

MONITOREO DEL GLACIAR HORCONES INFERIOR Y SUS TERMOKARST, ANTES Y DURANTE EL *SURGE* DE 2003-2006. ANDES CENTRALES ARGENTINOS

María Gabriela Lenzano¹, Darío Trombotto Liaudat¹ y Juan Carlos Leiva^{1,2}

¹ IANIGLA–Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. CONICET.

² Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo.
mlenzano@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se expone el monitoreo de termokarsts glaciares y su relación e interacción con los eventos *surges* ocurridos en el glaciar cubierto Horcones Inferior (GHI). Este glaciar se encuentra ubicado a los 32° 41'S y 69° 57'W, al pie de la pared sur del C° Aconcagua, Parque Provincial Aconcagua, en la Provincia de Mendoza, Argentina. El estudio fue llevado a cabo a través de la implementación de métodos indirectos de detección utilizando imágenes de los sensores Landsat y Aster durante el período 1997-2006. En el Glaciar Horcones Inferior "GHI", la superficie ocupada por los termokarst alcanza valores que varían entre el 4.3% y el 0% de la superficie total del glaciar, al finalizar un evento de *surge*. Las velocidades registradas en la superficie del glaciar cubierto arrojaron valores promedios entre 0.4 y 12 m/día. La metodología aplicada, con imágenes satelitales históricas, representa una herramienta fundamental para separar períodos de flujo glaciario catastróficos y no catastróficos.

Palabras claves: surgido glaciar, termokarst, Landsat, Aster, Central Andes.

ABSTRACT

This work analyses the temporal evolution of thermokarst and their relationship to the surges in a reconstituted debris covered glacier. The glacier Horcones Inferior is located at Lat 32° 41' S and Long 69° 57' W in the Provincial Park Aconcagua, Mendoza, Argentina, on the foot of the Aconcagua massif. The study and monitoring of the thermokarst was carried out applying indirect methods using Landsat and Aster images from 1997-2006. Detected percentages of thermokarst, in relation to the total glacial area, showed that they varied between 4.3% to 0% at the end of the surge event. The registered speeds of the glacier -on the glacial surface- reached averages of between 0.4 and 12 m/d. This methodology, with historical images from archives, represents a fundamental tool to separate catastrophic and non-catastrophic glacial flow periods.

INTRODUCCIÓN

Los glaciares de los Andes Centrales están experimentando procesos de cambios desde el comienzo del siglo XX, que se han acentuado durante las últimas décadas. El retroceso de un glaciar se asocia generalmente a los cambios climáticos (Meier y Post, 1969). Aún durante este proceso generalizado de recesión glaciaria existen algunos glaciares cuyos frentes han experimentado avances, y otros que presentan episodios de avances extraordinarios o *surges*. Los glaciares que producen *surges* son aquellos que, luego de intervalos de tiempo con flujo muy lento o nulo, experimentan avances repentinos (que no guardan relación con los cambios climáticos) con episodios de velocidades de flujo excepcionalmente altas (Meier y Post, 1969; Kamb et al., 1985; Kotlyakov et al, 2004, 2008). Estos glaciares presentan fases de flujo rápido con intervalos de tiempo más largos de estancamiento. Un flujo rápido *surge* puede durar desde unos pocos meses hasta unos pocos años, y la fase inactiva de entre 20 y 200 años. La velocidad del hielo puede alcanzar más de 50 m/día durante un *surge*.

Muy frecuentemente los *surges* de glaciares producen situaciones que pueden resultar en catástrofes naturales, debido a eventos asociados a endicamientos y posteriores rupturas de diques de hielo que producen el vaciamiento

súbito de lagos glaciares, denominados GLOF (glacial lake outburst floods). Numerosos eventos de este tipo han sido observados en glaciares de Alaska, del Karakorum (Hewitt, 1969) y de la Cordillera de Los Andes (Helbling, 1935). Algunos de los *surges* ocurridos en la cuenca del río Mendoza han sido objeto de observaciones y estudios por diversos autores, Helbling (1935), Reichert (1935), Mason (1935), Bruce et al. (1987), Leiva (1986), Leiva et al. (2006a) y Espizúa et al. (1990). Generalmente dichos trabajos describen las consecuencias del fenómeno pero escasamente abordan sus causas.

El término termokarst, por otro lado, en el ambiente periglacial fue introducido por el científico ruso M. M. Yermolayev, en 1932 para describir las formas resultantes de la fusión del hielo presente de los suelos de las regiones con *permafrost* (Yermolayev citado por Embleton y King, 1975). De acuerdo a Trombotto y Ahumada (2005), son definidos como agujeros asimétricos en el suelo de paisajes de ambientes fríos, que indican la degradación del hielo subterráneo que está presente en el lugar.

Los termokarst activos contienen agua de deshielo. Durante el invierno el agua se suele congelar mientras que en verano se acumula formando, frecuentemente, pequeños lagos en las depresiones que los caracterizan. Estos pequeños lagos, a su vez, son parte del proceso de auto-degradación del sistema de los termokarst porque profundizan la degradación del hielo (Kachurin, 1962). En general, los termokarst de los Andes Centrales se encuentran agrupados y vinculados a sitios por debajo de los 4200 m s.n.m. (32° S - 33° S), tanto en glaciares cubiertos, morenas con núcleo de hielo, como en glaciares de escombros. Los termokarst también pueden utilizarse como indicadores del calentamiento regional ya que manifiestan la degradación del hielo dentro de una escala de tiempo relativamente corta, según se ha observado en otras partes del mundo (Osterkamp, 2003). La mayoría de ellos presentan formas asimétricas, con la parte más profunda siguiendo el gradiente de fondo al valle, y diámetros que varían entre 10 y 100 m, lo cual es consistente con la historia climática de los Andes planteada por Corte y Espizúa, en 1981.

Al realizar el inventario de glaciares de la cuenca del río Mendoza, en base a fotografías aéreas de 1963, Corte y Espizúa (1981) hallaron en la cuenca del río Cuevas (en total 654 km²), 16.4 km² de termokarst, es decir que un 2.5% de la superficie de la cuenca estaba ocupada por ellos.

En la Quebrada de Horcones (197 km²), utilizando imágenes de satélite, los mismos autores hallaron 8.6 km², o sea que el 4.4% de la subcuenca estaba ocupada por termokarst. El área de cobertura de termokarst de la subcuenca Horcones alcanza la mitad de la totalidad de la cuenca del Cuevas.

El glaciar Horcones Inferior es un glaciar cubierto. Estos glaciares cubiertos se caracterizan por presentar una cubierta de detritos o sedimentos sobre su superficie. Dependiendo del espesor del detrito dicha cubierta puede acelerar e intensificar los procesos de ablación del hielo subyacente cuando el espesor es pequeño o, disminuir la intensidad de la ablación cuando el espesor del detrito aumenta y aísla, prácticamente, al hielo de las condiciones de radiación y temperatura que existen en su superficie. Debido a esta cubierta de protección las lenguas de los glaciares cubiertos y de escombros alcanzan cotas más bajas que los glaciares descubiertos (Trombotto, 2003; Trombotto y Borzotta, 2009).

El presente trabajo integra a los estudios anteriores realizados en el glaciar Horcones Inferior (GHI), por el Instituto Argentino de Glaciología, Nivología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) desde 1981. Presenta, también, resultados del monitoreo satelital multitemporal de los *surges* y su relación con la presencia de termokarst.

