

TECNOLOGÍA ESPACIAL APLICADA A GLACIARES PATAGÓNICOS Y SU COMPORTAMIENTO COMO INDICADORES AMBIENTALES

Pilato, Guido Luis ², Ortone Lois, Ailin Sol ^{1,2}, Barrios, Abril ³, Macote Yparraguirre, Erick ², Saavedra, Solange ⁴

¹ Centro de Sensores Remotos – Fuerza Aérea Argentina.
Belisario Roldán 4511, 1425, CABA
ailin.ortone@gmail.com

² Universidad Tecnológica Nacional – Facultad Regional Haedo.
Paris 532, 1706 Haedo, Buenos Aires

³ Universidad de Buenos Aires – Facultad de Agronomía.
Av. San Martín 4453, 1417, CABA

⁴ Universidad Nacional de Luján.
Ruta 5 y Avenida Constitución - (6700) Luján, Buenos Aires

RESUMEN

El presente estudio contempla un análisis multitemporal con imágenes satelitales y datos meteorológicos de un grupo de glaciares denominados Glaciares Escondidos, ubicados al suroeste del Campo de Hielo Patagónico Sur. Compuesto por los glaciares Dickson, Cubo o Gorra y Frías, ha sufrido un marcado retroceso de sus frentes que se aceleró en los últimos 35 años. La alimentación de los glaciares Dickson y Frías se hacía originalmente por una sola corriente de hielo y solían actuar como diques naturales, evitando el flujo del agua entre el Lago Frías y el Lago Dickson. Debido a la pérdida de masa y el retroceso de sus frentes, las aguas que recorrían más de 250 km atravesando por completo la árida llanura de la Patagonia para desembocar en el Océano Atlántico, hoy lo hacen hacia el Océano Pacífico navegando las aguas de los fiordos chilenos que fluyen hacia el oeste. Se observan formaciones de lagos proglaciarios, un aumento en la velocidad de retroceso y una elevada velocidad de flujo del hielo, las cuales fueron estimadas con mediciones multitemporales y la técnica de offset tracking con imágenes radar. Asimismo, se presentan análisis de balances de masa sobre estos tres glaciares de los últimos 20 años, utilizando el método geodésico.

INTRODUCCIÓN Y ZONA DE ESTUDIO

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 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].

La velocidad de los glaciares es importante para muchos aspectos de la glaciología. Uno de ellos está relacionado con los cambios en la morfología y su relación con la estabilidad de los mismos. La masa de hielo y nieve depositada en el área de acumulación se transporta hacia el área de ablación debido a la fuerza gravitacional que provoca deformación y deslizamiento. Un cambio en esta velocidad puede indicar inestabilidad, y por lo tanto, monitorear estos cambios en conjunto con el estudio del balance de masa a lo largo del tiempo es fundamental para identificar potenciales peligros para las poblaciones surgidos de glaciares inestables. Al mismo tiempo comprender su dinámica en un

contexto de cambio global es clave para acercar una valoración de los glaciares como recurso hídrico fundamental para el sostenimiento de los ecosistemas derivados de ellos, ya que el movimiento de los glaciares también es importante por el transporte de material y erosión del paisaje [2].

En el presente estudio se trabajó con datos de altimetría láser y modelos digitales de elevación para determinar los cambios en la elevación en la superficie, series de datos meteorológicos para el análisis multitemporal y técnicas de interferometría SAR para determinar las velocidades de flujo.

El 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 HCP 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[3].

El área de estudio comprende la zona SE del HCP, abarcando la parte sur del Parque Nacional Los Glaciares y áreas aledañas. Allí se encuentran el Glaciar Frías o Grande, el Glaciar Cono o Gorra y el Glaciar Dickson del lado chileno, también

denominados en su conjunto como Glaciares Escondidos (Fig. 1).

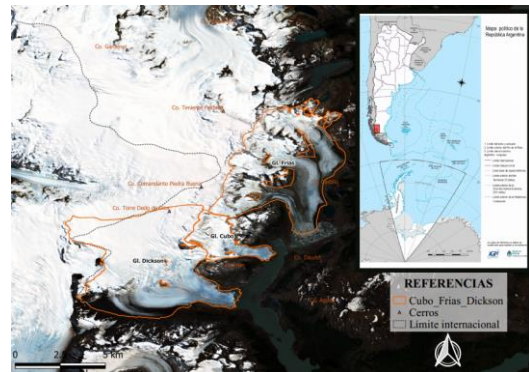


Fig. 1. Área de estudio: en naranja se encuentra marcada la ubicación del grupo de glaciares en la provincia de Santa Cruz, al sur del Parque Nacional Los Glaciares en la Patagonia Argentina.

