

BALANCE DE MASA GEODÉSICO 2000-2011 DE LOS GLACIARES DE LA CUENCA DEL RÍO ATUEL, ANDES CENTRALES DE MENDOZA (ARGENTINA)

2000-2011 GEODETIC MASS BALANCE OF THE GLACIERS IN THE ATUEL CATCHMENT, CENTRAL ANDES OF MENDOZA (ARGENTINA)

Daniel Falaschi¹, Maria Gabriela Lenzano¹, Takeo Tadono², Alberto Ismael Vich¹, Luis Eduardo Lenzano¹

¹Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales IANIGLA-CONICET
Mendoza, Argentina.

²Earth Observation Research Center (EORC), Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA),
Japan.

Email: dfalaschi@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

A pesar de ser una de las cadenas montañosas más largas y con mayor cobertura glaciar del mundo, existen vastas áreas de la Cordillera de los Andes donde las tendencias de cambio glaciar son poco conocidas. El presente estudio provee la primera estimación de los cambios de elevación, masa y volumen para 198 glaciares (90.74 km²) de la cuenca del río Atuel en los Andes mendocinos de Argentina, para el período comprendido entre los años 2000-2011. Mediante el método del balance de masa geodésico (diferenciación de los MDEs SRTM y ALOS PRISM) se determinó, en término medio, un adelgazamiento de -0.24 ± 0.31 m a⁻¹, de los glaciares investigados. Esto equivale a un cambio de volumen de -0.022 ± 0.028 km³ a⁻¹ y una pérdida de masa de -0.20 ± 0.27 m a.eq. a⁻¹. Esta tendencia regional de adelgazamiento moderado es menor que la que resulta de los registros previos de balances de masa de los Andes Centrales y Andes Patagónicos Australes. Los mapas de cambio de elevación de la superficie glaciar permitieron además reconocer el colapso masivo del glaciar Portezuelo de Las Leñas.

Palabras clave: Balance de masa geodésico, Río Atuel, Andes Centrales de Argentina

ABSTRACT

Although the Andes are one of the longest mountain ranges hosting large ice masses in the world, there are still vast areas of the cordillera where the trends in glacier changes are poorly known. The present study provides the first elevation, mass and volume change estimations for 198 glaciers (90.74 km²) in the río Atuel catchment in the Andes of Mendoza, Argentina, during the 2000-2011 period. By means of the geodetic mass balance method (differencing of the SRTM and ALOS PRISM) we estimated an overall elevation change of -0.24 ± 0.31 m yr⁻¹. This value equals an ice volume change of -0.022 ± 0.028 km³ yr⁻¹ and a mass loss of -0.20 ± 0.26 m w.e. yr⁻¹. This regional trend of slight glacier thinning is lower than previous mass balance records in the Central and Southern Patagonian Andes. The glacier surface elevation change maps allowed for the identification of the Portezuelo de Las Leñas massive collapse.

Keywords: Geodetic mass balance, Atuel catchment, Centrales Andes of Argentina

INTRODUCCIÓN

En los Andes Centrales de Argentina y Chile, los estudios glaciológicos a escala regional de cuencas consistieron inicialmente en inventarios de glaciares efectuados sobre la base de fotografía aéreas de los años '50-'70, (Marangunic, 1979; Corte y Espizúa, 1981; Espizúa, 1982), siendo posteriormente actualizados con imágenes satelitales (Llorens y Leiva, 1995, Leiva, 1999). Estudios recientes han revelado importantes pérdidas del área cubierta por glaciares desde la segunda mitad del siglo XX en adelante (Bown et al., 2008, Espizúa y Pitte, 2009, Rabatel et al., 2011). En esta región, y a pesar de que las tasas de retroceso glaciar desde la década de 1990 han aumentado muy levemente respecto de décadas anteriores, la merma en la superficie cubierta por hielo ha alcanzado el 30% en algunas cuencas específicas desde el año 1955 (Malmros et al., 2016). Estos trabajos, sin embargo, se focalizan en la realización de inventarios de glaciares comparativos para la estimación de las fluctuaciones de área de los glaciares, que constituyen una respuesta diferida en el tiempo de los glaciares al cambio climático y se ven afectadas por la presencia de coberturas detríticas sobre las superficies de hielo. Por el contrario, el balance de masa glaciar representa una respuesta más directa e inmediata de las interacciones glacio-climáticas y del estado de salud de los glaciares (Bhattachayra et al., 2016).

El balance de masa puede ser obtenido mediante mediciones directas in situ (método glaciológico, (Kaser et al., 2003), modelos climáticos (Shaefer et al., 2015), o bien a través del método geodésico (Cogley, 2011). En la región de los Andes Centrales los registros de balance de masa con el método glaciológico se restringen a unos pocos glaciares (Brown Superior, Conconta Norte, Los Amarillos, Amarillo, Guanaco, Echaurren y Piloto Este -WGMS, 2015), de los cuales los dos últimos constituyen glaciares de referencia con series de datos de más de 40 años (Escobar et al., 1995a, b; DGA, 2010; Leiva et al., 2007). Mernild et al (2015) se basaron en los registros históricos de los glaciares Piloto Este y Echaurren sumados a datos provenientes de otras diez series de reciente implementación y para glaciares de pequeño tamaño (Los Amarillos, Amarillo, Toro 1 y 2, Esperanza, Guanaco, Otigas 1 y 2, Conconta Norte y Brown Superior) para detectar un fuerte desequilibrio de los glaciares de los Andes Centrales y Áridos con el clima actual. En tanto el balance de masa geodésico, el cual permite calibrar las series prolongadas de balance de masa glaciológico (Zemp et al., 2013) y estimar en forma simplificada la contribución de las masas de hielo al aumento del nivel del mar (Hock, 2009), ha sido utilizado en los Andes Centrales por Lenzano (2013) y Lenzano et al. (2013) para determinar balances de masa en los glaciares de Las Vacas, Horcones Superior e Inferior del Cerro Aconcagua con valores variables.

De lo anterior se desprende que debido al número limitado de observaciones (aparte de cambios de área y de longitud) sobre los glaciares de los Andes Centrales, no se cuenta aún con una valoración detallada de los cambios glaciares a largo plazo en esta región, circunstancia que a su vez impide un entendimiento acabado de la interacción entre los glaciares y el clima. El objetivo principal del presente trabajo es el de calcular los cambios de elevación, volumen y masa a través del método de balance de masa geodésico en 198 glaciares con diferentes tipos de morfología y características dinámicas sobre la cuenca del río Atuel en la Provincia de Mendoza, Argentina, para el período 2000-2011. Ante la ausencia de registros de balance de masa glaciológico en la zona de estudio, el presente trabajo ampliará significativamente la información de balances de masa glaciar para esta cuenca en particular y los Andes Centrales en general, disponibles hasta el momento. De esta manera, los resultados son discutidos con respecto a estudios previos a lo largo de los Andes argentino-chilenos, para períodos de tiempo similares.

ÁREA DE ESTUDIO: DATOS HISTÓRICOS

La cuenca del río Atuel se ubica en el centro-oeste de la Provincia de Mendoza, Argentina, entre 34° 25' y 35° 15' de latitud Sur (Fig. 1). Cubre una superficie de 3979 km² e incluye elevaciones mayores a los 4500 m como el Cerro Sosneado (5189 m), Volcán Overo (4619 m), Risco Plateado (4999 m) y Las Leñas (4351 m). Los glaciares de la cuenca del río Atuel son principalmente glaciares de circo y de valle, presentan ocasionalmente coberturas detríticas sobre su superficie y son en general de pequeño tamaño (<10 km²). Las características del flujo glaciar son también variables; el flujo es "normal" en la gran mayoría de los glaciares, pero también se conocen glaciares de tipo *surge* (glaciar Laguna –Cobos y Boninsegna, 1983) y con

eventos morfológicos inusuales en el pasado reciente (ver sección discusión). En los Andes Centrales, la línea de equilibrio de los glaciares decrece de 5000 m a 2800 m desde el Norte hacia el Sur. (Condom et al., 2007).

