **The Journal of Sustainability Education**. Disponível em <http://www.jsedimensions.org/wordpress/content/participatory-glacier-lake-monitoring-in-apolobamba-protected-area-a-bolivian-experience_2012_03/>. Acesso em 20 de novembro de 2012.
- HOFFMANN, D.; WEGGENMANN, D. 2011. Climate change induced glacier retreat and risk management Glacial Lake Outburst Floods (GLOFs) in the Apolobamba mountain range, Bolivia. **Klima 2011**. Disponível em <<http://www.climate2011.net/en/papers/1/95>>. Acesso em 20 de novembro de 2012.
- INE. 2012. **Censo Nacional de Población y Vivienda**. Disponível em <<http://www.ine.gob.bo>>. Acesso em: 10 de outubro de 2012.
- INPE. 2012. **Catálogo de Imagens**. Disponível em <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>>. Acesso em agosto de 2012.
- IPCC. 2007. Summary for Policymakers. In: SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M. e MILLER, H. L. (Eds.) **Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, Cambridge University Press. p. 1-17.
- IRD. 2012. El retroceso de los glaciares amenaza a la biodiversidad. **Actualité Scientifique**, n. 398, p. 2.
- ISAAKS, E.H.; SRIVASTAVA, R. 1989. **An Introduction to Applied Geostatistics**. New York, Oxford University Press. 561 p.

- JONES, P.; HARRIS, I. 2008. **CRU Time Series (TS) high resolution gridded datasets**. NCAS British Atmospheric Data Centre. University of East Anglia, Climatic Research Unit (CRU).
Disponível em <http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk_ATOM_dataent_1256223773328276>. Acesso em dezembro de 2012.
- JORDAN, E. 1990. Verbreitung Von Gletschern und neuzeitlichen Möranen in der Cordillera Apolobamba/Cololo Region (Ostkordillere). Karte 5. In: JORDAN, E. **Die Gletscher der boliviaschen Anden**. Erdwissenschaftliche Bd. 23. Stuttgart, Franz Steiner.
- JORDAN, E. 1999. Glaciers of Bolivia. In: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. **Glaciers of South America**. Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/pp/p1386i/bolivia/intro.html>>. Acesso em 07 de abril de 2010.
- KÄÄB, A. 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. **Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, 57, p. 39-52.
- KÄÄB, A; MANLEY, B.; PAUL, F.; RAUP, B. 2004. GLIMS algorithm document. **GLIMS Algorithm Working Group**. Disponível em <<http://www.geo.unizh.ch/~kaeaeb/glims/algor.html#Anchor-11481>>. Acesso em 25 de agosto de 2012.
- KASER, G.; OSMASTON, H.. 2006. **Tropical glaciers**. International Hydrology Series. Cambridge, Cambridge University Press, 207 pp.
- KUHN, M. 2010. The formation and dynamics of glaciers. In: PELIKKA, P.; REES, W.G. (eds). **Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers**. Londres, CRC Press, p. 21–40.
- KUSKY, T. 2005. **Encyclopedia of Earth Science**. Facts On File Science Library. 529 pp.
- LAU, K.M.; YANG, S. 2002. Walker Circulation. **Encyclopedia of Atmospheric**. Eds. J. Holton, J.P. Pyle e J. Curry. Amsterdam, Academic Press, p. 2505–2510.
- LEPPÄRANTA, M.; GRANBERG, H.B. 2010. Physics of glacier remote sensing. In: PELLIKKA, P.; REES, W. G. (Eds.). **Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers**. Londres, CRC Press, p. 81–98.
- MARTÍNEZ, J.S.; BECERRA, M.T.; CUESTA, F.; QUIÑONEZ, L.. 2009. **Atlas de los Andes Del Norte y Centro**. Secretaria General de La Comunidade Andina. 100 pp.