ANÁLISIS DE RETROCESO

Se muestran mediciones de retroceso entre el año 1965 y la actualidad [3], lo cual se puede visualizar en la Figura 2. Para ello se realizó una búsqueda de imágenes ópticas de la zona de estudio, preferentemente de la época estival y con la menor cobertura de nubes y nieve posible para identificar de forma precisa las áreas de ablación y acumulación de los glaciares.

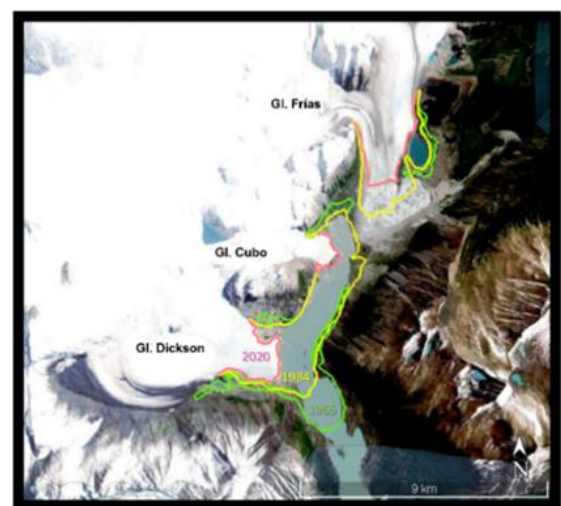


Fig. 2. Están marcados los frentes de estos glaciares en los años 1965, 1984 y 2020.

Desde el primer año de medición, este conjunto de glaciares indica un retroceso lineal positivo de sus frentes, con algunas épocas más aceleradas como entre los años 1981 y 1985, y entre 2016 y 2019 (Fig. 3). Los datos fueron extraídos de las mediciones que se detallan en la Tabla 1.

Tabla 1. Retroceso del área en km² de los tres glaciares entre los años 1965 y 2020 según las mediciones realizadas en los años de disponibilidad de imágenes. Tasa de retroceso en km² por año.

Años	Sensor (resolución)	Medición (km ²)	Vel (km ² /año)
1965	aérea	0,0000	0,0000
1979	mss (60 m)	1,9470	0,1391
1984	tm (30 m)	4,7730	0,5652
1986	tm (30 m)	4,8783	0,0527
1998	tm (30 m)	8,1963	0,2765
2000	etm+ (30m)	9,0933	0,4485
2005	tm (30 m)	10,3843	0,2582
2006	etm+ y tm (30m)	10,7990	0,4147
2008	etm+ y tm (30m)	11,1567	0,1789
2009	etm+ (30m)	11,3840	0,2273
2010	etm+ (30m)	11,8098	0,4258
2011	etm+ (30m)	11,8715	0,0617
2012	etm+ (30m)	11,9292	0,0577
2013	etm+ (30m)	12,1001	0,1709
2014	etm+ (30m)	12,4643	0,3642
2015	s2 msi (10 m)	12,4175	-0,0468
2016	s2 msi (10 m)	12,6714	0,2539
2017	s2 msi (10 m)	13,9562	1,2848
2018	s2 msi (10 m)	14,8368	0,8806
2019	s2 msi (10 m)	15,1429	0,3061
2020	s2 msi (10 m)	15,2773	0,1344

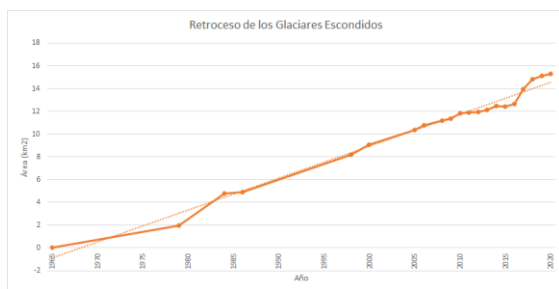


Fig. 3. Retroceso superficial de los Glaciares Escondidos entre 1965 y 2020 medido en km²

ANÁLISIS DE VELOCIDAD DEL FLUJO DE HIELO

La velocidad de los glaciares es una parte vital del monitoreo de los glaciares y la comprensión de la dinámica del sistema glaciar, así como su contribución al nivel global del mar. Los datos satelitales son una herramienta perfecta para monitorear la

velocidad de los glaciares en grandes áreas. Se utilizan comúnmente dos métodos para derivar la velocidad del flujo de hielo a partir de los datos del satélite: interferometría SAR y seguimiento de características entre adquisiciones consecutivas.