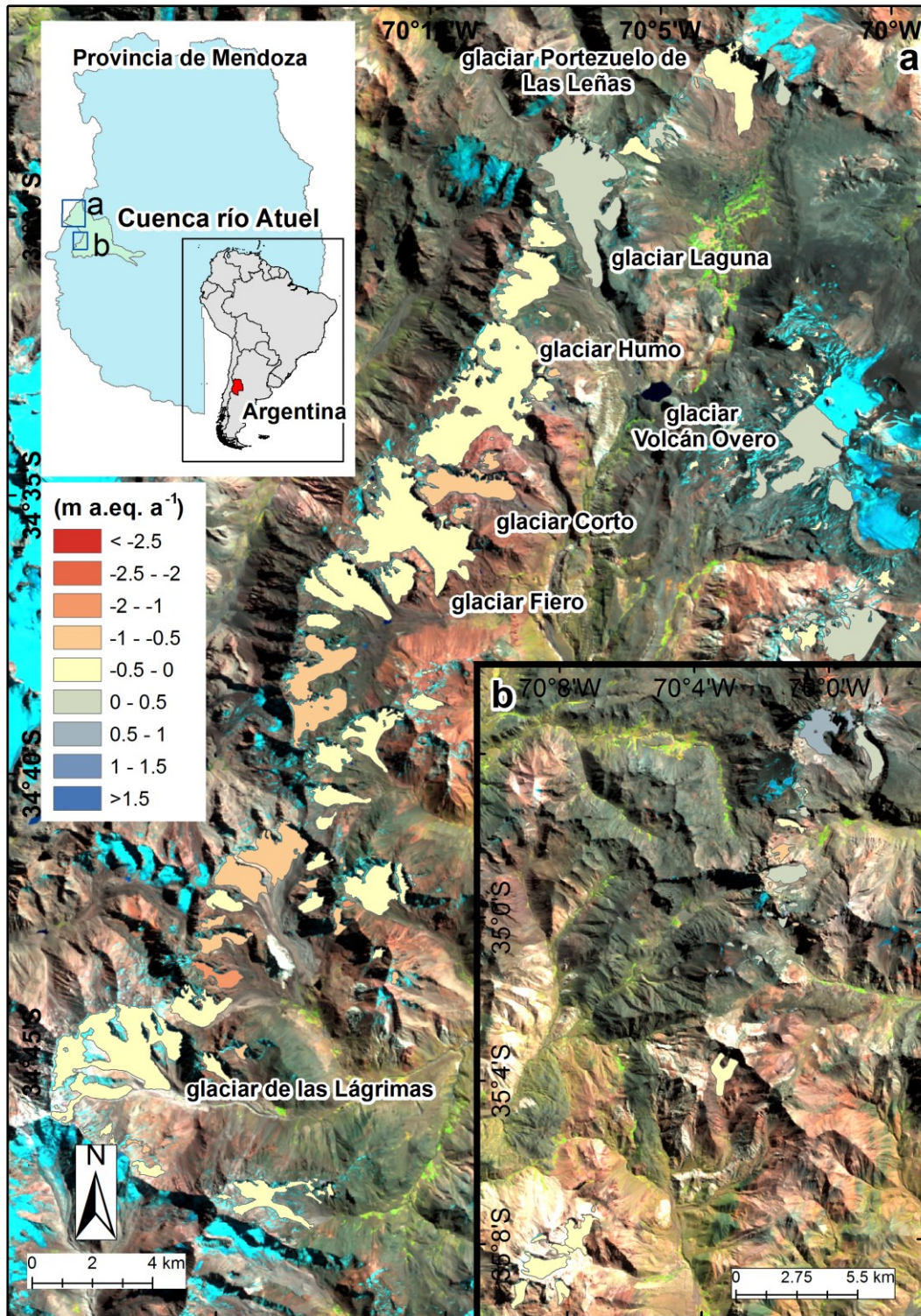


Figura 1. Mapa de ubicación de la Cuenca del río Atuel en la Provincia de Mendoza y cambios de elevación promedio en glaciares.

Figure 1. Location map of the río Atuel catchment in the Mendoza province and glacier elevation changes.

El clima de los Andes Centrales está caracterizado por un régimen mediterráneo. Los vientos provenientes del Océano Pacífico, si bien más frecuentes y fuertes durante el invierno (Junio-Septiembre), se manifiestan durante todo el año (Garreaud, 2009). El pasaje de estos sistemas de precipitación frontal por sobre la Cordillera de los Andes produce un marcado gradiente de precipitación en sentido Oeste-Este (Garreaud, 2009). Registros instrumentales (1950-2000) muestran gran variabilidad en las precipitaciones níveas entre 30°–37° S (Masiokas et al., 2012) mientras que los glaciares se ven expuestos a temperaturas mensuales medias que van desde los -5.3° C en el invierno a 5.5° C durante el verano (Sagredo y Lowell, 2012). En su reconstrucción del balance de masa 1978-2013 del glaciar Echaurren Norte, Masiokas et al. (2016) indican condiciones climáticas favorables para la década de los años '80 y para periodos muy breves a inicios de siglo XXI, pero netamente desfavorables en los años siguientes.

En esta región, Espizúa (1998) estudió la estratigrafía glaciar y reconoció cuatro eventos glaciares durante el Pleistoceno en la cuenca del río Grande, cronología que fue correlacionada con los avances de la cercana cuenca del Río Mendoza. Le Quesne et al. (2009) utilizaron una combinación de técnicas dendrocronológicas, fotografías aéreas e imágenes satelitales para determinar tasas de retroceso de entre $50-9$ m a^{-1} de ocho glaciares en los Andes Centrales, incluyendo a los glaciares Laguna, Corto, Humo y Fiero en la cuenca del río Atuel. desde la Pequeña edad de Hielo al presente. Anteriormente, Groeber (1954) había descrito los glaciares Corto, Humo, Fiero y sus variaciones frontales en la primera mitad del siglo XX. Durante la década de 1980, buena parte de los glaciares de la Provincia de Mendoza fueron inventariados. Para la cuenca del río Atuel, Cobos (1983) inventarió un total de 227 cuerpos de hielo que ocupaban un área de $185,93$ km² en base a fotos aéreas de los años '70, de los cuales 148 km² correspondían a hielo descubierto y los 37.92 km² restantes a hielo cubierto por detrito. Por último, el Inventario Nacional de Glaciares (ING, www.glaciaresargentinos.gob.ar) actualizó estos datos al año 2011, cuantificando un total de 92.39 km², de los cuales 66.77 km² se identificaron como hielo descubierto y 25.62 km² como hielo cubierto (ING, 2015).

DATOS Y MÉTODOS

Polígonos glaciares

Los contornos de los glaciares de la cuenca del río Atuel para el año 2011 fueron obtenidos de las capas vectoriales generadas y puestas a libre disposición por el Inventario Nacional de Glaciares de Argentina (ING; IANIGLA, 2015). Debido a que el balance de masa glaciar debe tener en cuenta el cambio de área durante el período estudiado (Rolstad et al., 2009, Zemp et al., 2015), estos contornos fueron posteriormente modificados manualmente para adaptarlos al área cubierta por hielo en el año 2000 sobre la base de imágenes Landsat. A partir de estas capas vectoriales, se trabajó con las siguientes categorías: *glaciar descubierto*, *manchones de nieve*, (perennes), *glaciar cubierto*, *glaciar cubierto con glaciar de escombros*, en tanto que se descartaron los *glaciares de escombros activos e inactivos*. La diferencia entre el área determinada por el ING y el presente estudio (-1.65 km²) se debe a que se descartaron polígonos de la categoría *glaciar cubierto con glaciar de escombros*, que se reinterpretaron como glaciares de escombros. También de esta base de datos se obtuvo la información correspondiente a la pendiente, altura media y tamaño de cada polígono glaciar.

Imágenes satelitales y Modelos Digitales de Elevación (MDE)

Se utilizaron imágenes satelitales Landsat TM ortorrectificadas (nivel de procesamiento L1T) para verificar los contornos de los glaciares del ING del año 2011, y para corregir y adaptar dichos polígonos al año 2000 (Tabla I). Para estudiar en detalle los eventos ocurridos en marzo de 2007 en el glaciar del Portezuelo de Las Leñas (véase discusión) se utilizaron imágenes Landsat TM adicionales, junto con imágenes de alta resolución Quickbird disponibles en GoogleEarth.

