Revista Brasileira de Cartografia (2013) N^0 65/5: 949-959
Sociedade Brasileira de Cartografia, Geodésia, Fotogrametria e Sensoriamento Remoto
ISSN: 1808-0936

ALGORÍTMO PARA O MAPEAMENTO DE GELEIRAS A PARTIR DE DADOS DE SENSORES REMOTOS

Algorithm for Mapping Glacier from Remote Sensors Data

Rafael da Rocha Ribeiro[1]; Edson Ramirez[2]; Jefferson Cardia Simões[1]; Jorge Arigony-Neto[3] & Cláudio Wilson Mendes Júnior[3]

[1] Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS
Instituto de Geociências, Centro Polar e Climático - CPC

[2] Universidad Mayor de San Andrés
Instituto de Hidráulica e Hidrología
Campus Universitário Calle 30, Cota Cota - Casílla 699, IHH, La Paz, Bolívia
eramirez@acelerate.com

[3] Universidade Federal do Rio Grande – FURG
Instituto de Ciências Humanas e da Informação
Av. Itália, km 8, Caixa Postal 474 – Rio Grande, RS – Brasil. CEP 96201-900
jorgearigony@furg.br
geoclaudio@yahoo.com.br

RESUMO

O monitoramento da posição das frentes das geleiras por análises automáticas de dados de sensores satelitais normalmente resulta em subestimação das línguas das geleiras. Razões de banda (*e.g.,* infravermelho próximo para o infravermelho médio) e diferenças normalizadas das bandas (*e.g., normalized difference snow index* e *normalized digital vegetation index*) não são capazes de identificar áreas de geleiras cobertas de sedimentos. Nós desenvolvemos um algoritmo semiautomático para a delimitação do setor frontal de geleiras de montanha andinas usando dados do *China-Brazil Earth-Resources Satellite* (CBERS-2) e do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Esse algoritmo apresenta uma precisão horizontal de ±73 m na obtenção de dados para inventários de geleiras. As investigações das variações das frentes das geleiras de montanha aplicando nossa metodologia devem ficar restritas as médias de retração para períodos longos (de dez em dez anos).

Palavras chaves: Geleira, Sensoriamento Remoto, CBERS.

ABSTRACT

Monitoring of glacier front positions by automatic analysis of satellite sensors data usually results in underestimation of glacier tongues. Band ratios (*e.g*., near infrared to middle infrared) and normalized bands differences (*e.g., normalized difference snow index* e *normalized digital vegetation index*) are not able to identify debris-covered areas of glaciers. We developed a semi-automatic algorithm for delimiting frontal boundaries of Andean mountain glaciers using *China -Brazil Earth-Resources Satellite* and *Shuttle Radar Topography Mission* data. This algorithm has a ±73 m horizontal

precision for glacier surveys. Investigations on mountain glaciers front variations using our methodology should be restricted to longterm (decanal) retreat averages.

Keywords: Glaciers, Remote Sensing, CBERS.

1. INTRODUÇÃO

As geleiras desenvolvem um importante papel no sistema hidrológico e econômico-social em muitos países. Elas são essenciais para suprir com água potável as comunidades locais, produzir energia em pequenas usinas hidroelétricas, disponibilizar água para agricultura, além de possuírem grande valor cênico para o turismo. Em La Paz, por exemplo, grande parte da água utilizada pela população vem dessas fontes.

Mesmo representando apenas 1% do volume da Criosfera, as geleiras de montanha contribuíram com 27% do aumento do nível médio dos mares entre 1988 e 1998 (DYURGEROV, 2003). Além disso, as geleiras de montanha são consideradas pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima (IPCC) excelentes indicadoras de mudanças climáticas (IPCC, 2007).

Por meio do monitoramento das massas de gelo é possível obter informações sobre a variabilidade das mudanças no clima regional (FRANCOU *et al*., 2005; KASER *et al*., 2005). Um dos métodos para investigar a influência da variabilidade climática sobre essa parte da criosfera consiste na medida das diferenças temporais na parte frontal da geleira (i.e., extensão e altitude) (KASER *et al*., 2003). Entretanto, muitas geleiras de montanha estão em áreas remotas, onde os trabalhos de topografia tradicionais são muito caros e difíceis. Uma alternativa aos métodos tradicionais do monitoramento das geleiras é a integração dos dados de campo com dados de sensoriamento remoto (REINHARDT e RENTSCH, 1986; KASER e OSMASTON, 2002).

O monitoramento das posições frontais das geleiras por análises automáticas de imagens de satélite normalmente resulta em subestimações das partes terminais dessas massas de gelo. Razões de banda (*e.g*., infravermelho próximo para infravermelho médio) e a diferença normalizada de bandas (e.g., NDSI e NDVI) não possibilitam classificar sedimentos sobre as áreas terminais das geleiras (PAUL *et al*., 2004).

Desta forma, o objetivo do presente trabalho foi desenvolver um algoritmo semiautomático para a delimitação dos setores frontais de geleiras de montanha, usando somente dados gratuitos (disponibilizados na Internet). A área teste foi a geleira Laramkkota, situada na cordilheira Tres Cruces (67°22'–67°32'W e 16°47'–16°09'S; Figura 1), Bolívia. Para o desenvolvimento do método, foram usadas cinco imagens satelitais de duas câmaras distintas a bordo do satélite *China-Brazil Earth Resources Satellite* (CBERS-2). Três dessas imagens foram obtidas pela Câmera Imageadora de Alta Resolução (CCD) e as outras duas pelo Imageador por Varredura de Média Resolução (IRMSS). Usamos também um modelo digital de elevação (MDE) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