En esta investigación, para obtener un resultado que indique cómo el glaciar actúa en relación a su contexto, se observa su velocidad de desplazamiento a través de la técnica de Offset tracking. El módulo de offset tracking busca patrones coincidentes en ambas imágenes dentro de un área determinada; la imagen a tiempo t se compara con la correspondiente imagen al cabo de un cierto intervalo de tiempo Δt y se calcula el valor de la correlación cruzada normalizada. Se asume que el desplazamiento medio del hielo corresponde al vector definido por la posición con máxima correlación.

Se utilizaron imágenes Sentinel 1A de febrero del 2020 con 12 días como máximo de diferencia temporal, las cuales fueron corregidas a nivel orbital, calibradas y corregistradas (Tabla 2). Los vectores de la órbita proporcionados en los metadatos de un producto de SAR generalmente no son precisos y pueden refinarse con los archivos de órbita precisos que están disponibles entre días a semanas después de la generación del producto. El archivo de órbita proporciona información precisa sobre la posición y la velocidad del satélite. Se tomó como base de corrección el DEM SRTM de 1 arcsec de manera de alinear los sub-píxeles de cada imagen y aproximar los corrimientos entre ellas, logrando una corrección más precisa. Para ello, se definen puntos en común entre las imágenes master/slave en ambas direcciones de acimut y rango, para luego computar su velocidad de movimiento mediante correlación. Se estima entonces el polinomio de corrección, se interpolan las velocidades y se resamplea la geometría de la imagen slave a la master. Si el corrimiento excede el máximo establecido

por el usuario, el punto queda marcado como un *outlier* [4].

Tabla 2. Imágenes De radar de apertura sintética utilizadas.

Tipo de producto	Fecha de adquisición	Diferencia temporal
S1A_IW_GRDH	21/02/2020	12 días
S1A_IW_GRDH	09/02/2020	
S1A_IW_GRDH	26/03/2017	6 días
S1A_IW_GRDH	20/03/2017	

Con el objetivo de analizar únicamente los píxeles correspondientes al hielo de ablación, se aplica una máscara para cada glaciar que delimite el área de estudio y, a su vez, nos permita acortar los tiempos de procesamiento (Fig. 4). Los límites de las máscaras se toman sobre las zonas de ablación de los glaciares y alrededores.

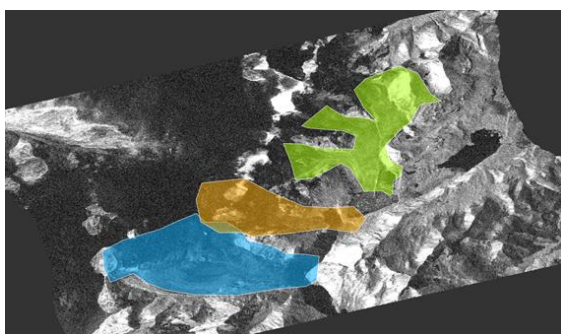


Fig.4. Límites de los tres glaciares de estudio sobre la imagen de amplitud de polarización VH.

RESULTADOS DE VELOCIDAD DE FLUJO DE HIELO

Las velocidades de flujo diarias de los glaciares Frías y Dickson corresponden a 0.8 m/d y 2.4 m/d [5]. Siendo que no se encontraron datos de velocidad de flujo para el glaciar Cubo, se consideró una velocidad máxima de 1 m/d (Fig. 5 y 6).

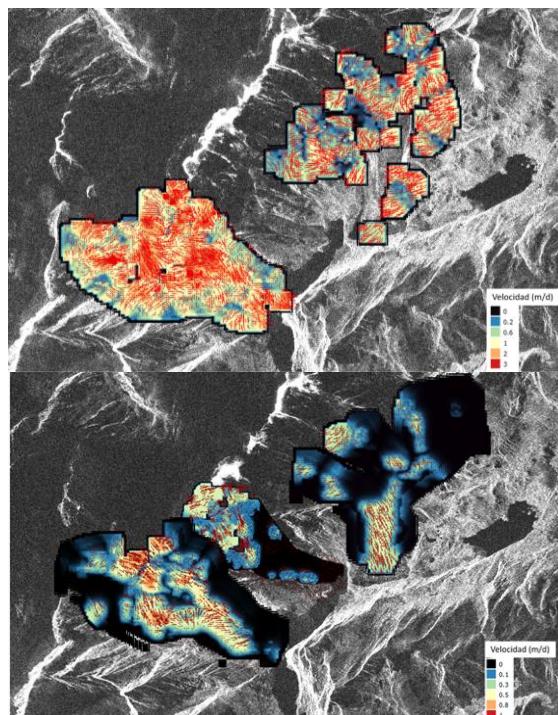


Fig 5. Velocidad de desplazamiento de flujo para el período 20-26 de marzo de 2017 (arriba) y 9-21 de febrero de 2020 (abajo) en metros por día.