ÁREA DE ESTUDIO

El glaciar Horcones Inferior (GHI) está situado a los 32° 41'S y 69° 57' W (Figura 1), en el Parque Provincial Aconcagua, Mendoza, Argentina. El área de estudio se encuentra en la cuenca del río Cuevas cuya confluencia con el río Tupungato da lugar al río Mendoza. Los diferentes tipos de cuerpos de hielo localizados en las cabeceras de dicha cuenca son importantes reservorios de agua. Entre ellos se destacan los glaciares descubiertos, reconstituidos, cubiertos y de escombros. A través del río Horcones, el GHI es parte de un grupo de glaciares que abastecen de agua a la cuenca alta del río Cuevas, que como parte de la cuenca del río Mendoza se constituye en uno de los recursos hídricos más importante de los oasis del norte de la provincia de Mendoza.

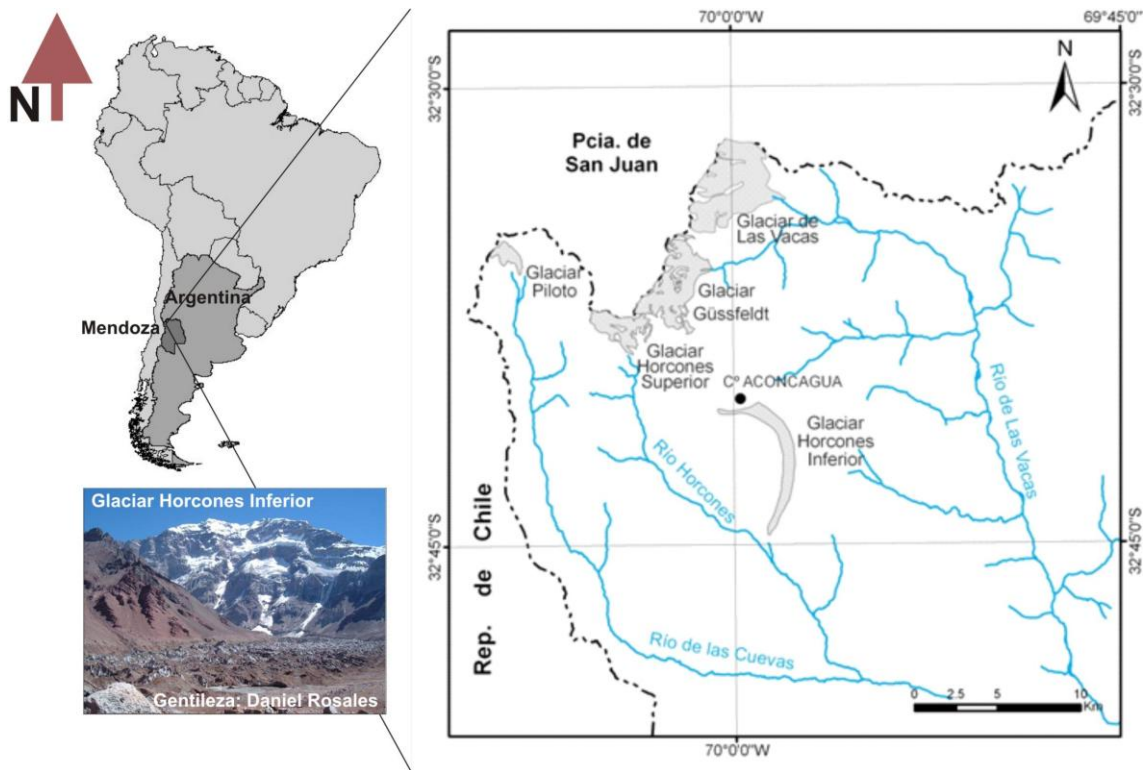


Figura 1. Mapa del área de estudio. En la fotografía que aparece en la parte inferior izquierda, se observa el Glaciar Horcones Inferior con vista hacia la pared sur del Cerro Aconcagua.

Figure 1. Map of the study area. The picture displayed in the bottom left, shows the Horcones Inferior Glacier overlooking to the south wall of Aconcagua.

El GHI es un glaciar reconstituido en su zona de acumulación y cubierto en su lengua. Su parte terminal sugiere que se trata de un glaciar de base templada de acuerdo a la clasificación de Benn y Evans (2007). El glaciar nace al pie de la pared sur del Cerro Aconcagua a 4300 m de altitud, en un valle en forma de hoz, alcanzando en su parte frontal una altura de 3400 m s.n.m. aproximadamente. La forma de hoz puede ser explicada por el colapso o mega-deslizamiento de la pared sur (Fauqué et al., 2009). El valle de Horcones Inferior tiene unos 11 km de largo y es ocupado, en toda su longitud por el GHI (Figura 2).

El GHI se genera a partir del aporte de hielo y nieve proveniente de cuatro canales de avalanchas que se originan en los glaciares colgantes denominados Superior y Medio de la pared sur del Cerro Aconcagua, lo que hace comparable a este glaciar con otros típicos casos de glaciares afectados por *surge* mencionados en la literatura (Hewitt, 1969). El glaciar Superior de la pared sur tiene un espesor de aproximadamente de 110 m de hielo y se halla unos 2300 m por encima del área de acumulación (reconstituida) del GHI; su volumen de hielo fue estimado en aproximadamente $100 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Cabrera, comunicación personal). Este gran espesor guarda relación, debido a su exposición, con el colapso de la pared sur explicado por Fauqué et al. (2009).

El hielo aportado por las avalanchas, es incorporado al glaciar y rápidamente cubierto por sedimentos procedentes de taludes y otros canales de avalancha nivodetríticas, también las mismas avalanchas de hielo impactan en la pared sur erosionándola y generando avalanchas mixtas de hielo y roca. El área de acumulación del GHI, que corresponde a la zona ubicada directamente al pie de la pared sur, se halla prácticamente descubierta de detritos y es en donde no se observan termokarst. El resto del glaciar, a partir de los 4200 m s.m.n. es una masa de hielo en degradación cubierta por una capa de detrito cuyo espesor aumenta a medida que el hielo fluye, de acuerdo a observaciones in situ. Esta zona de ablación tiene una superficie aproximada de 4 km^2 . En su parte terminal la capa de detrito alcanza un espesor alrededor de 0.50 m.