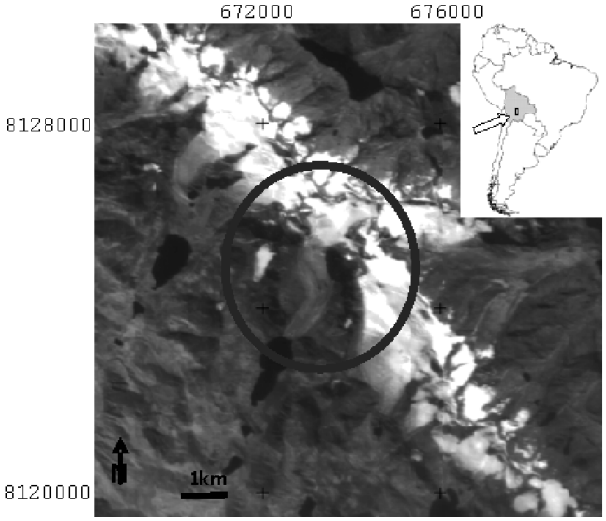

Fig. 1 – Localização da cordilheira Tres Cruces, a geleira Laramkkota (no círculo) nos Andes bolivianos (quadro). Imagem do satélite CBERS-2, banda 4, maio de 2004.

1.1 A dinâmica das geleiras

Segundo PATERSON (1994), as geleiras são produtos do clima e da topografia e se formam pela precipitação direta de neve, gelo, chuva ou mesmo avalancha de rocha. Para que esse material se acumule ao longo do tempo, é necessário que a quantidade precipitada durante os meses úmidos seja superior à quantidade de material perdido por fusão ou evaporação (estes processos são conhecidos como ablação) durante os meses secos. A cada ano que passa, vai se acumulando uma massa de neve nova sobre a já existente. Esta, por sua vez, vai sendo comprimida até se converter em gelo cristalino. Quando este gelo ultrapassa 30 m de espessura, seus níveis inferiores passam a ter comportamento visco-plástico, deformando-se internamente e deslizando para baixo e para frente (figura 2).

Para PATERSON (1994), determinados fatores controlam esse mecanismo que recebe o nome de deformação interna: a densidade do

gelo, a aceleração da gravidade, a espessura da geleira e a declividade do terreno. Outro mecanismo que influencia na velocidade da geleira chama-se deslizamento basal, que consiste no derretimento e deslizamento do gelo sobre um filme de água, na interface gelo-rocha.

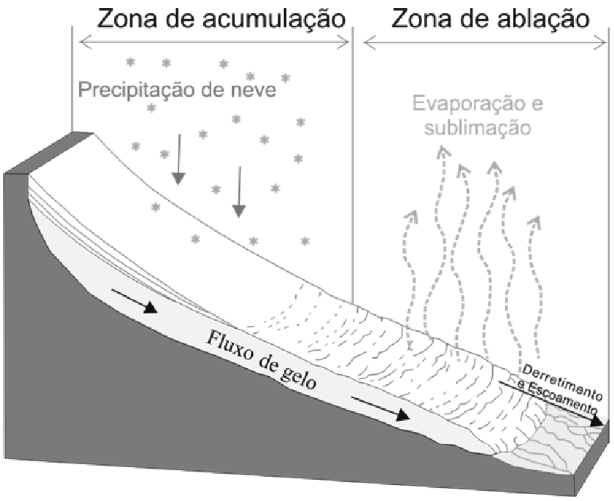

Fig. 2 - A dinâmica das geleiras de montanha (adaptado de PATERSON, 1994).

No conjunto, uma geleira é um sistema que tende a um estado de equilíbrio (*steady-state*), onde a acumulação total nas partes superiores é igual à ablação na parte inferior (MENZIES, 1995). O fluxo de gelo tende a manter-se constante longitudinalmente e na área transversal da geleira. Esse equilíbrio se rompe ao variar o balanço anual de acumulação e ablação. Em caso de balanço positivo, o excesso de massa causa aumento da espessura e velocidade da geleira, tendo como consequência o avanço de sua frente. Ao contrário, com a diminuição da espessura e velocidade, a geleira se retrai.

1.2 Propriedades eletromagnéticas das geleiras

Uma geleira idealizada para os estudos de suas fácies superficiais através de imagens satelitais e fotografias aéreas, seria aquela em que uma nova precipitação de neve não ocorresse após o início do processo de ablação. Porém, nem sempre é possível encontrar esta situação ideal, uma vez que a resposta espectral dos alvos glaciais pode ser mascarada por diversos fatores naturais, tais como: nova precipitação de neve, congelamento da água da chuva, contaminação por poeira, avalanches, etc. (HALL e MARTINEC, 1985).

Na neve e no gelo a refletividade espectral (figura 3) é influenciada principalmente, pelos seguintes fatores: tamanho dos cristais de neve, presença de impurezas, derretimento e recongelamento das camadas superficiais, topografia do terreno e inclinação solar (HALL e MARTINEC, 1985). Diferentes respostas espectrais são identificadas na sua superfície devido a variações na quantidade de água livre, rugosidade superficial, espessura das camadas, tamanho e formato dos grãos. É possível desta maneira usar o sensoriamento remoto para distinguir diferentes fácies glaciais, entre si e de outros alvos (WILLIAMS *et al*., 1991).

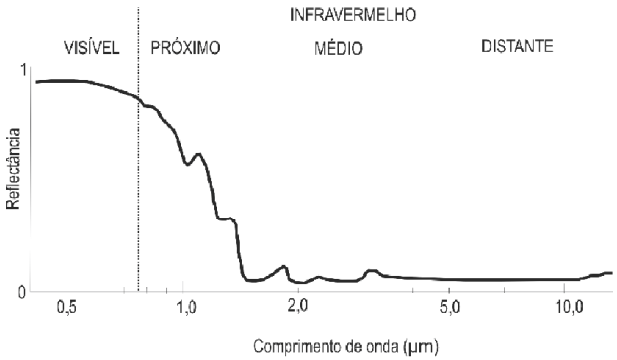

Fig. 3 - Curva de reflectância espectral da neve. (adaptado de HALL e MARTINEC, 1985).