Los cambios de elevación y balance de masa de los glaciares de la cuenca del río Atuel entre febrero de 2000 (t_0) y marzo de 2011 (t_1) se obtuvieron mediante la diferenciación de los MDEs Shuttle Radar Topography Mission (SRTM banda C) y ALOS PRISM. Las elevaciones en t_0 fueron provistas por el SRTM en banda C, adquirido entre el 11-22 de febrero de 2000 (Farr et al., 2007). Las grillas originales de 1 arcosegundo de resolución fueron remuestreadas a 30 m y

proyectadas en el sistema de coordenadas UTM Zona 19S. Rignot et al. (2001) han señalado que el SRTM en banda C subestima los valores de elevación sobre la superficie de los glaciares en comparación con el SRTM banda X, a causa de la penetración del pulso radar en la capa de nieve con una longitud de onda comparativamente mayor de 5.6 cm vs. 3.1 cm del SRTM banda X. En este sentido, algunos autores han implementado correcciones de la penetración del pulso radar previo a la determinación de los cambios de elevación y balance de masa glaciar en el Hemisferio Norte (Rignot et al., 2001, Gardelle et al., 2013). En los Andes de Argentina y Chile, por el contrario, el SRTM fue adquirido en una etapa avanzada del período de ablación, por lo que los glaciares deberían haber estado mayormente libres de nieve estacional. De esta manera, en el presente trabajo no se implementó corrección alguna sobre los valores de elevación del SRTM en banda C.

fecha de adquisición (dd/mm/aaaa)	sensor	path/row	resolución espacial (m)	uso
28-01-2000	Landsat TM	232/084	30	mapeo glaciares
04-03-2007	Landsat TM	232/084	30	interpretación visual
20-03-2007	Landsat TM	232/084	30	interpretación visual
31-03-2011	Landsat TM	232/084	30	mapeo glaciares
31-03-2011	ALOS PRISM	276064350	2,5	generación MDE
31-03-2011	ALOS PRISM	276064355	2,5	generación MDE

Tabla I. Listado de imágenes utilizadas.

Table I. List of used satellite imagery.

Para t_1 , se generaron MDEs de 30 m de resolución (en coincidencia con el SRTM) a partir de imágenes ALOS PRISM del 31 de marzo de 2011 con el software *Ortho-image Generation Software*, diseñado específicamente para el procesamiento de imágenes del sensor PRISM por la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). En términos generales, la validación de los MDEs ALOS PRISM reportó una incertidumbre en el plano horizontal de 6 m y un error vertical absoluto entre 2-18 m (Takaku y Tadono, 2009).

Tanto el SRTM como ALOS PRISM presentan espacios vacíos en las grillas de elevación, debido a las regiones de baja coherencia interferométrica (Wang et al., 2010) y zonas de bajo contraste óptico, respectivamente. Es por ello que el 4.3% (3.91 km²) de la superficie glaciar investigada carece de datos de elevación. Al igual que el SRTM, el MDE ALOS PRISM fue adquirido hacia el final del período de ablación, por lo que no debería contener nieve estacional sobre la superficie glaciar.

Co-registro de los MDEs y cálculo de los cambios de elevación y balance de masa

Cualquier desplazamiento en el plano horizontal y vertical existente entre los MDEs utilizados para calcular un balance de masa geodésico puede resultar en sesgos o desvíos en las diferencias de elevación entre los mismos en función de la orientación y la pendiente (Nuth y Kääb, 2011). En consecuencia, en este trabajo se utilizó el procedimiento de Berthier et al., (2007) para eliminar el desajuste plani-altimétrico entre SRTM y ALOS PRISM. El proceso de co-registro consistió en un proceso iterativo donde el MDE *esclavo* (*slave* en inglés) (ALOS PRISM aquí) se ajusta en planimetría y altimetría respecto del MDE *maestro* (*master*) (SRTM) hasta alcanzar un mínimo en el valor de desviación estándar en las diferencias de elevación entre los MDEs sobre terreno estable (sin hielo). El promedio de las diferencias de elevación sobre terreno estable fue de 1.6 m, con un desvío estándar de 7.8 m. Se calculó un RMSE de 0.67 m a⁻¹. Debe considerarse, sin embargo, que la superficie de los glaciares está mejor representada que el terreno estable en los MDEs y los errores sobre la misma son menores (Bolch et al., 2008).

Una vez realizado y optimizado el co-registro entre ambas grillas, se calcularon los cambios de elevación y balance de masa de 198 glaciares mayores a 0.01 km² para el período comprendido entre t_0 y t_1 sustrayendo la grilla SRTM al ALOS PRISM. A partir de esta grilla de

diferencia de elevación se obtuvieron los valores dh/dt para cada glaciar y el dh/dt promedio para bandas altitudinales de 50 m de acuerdo con el rango altitudinal de los glaciares estudiados entre los 3050 m y 5000 m. Además, se analizó la relación entre los valores de los parámetros morfométricos de los glaciares (pendiente, altura media y tamaño), agrupados en cuantiles del 5%, y el cambio de elevación dh/dt mediante regresiones lineales.

El cambio volumétrico se calculó para cada glaciar como la sumatoria de los productos entre los valores dh/dt de cada píxel y su superficie. Los espacios sin información sobre la superficie glaciar (4.3%) fueron rellenados utilizando dichos promedios para cada banda altitudinal. Debido a que la proporción de espacios vacíos es baja (Le Bris y Paul, 2015, Falaschi et al., 2017), los valores finales de cambio volumétrico y balance de masa para el total de superficie cubierta por hielo no deberían verse mayormente afectados. El balance de masa geodésico en volumen de agua equivalente (m a.eq.) fue calculado asumiendo una densidad promedio del material involucrado de $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ según Huss (2013), en concordancia con la densidad utilizada en el cálculo de balance de masa de los glaciares del Cerro Aconcagua estimado por Lenzano et al. (2013).

Determinación de la incertidumbre

En las determinaciones del balance de masa glaciar por el método geodésico, la incertidumbre está dada principalmente por la calidad (resolución, precisiones) de los MDEs utilizados, en función del tipo de superficie (nieve, hielo, cubierta detrítica) y las características topográficas del terreno no cubierto por hielo (rugosidad, pendientes). Si bien existen diversos métodos para calcular la incertidumbre asociada al cambio de elevación de la superficie glaciar, el método de Gardelle et al. (2013) es en la actualidad uno de los más difundidos (e.g. Bolch et al., 2017, Falaschi et al., 2017).

Normalmente, la incertidumbre aumenta con la altitud, dado que las sombras causadas por el terreno fuertemente inclinado generan zonas de bajo contraste donde la correlación óptica falla (Gardelle et al., 2013). Debe considerarse, además, que las diferencias de elevación sobre terreno estable (sin hielo) en zonas alejadas de los glaciares no son representativas de aquellas zonas más próximas en términos de pendiente y rugosidad, y que la correlación espacial de los valores de incertidumbre en el cambio de elevación no resulta perfecta ni nula en un análisis píxel a píxel (Fischer et al., 2015). A causa de ello, la incertidumbre en los valores de dh/dt fue calculada para zonas *buffer* alrededor de cada unidad glaciar, cada una de ellas del doble de superficie que sus respectivos polígonos glaciares según lo estipulado por Fischer et al. (2015) y en bandas altitudinales de 50 m.

A su vez, se eliminaron aquellos píxeles con valores de diferencia de elevación mayores o menores que $\pm 2\sigma$ y finalmente, se descartaron las zonas con pendientes superiores a 25° que no resultan representativas de la superficie de los glaciares (Rolstad et al., 2009).

Según lo propuesto por Gardelle et al. (2013), el error estándar $SE\Delta z_i$ de las diferencias de elevación entre SRTM y ALOS PRISM sobre terreno no englazado para cada banda altitudinal se obtiene al dividir el error aleatorio de cada uno de los píxeles de diferencia de elevación $\sigma\Delta h_i$ por el número efectivo de píxeles independientes en cada banda altitudinal n_{ef} como muestra la ec (1).

$$SE\Delta z_i = \frac{\sigma\Delta h_i}{\sqrt{n_{ef}}} \quad (1)$$

Como se expuso anteriormente, y debido a que el número total de píxeles n_{tot} está espacialmente correlacionado, n_{ef} es menor a n_{tot} según un factor de $2d$ (ec. 2).

$$n_{ef} = \frac{n_{tot} \cdot R}{2d} \quad (2)$$

donde d es la distancia de autocorrelación espacial entre píxeles (100 m) obtenida mediante el índice de autocorrelación *Moran's I* (Gardelle et al., 2013) y R (30m) el tamaño de píxel.