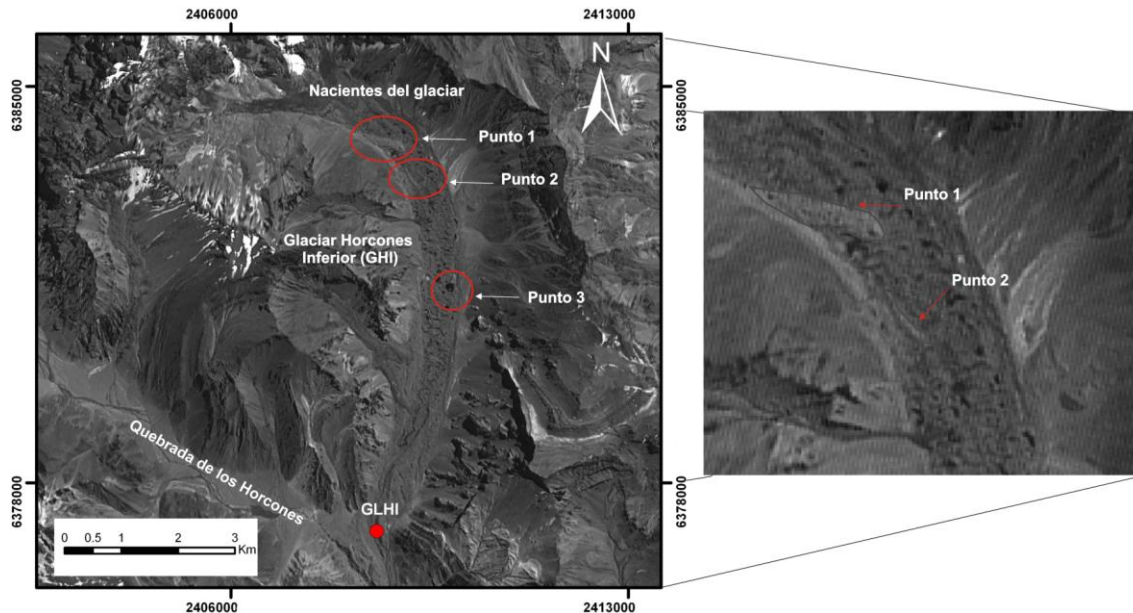


Figura 2. El mapa muestra la superficie del GHI cubierta de termokarst, se indican las tres geoformas tenidas en cuenta para el estudio de las velocidades.

Figure 2. The image shows the GHI surface covered with thermokarst, and the three selected landforms used for calculations.

Durante un *surge* el aumento de la velocidad de flujo generan nuevas estructuras o “fallas” que separan los bloques de hielo extremadamente irregulares. Estos bloques están orientados casi perpendicularmente al flujo y se inclinan en general, más de 60° en sentido inverso al del flujo (Milana, 2007). Esta característica convierte a la superficie del glaciar con una topografía casi caótica. Después de que el fenómeno de *surge* ha finalizado la superficie se suaviza por la ablación del hielo. En el caso del GHI, entre los diferentes *surges* el movimiento del frente del glaciar es prácticamente nulo generándose nuevos termokarst en la zona de ablación.

El clima de la zona de estudio es de tipo continental, con abundantes nevadas durante el invierno, escasa precipitación estival con marcada evapotranspiración y presencia de permafrost. La temperatura media en el período (1941-1970) fue de 3.9°C en enero y de -6.8°C en julio (Trombotto, 1991). La temperatura media anual del aire de la estación meteorológica Cristo Redentor (32° 50 'S, 70° 05' W) a 3832 m s.n.m. durante el período de 1961-1970, fue de -1.6°C. Los datos de la estación de GNSS permanente ACON (ubicada en la cumbre del Cerro Aconcagua, 6959 msnm) indican una temperatura media anual de -23°C. (Lenzano et al., 2007). Los tipos de precipitación más frecuentes son el aguanieve, nieve y graupel. Los valores de precipitación anual para el área (a 4000 m s.n.m. aproximadamente) estarían por encima de 600 mm (Minetti y Corte, 1984). El bioma andino de tundra caracteriza este clima.

ANTECEDENTES HISTÓRICOS DEL GLACIAR HORCONES INFERIOR

El GHI ha experimentado surges en el pasado reciente, de los cuales se han registrado los de 1984 y 2003, dónde su frente avanzó más de 1.5 km en dos años en ambos eventos (Leiva et al., 2006b). La mayoría de los glaciares cercanos, retrocedieron prácticamente en forma continua desde principios del siglo XX. El glaciar Piloto, ubicado aproximadamente a 22 km al noroeste del GHI, en el valle de Matienzo, su lengua este retrocedió 73 m entre 1974 y 2001 (Lenzano, 2011).

El glaciar Grande del Nevado del Plomo ubicado aproximadamente a 45 km al sur del GHI, también ha experimentado surges en el pasado, por ejemplo, avanzando su frente una distancia de 1.7 km entre abril y agosto de 2007, con una velocidad media de 19 m/día; mientras que el resto de los glaciares del río Plomo seguían la tendencia general de retroceso y pérdida de masa de hielo (Espizúa, 1986; Leiva et al., 1989).

Trabajadores del Ferrocarril Trasandino (como por ejemplo. el Sr. K. Goudge en 1935) mencionan que el GHI, habría avanzado una milla y media entre 1895 y 1924, pudiendo causar inconvenientes similares a los que generó el glaciar del Plomo.

Durante los dos últimos *surges* experimentados por el glaciar en 1984 y en 2003, la superficie del GHI ha sido monitoreada mediante imágenes satelitales por diferentes autores (Unger et al, 2001; Espizua en WGMS, 2008). El evento de 1984 fue explicado mediante un modelo de deformación extensional y por fallas lítricas (Milana, 2007). La evolución del *surge* de 2003 puede ser detectada a partir de la imagen Landsat del 19 de octubre de 2003. Durante el verano de 2004/2005 se realizaron relevamientos in situ registrándose velocidades de la onda de hielo de hasta 35 m/día (Leiva et al., 2006b).

Resulta interesante asociar este evento con observaciones y comentarios hechas por personal de Guardaparques del Parque Provincial Aconcagua "... *gran ruido provocado por la caída de una parte del glaciar colgante en abril de ese año...*" (Dirección de Recursos Naturales, com. personal).

DATOS Y MÉTODOS

Tratamiento a las imágenes satelitales

Para obtener información de la evolución de los termokarst durante el período 1984-2006 se utilizaron imágenes de los sensores Landsat y Aster, provistas por GLIMS. Las imágenes utilizadas para la reconstrucción histórica de los eventos *surges*, fueron seleccionadas de acuerdo a su disponibilidad en archivo. La Tabla 1 muestra las escenas utilizadas para el presente estudio.

Tipo de sensor	Fecha
Landsat 7, 4-5 TM, 4-5 MSS. (Path:232, Row: 83) (30 m resolución)	09.04.1997, 12.05.1997, 11.22.1998, 02.10.1999, 01.28.2000, 01.30.2001, 03.03.2001, 01.17.2002, 10.19.2003, 11.20.2003, 01.07.2004, 02.08.2004, 01.25.2005, 02.13.2006.
ASTER (15 m resolución)	01.13.2001

Tabla 1. Imágenes satelitales.

Table 1. Satellite images.

Las imágenes fueron corregidas radiométricamente para mejorar su calidad aplicando el filtro *median*. También se realizaron las correcciones geométricas para eliminar las deformaciones existentes en las mismas, luego de lo cual las escenas adquirieron las propiedades de un mapa cartográfico. Dicho proceso fue realizado en el software PHOTOMOD 4.4.

Las escenas fueron georreferenciadas a través de la incorporación de puntos de control (GCP). El error horizontal (X,Y) en promedio fue de 1.4 píxeles. Luego, fueron ortorectificadas a partir de un Modelo Digital de Elevación (MDE) confeccionado para la zona del Parque Aconcagua, utilizando como base imágenes estereoscópicas ASTER nivel 1A (Lenzano et al., 2010). Todos los datos fueron referenciados al elipsoide WGS84 y proyectados en el sistema oficial de la República Argentina Gauss-Krüger, faja 2.