Las velocidades de flujo alcanzadas para el período del 2017 son mayores al 2020. La precisión obtenida es a nivel subpíxel [6].

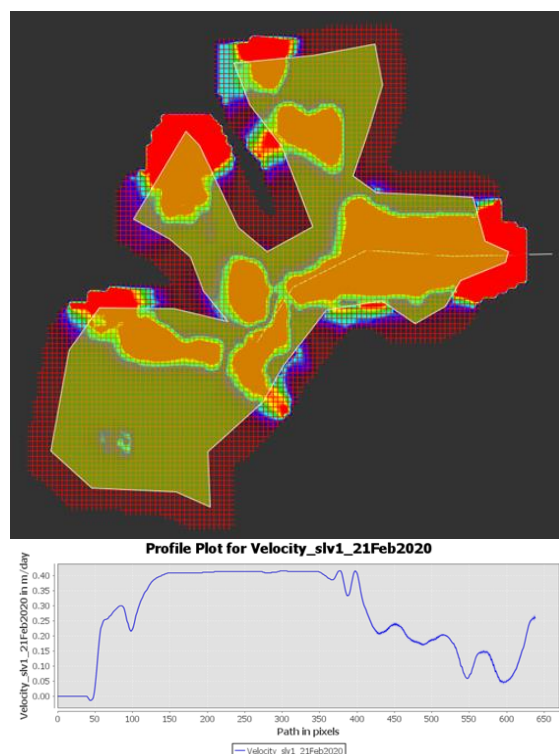


Fig. 6. Perfil de velocidades sobre el Frías

BALANCE DE MASAS

Datos y Metodología.

En ausencia de mediciones directas de campo, el balance de masas puede ser estimado usando un método indirecto (geodetic method en inglés) el cual consiste en medir cambios de elevación en el tiempo ($\delta h/\delta t$) de varios DEMs representados sobre la superficie del glaciar. [7]

Se determina a partir de la medición de los cambios volumétricos que experimenta un glaciar obtenidos a partir de la diferencia de elevación y densidad de un glaciar en dos momentos determinados [8], donde los cambios de volumen se obtienen restando directamente los dos DEM de distinta fecha. Antes de sustraer dos DEM, es crítico que estén corregidos para asegurar que el cambio de altitud se calcule para puntos del terreno correspondientes. A pesar de un buen corrección, pueden permanecer sesgos debidos a la estrategia de adquisición [9] o a la creación del DEM [10]. Para la diferenciación de DEM, se recomienda un periodo de al menos cinco años entre los DEM, para evitar fluctuaciones estacionales y de pequeña escala.

Polígonos glaciares.

Los contornos de los glaciares de la cuenca del Glaciar frías, Cubo y Dickson se obtuvieron de GLIMS con las modificaciones incorporadas por Herreid y Pellicciotti [11]. Debido a que el balance de masa glaciar debe tener en cuenta el cambio de área durante el período estudiado [12], estos contornos fueron posteriormente modificados manualmente para adaptarlos al área cubierta en cada fecha de estudio. Se ajustaron parámetros manualmente en base a imágenes ópticas, ya que esta discrepancia puede sesgar el cálculo del cambio de área cuando se comparan con esquemas.

En consecuencia, los contornos de los glaciares se mapearon utilizando imágenes ópticas LANDSAT y Sentinel 2 sin nubes para los años 2000, 2009, 2011 y 2019, ayudados por mapas de acumulación de

flujo (r.flow) y se eliminaron las áreas mal clasificadas, como lagos proglaciares y rocas, de forma manual. Para identificar las regiones glaciadas, se utilizó un índice NDSI para identificar los contornos de los glaciares, con valor umbral para 0.8. La superficie final se calcula en la proyección UTM 18S.

Problemas de compatibilidad con otros conjuntos de datos de altura.

Para un procesamiento conjunto con otros datos de altura, la compatibilidad de la referencia horizontal y vertical debe estar asegurada, de lo contrario, podrían aparecer desplazamientos posicionales y / o verticales con una magnitud hasta el rango decámetro.

La altura elipsoidal es la distancia medida a lo largo de la normal de un elipsoide de referencia al punto en la superficie de la Tierra. El datum vertical del conjunto de datos DEM TanDEM-X 90m es el elipsoide WGS84, por lo tanto, los valores de altura dados por los conjuntos de datos DEM TanDEM-X 90m son alturas por encima del elipsoide o alturas elipsoidales.