Por otro lado, la incertidumbre sistemática en el cálculo de cambio volumétrico $\epsilon\Delta h_i$ (ec. 3) es igual a la diferencia media entre los MDEs utilizados (es decir, la diferencia de elevación entre

píxeles individuales Δh_i) dividida por el número total de píxeles, y puede ser de signo positivo o negativo (Koblet et al., 2010)

$$\varepsilon \Delta h_i = \frac{\sum^n \Delta h_i}{n_{tot}} \quad (3)$$

Para cada glaciar, la incertidumbre asociada de cambio volumétrico $E\Delta v_i$ resulta del producto del área de cada una de las bandas altitudinales A_i y la correspondiente incertidumbre en el cambio de elevación de acuerdo a la ec. 4.

$$E\Delta v_i = A_i * \sum_i^n E\Delta h_i \quad (4)$$

La incertidumbre en la densidad del material de $\pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ se incorpora en el cálculo de la incertidumbre global $E\Delta_{v,tot}$, teniendo en cuenta las diferencias en el valor de balance de masa final que producirían densidades de 790 kg m^{-3} y 910 kg m^{-3} respecto de una densidad teórica de 850 kg m^{-3} de referencia. Así, $E\Delta_{v,tot}$ es calculada siguiendo los principios básicos de propagación de errores, donde el error en el cambio volumétrico $E\Delta v_i$ y la asunción de densidad el material E_ρ son sumados cuadráticamente (ec. 5).

$$E\Delta_{v,tot} = \sqrt{E^2 \Delta v_i + E^2 \rho} \quad (5)$$

RESULTADOS

Se calcularon los cambios de elevación para un total de 198 glaciares que corresponden a una superficie total de hielo de 90.74 km^2 (Fig. 1). El cambio de elevación promedio dh/dt para el área de estudio fue de $-0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$, en tanto que la pérdida de volumen de hielo fue de $-0.022 \pm 0.028 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Utilizando el factor de conversión de masa de 850 kg m^{-3} , el balance de masa resultante fue de $-0.20 \pm 0.26 \text{ m a.eq. a}^{-1}$. Aproximadamente el 70% de los glaciares relevados tuvieron balances de masa negativos y cambios de elevación entre 0 y -2.44 m a^{-1} durante el período 2000-2011.

El volumen total de $0.242 \pm 0.308 \text{ km}^3$ de hielo perdido en el período de estudio equivale a $0.206 \pm 0.262 \text{ km}^3$ de agua. Para proveer una idea del orden de magnitud del aporte glaciar a la cuenca del río Atuel, se calculó que a través de la estación de aforo Puente Sosneado ($35^\circ 05'02'' \text{ S} - 69^\circ 36'11'' \text{ W}$) se escurrió entre febrero de 2000 y marzo de 2011 un volumen de agua de $\sim 14 \text{ km}^3$. En el supuesto pero improbable caso que todo el volumen de nieve y hielo perdidos fuese a la cuenca (debido a procesos como la infiltración y la sublimación que reducen el aporte) y de manera aproximativa, la contribución de los glaciares a la escorrentía sería del 1.5%.

La Figura 2 muestra ejemplos de cambio de elevación para seis glaciares (Humo, Fiero, Corto, de las Lágrimas, Laguna y Portezuelo de Las Leñas, los cuales se encuentran entre los glaciares de mayor tamaño en la cuenca del río Atuel. La respuesta de estos glaciares ha sido disímil, incluyendo cambios de elevación y balances de masa fuerte a levemente negativos, en equilibrio, hasta levemente positivo (Tabla II). Los valores promedio del cambio de elevación (dh/dt) anual se muestran en escala de colores en la Figura 1. Un análisis más detallado (Fig. 3) indica que el cambio promedio de elevación está fuertemente correlacionado con la altura media ($r= 0.74$), en tanto que no guarda relación con el tamaño del glaciar ($r=-0.12$) o su pendiente ($r=0.08$) con un nivel de confianza de $\alpha=0.05$. Debido a que en la cuenca del río Atuel, la mayoría de los glaciares se sitúan sobre la divisoria de aguas entre el límite argentino-chileno y por lo tanto están predominantemente orientados al sureste, se decidió omitir la medida de correlación entre el cambio de elevación y la orientación de los glaciares.

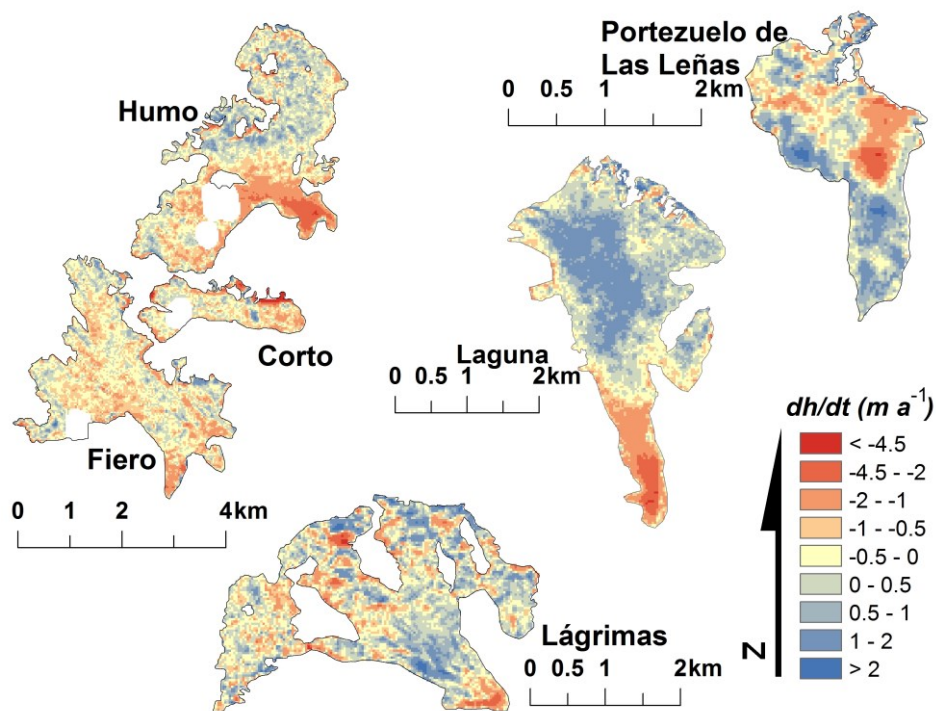


Figura 2. Detalle de cambios de elevación dh/dt en seis glaciares de la cuenca del río Atuel
Figure 2. Detail showing dh/dt elevation changes for six glaciers in the río Atuel catchment.

glaciar	cambio de elevación ($m a^{-1}$)	balance de masa ($m a.eq. a^{-1}$)	área (km^2)
Corto	-0.77 ± 0.21	-0.65 ± 0.18	2.12
Fiero	-0.44 ± 0.20	-0.37 ± 0.17	7.51
Humo	-0.46 ± 0.20	-0.39 ± 0.17	9.27
Lágrimas	-0.12 ± 0.35	-0.10 ± 0.30	6.27
Portezuelo de Las Leñas	0 ± 0.23	0 ± 0.19	2,61
Laguna	0.08 ± 0.26	0.07 ± 0.22	6.54
TOTAL cuenca Atuel	-0.24 ± 0.31	-0.20 ± 0.26	90.74

Tabla II. Ejemplos de cambio de elevación y balance de masa.
Table II. Examples of elevation changes and mass balance.