NEVE

Na região do visível a reflectância da neve praticamente não é influenciada pelo tamanho dos grãos, porém é susceptível às impurezas (figura 4). Já nos comprimentos de onda do infravermelho próximo e médio (0,7 – 3,0 µm), a reflectância é sensitível ao tamanho do grão (quanto maior seu diâmetro mais baixo será sua reflectância) e não às impurezas (DOZIER *et al*., 1981) (FIGURA 4).

GELO

O gelo possui reflectância baixa nos comprimentos de onda do espectro do visível (0,4 – 0,7 µm), porém a presença de neve recentemente depositada sobre as camadas superiores eleva consideravelmente esses valores (figura 5), esta possui comportamento espectral oposto ao gelo nesta faixa do espectro.

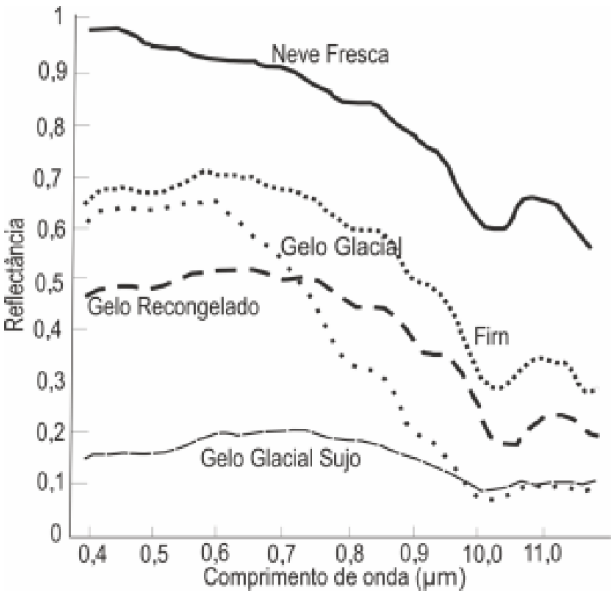

Fig. 4 - Curvas de reflectância espectral para a neve e o gelo em diferentes estágios de formação (adaptado de ZENG *et al*., 1984).

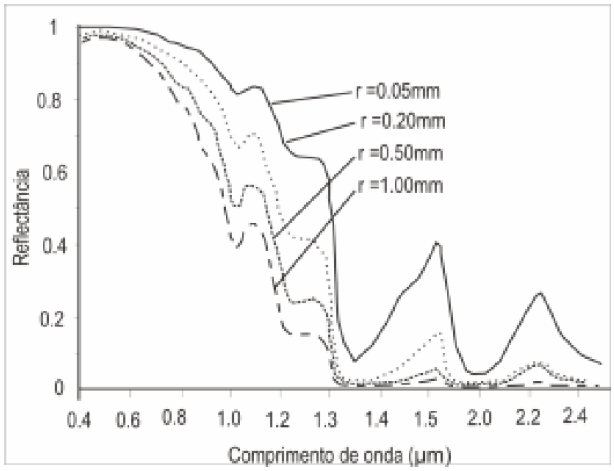

Fig. 5 - Reflectância espectral da neve entre 0,4 e 2,4 µm em função dos diferentes tamanhos dos grãos, r = raio (adaptado de NOLIN e DOZIER, 1993).

A reflectância espectral obtida a partir de dados de satélite tem sido usada para distinguir as diferentes zonas superficiais glaciais (*e.g.* gelo X fácies de neve). Conforme WILLIAMS *et al.* (1991) apenas três destas zonas, com comportamentos espectrais diferentes, foram identificadas nas imagens. São elas: as fácies de neve (incluem as fácies de neve úmida, percolação e neve seca), a fácies de gelo e uma zona intermediária entre estas, a zona de neve encharcada (figura 6).

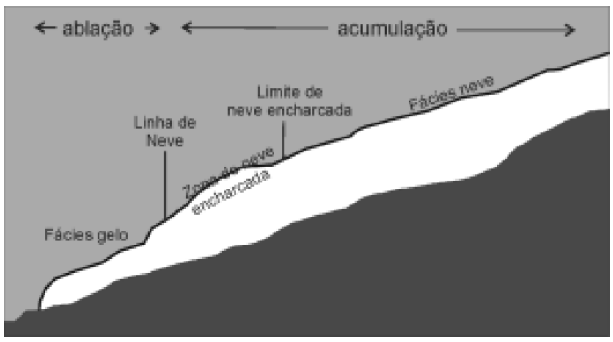

Fig. 6 - Perfil longitudinal de uma geleira mostrando suas fácies superficiais identificadas conforme a resposta espectral (adaptado de WILLIAMS *et al*., 1991).

2. DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

2.1 CBERS-2

O programa *China-Brazil Earth-Resources Satellite* (CBERS) nasceu da parceria entre o Brasil e a China no segmento de tecnologia científica espacial. O lançamento do satélite CBERS-2 ocorreu em 21 de outubro de 2003, transportando três sensores: uma Câmera Imageadora de Alta Resolução (*Hight Resolution CCD Câmaras*) o Imageador por Varredura de Média Resolução (*Infra – Red Multispectral Scanner*) e a Câmera Imageadora de Amplo Campo de Visada (*Wide Field Imager*). Sua órbita é hélio-síncrona a uma altitude de 778 km e faz cerca de 14 revoluções por dia, conseguindo obter a cobertura completa da Terra a cada 26 dias. Foi empregada uma imagem deste satélite, do sensor CCD (tabela 1), adquirida em 19 de maio de 2004 junto ao site http://www.dgi.inpe.br/. Em 19 de setembro de 2007 entrou em operação o CBERS-2B, que teve uma vida útil de três anos, sendo desativado em 2010. A grande diferença entre os dois modelos foi a substituição da câmara IRMSS por uma câmara de alta resolução (HRC) com 2,5 m de resolução no CBERS-2B. Em termos práticos, a perda da câmara IRMSS representou um lapso nas informações espectrais na faixa do infravermelho próximo e do infravermelho termal. Sabe-se que, em aplicações glaciológicas, as informações desses comprimentos de onda

são importantes na identificação de tais alvos (DOZIER, 1989). As vantagens da incorporação da câmara HRC nessas aplicações foram discutidas por RIBEIRO *et al*. (2010). Porém, a verdadeira capacidade do CBERS-2 como uma alternativa aos já conhecidos Landsat e ASTER (WILLIAMS *et al*, 1998; REES 2006; KÄÄB *et al*., 2003) no monitoramento dos alvos glaciais não foi até hoje discutida e analisada em detalhe. Como o programa CBERS têm previsão de continuidade e de novos sistemas para o futuro (PONZONI e EPIPHANIO, 2012), os resultados do presente trabalho servirão como uma sugestão à incorporação de sensores com bandas espectrais na região do infravermelho próximo nestes novos satélites.

Tabela 1 - Característica das bandas do CBERS-2 utilizadas no estudo

Câmara	Banda	Intervalo Espectral (μm)	Resolução Espacial (m)	Largura da faixa imageada (km)
CCD	2	0,52 – 0,59 μm (verde)	20	113
	3	0,63 – 0,69 μm (vermelho)	20	113
	4	0,77 – 0,89 μm (infravermelho próximo)	20	113
IRMSS	2	1,55 – 1,75 μm (infravermelho médio)	80	120
	4	10,4 – 12,5 μm (infravermelho termal)	160	120

2.2 SRTM

Em fevereiro de 2000 a missão SRTM foi lançada por um projeto conjunto entre a National Aeronautics and Space Administration (NASA) e a National Imaging and Mapping Agency (NIMA) (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/). O objetivo foi gerar dados topográficos digitais para 80% da superfície terrestre, nas áreas compreendidas entre 60°N e 56°S de latitude. Na missão, a nave especial Endeavour foi equipada com um *Synthetic Aperture Radar* (SAR), operando nas bandas C e X, resultando produtos consistentes com modelos digitais de elevação (MDE) com resolução especial de 30 e 90 metros. Atualmente a versão 4 é a mais atualizada e os dados são disponibilizados no site http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp. Para a América do Sul a resolução espacial dos dados é de 90 m, com acurácia vertical e horizontal de 6 e 30 m respectivamente (JARVIS, 2004). Os dados são disponibilizados em coordenadas geográficas, datum horizontal em WGS 84 e datum vertical em EGM96.

3. METODOLOGIA

O algoritmo foi implementado na *Spatial Modeler Language* do *software* Erdas (ERDAS, 2010a).

Para verificar a sua precisão, as medidas semiautomáticas das posições frontais das geleiras foram sobrepostas a uma imagem do *Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), adquirida na mesma estação e ano. Como a imagem CCD não coincide com a IRMSS, é necessário registrar essas imagens entre si. Este procedimento foi realizado no módulo *Imagine AutoSync* do Erdas (ERDAS, 2010b). Posteriormente utilizamos a imagem ASTER como referência para ajustar a imagem CBERS (CCD + IRMSS), através do mesmo procedimento. Foi obtido um RMSE de 37,6 m.

Após o registro entre as imagens, o algoritmo é desenvolvido em cinco passos:

3.1 Distinção da neve/gelo do solo, rocha e nuvens.

O terreno complexo da cordilheira Tres Cruces induz a efeitos topográficos fortes sobre as imagens. Para minimizar tais efeitos e permitir a delimitação da extensão da geleira, aplicamos um *Normalized Difference Snow Index* (NDSI), utilizando a Equação 1, elaborada por DOZIER (1989), juntamente com uma normalização topográfica, criada com dados do MDE do SRTM (figura 7).

$$NDSI = \frac{\text{verde} - \text{infravermelho médio}}{\text{verde} + \text{infravermelho médio}} \quad (1)$$

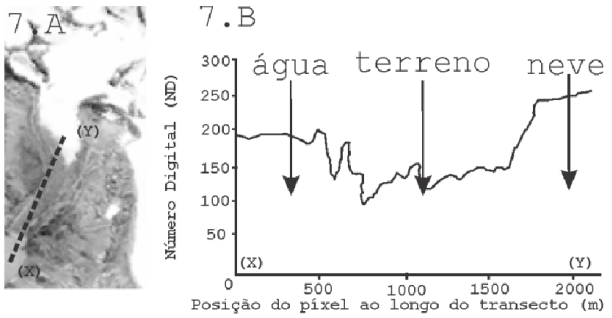

Fig. 7 - O produto NDSI dos dados do CBERS (A), e os dados correspondentes no perfil (B) sobre o transecto X – Y em A.