La altura ortométrica es la distancia a lo largo de la línea gruesa desde un punto de la superficie hasta un geoide de referencia. El geoide es una superficie basada en el potencial de gravedad y derivada de las mediciones de la gravedad, pero se requieren suposiciones sobre la distribución de la densidad de masa de la Tierra. El nivel medio del mar (MSL) se aproxima mejor al geoide. En este contexto, los valores de altura representados por otros conjuntos de datos de altura global/casi global disponibles gratuitamente (SRTM 1-arcsec, ASTER GDEM2, ALOS World 3D) están referenciados a un geoide en lugar de a un elipsoide, y sus valores de altura deben ser considerados alturas ortométricas. La relación entre altura elipsoidal y altura ortométrica viene dada por $h = (H + N)$ (Fig. 7).

El modelo de geoide utilizado para los conjuntos de datos de altura global / casi

global antes mencionados es el geode global EGM96. Si el espaciado de píxeles del DEM y el modelo de geode no es igual, se debe utilizar la interpolación bilineal para volver a muestrear las ondulaciones del geode. La conversión de altura elipsoidal a ortométrica o viceversa es matemática simple dada la fórmula anterior.

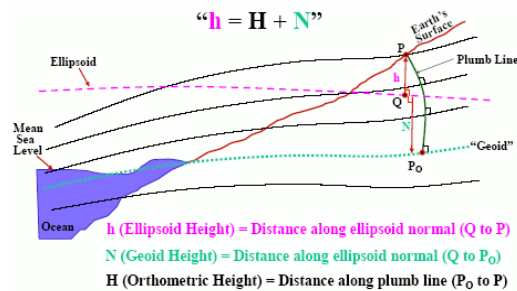


Fig. 7. Elipsoide Geode y alturas ortométricas. [13]

Calibración

Como se mencionó en el punto anterior, los problemas de compatibilidad con otros conjuntos de datos de altura pueden traer aparejado errores de desplazamiento horizontal/vertical entre ellos, donde el desplazamiento vertical sesgará el balance de masa. Cuando dos DEMs se desplazan horizontalmente, la diferencia de elevación es grande y está claramente relacionada con el aspecto (acimut de la pendiente principal) del terreno [10]. Dado que los glaciares generalmente tienen una orientación determinada, sus cambios de elevación serían severamente sesgados si se extraen de los DEMs desplazados. Es por ello, que los DEM deben ajustarse primero horizontal y verticalmente [14].

Para resolverlo aplicamos un programa de código libre desarrollado por Etienne Berthier, donde se modelan ambos sesgos y se eliminan, para permitir una comparación imparcial de los DEMs de pares, en el área cubierta de hielo [9]. En este caso la idea es desplazar iterativamente de forma horizontal un DEM esclavo por incremento hasta que se alcance un mínimo de la desviación estándar de la diferencia (Fig. 8).

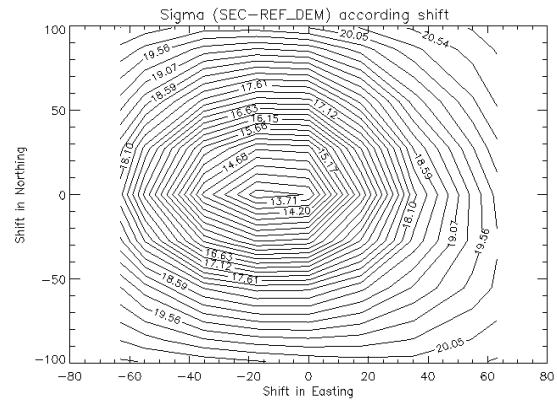


Fig. 8. Gráfico asociado a la corrección de la Imagen ASTER (2019) – SRTM (en formato PostScript) donde se ilustran los pasos sucesivos de la minimización.

Se utilizaron DEMs ASTER y SRTM, correspondientes a las fechas 2019, 2009 y 2000, así como también un DEM interpolado basado en una distribución de puntos ICESat, el cual se utilizó para suplantar algunos lugares donde la imagen ASTER 2019 no poseía información debido a nubes.

El balance de masa representa la pérdida o ganancia de masa del glaciar (en equivalente de agua) en un período determinado (Lliboutry, 1956), donde se busca comparar dos DEMs de fechas espaciadas al menos 5 años para su determinación, que en nuestro caso, es a través del método geodésico. Se determinaron las características del glaciar tales como extensión de hielo, posición y altitud de la línea de nieve (ALN) en diferentes períodos, buscando su relación con la línea de equilibrio o línea de visión (ELA) en cada uno de los MDE elaborados (separación de las zonas de ablación y acumulación).