Un número importante de glaciares de pequeño tamaño ($<0.1 km^2$) han visto cambios fuertemente positivos o negativos de elevación (Fig. 1). Valores inusualmente elevados de $+1 m a^{-1} < dh/dt < -1 m a^{-1}$ se encuentran en el rango de error reportado para los MDEs utilizados, por lo que es probable que en algunos casos esto se deba a la presencia de artefactos en alguno de los dos MDEs utilizados y su mayor influencia en el valor medio de dh/dt a medida que disminuye el tamaño del glaciar. La influencia de los artefactos en la señal de cambio de elevación disminuye a medida que aumenta el tamaño de los glaciares. Por ejemplo, el glaciar de mayor tamaño que ha experimentado ganancia en el dh/dt es el glaciar del Volcán Overo ($4.12 km^2$), con un cambio de elevación de $+0.34 m a^{-1}$. Un dato llamativo es el hecho de que varios cuerpos de hielo clasificados como “glaciar cubierto con glaciar de escombros” en la base de datos del ING muestren también ganancia neta de elevación. Es probable que estos cuerpos sean de hecho glaciares de escombros de tipo “debris rock glacier” (Barsch, 1996), y que por lo tanto no estén experimentando un cambio de volumen según una dinámica de acumulación/ablación como lo hacen los glaciares “convencionales”. Se interpreta entonces que los cambios de elevación positivos calculados para estos cuerpos reflejan simplemente artefactos de los MDEs o bien el propio ruido de la señal sobre su superficie, en lugar de un verdadero cambio de elevación.

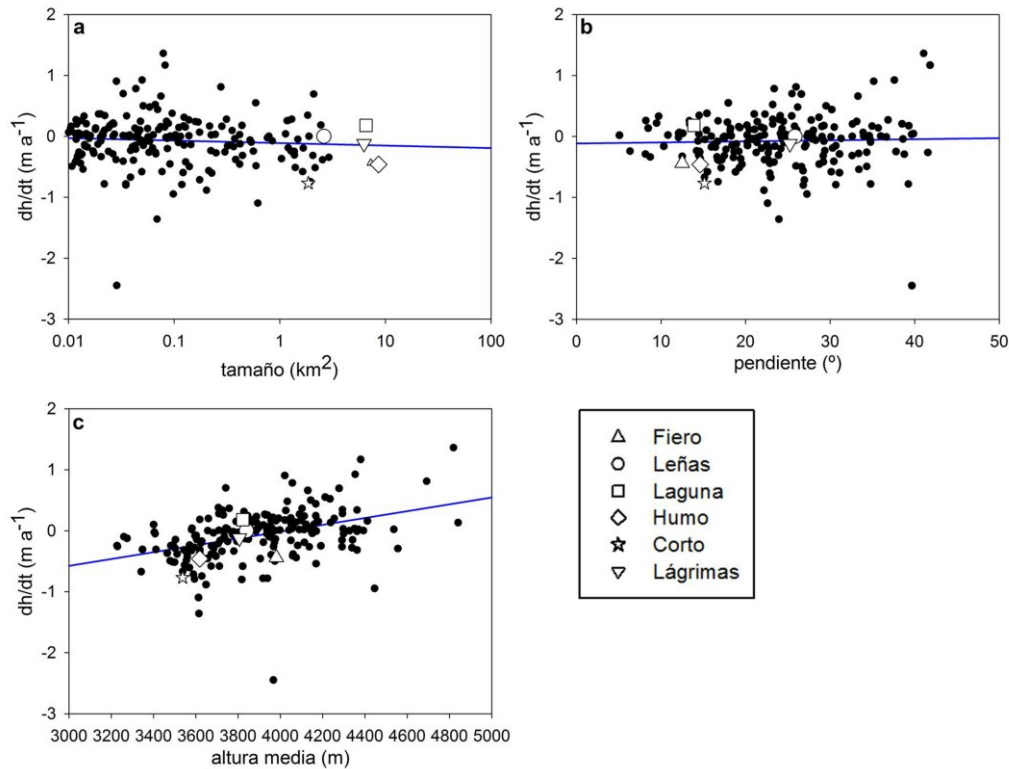


Figura 3. Relación entre el cambio de elevación dh/dt y el tamaño del glaciar (a), pendiente (b) y altura media (c).
Figure 3. Scatter plot depicting the relation between glacier elevation change dh/dt vs. (a) glacier size (b) slope and (c) mean elevation.

En la Figura 2 puede apreciarse también que a excepción del glaciar Leñas, los restantes cinco glaciares mostrados han experimentado un fuerte adelgazamiento en su parte terminal, pero también pueden apreciarse pérdidas de elevación en las áreas de acumulación de estos glaciares.

El cambio de elevación dh/dt promedio de los seis glaciares de la Tabla II según bandas altitudinales de 50 m (Fig. 4) indica que las tasas de adelgazamiento más fuerte (<-1 m a⁻¹) se encuentran en todos los casos por debajo de los ~3500 m, a excepción de la porción superior del glaciar Fiero. En este último caso, es probable que un artefacto en uno de los MDEs sea responsable del fuerte adelgazamiento registrado en la zona de acumulación de este glaciar en particular. Por otra parte, el cambio de elevación promedio para toda la zona englazada (línea en color negro en la Figura 4) indica que los cambios positivos ocurrieron por encima de los ~3850 m. Entre los 3600 m y 4200 m, los cambios son similares para cinco de estos glaciares (Humo, Fiero, Corto, de las Lágrimas y Leñas), mientras que se aprecia claramente la ganancia de masa en la zona de acumulación del glaciar Laguna entre 3650-4100 m.

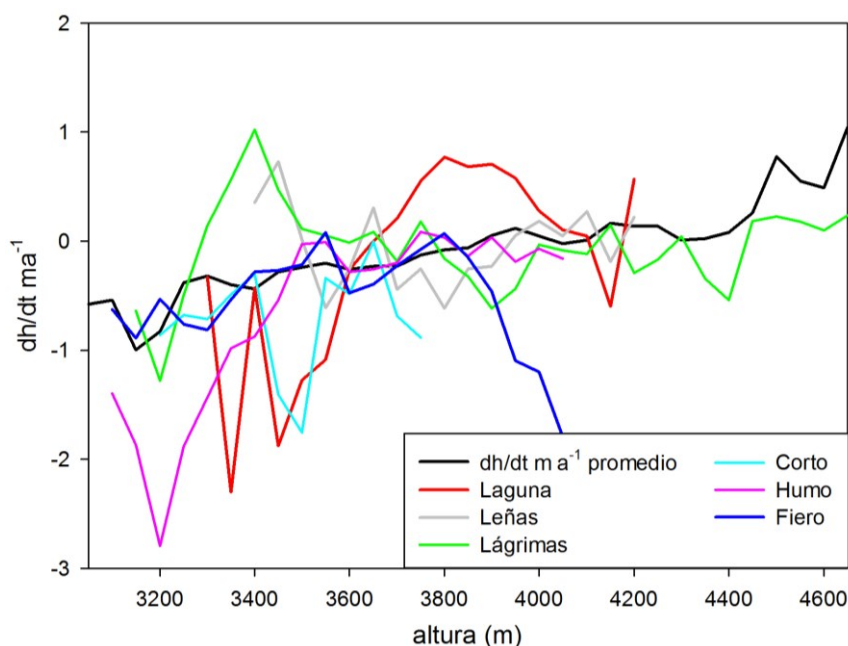


Figura 4. Cambios de elevación promedio en bandas altitudinales de 50 m para seis glaciares.
Figure 4. Mean elevation changes for 50 m elevation bins for six glaciers.

DISCUSIÓN

Cambios de elevación y pérdida de masa en los glaciares de los Andes Centrales

El valor de adelgazamiento promedio hallado para los 198 glaciares evaluados en la cuenca del río Atuel fue de $-0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$. Si se toman los glaciares de mayor tamaño ($>0.5 \text{ km}^2$) de la cuenca, en pos de descartar aquellos glaciares de pequeño tamaño cuyo cálculo del balance de masa geodésico puede verse fuertemente afectado por los artefactos presentes en los MDEs, el promedio resulta de -0.25 m a^{-1} , y los valores mínimos y máximos se encuentran entre -1.19 y 0.59 m a^{-1} , respectivamente. Comparando el promedio del cambio de elevación del total de glaciares (-0.24 m a^{-1}) vs. glaciares “grandes” [$>0.5 \text{ km}^2$]= -0.25 m a^{-1} , se aprecia que no existen de hecho grandes diferencias en los cambios de elevación promedio entre glaciares “grandes” y “pequeños”. Por otra parte, se ponderó el peso que tienen los 60 glaciares con balance de masa positivo respecto del promedio regional y se determinó que los mismos corresponden a 22.38 km^2 (24.7%) de la superficie cubierta por hielo.