- MAYER, C. 2010. The early history of remote sensing of glaciers. In: REES, W.G. ; PELLIKA, P. (Eds.). **Remote Sensing of glaciers: Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers**. Londres, CRC Press, p. 67–80.
- MARK, B G. 2009. Quantifying the significance of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Perú: a case study of hydrological impact and climatic control. In: KNIGHT, P.G. (ed.). **Glacier Science and Environmental Change**. Hoboken, Wiley-Blackwell, p. 243–245.
- MARQUEZ, A.A.; FRANCOU, B. 1995. Cordillera Blanca: glaciares en La história. **Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines**, v. 24, n. 1, p. 37–64.
- MCGREGOR, G.R.; NIEUWOLT, S. 1998. **Tropical Climatology: An introduction to the climates of the low latitudes**. Second Edition. Cidade?, John Wiley & Sons, 339 pp.
- MORALES-ARNAO, B. 1999. Glaciers of Perú. In: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. **Glaciers of South America**. United States Geological Survey. Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/pp/p1386i/peru/index.html>>. Acesso em 07 de abril de 2010.
- NARUSE, R. 2009. The response of glaciers in South America to environmental change. In: KNIGHT, P.G. (ed.). **Glacier Science and Environmental Change**. Hoboken, Wiley-Blackwell, p. 231–245.
- OCA, I. M. 1995. Geografía y Clima de Bolivia. **Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines**. v. 24, n. 3, p. 357-368.
- OCHOA, C.U. 2009. **Reservas de La biosfera de Bolivia**. La Paz, SERNAP. 23 pp.
- OERLEMANS, J. 2001. **Glacier and Climate Change**. Amsterdam, Balkema, 148 pp.
- OLIVEIRA, A.M.S.D.F. 2010. **Inventário das Geleiras da Cordilheira Oriental, Bolívia. 1975–2009**. Curso de Geografia, Trabalho de Conclusão. Porto Alegre, UFRGS. 69 pp.
- PAINTER, J. 2009. Huge Bolivian glacier disappears. **BBC News**. Disponível em <<http://news.bbc.co.uk/2/hi/8046540.stm>>. Acesso em 10 de abril de 2011.
- PATCHINEELAM, S.M. 2004. Circulação Oceânica. In: NETO, J.A. B.; PONZI, V.R.A. e SICHEL, S.E. (org.). 2004. **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, Interciência, p. 175–218.

- PAUL, F.; BARRY, R.G.; COGLEY, J.G.; FREY, H.; HAERBELI, W.; OHMURA, A.; OMMANEY, C.S.L.; RAUP, B.; RIVERA, A.; ZEMP, M. 2009. Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. **Annals of Glaciology**, v. 50, n.53, p. 119-126.
- PAUL, F.; ANDREASSEN, L.M. 2009. A new glacier inventory for the Svartissen region, Norway, from Landsat ETM+ data: challenges assessment. **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 192, p. 607-618.
- PAUL, F.; HENDRIKS, J. 2010a. Optical remote sensing of glacier extent. In: PELLIKA, P.; REES, W.G. (eds.). **Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers**. Londres, CRC Press, p. 137–152.
- PAUL, F.; HENDRIKS, J. 2010b. Detection and visualization of glacier area changes. In: PELLIKA, P.; REES, W.G. (eds.). **Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers**. Londres, CRC Press, p. 231–243.
- PAUL, F.; KÄÄB, A.; MAISH, M.; KELLENBERGER, T.; HAEBERLI, W. 2002. The New remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods. **Annals of Glaciology**, v. 34, p. 355–361.
- PELLIKA, P.; REES, W.G.. 2010. Glacier parameters monitored using remote sensing. In: PELLIKA, P.; REES, W.G. (eds.). **Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers**. Londres, CRC Press, p. 41–66.
- RABATEL, A.; FRANCOU, B.; JOMELLI, V.; NAVEAU, P.; GRANCHER, D. 2008. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. **Quaternary Research**, v. 70, n. ?, p. 198-212.
- RABATEL, A.; FRANCOU, B.; SORUCO, A.; GOMEZ, J.; CÁCERES; CEBALLOS, J.L.; BASANTES, R.; VUILLE, M.; SICART, J.E.; HUGGEL, C. SCHEEL, M.; LEJEUNE, Y.; ARNAUD, Y.; ARNAUD, Y.; COLLET, M.; CONDOM, T.; CONSOLI, G.; FAVIER, V.; JOMELLI; GALARRAGA, R.; GINOT, MAISINCHO; MENDOZA, J.; MÉNÉGOZ, M.; RAMIREZ, E.; RIBSTEIN, P.; SUAREZ, W.; VILLACIS, M.; WAGNON, P. 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. **The Cryosphere**, v. 7, n. 1, p. 81–102.

