

BALANCE DE MASA EN GLACIAR SPEGAZZINI A PARTIR DEL ESTUDIO DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN

Barrios, A.3

Gari, J. M.1

Ortone Lois, A. S.1,2

Pilato, G. L.1

1 Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Haedo

París 532, Haedo (1706) Bs As

2 Centro de Sensores Remotos, Fuerza Aérea Argentina

3 Universidad de Buenos Aires, Facultad de Agronomía

abarrios@agro.uba.ar

Sesión F: Sensores Remotos

RESUMEN

El glaciar Spegazzini, con una superficie total de 126,95 km², es uno de los más grandes del Parque Nacional Los Glaciares, en la Patagonia Argentina. Con paredones de entre 80 y 135 metros de altura, muestra una vista imponente a quien lo visite. Asimismo, es considerado uno de los más estables debido a que, visualmente, su frente y laterales no muestran cambios desde hace décadas. En este trabajo, se manifiesta que la estabilidad visual de su frente y superficie observadas mediante imágenes satelitales no son suficientes para conocer el estado de un glaciar; y se vuelve necesario acudir a otras herramientas de estudio, como el análisis volumétrico. Se realizaron balances de masa por el método geodésico entre dos Modelos Digitales de Elevación de distintas fechas, desarrollando una metodología de análisis y generando a su vez las correcciones necesarias para poder compararlos correctamente en iguales sistemas de referencia vertical y horizontal. Para el período 2000-2014, el balance de masa obtenido fue de -2,03 m.a.e (metros de agua equivalentes) para el área de ablación y de -5,43 m.a.e para el área de acumulación, totalizando -7,47 m.a.e de pérdida estimada en volumen.

PALABRAS CLAVE: SAR - CHPS - Retroceso de Glaciares - Recursos Naturales - Estudio Multitemporal

INTRODUCCIÓN

El monitoreo de glaciares es esencial para estimar futuros cambios en la morfología, así como también comprender su comportamiento no solo en el presente sino a futuro. Los datos precisos y espacialmente detallados sobre los cambios en el área y el volumen de los glaciares y sobre el balance de masa (BM) en particular son esenciales para establecer relaciones confiables entre las señales climáticas y los registros de los glaciares a fin de reconstruir el clima pasado y desarrollar herramientas de predicción precisas de la respuesta de los glaciares al cambio climático [1]. En este sentido, se define al BM como el cambio en la masa de un glaciar, o parte de él, durante un período determinado de tiempo [2]. Tradicionalmente, este es evaluado con métodos glaciológicos directos que consisten en tomar mediciones en terreno determinando así su condición de equilibrio [3]. Dado que el área de estudio, salvo algunas excepciones, no cuenta con este tipo de mediciones, resulta esencial realizar alguna aproximación al BM de los glaciares que ocupan esta región de importancia natural, hídrica y paisajística. Es aquí donde toman relevancia las técnicas de estudio basadas en sensores remotos, que permiten recolectar información en sitios de difícil acceso como este, abarcando una gran superficie de análisis y disminuyendo los costos tanto de tiempo como de recursos económicos.

El Campo de Hielo Continental Patagónico (CHCP) con sus 20.100 km² es el área glaciaria más extensa fuera de la Antártida. Se extiende en dirección N/S entre los paralelos 46° y 51° 30', abarcando desde el Pacífico hasta los grandes lagos patagónicos australes. El CHCP se divide en dos

sectores, el Campo de Hielo Patagónico Norte y Sur. Esas dos grandes áreas poseen hacia el Norte 7600 km² y hacia el Sur 12500 km². Comprenden una gran cantidad de glaciares distribuidos en 48 cuencas, siendo los más importantes del tipo Andino ó de valle, donde la unión de sus lenguas forma cada uno de los glaciares compuestos. Estos descienden desde una altitud máxima de 3600 m desde la Cordillera de los Andes, divisoria de aguas en dirección Este hacia territorio argentino, terminando sus frentes en lagos glaciarios como los lagos Argentino y Viedma y hacia el Oeste en territorio chileno, desembocando en fiordos marinos. La gran mayoría de estos glaciares se encuentran en un proceso de franco retroceso, especialmente desde 1990 [4].