Desde una perspectiva regional, puede decirse que el valor promedio de cambio de elevación de $-0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$ resulta levemente menor a lo registrado en el glaciar chileno Echaurren Norte (-0.35 m a^{-1} , Masiokas et al., 2016), el cual constituye la serie temporal de balance de masa más prolongada registrada en los Andes Centrales (1978-2013). En Argentina, la cuenca cuyos glaciares han recibido hasta la actualidad mayor atención en términos de estudios de balance de masa es la cuenca del río Mendoza, en el extremo noroeste de la provincia del mismo nombre. Allí, la serie de balance de masa glaciológico del glaciar Piloto Este mostró entre 1979 y 2003 un balance de masa negativo de $-0.44 \text{ m a.eq. a}^{-1}$ (Leiva, 2007), lo cual resulta más del doble respecto del promedio de $-0.20 \pm 0.26 \text{ m a.eq. a}^{-1}$ encontrado para la cuenca del río Atuel para el período 2000-2011. Teniendo en cuenta que la serie analizada por Leiva (2007) coincide apenas temporalmente con el período estudiado en el presente estudio, el valor de $-0.44 \text{ m a.eq. a}^{-1}$ se encuentra dentro del rango de valores de balance de masa de la cuenca del río Atuel. Ante la falta de un balance de masa de la cuenca del río Mendoza al completo, es comprometido asegurar cuán significativo es el glaciar Piloto este de dicha cuenca.

En proximidad al glaciar Piloto Este, Lenzano (2013) encontró en la zona del Cerro Aconcagua cambios de elevación promedio de $-2.6 \pm 1.3 \text{ m a}^{-1}$ y $-0.92 \pm 0.92 \text{ m a}^{-1}$ para los glaciares de Las Vacas y Horcones Superior respectivamente, entre los años 2001-2008. Por otro lado, Lenzano et al. (2013) determinaron cambios de $+3.28 \pm 1.42 \text{ m a}^{-1}$ en el glaciar Horcones Inferior para el mismo periodo, teniendo en cuenta que durante este periodo se

produjo un evento *surge* en el glaciar. Además de la propia variabilidad en la respuesta a la variabilidad climática, es probable que las significativas diferencias respecto de los valores de balance de masa de los glaciares Vacas y Horcones Superior de Lenzano (2013) puedan atribuirse a las distintas metodologías de co-registro de los MDEs, debido a que los balances geodésicos son muy sensibles a temas intrínsecamente numéricos como es el co-registro de estos.

Cambios glaciares recientes balances registrados a lo largo de los Andes

La reciente evaluación de la pérdida de masa de hielo glaciar a lo largo de toda la Cordillera de los Andes de Mernild et al. (2015) determinó un fuerte adelgazamiento en los Andes Centrales de $-0.77 \pm 0.22 \text{ m a}^{-1}$ para el período 2003-2012. De esta información se desprende que los balances de masa de los glaciares de los Andes Centrales han mostrado gran variabilidad y que los glaciares seleccionados para la realización de balances de masa por el método glaciológico no siempre se ajustan a las tendencias regionales.

En el norte de los Andes Patagónicos, y a causa de lo relativamente bajos que resultan los Andes respecto de la línea de equilibrio (Condom et al., 2007) no existen en general grandes extensiones continuas de glaciares; los mismos se sitúan sobre grandes aparatos volcánicos aislados unos de otros (Rivera et al., 2012, Falaschi et al., 2016). Los escasos registros de balance de masa disponibles hasta la actualidad han mostrado una tenue pérdida de masa en los glaciares del Monte Tronador ($-0.17 \text{ m a.eq. a}^{-1}$; Ruiz et al., 2017) entre 2000-2012. Los glaciares de pequeño tamaño (tipo alpino) próximos a los Campos de Hielo Patagónicos, han mostrado en cambio tasas de adelgazamiento promedio mayores y balances de masa más negativos entre 2000-2012 ($-0.52 \pm 0.35 \text{ m a}^{-1}$ y $-0.46 \pm 0.37 \text{ m w.e. a}^{-1}$; Falaschi et al., 2017). Esto se debe, probablemente, a que en esta zona son comunes los glaciares que terminan en pequeños lagos proglaciares, produciéndose de esta manera una importante pérdida de masa por desprendimiento de témpanos. La escasa pendiente y flujo lento de estas lenguas glaciares favorecen la formación y expansión de lagos proglaciares, que a su vez constituyen zonas de absorción de calor que promueven la ablación (Lüthje et al., 2006). No debe sorprender entonces que la ausencia de estos cuerpos de agua resulte en tasas de adelgazamiento comparativamente mucho menores en los glaciares de la cuenca del río Atuel, ni que el balance de masa y cambio de elevación de estos sea en gran medida independiente de su inclinación (Fig. 3).

Los casos del glaciar Laguna y Portezuelo de Las Leñas

Sobrepuestos a la señal de pérdida de volumen de los glaciares de la cuenca del río Atuel, presuntamente de orden climático, se observaron factores dinámicos y geomorfológicos puntuales que afectan a dos glaciares en particular.

El glaciar Laguna ha tenido un balance de masa positivo entre los años 2000 y 2011 ($+0.07 \pm 0.23 \text{ m a.eq. a}^{-1}$), lo cual difiere significativamente del promedio regional de $-0.20 \pm 0.26 \text{ m a.eq. a}^{-1}$. Este glaciar tuvo un episodio de *surge* entre 1970-1982 según lo observado por Cobos y Boninsegna (1983), pero no se ha observado la repitencia de este fenómeno en años posteriores. Se requiere de un balance de masa acumulado positivo para llegar al punto de iniciación del siguiente *surge* (Benn y Evans, 2010), por lo que aquí se presume que la ganancia de masa en la zona de acumulación del glaciar Laguna (Figura 2) ilustra este proceso, y que no es de descartar que el glaciar pueda tener un nuevo evento de *surge* en un plazo relativamente corto de años.

Se registró también el colapso masivo y repentino del glaciar Portezuelo de las Leñas entre los días 4 y 20 de Marzo de 2007, lo cual generó una gran avalancha de nieve y hielo que se desplazó pendiente abajo $\sim 2 \text{ km}$ entre el extremo superior de la escarpa y la porción más distal de la avalancha (Fig. 5). En la Figura 2 puede apreciarse claramente la gran disminución de elevación en la cabecera del glaciar (en color rojo) y el aumento de elevación pendiente abajo (en azul), que corresponde al depósito de la avalancha. Aún a pesar del colapso (el cual trasladó buena parte de la masa del glaciar a cotas más bajas y expuestas a mayor temperatura), el glaciar Portezuelo de Las Leñas no se vio afectado mayormente en su balance de masa, que permaneció en equilibrio ($\sim 0 \pm 0.21 \text{ m a.eq.}$). Colapsos glaciares registrados de esta magnitud son decididamente inusuales en el mundo entero. En el año 2002, el glaciar

Kolka en el Cáucaso ruso se desprendió de su lecho prácticamente por completo, fluyendo como un flujo de hielo y roca que avanzó 19 km de manera encausada (Evans et al., 2009). En Julio de 2016, dos glaciares colindantes próximos al lago Aru Co en Tíbet colapsaron en un intervalo de dos meses, constituyendo un fenómeno absolutamente único, sin precedentes (Kääb et al., 2018).