En este trabajo se aplicaron tres metodologías distintas para la determinación del ELA y el AAR con el fin de observar sus resultados y determinar cuál proceso resulta mejor. Por un lado, se implementó el código abierto redactado en Python [15], la segunda metodología fue mediante la observación en las imágenes satelitales, donde las líneas de nieve se asemejan con las líneas de visión, y

corresponderá a la ELA. El tercer proceso aplicado consistió en enmascarar el área y realizar una clasificación supervisada de los hielos, observando la separabilidad entre ellos.

Este dato es sumamente relevante en la perspectiva de analizar cambios interanuales del balance de masa y su vinculación a cambios en la meteorología local, regional y circulación atmosférica general. Al intersectar la ELA con la superficie del glaciar, puede determinarse el denominado AAR para el año hidrológico en cuestión. Habitualmente, existe una estrecha relación entre el AAR y el balance de masa resultante, donde:

Tabla 3. Relación entre AAR y el Balance de masa [16].

	% área	bn
AAR	< 0.7	< 0
	~ 0.7	= 0
	> 0.7	= 0

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 [17]. La altitud de la línea de equilibrio (ELA) de la mayoría de los glaciares ubicados entre 900 y 1200 m.s.n.m. posee un coeficiente de área de acumulación promedio (AAR) de 0.68 para los 48 glaciares principales del SPI [18].

Una vez identificada la línea de nieve se procedió a calcular la diferencia de espesor producida en la zona sobre y bajo la línea de nieve, en base a los DEMs disponibles. Para esto, se procedió a calcular el volumen entre dos DEMs para cada período en cuestión (2019/2009 y 2009/2000) mediante la ecuación (1):

$$[\Sigma (Z-Z') * X * Y] \quad (1)$$

Para obtener el balance de masa en equivalente 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 [19]. En el caso de la nieve se optó por usar un promedio, dado la dificultad de realizar mediciones directas, en 400 kg/m^3 .

RESULTADOS DEL BALANCE DE MASAS

La altitud promedio de los puntos tomados en la línea de nieve (Fig. 9) en el Glaciar Frías es de 1283 msnm para 2019, a diferencia de los 1176 msnm medidos para el 2000. De igual manera sucede con el glaciar Dickson, donde se obtuvo 1212 msnm para 2019, a diferencia de los 1120msnm medidos para el 2000. El glaciar Cubo ha tenido un cambio importante en este sentido, donde su variación fue aún más considerable, siendo de 1210 msnm para 2019, comparado con los 946 msnm medidos para el año 2000.

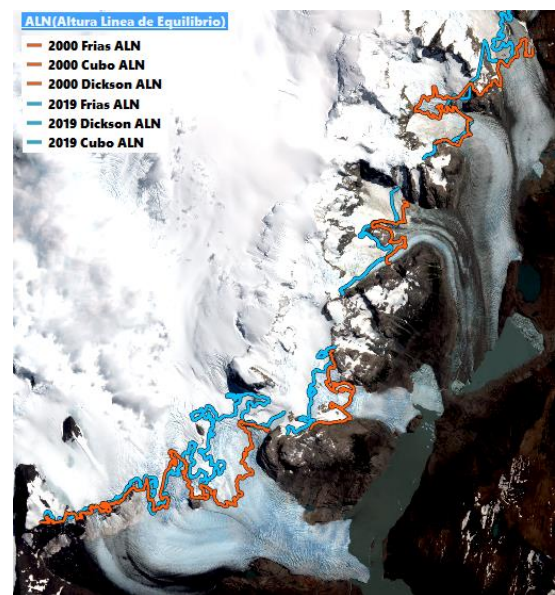


Fig. 9. Altitud de la línea de nieve en Glaciares Escondidos.

Según se observa en la Tabla 4, ocurre una disminución del área total entre los períodos estudiados, con una redistribución de superficies entre la zona de ablación y acumulación, debido al movimiento ascendente en altura de la ALN vista anteriormente. Hay una relación directa entre el AAR y la variación del área,

así como también la velocidad con la que retrocede pudiéndose observar esto en el caso de los glaciares Frías y Dickson por estar debajo de los 0,7 AAR teóricos.