El área de estudio (Figura 1) comprende la zona sur del CHCP, abarcando parte del Parque Nacional Los Glaciares. Allí se encuentra el Glaciar Spegazzini con una superficie total de 126,95 km², lo cual convierte a este glaciar en uno de los más grandes de la zona. En la extremidad occidental del brazo Sur del lago Argentino se abre, entre la península Avellaneda y el macizo del monte Heim, el fiordo Spegazzini. Este imponente glaciar, de tipo valle compuesto se ubica en el sector SO del brazo homónimo del lago Argentino. Está formado por otras tres corrientes de hielo, que tienen su centro de alimentación en las proximidades de los montes Peineta, Heim y Mayo [5] y es uno de los glaciares limítrofes entre Argentina y Chile. La Zona de Ablación se ubica en la Argentina en el departamento Lago Argentino, provincia de Santa Cruz (Parque Nacional Los Glaciares) y su nacimiento se encuentra en la provincia de Última Esperanza, región de Magallanes (Parque Nacional O'Higgins), Chile. Entre los años 1968 y 2010 el frente solo retrocedió 150 metros siendo, hasta ese momento, el más estable del Parque y el único que no sufrió grandes cambios en el último siglo [6]. Sin embargo, en los últimos años y a través de la observación de marcas en las paredes rocosas laterales, pudo advertirse que si bien el frente no retrocedió, sí se determinó una disminución en el volumen.

Los objetivos del presente trabajo se centran en:

- estudiar las variaciones dinámicas del Glaciar Spegazzini en función de su Balance de Masa para el período comprendido entre los años 2000 y 2014, obtenido a partir de DEMs
- desarrollar y evaluar una metodología para el estudio del Balance de Masa por medio del del método geodésico a partir de DEMs

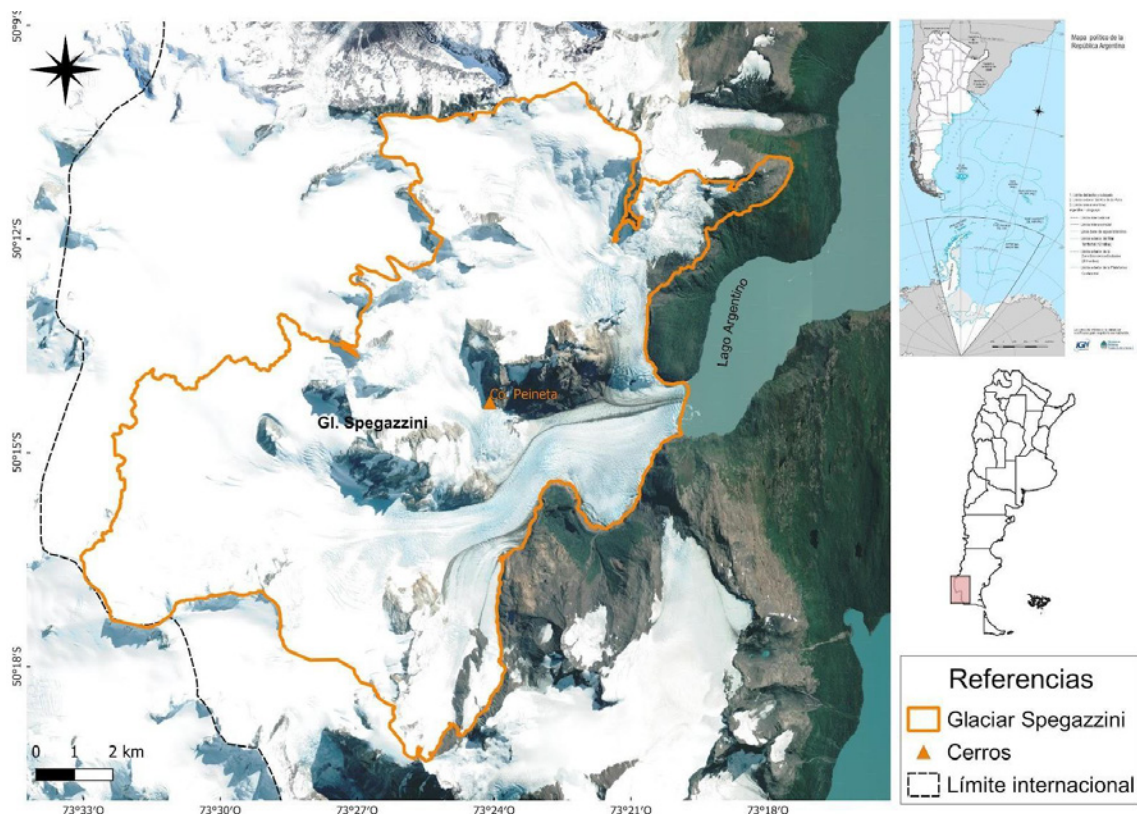


Fig. 1. Área de estudio.