3.2 Geração da imagem NDVI

Normalmente as áreas glaciais recobertas por sedimentos são classificadas erroneamente como rochas, causando erros na determinação real de sua extensão. Usando o *Normalized Digital Vegetation Índex* (NDVI) (Equação 2; Figura 8), é possível identificar onde estão localizadas as áreas sem vegetação. Entretanto, essas áreas podem ser consideradas como possíveis áreas de sedimentos que recobrem as geleiras.

$$NDVI = \frac{\text{infravermelho próximo} - \text{vermelho}}{\text{infravermelho próximo} + \text{vermelhor}} \quad (2)$$

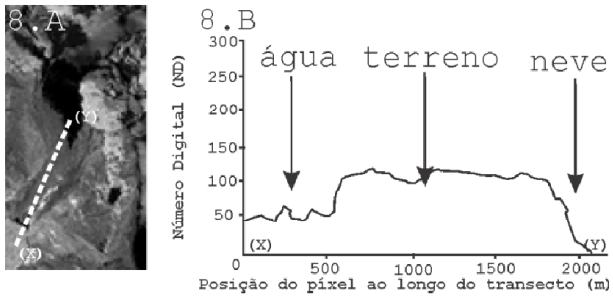

Fig. 8 - O produto NDVI dos dados do CBERS (A), e o dado correspondente no perfil (B) sobre o transecto X – Y em A.

3.3 Classificação dos corpos de água por um limiar no canal de infravermelho próximo

Como os corpos de água absorvem mais energia nos comprimentos de onda do infravermelho do que a vegetação e as rochas, é possível utilizar essa banda para delimitação dos corpos de água (Fig. 9). Nesta etapa, classificamos os corpos de água através de um limiar no infravermelho próximo (*i.e.* água < 0,2 DN).

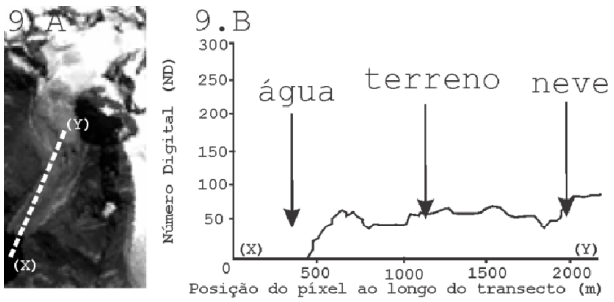

Fig. 9 - O canal infravermelho próximo do CBERS 2 CCD (A) e o correspondente perfil (B) sobre o transecto X – Y em A.

3.4 Classificação das áreas das geleiras com um limiar na banda termal

Devido à presença de sedimentos sobre as línguas das geleiras, a utilização dos dados do visível e do infravermelho próximo frequentemente não é efetiva para monitorar os limites glaciais. Como as geleiras são mais frias do que o entorno, é possível diferenciar essas áreas usando os dados do termal (Fig. 10). Então, usamos um limiar na banda termal do sensor IRMSS para separar os sedimentos/terreno das áreas das geleiras, determinamos que os pixels < 90 DN serão classificados como áreas glaciais.

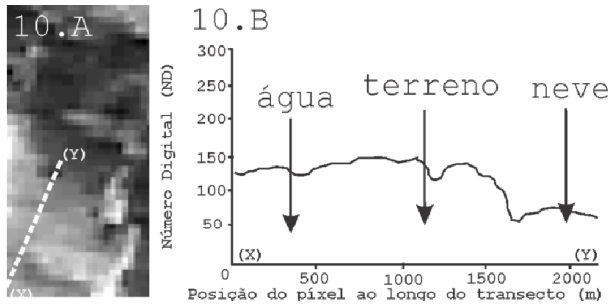

Fig. 10 - Banda termal do sensor IRMSS (A) e o perfil correspondente (B) no transecto X – Y em A.

3.5) Limiar na declividade (Foi excluída a parte de correções do SRTM 3)

Normalmente, os sedimentos se depositam em área de baixa declividade (<24°). Entretanto, estas áreas podem apresentar características bem distintas e se encontrarem distribuídas gradualmente sobre a área de ablação, recobrindo completamente a língua da geleira (Paul et al., 2004). Em nossa metodologia, usamos a declividade calculada do MDE do SRTM (figuras 11 e 12) para excluir as áreas com declividades inferiores a 24° (figura 13).

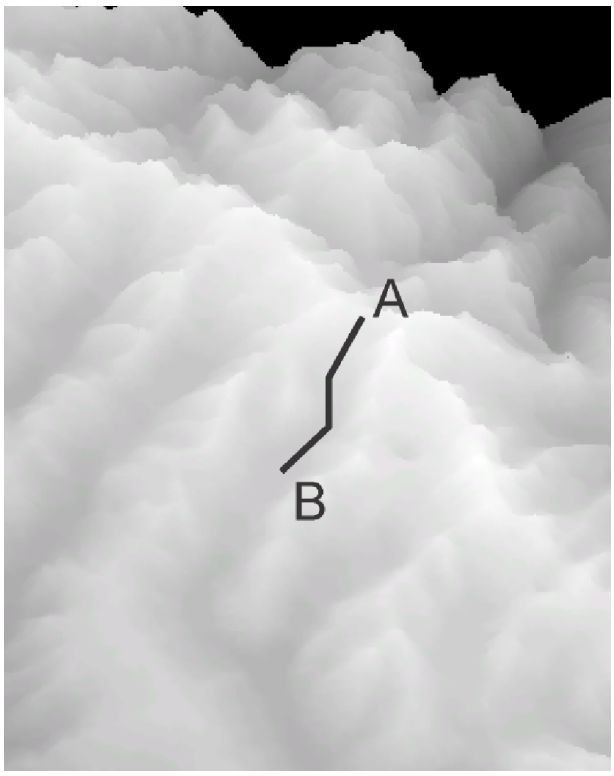

Fig. 11 - O MDE do SRTM usado neste estudo. O traço negro indica o perfil transversal para análise da morfologia da geleira (figura 8).