Análisis temporal de los termokarst

En el monitoreo de la evolución de los termokarst durante el período 1997-2006 sólo se tuvieron en cuenta aquellos termokarst que tenían lagos en su interior, debido a su fácil detección en las imágenes. El inventario de dichos termokarst fue realizado utilizando en primer lugar la técnica de digitalización manual (DM) (Stokes et al., 2007). Este método de vectorización del contorno de los lagos, fue aplicado a las escenas Landsat y Aster, y se consideró sólo aquellos lagos con un tamaño mayor o igual a dos píxeles para optimizar su identificación. La segunda, aplicada solamente a las imágenes Landsat, fue la clasificación supervisada con el algoritmo de máxima verosimilitud (MV) (Chen y Wang, 2010). El MV asigna a cada pixel la clase con la mayor probabilidad de seguir una distribución normal. El método fue aplicado sólo sobre la superficie del GHI y se identificaron dos clases homogéneas: agua y hielo cubierto. Para ello, se seleccionaron píxeles lo más puros posible en cada una de las categorías. Todo el proceso fue realizado en el software ENVI 4.3. Para obtener una evaluación de la exactitud y precisión en general, y corroborar el rendimiento de la clasificación, se calcularon los siguientes parámetros estadísticos: la precisión del productor, la exactitud del usuario y el índice Kappa (Lillesand y Kiefer, 2004).

Velocidades en el glaciar durante el surge de 2003-2006

Para calcular las velocidades durante el evento de 2003-2004 se seleccionaron y monitorearon tres elementos del glaciar con características morfológicas fácilmente identificables en las imágenes seleccionadas. La Figura 2 muestra la ubicación de las tres geoformas seleccionadas.

El primer elemento es una geoforma situada sobre el hielo cubierto, a 3.5 km de distancia de la zona de acumulación del glaciar, interpretada como un depósito de criosedimento. Estos depósitos se generan con los ciclos de congelamiento y descongelamiento que sufren las rocas de las laderas, por la presencia de agua líquida en las grietas de dichas rocas. El segundo corresponde a un depósito similar, un cuerpo de hielo más pequeño ubicado a 4.1 km del origen del glaciar. Finalmente, el tercero, corresponde a un termokarst con agua. Este último fue elegido por ser el termokarst más grande de los observados en el inventario, y por lo tanto fue posible seguir su evolución durante el evento de 2003-2004. Para el análisis se consideraron las imágenes del 3 de marzo de 2001, 19 de octubre de 2003, 20 de noviembre de 2003, 07 de enero de 2004, 08 de febrero de 2004, 25 de enero de 2005 y 13 de febrero de 2006 (Tabla 1).

El análisis de las velocidades de dichos puntos se realizó considerando cuatro intervalos de tiempo (Δt), cada uno de ellos definido por las fechas de las imágenes Landsat seleccionadas. Se trazó un perfil longitudinal a lo largo de la superficie del GHI desde donde se tomaron las respectivas distancias a los elementos estudiados. El punto origen, progresiva cero, fue la intersección de dicho perfil con el pie de la pared sur del Cerro Aconcagua.

RESULTADOS

Inventario de los lagos del termokarst

Para el inventario de los lagos antes y durante del *surge* de 2003-2004, se tomó como base del estudio la imagen Landsat del 9 de abril de 1997, ya que se consideró que el GHI había llegado a un nuevo estadio de reposo o estancamiento después de la finalización del evento de *surge* iniciado en 1984.

Mediante la técnica de DM los lagos supraglaciares fueron detectados a través de fotointerpretación. En las imágenes Landsat del año 2001 se detectaron 26 lagos con agua, que ocupan 0.12 km², el 2.3% de la superficie total del glaciar (5.3 km²) (Figura 3a).

Esta técnica, también fue aplicada en la imagen Aster, donde 48 lagos fueron identificados con una superficie de 0.19 km² y representan el 3.6% de la superficie total del glaciar para el año 2001, antes del evento de 2003 (ver Figura 3c). La ventaja de trabajar con imágenes de mejor resolución como las Aster hizo posible distinguir las formas de los lagos con mayor definición. Los resultados obtenidos fueron muy buenos al analizar el glaciar cubierto.

A partir de la implementación de MV se detectaron prácticamente el doble de lagos que los obtenidos por DM, incluyendo los lagos previamente inventariados con esta técnica. Los 56 lagos de la imagen Landsat del año 2001 ocupan 0.23 km², el 4.3% de la superficie total del glaciar para dicho año (Figura 3b). De acuerdo a los indicadores de precisión (ver Tabla 2), los resultados de la detección de las dos clases, agua y hielo cubierto, fueron muy precisos dado que muestran un comportamiento espectral característico diferente el uno del otro. Como consecuencia de esto, tanto la fiabilidad global, así como el índice de Kappa son óptimos (100%). En el caso de los cuerpos de agua, la precisión de la producción es muy alta, el 100%, lo que indica que 10 de cada 10 píxeles se distinguen adecuadamente en la clasificación.

Evolución de los termokarst durante el surge de 2003-2006

En los resultados se registraron cambios y modificaciones en la topografía del GHI a partir de la escena del 19 octubre de 2003, donde se observan los primeros indicios del *surge* ocurrido en 2003. El avance del *surge* altera a los termokarst al afectar el hielo glaciario a medida que la onda avanzaba. La disminución en la cantidad de lagos es claramente visible al paso de la onda, desapareciendo a medida que la misma los alcanza. Los termokarst son eliminados por completo una vez que el evento se extiende hasta abarcar toda la superficie glaciaria.

Para analizar el comportamiento de los cuerpos de agua durante el *surge* de 2003, se seleccionaron el 20% del total de los termokarst detectados, utilizando el criterio de seleccionar los de mayores dimensiones y por ende mayor permanencia en el tiempo. La escena del 17-01-02 fue tomada como el cero en el eje del tiempo (en meses), dado que entre el período de 1997 y 2002 no se denotaron cambios significativos en la superficie del GHI.

La Figura 4 muestra la disminución en la cantidad de lagos durante el *surge*, a partir de las escenas Landsat. Al principio, ocupan el 1.8% de la superficie del glaciar. En el mes 22 (escena 19-10-03) este porcentaje disminuye al 0.84%, en el mes 23 (escena 20-11-04) al 0.26% y en el mes 25 (escena 08-02-04) desaparecieron por completo, es decir al 0%.