Lugar de encuentro habitual en los recorridos turísticos que desean mostrar al glaciar más alto del Parque, el glaciar deposita sus aguas y detritos sobre el canal Spegazzini, al igual que el cercano glaciar Seco (conocido también como Totalizador, por hallarse en él un pluviómetro totalizador instalado por el Instituto Nacional del Hielo Continental Patagónico (INHCP), dirigido en ese momento por el Ing. Mario Bertone).

El 5 de enero de 1932, el Padre de Agostini junto al Dr. Feruglio y los guías Croux y Bron, alcanzaban la cumbre del cerro Mayo, (m. 2.438) que por su altura y posición, domina un gran trecho de la vertiente oriental de la Cordillera, próxima al lago Argentino [5]. Desde esa cima, De Agostini divisó el glaciar y le dio el nombre del botánico y micólogo ítalo-argentino Carlos Luis Spegazzini. Quizás elegido por su incansable trabajo de campo, según lo describe el relato de su amigo Silvio Dessy:

"(...) No solamente de plantas hablaba Spegazzini, el vasto campo de las ciencias naturales no tenía para él rincones inexplorados y el relato de sus viajes de estudio y de exploración por toda la República, la mayoría de los cuales remontaba a épocas en que el viajar resultaba todavía peligroso, era de un cautivante interés. (...) había asistido y cooperado al maravilloso desarrollo de este país y nadie más autorizado que él, para relatar la evolución de ese progreso incesante, en el largo sucederse de los años de su vida [7]."

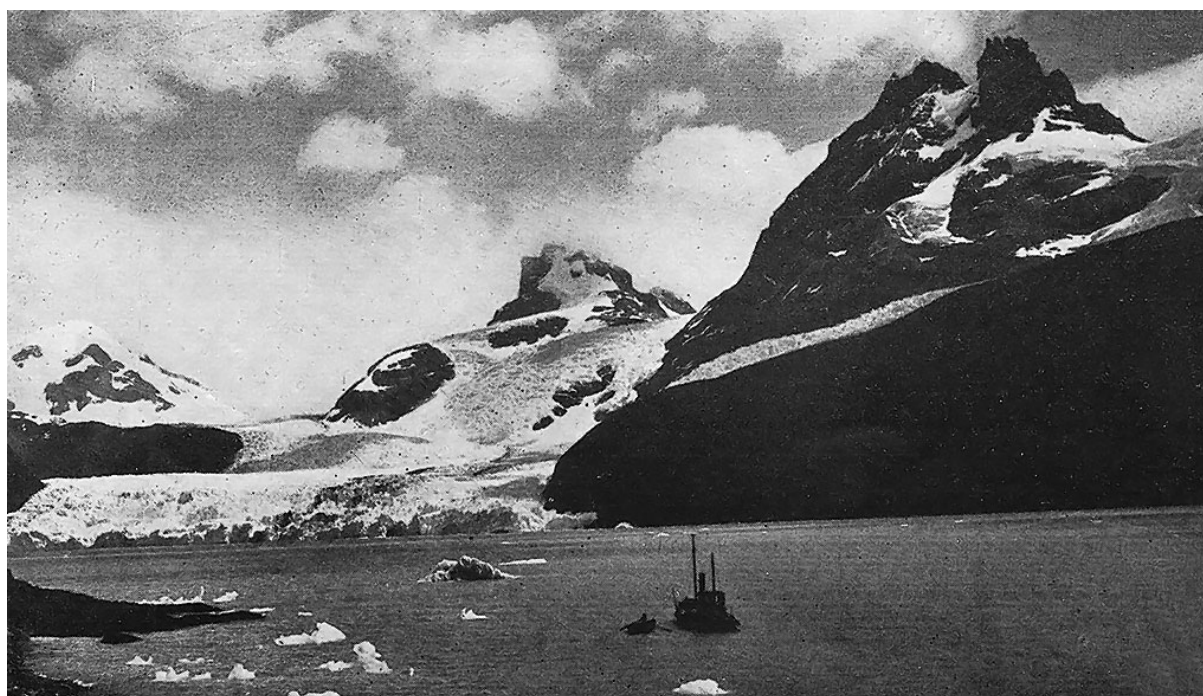


Fig. 2. Lago Argentino, Fiordo y ventisquero Spegazzini, Alberto M. De Agostini. 1932. [5]

METODOLOGÍA

Habitualmente, con imágenes de sensores ópticos se realiza el seguimiento de la dinámica en los glaciares, relevando el retroceso superficial, el movimiento de las morenas y caudales de las cuencas hídricas. El uso de imágenes radar no sólo aporta información a la región de forma casi ininterrumpida debido a que prácticamente no es dependiente de la climatología, sino que a su vez ofrece la posibilidad de combinarlas de a pares y generar DEMs de una fecha específica. De ésta manera, se generan DEMs y hermanan resultados de modelos disponibles de forma gratuita en fechas diferentes para realizar el BM.