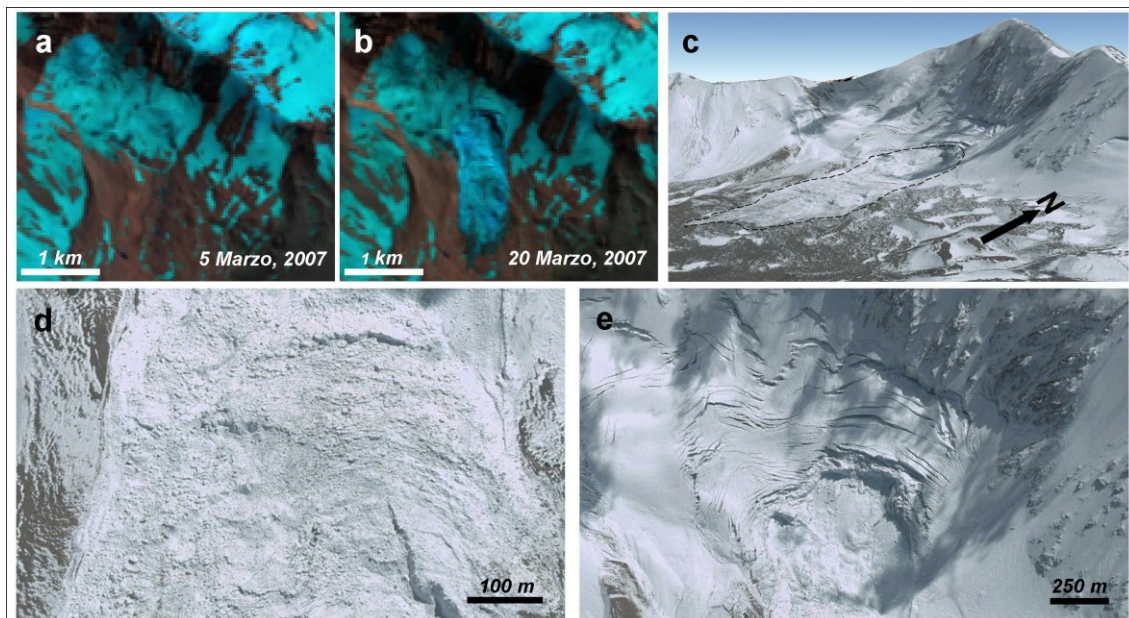


Figura 5. Colapso del glaciar Leñas entre los días 5 y 20 de Marzo de 2007. (a-b) Vista general del glaciar en imágenes Landsat antes y después del colapso. (c) Vista oblicua de la avalancha. (d) Detalle del depósito de la avalancha, mostrando una textura caótica de bloques de hielo y planos de cizalla. (e) Zona de cabecera del glaciar, donde se aprecian grietas remanentes y la escarpa claramente definida que delimita la avalancha en su parte superior.

Figure 5. Collapse of the Leñas glacier between March 5-20th. (a-b) General overview of the glacier on Landsat images before and after collapse. (c) Oblique view of the avalanche. (d) Detail of the avalanche deposit, showing the chaotic, hummocky terrain composed of ice blocks and shear planes. (e) Glacier heading zone depicting remnant crevasses and the clearly defined scarp that defines the upper part of the avalanche.

En comparación con el caso de los glaciares de Aru Co, la porción desprendida del glaciar Leñas tenía de manera similar una pendiente relativamente suave y no era de tipo colgante, por lo cual en principio se podría descartar un fenómeno enteramente gravitatorio, mientras que por el contrario no se conocen episodios de *surges* recientes del glaciar Portezuelo de Las Leñas ni evidencias de que hayan podido ocurrir en el pasado reciente como sí ocurrió en el caso de Aru Co previo a los colapsos.

CONCLUSIÓN

En el presente estudio se utilizaron los MDEs SRTM (2000) y ALOS PRISM (2011) para estimar el balance de masa geodésico de casi la totalidad del área cubierta por hielo (90.74 km² de hielo) de la cuenca del río Atuel en Mendoza, Argentina, proveyendo además los cambios de elevación individuales de 198 glaciares. Estos resultados representan la primera evaluación cuantitativa de carácter regional de los cambios de elevación y balance de masa para esta región en particular y en general para los Andes Centrales de Argentina.

Mediante la co-registración precisa del SRTM y ALOS PRISM y su posterior diferenciación se obtuvo un promedio regional de adelgazamiento de los glaciares de $0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$, y un volumen de hielo perdido de $-0.022 \pm 0.028 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Si bien dicha tasa de cambio de espesor y volumen se corresponde con un balance de masa solo moderadamente negativa de -0.20

± 0.26 m a.eq. a⁻¹, la variabilidad en el cambio de elevación a nivel individual de los glaciares fue amplia (-1.19 y 0.59 m a⁻¹),

Se encontró una fuerte dependencia entre el cambio de elevación y la altura media de los glaciares, y si bien la variabilidad en la señal es mayor en glaciares de pequeño tamaño, no se observó una correlación estadísticamente significativa entre su área y el balance de masa. De esta manera, los estudios de balance de masa geodésico de gran extensión pueden constituir la base de información para elegir glaciares representativos del promedio regional de balance de masa en función de parámetros morfométricos.

La cuenca del río Atuel hospeda glaciares con rasgos de dinámica poco frecuentes como *surges* y colapsos masivos. Si bien este tipo de fenómenos tiene una recurrencia muy baja, pueden representar amenazas importantes a las actividades humanas, por lo que su continuo monitoreo reviste particular importancia.

Agradecimientos. La información detallada del cambio de elevación puede ser obtenida contactando al primer autor de este trabajo. El presente trabajo se realizó en el marco del proyecto SeCTyP Tipo 1 denominado *Investigación, a partir de las Aplicaciones Geomáticas, de los cambios recientes en los ambientes glaciares relacionados con la variabilidad climática en las cuencas, superior del Río Mendoza y del Río Atuel. Mendoza, Argentina* de la Universidad Nacional de Cuyo. Los autores agradecen al Inventario Nacional de Glaciares de Argentina por la provisión de las capas vectoriales de polígonos glaciares y a la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) por facilitar los Modelos Digitales de Elevación ALOS PRISM. La herramienta de co-registración de los MDEs fue obtenida de manera gratuita del sitio web personal del Dr. Etienne Berthier (www.etienne.berthier.free.fr/), mientras que las imágenes Landsat se obtuvieron del USGS (www.earthexplorer.usgs.gov). Los autores agradecen también a dos revisores anónimos y a los editores de Geoacta por sus aportes en la mejora del manuscrito final.

REFERENCIAS

- Barsch, D., (1996). Rockglaciers. Indicators for the Permafrost and Former Geocology in High Mountain Environment. Springer, Berlin. pp 331.
- Benn, D.I. and D.J.A. Evans, (2010). Glaciers and glaciation. 2nd edition. Hodder Education, London, pp 802.
- Berthier, E., Y. Arnaud, R. Kumar, R. Ahmad, P. Wagnon, P. Chevallier, (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment* 108: 327–338.
- Bhattachayra, A., T. Bolch, K. Mukjerkee, T. Pieczonka, J. Kropáček, M.F. Buchroithner, (2016). Overall recession and mass budget of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2015 using remote sensing data. *Journal of Glaciology* 62(236): 1115–1133.
- Bolch, T., M. Buchroithner, T. Pieczonka, A. Kuner., (2008). Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data. *Journal of Glaciology* 54(187): 592-601.
- Bolch, T., T. Pieczonka, K. Mukherjee, J. Shea, (2017). Glaciers in the Hunza Catchment (Karakoram) are almost in balance since the 1970s. 2017. *The Cryosphere* 11: 531–539.
- Bown, F., A. Rivera, C. Acuña, (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* 48: 43-48.
- Cobos, D. 1983. Inventario de glaciares de la cuenca del río Atuel. IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina. pp 29.
- Cobos, D. y J. Boninsegna, 1983. Fluctuations of some glaciers in the upper Atuel River basin, Mendoza, Argentina. En: *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, A.A. (Ed.). Rotterdam, pp 61-82.
- Cogley, J.R., R. Hock, L.A. Rasmussen, A.A. Arendt, A. Bauder, R.J. Braithwaite, P. Jansson, G. Kaser, M. Möller, L. Nicholson, M. Zemp, (2011). Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. UNESCO, Paris, pp 124.
- Condom, T., A. Coudrain, J.E. Sicart, S. Théry, (2007). Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N–55°S). *Global and Planetary Change* 59: 189–202.
- Corte, A.E. y L.E. Espizua, (1981). Inventario de glaciares de la cuenca del río Mendoza. IANIGLA-CONICET, Mendoza, pp 64.