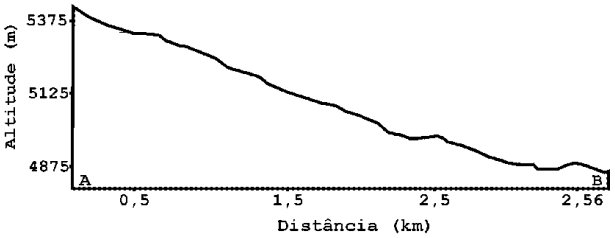

Fig. 12 - Perfil transversal da área da geleira. É possível observar que a parte frontal do perfil corresponde às áreas de menores altitudes e de menor declividade. Nesta área se localiza o lago Laramkkota. e também um setor que pode ocorrer acumulação de sedimentos.

O esquema da cadeia geral de processamento para a elaboração do algoritmo de classificação de geleiras é apresentado na figura 14.

4. RESULTADOS

Como o método NDSI resultaria na confusão entre o DN das áreas de gelo/neve com as de corpos d'água (Fig.7), a inclusão do limiar, na banda do infravermelho próximo, possibilitou a discriminação dessas feições (fig. 9). Na separação das áreas de solo e rocha que

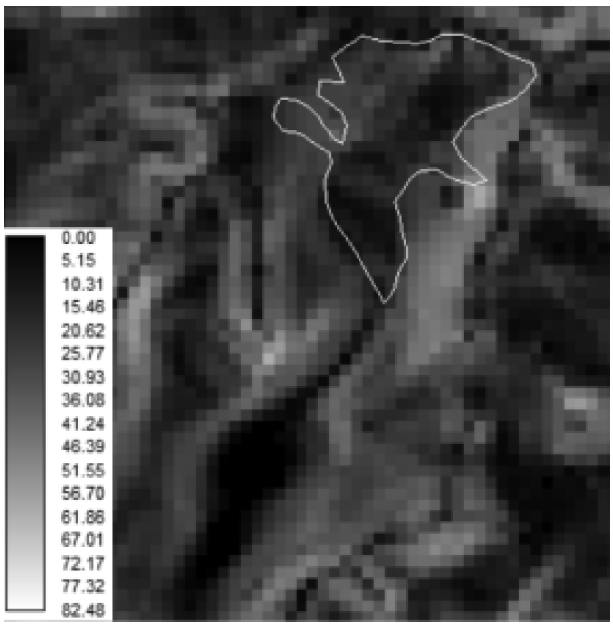

Fig. 13 - Declividade calculada em graus a partir do MDE, a linha branca representa os limites da geleira Laramkkota e permite observar as áreas de baixas declividades (<24º) na sua parte terminal.

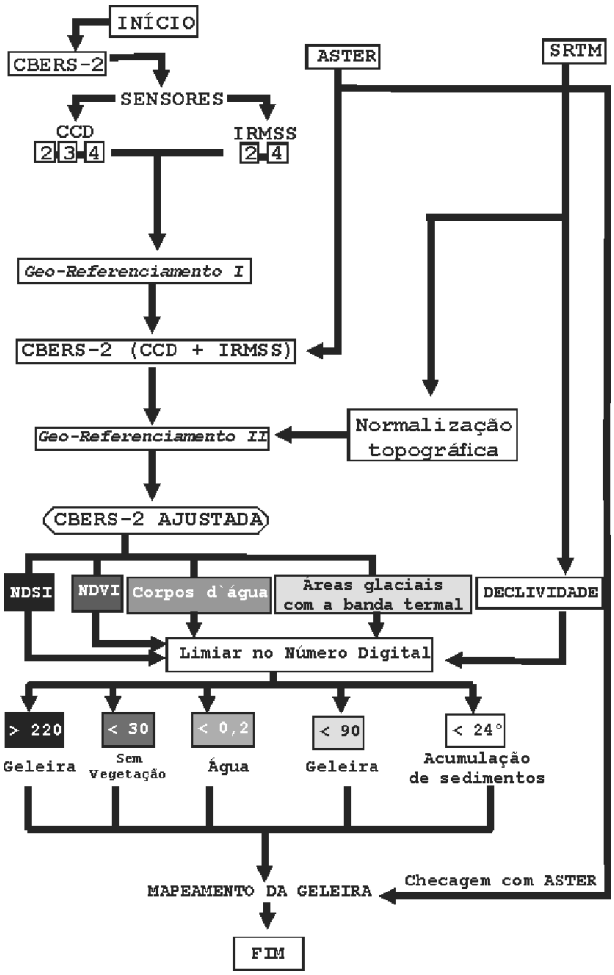

Fig. 14 - A cadeia de etapas dos processamentos.

apresentavam valores próximos das áreas de neve e gelo no NDSI, o acréscimo do NDVI (Fig. 8) permitiu uma delimitação mais nítida desses alvos. A inclusão do SRTM anterior à aplicação do NDSI foi utilizado para reduzir os efeitos topográficos (este é um dos grandes problemas encontrados em regiões de topografia complexa). Na figura 15 é possível visualizar o efeito das sombras na superfície da geleira Laramkkota, e que poderia ocasionar uma confusão na delimitação de sua área.

Os dados IRMSS mostraram restrições na identificação de feições glaciais devido à sua baixa resolução espacial (80 m). Entretanto, é possível a sua combinação com os dados CCD (fig. 3) o que torna útil a sua aplicação. Como a banda termal tem resolução espacial de 160 m, portanto o píxel cobre uma área relativamente extensa, é importante usar outras análises combinadas para uma melhor delimitação das feições glacias (fig. 10). A identificação de áreas de escombro dentro da área da geleira foi realizada a partir da banda do termal, juntamente com os dados de declividade obtidos do SRTM. O limiar de <24º na declividade (figs. 11 e 12) identifica um provável setor de acumulação de escombros na sua parte final. Comparando esses resultados com uma fotografia da geleira (figura 15) observamos que a mesma não possui escombros no seu setor terminal, o que dificulta a validação da técnica nesta etapa.