Para observar la variación del relieve, mejorar la percepción de la morfología del territorio e información de soporte para las campañas, se generan mapas de Sombras o Hillshade, de Orientación, Pendiente y puntos de control, entre otros.

Se adquieren imágenes y modelos de elevación de acuerdo a la siguiente tabla:

Producto	Satélite	Fecha	Sistema de referencia	Resolución espacial	Resolución temporal	Precisión
DEM[25]	SRTM V 3.0	02.2000	Geodésico WGS84 con alturas geoidales referidas al geoide EGM96[20,21]	30m en el ecuador. Pixel rectangular de ~31 x 62 m [22]	-	Precisión horizontal de 20 m y vertical <16m [21]
DEM[26]	ASTER AST14DEM	03/01/2005	Geodésico WGS84 con alturas geoidales referidas al geoide EGM96	1 arcsec o 30 m en el ecuador. Pixel cuadrado de 30 m [22]	-	Precisión horizontal de 7 m y vertical de 16 m [22], [23]
DEM[27]	TanDEM-X	2009-2014	WGS84 con alturas elipsoidales WGS84	3 arcsec o 90 m[24]. Pixel rectangular de 11.7 x 12.6 m (cuadrado de 0.4 arcsec en el Ecuador)	-	Precisión vertical y horizontal menor a 10 m
Imagen Óptica	Landsat 5	12/03/2001	WGS84	30 m	16 días	Precisión horizontal de 30 m y vertical ~15 m

Se realizó una transformación de superficie de referencia vertical elipsoidal WGS84 a ortométrica con geoide EGM96 utilizando Geographic Calculator. Como consecuencia de esto, el píxel de TanDEM obtuvo un tamaño de 9.4 m por 14.7 m y, de esta manera, las referencias verticales de las superficies se homogeneizaron.

Se emplearon Shapes actualizados provenientes del Global Land Ice Measurements from Space [8] con el objetivo de obtener el área total del glaciar. Asimismo, se procedió a la determinación de la línea de nieve (ALN) a partir de una imagen Landsat 5 correspondiente al año 2001, la cual fue seleccionada por ser la más cercana al DEM SRTM de febrero del año 2000.

De esta forma se pudo diferenciar la ubicación de la línea de nieve de fin del verano y su altura (ALN: Altitud de la Línea de Nieve), la cual es el límite inferior de la zona de acumulación y por ende donde empieza la zona de ablación. Se considera que la ALN está directamente relacionada a las variaciones del balance de masas de un glaciar y puede utilizarse para sustituir la línea de equilibrio (ELA) en glaciares templados [9].

Se optó por utilizar una imagen adquirida en época estival con el fin de diferenciar la línea de nieve. El uso de imágenes SAR fue desestimado por no contar con disponibilidad de éstas sobre la totalidad del área de ablación.

Se utilizó la imagen Landsat para la generación del índice de nieve NDSI y la combinación Falso Color Compuesto Estándar (FCCS) con el fin de marcar la ALN.

Se calculó entonces el índice NDSI (1) (Normalized Difference Snow Index) sobre las imágenes, el cual ayuda a separar nieve y hielo de áreas más oscuras como roca y suelo (9; 10), siendo

$$NDSI = \frac{(VIS-SWIR)}{(VIS+SWIR)} \quad (1)$$

Asimismo, se procedió a la división del polígono que representa el área glaciaria en dos zonas: ablación y acumulación. Para tal fin, se utilizó el software libre QGIS [11] y se realizó una extracción por máscara en cada DEM, tomando como referencia la máscara correspondiente a cada polígono del glaciar. De esta forma, se obtuvieron seis imágenes, correspondientes a los dos tipos de zona (ablación y acumulación) en cada uno de los tres DEMs utilizados. En el caso del DEM derivado del producto ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), es necesario atender a las zonas donde haya influencia de nubes, ya que éstas incorporan datos erróneos en las alturas, debido a la técnica estereoscópica necesaria para generar el producto. Una vez obtenidas las imágenes, las mismas se re escalan para llevar el tamaño de píxel al del SRTM utilizando la aplicación SNAP [12].