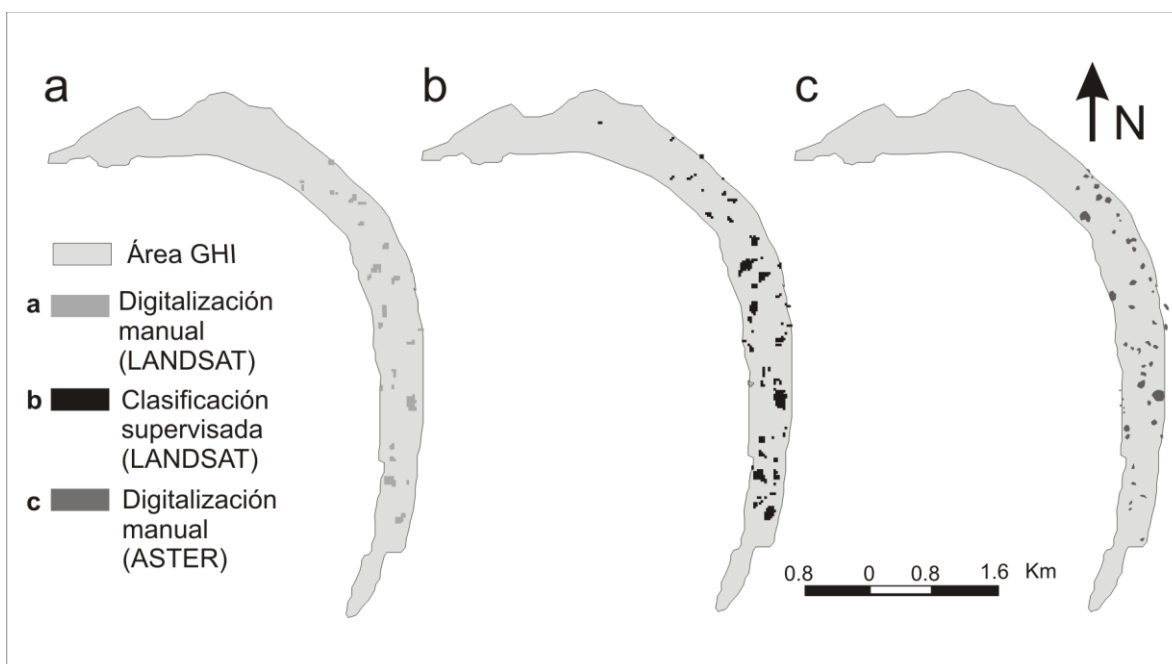


Figura 3. Detección de los lagos del termokarst para el año 2001: a). mediante la técnica de digitalización manual en la imagen LANDSAT, b). mediante el método de clasificación supervisada con el algoritmo de máxima verosimilitud, en la imagen LANDSAT. c). digitalización manual en la imagen ASTER.

Figure 3. a) Manually digitized areas of the lakes in the LANDSAT images in 2001. b) Areas obtained by the method of supervised classification with the algorithm of maximum verosimilitud in LANDSAT images in 2001. c). Manually digitized from ASTER image in 2001.

Tipo de cobertura	Exactitud Productor	Exactitud Usuario	Indice Kappa
Agua	100.00%	100.00%	1.00
Cobertura detrítica	100.00%	100.00%	1.00

Tabla 2. Precisión de la clasificación.

Table 2. Classification accuracy.

Velocidades registradas durante el surge de 2003-2006

Las velocidades de los objetos seleccionados en el GHI fueron calculadas para los intervalos de tiempo determinados por las imágenes consideradas. La velocidad del hielo durante el surge no fue constante, sino como bien muestra el gráfico de la figura 5, existieron aceleraciones y desaceleraciones del flujo del hielo involucrado en el surge. La Figura 5 muestra las sucesivas posiciones que la geoforma (Punto N°1) fue alcanzando en su desplazamiento en la superficie del GHI (Figura 5a) y, en función de sus coordenadas planas (X,Y) (Figura 5b). El Punto N°1 recorrió una distancia de 1277 m en 834 días en su movimiento durante el surge y la velocidad promedio fue de 1.5 m/d (considerando años de 365 días).

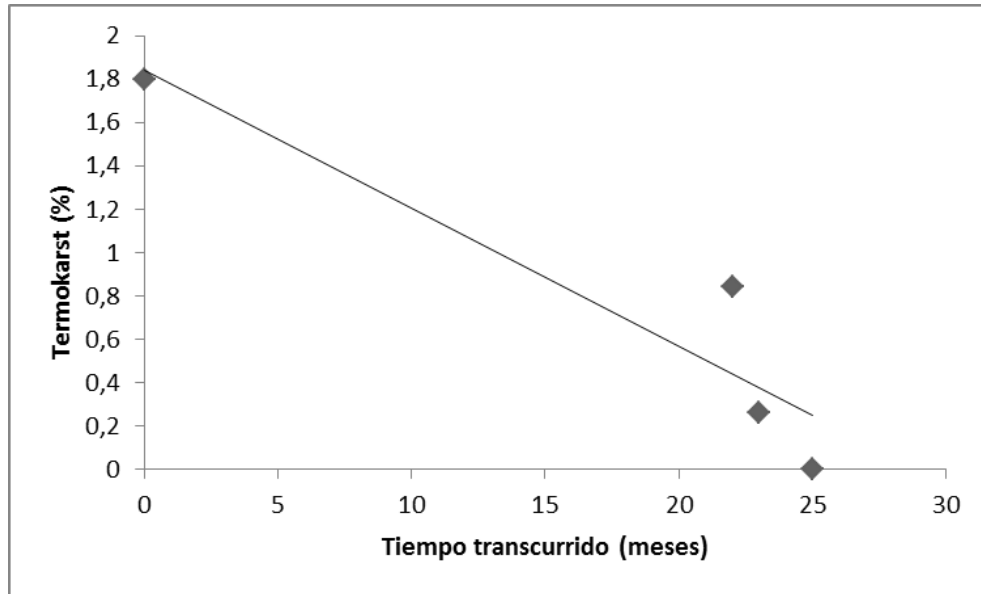


Figura 4. Disminución del porcentaje de termokarst entre febrero de 2002 y enero de 2004. Los lagos disminuyen rápidamente conforme el evento avanza hasta desaparecer por completo.
Figure 4. Percentages of surface covered with thermokarst between February 2002 and January 2004. Thermokarst decrease rapidly as the event progresses until it disappears completely.

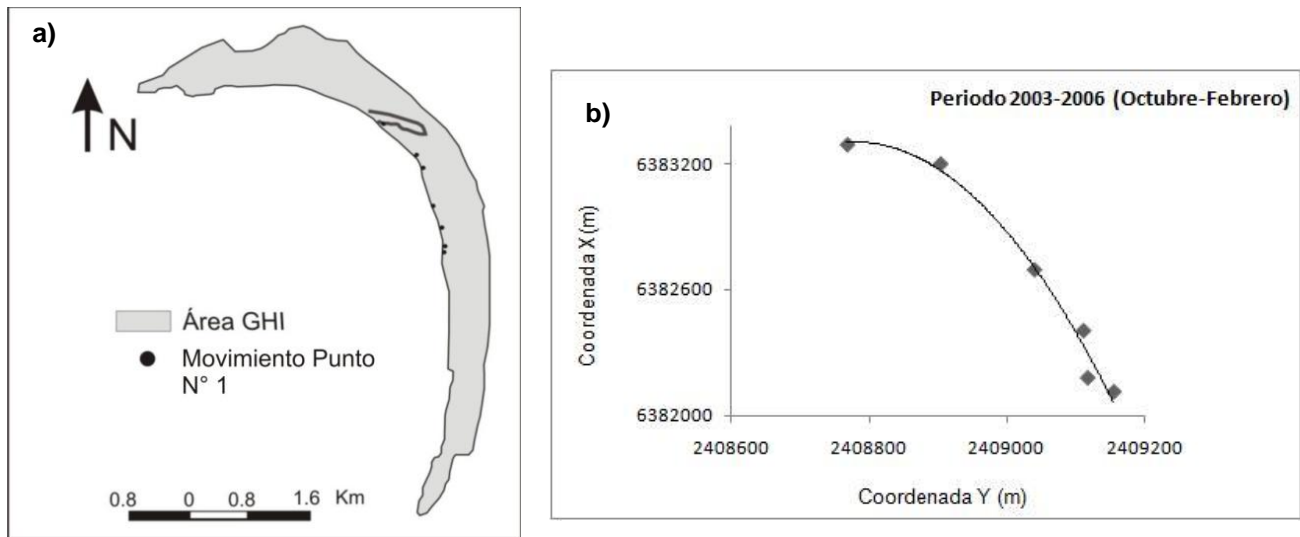


Figura 5. Sucesivas posiciones del punto N° 1 durante el *surge* de 2003. a). Los puntos de color negro representan las posiciones que tomó la crioforma sobre la margen derecha. b). Sucesivas posiciones expresadas en coordenadas planas Gauss-Krüger, faja 2 (POSGAR).
Figure 5. Position of point 1 during the 2003 surge. a). The black dots show the different position that was taken by the cryoform in the right side. b). The figure show the positions during the period of study expressed in Argentine GK2 coordinates system (POSGAR).