- RABATEL, A.; FRANCOU, B.; SORUCO, A.; GOMEZ, J.; CÁCERES, B.; CEBALLOS, J.L.; BASANTES, R.; VUILLE, M.; SICART, J.E.; HUGGEL; SCHEEL; LEJEUNE, Y.; ARNAUD, Y.; COLLET, M.; CONDOM, T.; CONSOLI, G.; FAVIER, V.; JOMELLI; GALARRAGA, R.; GINOT, P.; MAISINCHO, L.; MENDOZA, J.; MÉNÉGOZ, M.; RAMIREZ, E.; RIBSTEIN, P.; SUAREZ, W.; VILLACIS, M.; WAGNON, P. 2012. Review article of the current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. **The Cryosphere Discussion**, v. 6, n. 4, p. 2477–2536.
- RACOVITEANU, A.E.; ARNAUD, Y.; WILLIAMS, M.W., ORDOÑEZ, J. 2008a. Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. **Journal of Glaciology**, v. 54, n. 186, p. 499–510.
- RACOVITEANU, A.E.; WILLIAMS, M.W.; BARRY, R.G. 2008b. Optical Remote Sensing of glacier characteristics: a review with focus on the Himalaya. **Sensors**, v. 8, n. 5, p. 3355–3383.
- RACOVITEANU, A.E.; PAUL, F.; RAUP, B.; KHALSA, S.J.S.; ARMSTRONG, R. 2009. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. **Annals of Glaciology**, v. 50, n. 53, p. 53–69.
- RAMÍREZ, E. 2008. Impactos del cambio climático y gestión del agua sobre la disponibilidad de recursos hídricos para las ciudades de La Paz y El Alto. **Revista Virtual REDESMA**, CEBEM - Centro Boliviano de Estudios Multidisciplinarios, vol. 2, n. 3, p. 49–61.
- RAMÍREZ, E.; FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; DECLOITRES, M.; GUÉRIN, R.; MENDONZA, J.; GALLAIRE, R.; POUYAUD, B.; JORDAN, E. 2001. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glacier Chacaltaya (16°S). **Journal of Glaciology**, v. 47, n. 157, p. 187–194.
- RAMÍREZ, A. Z.; ESPÍRITU, T.C.; RODRÍGUEZ, C.P.; ASTETE, K.C. 2011. Dinámica y distribución espacial de los glaciares em la Cordillera Blanca – Huaraz, Perú (1970–2003). **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Curitiba, Brasil. p. 5568–5575.
- RAUP, B.; KHALSA, S.J. 2007. **GLIMS Analysis Tutorial**. 15 pp. Disponível em <http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf>. Acesso em 07 de abril de 2010.

- RAU, F.; MAUZ, F.; VOGT, S.; KHALSA, S. J.; RAUP, B. 2005. **Illustred GLIMS Glacier Classification Manual: Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory**. Disponível em <http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Glacier-Classification-Manual_V1_2005-02-10.pdf>. Acesso em 07 de abril de 2010.
- RAUP, B.; RACOVITEANU, A.; KHALSA, S.J.; HELM, C.; ARMSTRONG, R.; ARNAUD, Y. 2007. The GLIMS geospatial glacier database: A new tool for studying glacier change. **Global and Planetary Change**, v. 56, n. 1–2, p. 101–110.
- REES, W.G. 2006. **Remote Sensing of snow and ice**. Boca Raton, CRC Press. 324 pp.
- REES, W.G; PELLIKA, P. (eds.). 2010. **Remote Sensing of glaciers: Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers**. London: CRC Press. 350 p.
- REES, W.G; PELLIKA, P. 2010. Principles of Remote Sensing. In: REES, W.G.; PELLIKA, P. (eds.). **Remote Sensing of glaciers: Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers**. London: CRC Press, p. 1-20.
- REMY, N.; BOUCHER, A.; WU, J. 2012. **SGeMS – Stanford Geostatistical Modeling Software**. Disponível em: <<http://sgems.sourceforge.net/?q=node/20>>. Acesso em: 25 de março de 2012.
- RENJI, N. 2009. The response of glaciers in South America to environmental change. In: KNIGHT, P.G. (ed.). **Glacier Science and Environmental Change**. Hoboken, Wiley-Blackwell, p. 231–238.
- RIBEIRO, R.R. 2007. **Determinação das variações das geleiras da Cordilheira Tres Cruces (Bolívia) entre 1975-2004 pela análise de imagens digitais e dados cartográficos**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 106 pp.
- RIBEIRO, R.; SIMÕES, J.C. 2010. Determinação de morainas de retração na Cordilheira Tres Cruces, Bolívia. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, v. 28, p. 73–90.
- RIBEIRO, R.R.; SIMÕES, J.C.; BREMER, U.F. 2005. Application of remote sensing in the estimate of the retraction of the Bolivian glaciers. **Anals do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 669–671.
- RIBEIRO, R.; BREMER, U.F.; RAMIREZ, E.; SIMÕES, J.C. 2009. Morfologia das geleiras andinas: uma análise na Cordilheira Tres Cruces, Bolívia. **12º Encuentro de Geografos de America Latina**, Área 04/ 4108, p. 18.