De esta manera, se calculó el balance de masa específico, que es equivalente a la sumatoria resultante de la acumulación y la ablación en cualquier momento a partir de la superficie del verano anterior o “ss” (summer surface por sus siglas en inglés). El balance de masa específico es aquí referido para un punto cualquiera del glaciar, como por ejemplo una baliza. Esta medición “discreta” se simboliza con letra minúscula y se expresa con una sencilla ecuación (Ecuación 1).

$$b = c + a \quad (1)$$

Donde b es el balance de masa específico, c es la acumulación y a es la ablación, todos medidos en cualquier punto del glaciar y expresados en volumen equivalente de agua.

Para obtener el balance específico, ya sea anual o estacional, se lo debe integrar a toda la superficie del glaciar. De esta forma se obtiene el balance anual total. Este último corresponde al volumen equivalente de masa total durante un año hidrológico [13].

Se procedió entonces a calcular el volumen entre dos DEMs para cada período en cuestión mediante la Ecuación 2:

$$\Sigma [(Z-Z') * X * Y] = \text{Volumen Equivalente} \quad (2)$$

donde Z es la altura del primer DEM, Z' altura del segundo DEM y X*Y superficie del píxel [14].

Se aplicó entonces matemática de bandas para acumulación y ablación por separado, obteniendo 4 bandas resultantes (2014-2005 y 2005-2000).

Observamos las alturas máximas y mínimas en los histogramas de cada DEM. Parte del trabajo se realizó usando planillas de cálculo, procesando los píxeles exportados para cada resta y área, y utilizando boxplot para corroborar los outliers (píxeles con errores de alturas inherentes a cada DEM). Es necesario filtrar los datos en una tabla de excel, distinguirlos con un boxplot, eliminarlos y luego recalcular el área de las máscaras según los píxeles resultantes, para asegurarnos que el área total del polígono se encuentre debidamente depurada de errores altimétricos.

Identificada la ALN se procedió a calcular la diferencia de espesor producida en la zona sobre y bajo la misma, en base a los DEMs disponibles y las ecuaciones planteadas.

Para obtener el balance de masa en equivalente de agua, que es una unidad de medida utilizada para expresar el volumen de hielo equivalente a un metro cúbico de agua, es necesario conocer la densidad del hielo y de la nieve. En el caso del hielo, se considera que su densidad es constante (900 kg m⁻³) en toda la superficie de la zona de ablación del glaciar [15][16]. En el caso de la nieve se optó por usar un promedio, dada la dificultad de realizar mediciones directas, en 400 kg m⁻³ [17][18][19]. Los balances de masa también pueden ser expresados en m³ a.e. (1 m³ a.e. = 1 m.a.e. distribuido uniformemente en 1 m²) o km³ a.e.

Se plantean, al mismo tiempo, las siguientes relaciones equivalentes, para tomar conocimiento de otras formas de expresar los mismos resultados:

$$\begin{aligned} 1 \text{ km}^3 \text{ a.e.} & \text{ es numéricamente idéntico a } 1 \text{ Gt.} \\ 1 \text{ m. a. e.} & = 1000 \text{ kg m}^{-2} / \rho_{\text{agua}} \end{aligned}$$

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se presentan los cambios de masa en el Glaciar Spegazzini entre el 2000 y 2014 utilizando series de tiempo de DEMs derivados de imágenes estéreo ASTER e interferometría radar SRTM y TanDEM. Entre los años 2000-2005 el balance del glaciar fue positivo y de menor magnitud que el balance entre los años 2005-2014, siendo este último negativo. El balance de masa total durante todo este período para los Glaciares Escondidos fue de $-0,53 \text{ m.a.e.a-1}$ (donde m.a.e.a-1 es metros de agua equivalente por año); siendo $-0,14 \text{ m.a.e.a-1}$ para el área de ablación y de $-0,39 \text{ m.a.e.a-1}$ para el área de acumulación. La precisión de los resultados está determinada por las detalladas en la Tabla 1.