Tabla 4. Variación de Área y AAR (relación entre el área de acumulación y el total)

Glaciar	2000			2011			2019		
	Dickson	Cubo	Frías	Dickson	Cubo	Frías	Dickson	Cubo	Frías
Area (km2)	61,838	10,502	50,4094	58,4746	10,173	46,8925	56,9748	9,6716	40,9771
AAR	0,59	0,73	0,53	0,6	0,77	0,531	0,58	0,66	0,56

El balance de masas de los Glaciares Escondidos medidos a partir de tres Modelos Digitales de Elevación es negativo para los últimos 19 años, como puede verse en la Fig. 10. Esta tendencia se corrobora con distintas mediciones de retroceso realizadas en imágenes Landsat y sentinel de distintos años, sobre la morrena central del glaciar [3].

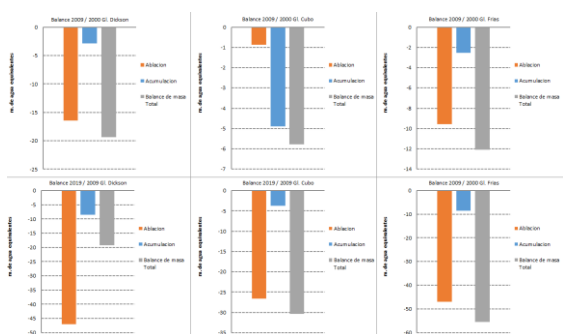


Fig. 10. Balance de masas entre los años 2019/2009 y 2009/2000.

DATOS ALTIMÉTRICOS

Como complemento del presente trabajo se realiza un acercamiento a la estimación de retrocesos multitemporales a través del estudio de alturas sobre la superficie del área glaciar. Para esto se accedió a datos de altimetría láser de las misiones ICESat e ICESat-2.

La altimetría láser de imágenes compete con el método de interferometría SAR (radar de apertura sintética), siendo ésta una medición directa que genera puntos tridimensionales y requiere un menor esfuerzo manual para el procesamiento de datos. En este estudio, se obtuvieron 358 puntos del instrumento GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) y ATLAS

(Advanced Topographic Laser Altimeter System) a bordo del satélite ICESat y ICESat-2 respectivamente, descargados del Centro Nacional de Datos de Hielo y Nieve (NSIDC). Los productos disponibles para el período 2003-2009 y 2018 a la actualidad, son denominados Global Land Surface Altimetry Data y Advanced Topographic Láser, los cuales fueron pre-procesados y filtrados usando una máscara, ordenándolos según disponibilidad de fechas. Los datos obtenidos de estos instrumentos son distribuidos en formato binario, por lo que, para su procesamiento fueron convertidos a ASCII con la herramienta *Altimetry elevation extractor Tool* (NGAT), provista por el NSIDC GLAS.

Tomando puntos de referencia sobre la superficie de cada glaciar (Fig. 10) y siguiendo la órbita realizada por el satélite ICESat, se observó la diferencia de elevación entre los años 2000 y 2019 trazando perfiles topográficos. Para esto se usaron los datos obtenidos por el instrumento GLAS, y los Modelos digitales de elevación antes descritos (ASTER, SRTM, TANDEM X y ALOS PALSAR).

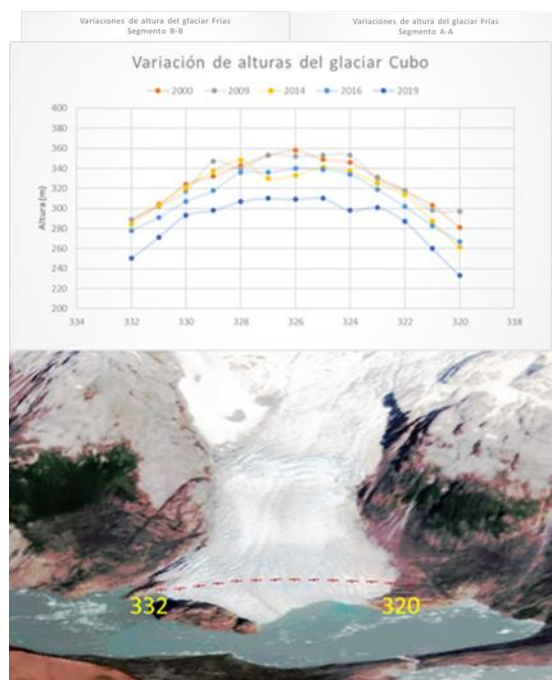
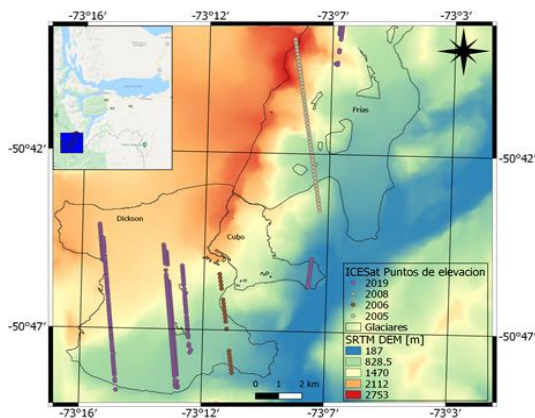


Fig. 10. Puntos de control de alturas de los satélites ICESat sobre los tres glaciares.