- DGA. 2010. Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte temporadas 1997–1998 a 2008–2009. Dirección General de Aguas, Santiago de Chile, pp 32.
- Escobar, F., G. Casassa, V. Pozo, (1995a). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las últimas dos décadas. *Bulletin de l'Institut français d'études Andins* 24: 683–695.
- Escobar, F., V. Pozo, A. Salazar, M. Oyarzo, (1995b). Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte, 1975 a 1992, Resultados preliminares. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile, pp 109.
- Espizúa, L.E., (1982). Glacier and Moraine Inventory of the Eastern Slopes of Cordon del Plata and Cordon del Portillo, Central Andes. Argentina. *Tills and Related Deposits*. A.A. Balkema/Rotterdam. 381-395
- Espizua, L., (1998). Secuencia glacial del Pleistoceno tardío en el Valle del Río Grande, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften Bd. 15*: 85-99.
- Espizua, L.E. and P. Pitte, (2009). The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 345–350.
- Evans, S.G., O.V. Tutubalina, V.N. Drobyshev, S.S. Chernomorets, S. McDougall, D.A. Petrakov, O. Hungr, (2009). Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002. *Geomorphology* 105(3–4): 314-321.
- Falaschi, D., M. Masiokas, T. Tadono, F. Couvreur, (2016). ALOS-derived glacier and rock glacier inventory of the Volcán Domuyo region (~36°S), southernmost Central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie* 60(3): 195-208.
- Falaschi, D., T. Bolch, P. Rastner, M.G. Lenzano, L. Lenzano, A. Lo Vecchio, S. Moragues, (2017). Mass changes of alpine glaciers at the eastern margin of the Northern and Southern Patagonian Icefields between 2000 and 2012. *Journal of Glaciology* 63(238) 258-272.
- Farr, T.G., P.A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, D. Alsdorf, (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics* 45(RG2004).
- Fischer, M., M. Huss, M. Hoelzle, (2015). Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980–2010. *The Cryosphere* 9: 525–540.
- Gardelle, J., E. Berthier, Y. Arnaud, A. Kääb, (2013). Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. *The Cryosphere* 7: 1263–1286.
- Gardner, A.S. and 15 others, (2013). A reconciled estimate of glacier contributions to sea-level rise: 2003 to 2009. *Science* 340(6134): 852–857.
- Garreaud, R.D., (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 7: 1–9.
- Groeber, P., (1954). Bosquejo paleogeográfico de los glaciares del Diamante y Atuel. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* IX(2): 89–108.
- Hock, R., M. de Woul, V. Radić, M. Dyurgerov, (2009). Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. *Geophysical Research Letters* 36(L07501).
- Huss, M., (2013). Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere* 7: 877–887.
- IANIGLA, (2015). Informe de la cuenca del río Atuel, Provincia de Mendoza. IANIGLA-CONICET, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, Argentina, pp 67.
- Kaser, G., A.G. Fountain, P. Jansson, (2003). A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers with particular attention to low latitude characteristics. UNESCO, Paris, France, pp 107.
- Kääb and 18 others, (2018) Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability. *Nature Geoscience* 11: 114-120.
- Koblet, T., I. Gärtner-Roer, M. Zemp, P. Jansson, P. Thee, W. Haeberli, P. Holmlund, (2010). Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciaren, Sweden (1959–99) – part 1: determination of length, area, and volume changes. *The Cryosphere* 4: 333–343.
- Leiva, J.C., (1999) Recent fluctuations of the Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change* 22(1–4): 169–177.
- Leiva, J.C., G.A. Cabrera, L.E. Lenzano, (2007). 20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas river basin, Mendoza, Argentina. *Global and Planetary Change* 59, 10–16.

- Lenzano, M.G., (2013). Assessment of using ASTER-derived DTM for glaciological applications in the Central Andes, Mt. Aconcagua, Argentina. *Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation* 3: 197-208.
- Lenzano, M.G., L. Lenzano, D. Trombotto Liaudat, J. Barón, E. Lannutti, (2013). Applying GNSS and DTM Technologies to Monitor the Ice Balance of the Horcones Inferior Glacier, Aconcagua Region, Argentina. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing* 41(4): 969-980.
- Le Quesne, C., C. Acuña, J.A. Boninsegna, A. Rivera, J. Barichivich, (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 334–344.
- Lüthje, M., L.T. Pedersen, N. Reeh, W. Greuell, (2006). Modelling the evolution of supraglacial lakes on the West Greenland ice-sheet margin. *Journal of Glaciology* 52(179): 608–618.
- Le Bris, R. and F. Paul, (2015). Glacier-specific elevation changes in western Alaska. *Annals of Glaciology* 56(70): 184–192.
- Llorens, R.E. and J.C. Leiva, (1995). Glaciological Studies in the High Central Andes Using Digital Processing of Satellite Images. *Mountain Research and Development* 15(4): 323–330.
- Malmros, J.K., S.H. Mernild, R. Wilson, R., J.C. Yde, R. Fensholt, (2016). Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955–2013/14. *Journal of Glaciology* 62(232): 391–401.
- Marangunic, C., (1979). *Inventario de glaciares en la hoya del Rio Maipo*. Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile, pp 177.
- Masiokas, M.H, R. Villalba, D.A. Christie, E. Betman, B.H. Luckman, C. Le Quesne, N.R. Prieto, S. Mauget, (2012). Snowpack variations since AD 1150 in the Andes of Chile and Argentina (30°–37°S) inferred from rainfall, tree-ring and documentary records. *Journal of Geophysical Research* 117(D05112).
- Masiokas, M., D.A. Christie, C. Le Quesne, P. Pitte, L. Ruiz, R. Villalba, B.H. Luckman, E. Berthier, S.U. Nussbaumer, A. González-Reyes, J. McPhee, G. Barcaza, (2016). Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central Andes, 33.5° S) using local and regional hydroclimatic data. *The Cryosphere* 10: 927–940.
- Mernild SH, A.P. Beckerman, J.C. Yde, E. Hanna, J.K. Malmros, R. Wilson, M. Zemp, (2015) Mass loss and imbalance of glaciers along the Andes Cordillera to the sub-Antarctic islands. *Global and Planetary Change* 103: 109-119.
- Nuth, C. and A. Kääb, (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacial thickness change. *The Cryosphere* 5: 271–290.
- Oerlemans, J. and W.J.J. van Pelt, (2015). A model study of Abrahamsenbreen, a surging glacier in northern Spitsbergen. *The Cryosphere* 9: 767–779.
- Rabatel, A., H. Castebrunet, V. Favier, L. Nicholson, C. Kinnard, (2011). Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations, *The Cryosphere* 5: 1029-1041.
- Rignot, E., K. Echelmeyer, W. Krabill, (2001). Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophysical Research Letters* 28(18): 3501–3504.
- Rivera, A., F. Bown, D. Carrión, P. Zenteno, (2012). Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters* 7(014036).
- Rolstad, C., T. Haug, B. Denby, (2009). Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway. *Journal of Glaciology* 55(192): 666–680.
- Ruiz, L., E. Berthier, M. Viale, P. Pitte, M. Masiokas, (2017). Recent geodetic mass balance of Monte Tronador glaciers, North Patagonian Andes. *The Cryosphere* 11: 619–634.
- Sagredo, E.A. and T.V. Lowell, (2012). Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change* 86–87: 101–109.
- Schaefer, M., H. Machguth, M. Falvey, G. Casassa, E. Rignot, (2015). Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *The Cryosphere* 9: 25–35.
- Takaku, J. and T. Tadono, 2009. PRISM On-Orbit Geometric Calibration and DSM Performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47(12): 4060–4073.
- Wang, T., L. Mingsheng, D. Perissin, (2010). InSAR Coherence-Decomposition Analysis. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 7(1): 156-160.

- WGMS, (2015). Bulletin No. 1 (2012-2013). En: Global Glacier Change. Zemp, M., I. Gärtner-Roer, S.U. Nussbaumer, F. Hüsler, H. Machguth, N. Mölg, F. Paul, and M. Hoelzle (Eds.). Zurich, Switzerland, pp 230.
- Zemp, M., E. Thibert, M. Huss, D. Stumm, D. Rolstad, C. Denby, C. Nuth, S.U. Nussbaumer, G. Moholdt, A. Mercer, C. Mayer, P.C. Joerg, P. Jansson, B. Hynek, A. Fischer, H. Escher-Vetter, H. Elvehøy, L.M. Andreassen, (2013). Reanalysing glacier mass balance measurement series. *The Cryosphere* 7: 1227–1245.
- Zemp, M. and 38 others, (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st Century. *Journal of Glaciology* 61(228): 745–762.

Recibido: Noviembre, 2017

Aceptado: Marzo, 2018