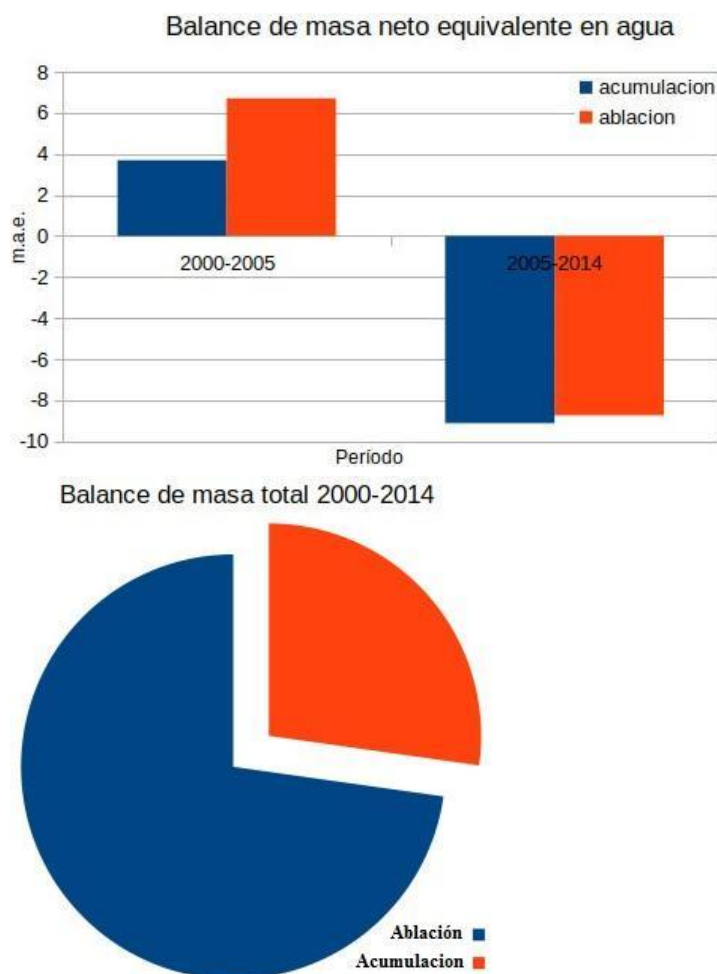


Figura 3 y 4. Balance de masa por períodos, en el área de acumulación y ablación

Del área total del polígono se consideró un porcentaje menor debido a la depuración por errores en las alturas. El procedimiento de filtrarlos en una hoja de cálculos, distinguirlos con un boxplot, eliminarlos y luego recalcular el área de las máscaras según los píxeles resultantes indicó una reducción del 11.5 % sobre el área de acumulación y un 2.5 % sobre el área de ablación.

Para calcular los cambios de elevación de la superficie, es necesario trabajar con varios DEMs con el fin de obtener la mayor cantidad de datos altimétricos posibles. Es importante considerar la corrección de nubes y sombras para los datos derivados de DEMs estereoscópicos como ASTER en el análisis geoespacial y la validación de la información a través de otros medios, como LiDAR o puntos topográficos terrestres como medida para minimizar los errores en los datos de elevación.

Comparado con el Glaciar Perito Moreno perteneciente a la misma cuenca, la tasa de adelgazamiento

anual (período 2000-2014) para el área de acumulación fue de aproximadamente 0,5 metros y 0,23 metros para la de ablación. Mediciones posteriores mostraron un engrosamiento promedio de 1,4 m a-1 en ocho puntos en el período 1999–2002[28].

Resulta interesante expresar la contribución que puede tener un glaciar al aumento del nivel del mar. En este caso Spegazzini es un glaciar muy pequeño como para tener gran influencia, sin embargo, podemos decir que, entre los años de estudio, éste aportó 0.00068 mm de agua. Esto conlleva a la reflexión acerca de la suma de todas las masas de hielo que se encuentran en constante retroceso desde hace varios años y la relación que existe con el nivel medio del mar y las consecuencias de su aumento.

De los resultados obtenidos en el balance de masa entre los años 2005-2014 observamos que este glaciar del tipo valle compuesto, único en equilibrio en el Parque Nacional Los Glaciares ha comenzado a perder masa, aunque el retroceso de su frente que termina en el lago Argentino no muestra cambios visualmente notorios.

El índice de nieve permite diferenciar las zonas de ablación y acumulación de manera efectiva, aunque aun así se tuvo que corregir por interpretación visual. Es éste el caso entre tantos otros, donde la mano humana es aún necesaria para corregir procesamientos, convirtiéndolos en semiautomáticos e incluso manuales.

Se debate si las estimaciones usando retrocesos o avances lineales de superficie hubieran dado resultados más certeros que aquellos provenientes de la utilización de una imagen óptica posterior a la SRTM, debido a las potenciales diferencias provocadas por el desfase de tiempo entre imágenes.

Necesariamente las referencias de alturas entre DEMs deben ser normalizadas a un mismo sistema de información altimétrica. Esto no siempre resulta sencillo debido a que muchas veces no se cuenta con la información correcta de origen.