La geoforma constituida por un depósito curvo de till supraglacial y criosedimentos (Punto N°2), ubicado a 4.1 km de las nacientes del GHI (ver figura 6), fue avanzando y girando de la misma manera que el punto N°1, recorriendo una distancia de 1985 m hasta llegar a 6.35 km de las nacientes. La velocidad media en el período analizado, fue de 2.4 m/d (834 días, durante el período considerado entre 2003 y 2005) (ver Figura 6b).

Para determinar la velocidad media del termokarst con lago interior (Punto N°3), fueron consideradas las imágenes satelitales de las siguientes fechas: 19.10.03 y 20.11.03. El lago se localizó inicialmente a 6.48 km de las nacientes del glaciar, moviéndose hasta 6.53 km hasta su desaparición. En la Figura 7, se muestran las posiciones que va adquiriendo el termokarst durante el intervalo de 31 días, con una velocidad media de 1.6 m/d, recorriendo una distancia de 50 m.

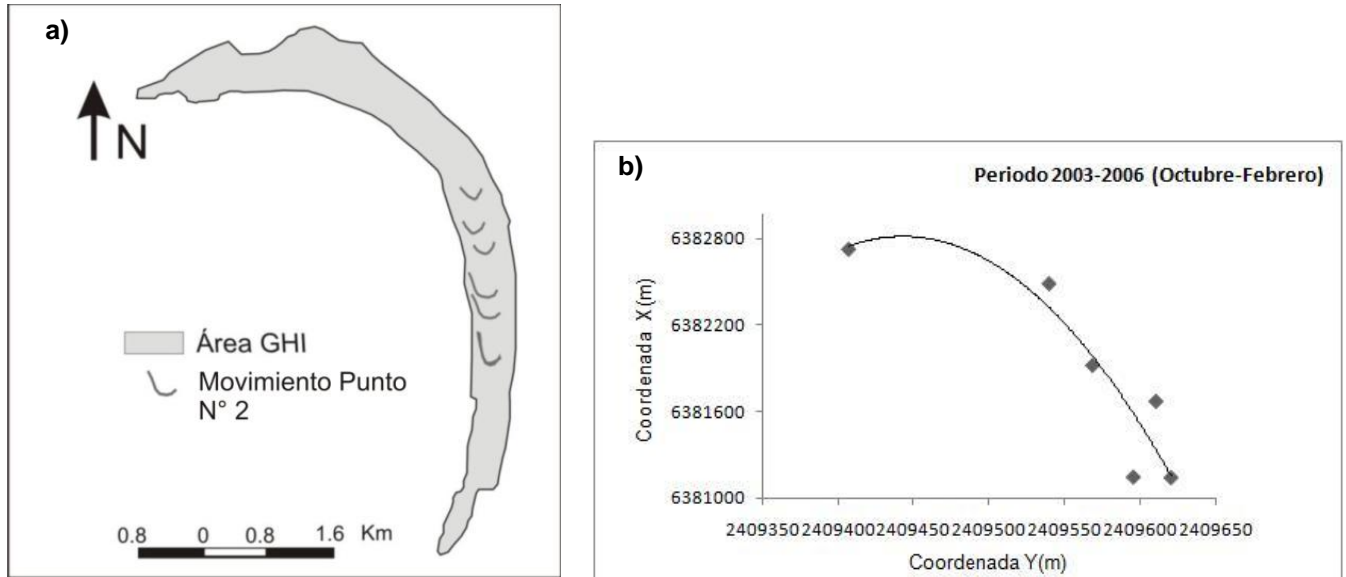


Figura 6. Sucesivas posiciones del punto N° 2 durante el *surge* de 2003. a). La evolución del lóbulo es representado mediante las líneas de color gris. b). Sucesivas posiciones expresadas en coordenadas planas Gauss-Krüger, faja 2 (POSGAR).
Figure 6. Position of point 2 during the 2003 surge. a). The evolution of the lobe is represented by gray lines. b). The figure show the positions during the period of study expressed in Argentine GK2 coordinates system (POSGAR).

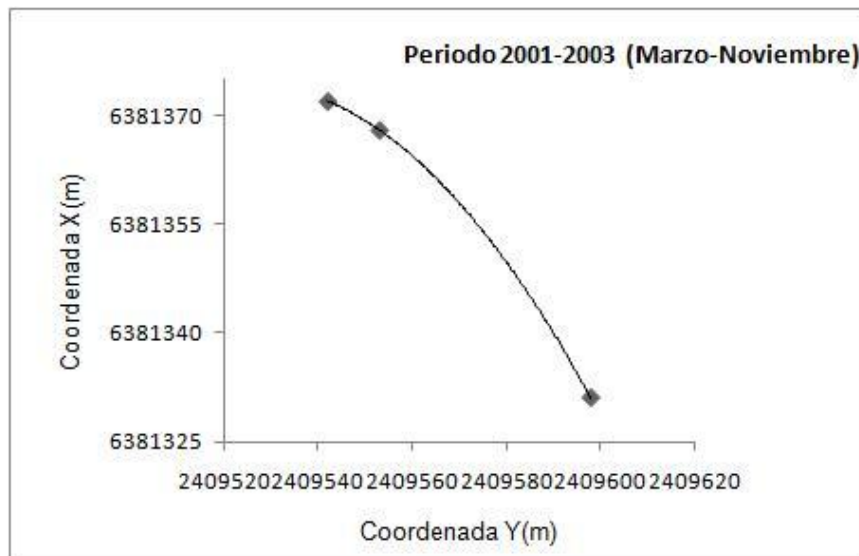


Figura 7. Muestra las sucesivas posiciones del punto N° 3 durante el *surge* de 2003, expresadas en coordenadas planas Gauss-Krüger, faja 2 (POSGAR).
Figure 7. Position of point 3 during the 2003 surge expressed in Argentine GK2 coordinates system (POSGAR).

La Figura 8 muestra las velocidades adquiridas por los puntos 1, 2 y 3 en cada uno de los intervalos de tiempo analizados. Entre 2003-2004 se registraron los mayores valores de velocidades para los puntos P1 y P2, a partir de este momento estos valores disminuyen considerablemente al perder energía el evento, hasta alcanzar velocidades casi nulas en el año 2006. El punto P3 pudo ser monitoreado durante 1 mes, por ello en la Tabla 3 son mostradas las velocidades adquiridas solo en el intervalo $\Delta t1$.