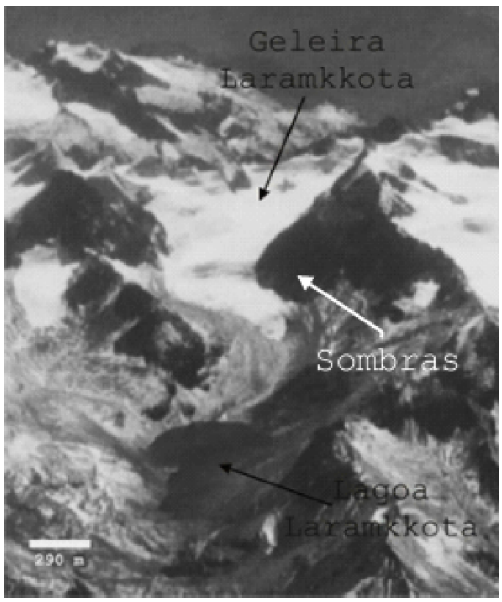

Fig. 15 - A geleira Laramkkota observada do sul. Fotografia aérea oblíqua de maio de 2004 (www.bolivia2006.co.uk).

A análise desta mesma fotografia permitiu constatar a consistência da técnica na distinção da área glacial e dos corpos d`água do entorno.

A extrapolação/subestimação da área glacial determinada pela banda no termal pode ser visualizada na figura 16, que apresenta um *overlay* dos produtos gerados nas etapas anteriores.

Fig. 16 - *Overlay* de todos os cinco mapas descritos na seção 3.

Para determinar a precisão da posição do término da geleira, os erros de medição foram estimados usando o método de HALL *et al.* (2003), onde EPT é "o erro da posição do término":

$$\mathbf{EPT} = \{(\textit{resolução do píxel da imagem "base"})^2 + (\textit{resolução do píxel da imagem analisada})^2\}^{1/2} + \textit{RMSE}$$

Em nossos cálculos teremos a seguinte situação:

$$\mathbf{EPT} = \{(15)^2 + (20)^2\}^{1/2} + 37{,}6 = \pm 73\ m$$

Verificamos o valor da EPT sobrepondo o resultado do método semiautomático sobre a razão das bandas 3/4 do ASTER, seguindo recomendação de KÄÄB et al. (2003) (Fig. 17). Como o retrocesso médio das geleiras da

cordilheira Tres Cruces é de aproximadamente 12 m a-1 (RIBEIRO et al., 2010), as investigações das variações de suas frentes aplicando a metodologia descrita devem ficar restritas as médias de retração para períodos longos (escalas decenais). Isto se deve aos erros inerentes da metodologia empregada serem maiores do que a própria retração, impossibilitando os cálculos das variações de períodos curtos (escalas anuais).

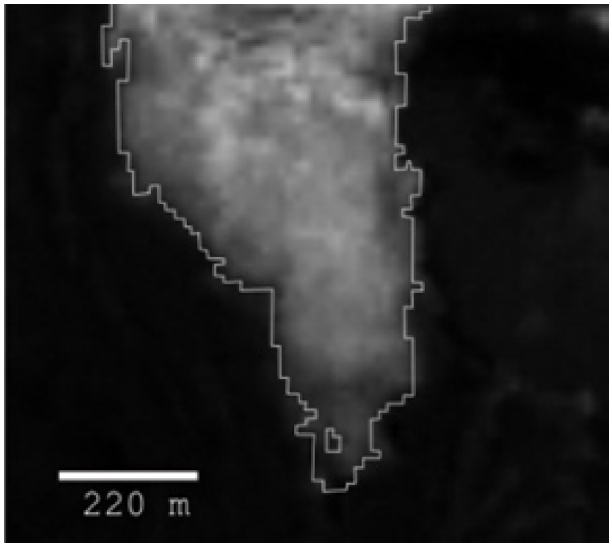

Fig. 17 - Comparação da delimitação semiautomática dos limites da geleira (linha branca) sobre a razão das bandas 3/4 do ASTER.

Finalmente, o algoritmo desenvolvido neste estudo pode ser considerado como um método rápido e preciso (±73 m) para a obtenção de dados para inventários glaciais, pois permite a identificação dos setores terminais das geleiras.

5. CONCLUSÕES

A delimitação semiautomática da posição frontal da geleira Laramkkota apresentou uma precisão de ± 73 m. Um dos problemas para o estabelecimento de uma cadeia de processamento para o CBERS-2 é que os coeficientes de calibração do sensor (ganho e *offset*) não foram disponibilizados para os usuários. Entretanto, utilizamos os números digitais (DNs) como aproximações para os valores de reflectância, com o objetivo de adaptar o nosso método para o uso de imagens CBERS disponíveis para os Andes.

Como o CBERS-2 revisitava a mesma área a cada 26 dias, um monitoramento mensal das geleiras andinas é possível. No caso de presença de nuvens, é possível intercalar o seu uso com os dados do *Landsat* (satélite que possui uma configuração semelhante ao CBERS-2), gerando dados para serem incorporados em modelos hidrológicos e de planejamento ambiental.

As investigações das variações das frentes das geleiras de montanha aplicando a metodologia descrita neste estudo devem ficar restritas às médias de retração para períodos longos (escalas decenais). Isto se deve aos erros inerentes da metodologia empregada serem maiores do que a própria retração, ficando impossibilitados os cálculos das variações de períodos curtos (escalas anuais).