Al trabajar con distintos DEMs se deben unificar los tamaños de pixel, perdiendo de esta forma resolución espacial en algunos de ellos, así como también se eliminaron los valores extremos de alturas debido a errores en la adquisición de información. Además, el DEM SRTM presenta voids o espacios sin información que reducen aún más el área a considerar. En este caso, preferimos no usar la versión void filled para hacer uso exclusivamente de los datos originales con el menor pos proceso posible.

Uno de los problemas que se han presentado en los DEM derivados de datos del sensor ASTER es el error en los datos de elevación debido a la presencia de nubes y sombras en las imágenes utilizadas para su creación. Este sensor opera en el espectro visible e infrarrojo cercano y utiliza tecnología de estereoscopia para la creación de los modelos. En consecuencia, las nubes y las sombras pueden dificultar la detección de los puntos clave utilizados para crear el DEM, lo que puede derivar en una menor precisión y errores en los datos de elevación. Además, su resolución vertical es de 30 metros, lo que significa que los DEMs creados a partir de sus datos pueden tener una menor precisión en áreas con una topografía compleja o con cambios abruptos en la elevación.

Otro punto de vista derivado de los resultados anteriores es la presión que ejercen los glaciares sobre el área en la que se encuentran. De esta manera:

$$\begin{aligned}\text{Presión} &= \text{densidad del fluido} \times \text{gravedad} \times 7,47 \text{ metros de agua equivalentes} \\ &= 73,5352 \text{ kPa} \text{ ó } \sim 0,725 \text{ atm (aproximadamente)}\end{aligned}$$

Si bien en este cálculo idealizamos que toda la presión se ejerce sobre un único punto, la idea de exponer el cálculo y su resultado (0,725 atm) es discutir la injerencia del retroceso volumétrico a una masa mucho mayor, como lo es el CHPS y su contribución a un muy probable rebote isostático.

CONCLUSIONES

En consonancia con todos los glaciares del Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) que están en franco retroceso y conforme a lo advertido visualmente respecto a su volumen, es esperable que este glaciar indicase una pérdida de masa.

Debido a la baja distribución de puntos de control sobre el área de estudio, resulta fundamental contar con datos de alta precisión que permitan realizar el seguimiento.

Queda evidenciado en este trabajo, que el uso de metodologías apoyadas en información aportada por sensores ópticos y de radar, permiten obtener productos de alto valor agregado, para monitorear el comportamiento de los principales glaciares del CHPS y estudiar su dinámica tan variable en estos años por el efecto del calentamiento global.

Resulta interesante realizar en trabajos futuros el seguimiento del balance de masa anualmente en conjunto con un análisis de indicadores ambientales como las variaciones y anomalías climáticas. En particular los eventos El Niño Oscilación Sur (ENSO por sus siglas en inglés) y fluctuaciones de precipitación en forma de nieve y temperaturas, las cuales se han profundizado como consecuencia del cambio climático.

ABREVIATURAS

ALN: altura de línea de nieve

ELA: línea de equilibrio

DEM: Modelo digital de elevación (digital elevation model por sus siglas en inglés)

ENSO: El Niño Oscilación Sur

FCCS: Falso Color Compuesto Estándar

LiDAR: Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging por sus siglas en inglés

NDSI: Índice diferencial normalizado de nieve (Normalized Difference Snow Index por sus siglas en inglés)

SAR: Radar de apertura sintética (Synthetic aperture radar por sus siglas en inglés)