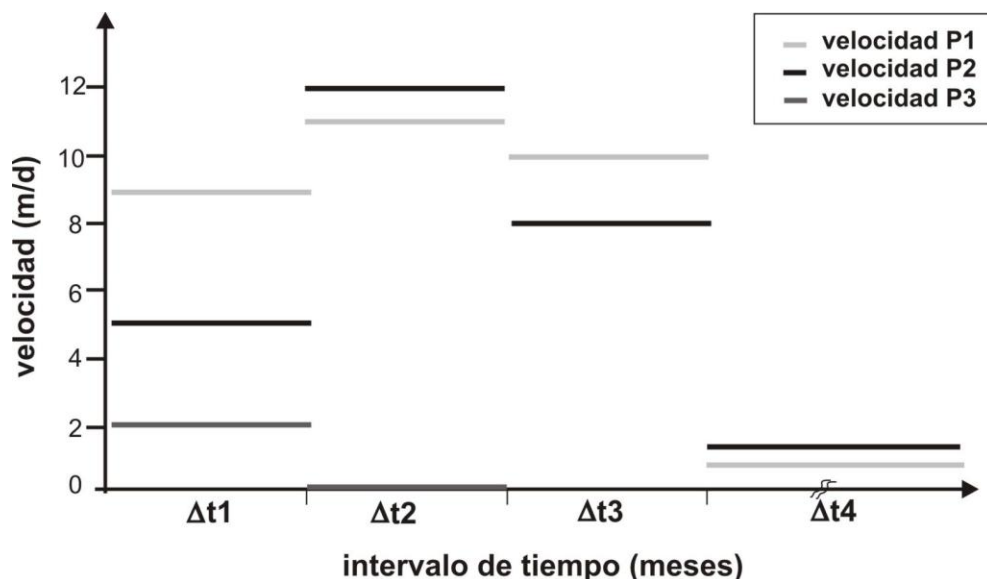


Figura 8. Velocidades medias del movimiento de los puntos 1, 2 y 3 analizados durante el período 2003-2006.
Figure 8. Mean velocities of points 1, 2 and 3 during 2003-2006 period.

Intervalo de tiempo	Vel. P1 (m/d)	Vel. P2 (m/d)	Vel. P3 (m/d)
$\Delta t1$ (19/10/03 – 20/11/03)	5	9	2
$\Delta t2$ (20/11/03 – 07/01/04)	11	12	0
$\Delta t3$ (07/01/04 – 08/02/04)	10	8	Sin dato
$\Delta t4$ (25/01/05 – 13/02/06)	0.4	0.7	Sin dato

Tabla 3. Velocidades medias de los puntos seleccionados en los intervalos de tiempo $\Delta t1$, $\Delta t2$, $\Delta t3$ y $\Delta t4$.
Table 3. Selected points mean velocities at time intervals $\Delta t1$, $\Delta t2$, $\Delta t3$ and $\Delta t4$.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Glaciar Horcones Inferior, de tipo cubierto y reconstituido, representa un ambiente glaciario muy inestable con continua degradación del hielo, y un alto porcentaje de termokarst ocupados con cuerpos de agua que varían en tamaños y persistencia en el tiempo. De acuerdo al tamaño del GHI y las velocidades obtenidas en este trabajo, el glaciar puede ser clasificado como un *surging glacier* tipo II, según Meier y Post (1969).

Cuando la onda de *surge* se propaga por el GHI los pequeños lagos supraglaciales y termokarst van disminuyendo su superficie y terminan desapareciendo. Una vez que la onda de *surge* alcanza el frente del glaciar y termina el movimiento, todo el cuerpo de hielo comienza un nuevo período de estabilidad en el que su actividad es

prácticamente nula. De allí en más, se inicia un nuevo proceso de ablación que, finalmente, genera nuevos termokarst.

Los nuevos termokarst generados en el glaciar crecen debido al aumento de la temperatura del aire y por el incremento de la amplitud térmica (Kachurin, 1962), como así también por una mayor absorción de calor por el agua en el verano. Además, las capas delgadas y oscuras de los detritos o criosedimentos disminuyen el albedo y aumentan la absorción de la energía incidente sobre el GHI, contribuyendo al proceso de generación y crecimiento de los nuevos termokarst. A medida que avanza la ablación, los termokarst, a través de la red de canales supra, intra y subglaciales, pueden conectarse entre sí y con la base del glaciar, facilitando el flujo del agua. Dicho flujo también es facilitado por la permeabilidad de las paredes, debida a la presencia de discontinuidades, creadas por las capas de sedimentos presentes en el hielo y en el contacto con el lecho rocoso subglacial.

Se ha observado en glaciares de Canadá que durante un fenómeno de *surge* el caudal de los canales intra y supraglaciales aumenta extraordinariamente (Kamb et al., 1985) y una gran cantidad de sedimentos son transportados por el agua originada en el glaciar. En enero de 1984 el río Horcones Inferior, emisario del GHI, registró un aumento significativo de su caudal, el que podría ser asociado con el *surge* de ese año (Leiva et al., 2006a). Las avalanchas, producidas el 8 de enero de 2004, cuyo volumen fue estimado en $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ de hielo, podrían haber aumentado la intensidad y alcance del *surge*.

Los autores proponen mejorar el monitoreo del GHI continuando con la observación de los termokarst, establecer una estación para medir el caudal del río Horcones Inferior, y generar un sistema que permita alertar el inicio de nuevos fenómenos de *surge*.

La topografía muy irregular del GHI, durante y después de los eventos de *surge* dificulta el acceso a su superficie por lo que para estudiar su evolución el medio más adecuado es el análisis de imágenes satelitales en las que, como en este trabajo, se obtienen resultados satisfactorios y confiables. También, el uso de imágenes satelitales, conjuntamente con fotos aéreas y fotografías históricas permite reconstruir su evolución en el pasado.

Las técnicas aplicadas, permitieron conocer con un buen grado de confiabilidad la evolución de los termokarst ocupados por pequeños lagos supraglaciales antes y durante el evento *surge* de 2003-2004. Los porcentajes de la superficie del glaciar cubierta con termokarst variaron entre el 4.3% antes del *surge* y 0% al finalizar dicho evento. En escenarios de corta duración, se registraron velocidades medias máximas de 12 m/d, mientras que en períodos de varios años las velocidades medias mínimas fueron de 1.8 m/d.

Agradacimientos. Esta publicación fue posible gracias al apoyo y financiamiento del programa SIGMA (Sistema de Investigaciones Geodinámicas Monte Aconcagua), como así también a la beca doctoral Tipo II otorgada por CONICET a la Dra. María Gabriela Lenzano. También se agradece al proyecto GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) por haber provisto las imágenes satelitales.