O programa CBERS tem previsão de continuidade e de novos sistemas para o futuro, os resultados do presente trabalho servem como uma sugestão à incorporação de sensores com bandas espectrais na região do infravermelho próximo nestes novos satélites.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que financiou este estudo através do projeto n° 490125/2010-7 do Programa Sul-Americano de Apoio às Atividades de Cooperação em Ciência e Tecnologia (PROSUL).

REFERÊNCIAS

ERDAS. **Spatial Modeler Language** – Reference Manual. 2010 ERDAS, Inc., 2010a. 410 p.

ERDAS, **Imagine AutoSync** – User`s Guide. 2010 ERDAS, Inc., 2010b. 58 p.

DOZIER, J.; SCHNEIDER, S. R.; MCGINNIS, D. F. Jr. Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow. **Water Resources Research**, v. 17, n.4, p. 1213-1221, 1981.

DOZIER, J. Spectral signature of Alpine snow cover from Landsat Thematic Mapper. **Remote Sensing of Environment**, v. 28, p. 9-22, 1989.

DYURGEROV, M.B. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. **Journal of Hydrology**, v. 282, p. 164-176, 2003.

FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; WAGNON, P.;

RAMIREZ, E.; POUYAUD, B., Glaciers of the Tropical Andes, indicators of the global climate variability. Em: HUBER, U.; HARALD, K.M.; REASONER, M.A. (eds.) **Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview**, Springer, New York, 2005, p.197-204.

HALL, D.K.; MARTINEC, J. **Remote Sensing of ice and snow**. Londres, Champman, 1985, 189 p.

HALL, D. K.; BAYR, K. J.; SCHÜNER, W.; BINDSCHADLER, R. A.; CHIEN. J.Y.L. Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from ground and space (1893–2001). **Remote Sensing of Environment**, v. 86, n.44, p.566-577, 2003.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC**. Cambridge University Press, Cambridge, 2007, 996 p.

JARVIS, A.; RUBIANO, J.; NELSON, A.; FARROW, A.; MULLIGAN, M. **Practical use of SRTM data in the tropics: Comparisons with digital elevation models generated from cartographic data.** Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT), Cali, Colombia, 2004, 32 p.

KÄÄB, A.; HUGGEL, C; PAUL, F; WESSELS, R; RAUP, B; KIEFFER, H.; KARGEL, J. Glacier Monitoring from ASTER Imagery: Accuracy and Applications. Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, March 11 – 13, 2002. **EARSeL eProceedings**, v.2, p.43-53, 2003.

KASER, G.; OSMASTON, H. **Tropical Glaciers**. International Hydrology Series, UNESCO and Cambridge University Press, 2002, 207 p.

KASER, G.; FOUNTAIN, A.G.; JANSSON, P. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. **Technical Documents in Hydrology**, 2003, n. 59, 107 p.

KASER, G.; GEORGES, C; JUEN, I e MÖLG, T. Low-latitude glaciers: Unique global climate indicators and essential contributors to regional fresh water supply. A conceptual approach. Em: HUBER, U.; HARALD, K.M.; REASONER, M.A. (eds.): **Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview**. Kluwer: New York, 2005, p. 185-196.

MENZIES, J. **Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments.** Butterworth-Heinemann Ltd, Oxford, 1995, 621 p.

NOLIN, A. W.; DOZIER, J. 1993. Estimating snow grain size using AVIRIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 44, n. 2–3, p 231-238, 1993.

PATERSON, W.S.B. **The Physics of Glaciers.** Pergamon / Elsevier Science, Oxford, 1994, 480 p.

PAUL, F.; HUGGEL, C.; KÄÄB, A. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping of debris-covered glaciers. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, n.4, p. 510-518, 2004.

PONZONI, J. P; EPIPHANIO J.C.N. In-Flight Absolute Calibration Of Cbers Sensors. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 64, n. 6, p. 813-820, 2012.

REES, W.G. **Remote Sensing of Snow And Ice**. Taylor & Francis Group, 2006, 285 p.

REINHARDT, W.; RENTSCH, H. Determination of changes in volume and elevation of glaciers using digital elevation models for the Vernagtferner, Ötztal Alps, **Annals of Glaciology**, v. 8, p.151-155, 1986.

RIBEIRO, R.R. ; ARIGONY-NETO, J. ; BREMER, U.F.; SIMÕES, J.C.; RAMIREZ, E. Potential of CBERS-2B High Resolution Camera (HRC) in Snowcover Identification. Em: ARENAS, C e RAMÍREZ, J. (eds.). **Glaciares, nieves y hielos de América Latina: Cambio climático y amenazas**. INGEOMINAS 2010, 2010, p. 165-169.

RIBEIRO, R.R.; SIMÕES, J.C.; DANI, N.; ARIGONY-NETO, J. e RAMIREZ, E. Mudanças Investigadas nas Massas de Gelo dos Andes Tropicais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 15, n. 3, p. 131-145, 2010.

WILLIAMS, R. S., Jr., HALL, D. K.; BENSON, C. S. Analysis of glacier facies using satellite techniques. **Journal of Glaciology**, v. 37, n.125, p.120-128, 1991.

WILLIAMS, R.S.; HALL, D.K. Use of remote sensing techniques. Em: HAEBERLI, W; HOELZLE, M; SUTER, S., (eds.). **Into the 2nd century of world glacier monitoring: prospects and strategies: A contribution to the International Hydrological Programme (IHP), and the Global Environmental Monitoring System (GEMS), World Glacier Monitoring Service**, Paris: UNESCO Publishing, Studies and Reports in Hydrology, 1998, p. 197-111.

ZENG, Q., CAO, M., FENG, X., LIANG, F., CHEN, X.,; SHENG, W. 1984. A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China. In: Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission: Proceedings of the Hamburg Symposium. Wallingford, UK: **IAHS Publ.** 145, p. 451-462, 1984.