SNAP: Sentinel application plataform por sus siglas en inglés

SRTM: Shuttle Radar Topography Mission

REFERENCIAS

1. Abdel Jaber, W., Rott, H., Floricioiu, D., Wuite, J., and Miranda, N.(2019) Heterogeneous spatial and temporal pattern of surface elevation change and mass balance of the Patagonian ice fields between 2000 and 2016, The Cryosphere, 13, 2511–2535, <https://doi.org/10.5194/tc-13-2511-2019>
2. Cogley, J.G., R. Hock, L.A. Rasmussen, A.A. Arendt, A. Bauder, R.J. Braithwaite, P. Jansson, G. Kaser, M. Möller, L. Nicholson and M. Zemp, (2011), Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris
3. RACOVITEANU, A., WILLIAMS, M. Y BARRY, R. (2008) Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with focus on the Himalaya. Sensors 2008, 8, 3355-3383; DOI: 10.3390/s8053355.
4. Ortone A., Barrios A., Macote E., Pilato G., Gari G.(2020), Estudio multitemporal de la zona de Glaciares Escondidos con imágenes satelitales
5. Revista "Geográfica Americana", Septiembre 1937, Vol VIII Nro 48. Disponible en Biblioteca "Cnl Manuel José Olascoaga" Departamento Biblioteca y Museo Instituto Geográfico Nacional a la fecha.
6. Glaciar Spegazzini. (02.01.2023) Recuperado de: glaciarium.com/es/2022/12/22/glaciar-spegazzini
7. Giacchino A.(1996) Breve biografía del botánico Carlos Luis Spegazzini (1838-1926)
8. GLIMS and NSIDC (2005, updated 2018): Global Land Ice Measurements from Space glacier database. Compiled and made available by the international GLIMS community and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, U.S.A. DOI:10.7265/N5V98602
9. Rabatel, A., Dedieu, J., Thibert, E., Letréguilly, A. y Vincent, C., 2008. "25 years (1981-2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data". Journal of Glaciology, Vol. 54, No. 185.
10. Shrinidhi, A. y Kabindra, J., 2012. "Remote Sensing of Cryosphere". Mississippi State

- University. DOI: 10.5772/35194. USA
11. QGIS Development Team, (2023). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project
 12. SNAP - ESA Sentinel Application Platform (Version 9), Recuperado de: <http://step.esa.int>
 13. Rivera, A., F. Bown, F. Napoleoni, C. Muñoz & M. Vuille (2016), Balance de masa glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.
 14. Pilato, G., Ortone, A., Barrios, A., Saavedra, S., Macote, E. (2022). Tecnología espacial aplicada a glaciares patagónicos y su comportamiento como indicadores ambientales. *Revista Cartográfica*, 104, pp. 133-163. Artículos ISSN (impresa) 0080-2085 | ISSN (en línea) 2663-3981. DOI: <https://doi.org/10.35424/rcarto.i104.1049>
 15. Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and Climate Change*. CRC Press.
 16. Rabatel, A., Dedieu, J., Thibert, E., Letréguilly, A. & Vincent, C., (2008). 25 years (1981-2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology*, 54 (185), 307-314 <https://doi.org/10.3189/002214308784886063>
 17. Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*, 3rd ed.; Pergamon: Oxford.
 18. Racoviteanu, A., Williams, M., & Barry, R. (2008). Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya. *Sensors* 2008, 8 (5), 3355-3383. <https://doi.org/10.3390/s8053355>
 19. Rau, F., Braun, M., Friedrich, M., Weber, F., Gossmann, H. (2000). Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. *Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow*, 16-17 junio Dresden/FRG
 20. Hancock, G. R., Martinez, C., Evans, K. G., & Moliere, D. R. (2006). A comparison of SRTM and high-resolution digital elevation models and their use in catchment geomorphology and hydrology: Australian examples. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(11), 1394–1412. doi:10.1002/esp.1335
 21. Jarvis A., HI Reuter, A. Nelson, E. Guevara, 2008, Hole-filled seamless SRTM data V4, Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT)
 22. Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., & Lin, Z. (2008). Comparison of new and existing global digital elevation models: ASTER G-DEM and SRTM-3. *Geophysical Research Letters*, 35(17).
 23. Jet Propulsion Laboratory (2001). *ASTER Higher-Level Product User Guide (Version 2)*, Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer.
 24. Hawker, L., Neal, J., & Bates, P. (2019). Accuracy assessment of the TanDEM-X 90 Digital Elevation Model for selected floodplain sites. *Remote Sensing of Environment*, 232, 111319. doi:10.1016/j.rse.2019.111319
 25. The Shuttle Radar Topography Mission (2015). *Collection User Guide*. Recuperado de https://lpdaac.usgs.gov/documents/179/SRTM_User_Guide_V3.pdf
 26. USGS LP DAAC. (2017). *AST14 User Guide (Version 3)*. Recuperado de https://lpdaac.usgs.gov/documents/80/AST14_User_Guide_V3.pdf?_ga=2.183679075.495737252.1675941414-1117028534.1674042904 (p. 27)
 27. TanDEM-X Ground Segment - Dem Product Specification Document(2013). Recuperado de [TD-GS-PS-0021_DEM-Product-Specification_v3.1.pdf](https://td-gs-ps-0021-dem-product-specification_v3.1.pdf)
 28. Skvarca, P., Naruse, R. and De Angelis, H. 2004 Recent thickening trend of Glaciar Perito Moreno, southern Patagonia. *Bull. Glaciol. Res.*, 21, 21–45. Google Scholar