BIBLIOGRAFÍA

- Benn, D.I. and Evans, D.J.A., (2007). *Glaciers & Glaciation*. Hodder Arnold. London. 734 p.
- Bruce, R.H., Cabrera, G.A., Leiva, J.C., Lenzano, L.E., (1987). The 1985 surge and ice-dam of Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina. *Journal of Glaciology* 33 (113): 131–132.
- Chen, Z. and Wang, J., (2010). Land use and land cover change detection using satellite remote sensing techniques in the mountainous Three Gorges Area, China. *International Journal of Remote Sensing*, 31 (6): 1519-1542.
- Corte, A.E. y Espizúa, L., (1981). *Inventario de Glaciares de la Cuenca del Río Mendoza*. Farras (ed.). Mendoza. Argentina, 64 pag.
- Embleton, C. and King, C.A.M., (1975). *Periglacial Geomorphology*. Edward Arnold (Publishers) Ltd. Londres, Inglaterra. 203 páginas. ISBN 0 7131 59741.
- Espizua, L. E., (1986). Fluctuations of the Río del Plomo Glaciers. *Geografiska Annaler*, Stockholm, 68A (4): 317-327.
- Espizua, L.E. and Bengochea, J.D., (1990). Surge of Grande del Nevado Glacier (Mendoza, Argentina) in 1984: Its Evolution Through Satellite Images. *Geografiska Annaler*. 72A (3-4.): 255-259. Stockholm. Suecia.
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S., Di Tommaso, I., (2009). Megalandslide in the southern wall of the Aconcagua and its relationship with deposits assigned to Pleistocene glaciations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(4):691–712.
- Helbling, R., (1935). Origen del Dique de Hielo del Río Plomo. *The Geographical Journal*, London, 85 (1): 41-49.
- Hewitt, K., (1969). Glacier surges in the Karakoram Himalaya (Central Asia). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 (4 Part 2): 1009-1018.
- Kachurin, S.P., (1962). Thermokarst within the Territory of the U.S.S.R. *Biuletyn Peryglacjalny*, 11: 49-63.

- Kamb, B., Raymond, C.F., Harrison, W.D., Engelhardt, H., Echelmeyer, K.A, Humphrey, N., Brugman, M.M. and Pfeiffer, T., (1985). Glacier Surge Mechanism: 1982-1983. Surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, 227 (4686): 469-479.
- Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Desinov L.V., Osokin N.I., 2004. Causes and effects of a catastrophic surge of Kolka Glacier in the Central Caucasus. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Vol. 38 (2): 117-128.
- Kotlyakov V.M., Osipova G.V., Tsvetkov D.G., 2008. Monitoring surging glaciers of the Pamirs, Central Asia from space. *Annals of Glaciology*. Vol. 48, 125-133.
- Leiva, J.C., (1986). El surge del glaciar Grande del Nevado del Plomo. Informe elevado al Ministerio de Obras y Servicios Públicos de la Provincia de Mendoza, 31 pág. y anexos. Mendoza.
- Leiva, J. C., Lenzano, L. E., Cabrera, G. A. y Suarez, J. A., (1989). Variations of the Río Plomo Glaciers, Andes Centrales Argentinos. In: *Glacier Fluctuations and Climate Change* (Ed. by J. Oerlemans), Kluwer Academic Publishers: 143-151.
- Leiva, J.C.; Martínez, H. H.; Bevaqua, A. A.; Bruce, R. H.; Cabrera, G. A.; Lenzano, L.E.; Mackern, M. V.; Novello, V.; Remuñán, J.D.; Santa Maria, A. D. y R. A. Vidal, (2006a). Impactos del Cambio Climático sobre los riesgos naturales en la cuenca superior del río Mendoza. Un caso de estudio: el surge del glaciar Horcones Inferior. XX Jornadas de Investigación de la UNCuyo. Resúmenes de Investigaciones, pág. 77, EDIUNC, Mendoza, Argentina.
- Leiva, J.C.; M.V. Mackern, G.A. Cabrera and L.E. Lenzano, (2006b). Global Change Impacts on Mountain Hazards and Tourism in the Aconcagua Region, Mendoza, Argentine. En "Global Change in Mountain Regions". Edited by Martin Price. Sapiens Publishing. 343 pág. Wiltshire, Gran Bretaña. Pág. 259-260. ISBN 0-9552282-2-0.
- Lenzano L., Mackern V., Lenzano M. G., Robin A. M., (2007). Estación Permanente GPS ACON. Instalación y funcionamiento. Monte Aconcagua, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, Geoacta 32: 35-39.
- Lenzano, M. G.; Leiva, J. C. and Lenzano, L., (2010). Recent variation of the Las Vacas Glacier Mt. Aconcagua region, Central Andes, Argentina, based on ASTER stereoscopic images. *Advanced in Geosciences*. EGU (European Geoscience Union), Vol. 8: 1-5.
- Lenzano, M. G., (2011). Estudio de geofomas glaciarias en los Andes Centrales Argentinos. Tesis Doctorado, Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional de Cuyo, Argentina.
- Lenzano, M. G.; Leiva, J. C.; Trombotto, D. y Lenzano, L., (2011). Satellite images and geodetic measurements applied to the monitoring of the Horcones Inferior Glacier, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, Geoacta 36: 13-25.
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., (2004). Remote sensing and image interpretation. John Wiley and Sons (ed), 5th edn, New York.
- Mason, K., (1935). El estudio de los glaciares de Obstrucción. *The Geographical Journal*, London, 85 (1): 29 p.
- Meier, M. F. and Post, A.S., (1969). What are glacier surges?. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 (807): 807- 817.
- Milana, J.P., (2007). A model of a Glaciar Horcones Inferior surge, Aconcagua region, Argentina. *Journal of Glaciology*, 53 (183): 565-572.
- Minetti, J. and Corte, A., (1984). Zonificación latitudinal del clima en la zona andina y su relación con el límite inferior del hielo perenne (LIHP) y del límite inferior geocriogénico (LIG). *Acta Geocriogénica* 2: 129-143.
- Osterkamp, T. E., (2003). A thermal history of permafrost in Alaska. Springman and Arenson (eds.), *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*. Phillips, AA Balkema Publishers, Swets & Zeitlinger, Lisse. The Netherlands. Vol. 2: 863-868.
- Reichert, F., (1935). Informe sobre los resultados de la expedición al glaciar del valle del río Plomo, destacada en abril de 1935 por la comisión de Andinismo del Touring Club Argentino, con el apoyo del Ministerio de Guerra de la Nación y del Instituto Geográfico Militar, 21 p.
- Stokes, C. R., Popovnin, V., Aleynikov, A., Gurney, S. D. and Shahgedanova, M., (2007). Recent glacier retreat in Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-/proglacial lake development. *Annals of Glaciology*, 46: 95-213.
- Trombotto, D., (1991). Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der 'Lagunita del Plata', Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heft 90: 171 pág., Heidelberg, Alemania. (ver en www.geog.uni-heidelberg.de/hga).
- Trombotto, D., (2003). Mapping of permafrost and the periglacial environment, Cordón del Plata, Argentina. W. Haeberli and D. Brandová (eds.): 8th International Conference on Permafrost. Permafrost, Extended Abstracts, Reporting Current Research and New Information, Zurich, 161-162.
- Trombotto y Ahumada (2005). Los fenómenos periglaciales. Identificación, determinación y aplicación. *Opera Lilloana* 45, 131 pp.
- Trombotto, D. and Borzotta, E., (2009). Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rock glacier, Central

- Andes of Mendoza, Dry Andes, Argentina. Cold Regions Science and Technology, Elsevier, The Netherlands, Vol 55: 321-330.
- Unger, C., Espizua, L. E. and Bottero, R., (2001). Untersuchung von Gletscherständen im Tal des Río Mendoza (zentralargentinische Anden) - Kartierung auf eines Surge-vorstosses des Horcones Inferior. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 36: 151-157, 1480 pp.
- WGMS, (2008). Fluctuations of Glaciers 2000–2005, Volume IX. Haeberli, W., Zemp, M., Kääb, A., Paul, F. and Hoelzle, M. (eds.), ICSU(FAGS)/IUGG(IACS)/ UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland.

Recibido: 13-3-2012
Aceptado: 31-8-2012