- RICCOMINI, C.; GIANNINI, P.C.F.; MANCINI, F. 2003. Rios e Processos Aluviais. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo, USP/Oficina de Textos, p. 191–214.
- RICHARDS, J.A.; JIA, X. 2006. **Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction**. 4 ed. Berlin, Springer. 439 pp.
- ROBDELL, D. 1993. The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, northern Peru, based on glacial geology and lake sedimentology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 105, n. 7, p. 923–934.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. dos. 2003. Ação Geológica do Gelo. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M. de; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo, USP/Oficina de Textos, p. 215–246.
- RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. 2005. Calculation of Gridded Precipitation Data for the Global Land-Surface using in-situ Gauge Observations. **Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG**, Monterey October 2004, EUMETSAT, ISBN 92-9110-070-6, ISSN 1727-432X, p. 231–247.
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, RUETH, W.; SCHNEIDER, U. 1994. Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements. In: DESBOIS, M.; DESALMOND, F. (eds). **Global Precipitations and Climate Change**, NATO ASI Series I, Vol. 26, Springer-Verlag, p. 173–186.
- RUDOLF, B., FUCHS, T., SCHNEIDER, U.; MEYER-CHRISTOFFER, A. 2003. **Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)**, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.; 16 pp.
- RUDOLF, B., BECK, C.; GRIESER, J.; SCHNEIDER, U. 2005. **Global Precipitation Analysis Products**. Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet publication, p. 1–8.
- SELTZER, G. O.; ROBBELL, D. T.; ABBOTT, M. 1995. Andean glacial lakes and climate variability since the last glacial maximum. **Bull. Inst. Fr. Études Andines**, v. 24, n. 3, p. 539–549.
- SERNAP. 2012. **Área Natural de Manejo Integrado Nacional Apolobamba**. Disponível em < <http://www.sernap.gob.bo/>>. Acesso em 10 de outubro de 2012.
- SILVERIO, W. e JAQUET, J. 2012. Multi-temporal and multi-source cartography of the glacial cover of Nevado Coropuna (Arquipa, Peru) between 1955 and 2003. **International Journal of Remote Sensing**, v. 3, n. 18, p. 5876–5888.

- SIMMON, R. 2013. 2012 Temperature Anomaly. National Aeronautics and Space Administration (NASA). Earth Observatory. Disponível em <<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=80167>>. Acesso em 25 de janeiro de 2013.
- SILVA, C.G.; PATCHINEELAM, S.M.; NETO, J.B.; PONZI, V.R.A. 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A. e SICHEL, S.E. (org.). 2004. **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, Interciência, p. 175–218.
- SIMÕES, J.C. 2004. Glossário da Língua Portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. Pesquisa Antártica Brasileira, v. 4, p. 119–154.. Disponível em: <<ftp://ftp.cnpq.br/pub/doc/proantar/pab-12.pdf>>. Acesso em 14 de janeiro de 2012
- SMITH, J.A.; MARK, B.G.; ROBDELL, D.T. 2008. The timing and magnitude of mountain glaciation in the Tropical Andes. **Journal of Quaternary Science**, v. 23, n. 6-7, p. 609–634.
- THOMPSON, L.G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DAVIS, M.E.; BRECHER, H.H. 2011. Tropical glaciers, recorders and indicators of climate change, are disappearing globally. **Annals of Glaciology**, v. 52, n. 59, p. 23–34.
- UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME (UNEP); WORLD GLACIER MONITORING SERVICE (WGS). 2008. **Global Glacier Changes: facts and figures**. Geneva: UNEP. 88 pp.
- VICENT, L.A.; PETERSON, T.C.; BARROS; MARINO, M.B.; RUSTICUCCI; CARRASCO, G.; RAMIRREZ, E.; ALVES, L.M.; AMBRIZZI, T.; BERLATO, M.A.; GRIMM, A.M.; MARENGO, J.A.; MOLION, L.; MONCUNILL, D.F.; REBELLO; ANUNCIAÇÃO, Y.M.T.; QUINTANA, J.; SANTOS, J.L.; BAEZ; CORONEL, G.; GARCIA J.; TREBEJO; BIDEGAIN; HAYLOCK, M.R.; KAROLY, D. 2005. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. **Journal of Climate**, v. 18, no. 23, p. 5011–5023.
- VUILLE, M.; FRANCOU, B.; WAGNON, P.; JUEN, I.; KASER, G.; MARK, B.G.; BRADLEY, R.S. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. **Earth Science Reviews**, v. 89, n. 3–4, p. 79–96.
- WHITE, I. D.; MOTTERSHEAD, D. N.; HARRISON, S. 1992. **Environmental System: An introductory text**. 2^a ed, Londres, Chapman & Hall, 616 pp.
- WILLIAMS JR., R.; HALL, D.K.; BENSON, C.S. 1991. Analysis of glacier facies using satellite techniques. **Journal of Glaciology**, v. 37, no. 125, p. 120–128.

YOUNG, J.A.T.; HASTENRATH, S. 1999. Glaciers of Africa. In: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. **Glaciers of the Middle East and Africa**. Disponível em <<http://pubs.usgs.gov/pp/p1386g/africa/intro.html>>. Acesso em 07 de agosto de 2011.