Los gráficos muestran la variación de altura para cada punto de control, las líneas punteadas corresponden a los segmentos donde fueron tomados estos datos, los cuales se plasmaron en un mapa (Fig. 11).

Puede observarse que existe una disminución de la elevación en todo el perfil a lo largo de los años, tendencia que se repite para los tres casos y segmentos tomados.



PRODUCTOS ICESat

ICESat (Ice, Cloud and land Elevation Satellite)

La misión ICESat (20 de febrero de 2003 al 11 de octubre de 2009) proporcionó los datos de elevación de varios años necesarios para determinar el balance de masa de la capa de hielo, así como información sobre las propiedades de las nubes [20]. Está conformada por el instrumento del sistema de altímetro láser de geociencia (GLAS - Geoscience Laser Altimeter System). Proporciona mediciones globales de la capa de hielo polar para identificar cambios en el volumen de éste a lo largo del tiempo. La cobertura del producto ICESat/GLAS es global, entre 86°N y 86°S. Los datos de elevación son relativos al elipsoide WGS84 y al geoide EGM96. En cuanto a la resolución espacial, en la Tierra las huellas del láser tienen un

diámetro de 70 metros y están espaciadas a 170 metros de centro a centro de cada huella [20]. En la mayoría de las capas de hielo la precisión es de 15 cm, afectada por la rugosidad y pendiente de la superficie. Los cambios en la elevación del hielo de menos de 1 cm se detectarán promediando las diferencias de elevación observadas en muchos puntos en regiones seleccionadas de las capas de hielo. En regiones de baja pendiente la precisión vertical de las mediciones será mejor que 1 metro y en regiones de alta pendiente, hasta de 10 metros [20].

ICESat 2 (Ice, Cloud and land Elevation Satellite 2)

La misión ICESat-2 (octubre 2018 - actualidad) recopila datos altimétricos de la superficie de la Tierra, por encima del elipsoide WGS84 (marco de referencia ITRF2014). Está conformado por un único instrumento, el sistema de altímetro láser topográfico avanzado (ATLAS - Advanced Topographic Laser Altimeter System), que mide el cambio de elevación de la capa de hielo y el espesor del hielo marino, al tiempo que genera una estimación de la biomasa de la vegetación [21]. El ICESat-2 continúa las observaciones iniciadas por el ICESat en 2003.

Este instrumento provee una serie de productos que se dividen en niveles según los datos que recopilan, siendo los de primer nivel aquellos productos que contienen información sobre la que basarán los productos de niveles superiores. Es así que los ATL01 y 02 corresponden al nivel más básico de procesamiento y ATL03 combina estos últimos para generar las alturas elipsoidales geolocalizadas de cada evento de fotón en las cuales se basarán los productos de niveles superiores. ATL06 proporciona alturas elipsoidales de hielo terrestre y ATL08 la altura elipsoidal terrestre y las métricas para la altura de la vegetación. En este trabajo se han utilizado los datos de altura generados por ATL08 ya que no se han encontrado puntos de ATL06

sobre los glaciares en estudio y en la fecha determinada (época estival, de diciembre a abril). La exactitud geoespacial de los datos GLA14 y ATL08 en cada *footprint* es del orden de los 5 metros horizontales y 10 centímetros verticales para pendientes inferiores a 1°, siendo en este caso el punto patrón, ya que es el que menor margen de error acusa [22].

El modo de adquisición del ATLAS es diferente al GLAS, a bordo de la misión ICESat. Los instrumentos ICESat 2 y ATLAS utilizan un lidar de conteo de fotones y sistemas auxiliares como GPS y cámaras estrella para medir el tiempo que tarda un fotón en viajar desde el instrumento hasta la Tierra y volver y así determinar la latitud y longitud del fotón [23]. El satélite tiene un ciclo de repetición de 91 días y produce un pulso láser cada 0.7 m a lo largo de la pista que iluminan un área aproximadamente circular de 14 m de diámetro [23].

METEOROLOGÍA DE LA ZONA

Se utilizaron datos de temperaturas mínimas y máximas promedio y precipitaciones anuales del portal del proyecto *Predicción de los recursos energéticos mundiales* (POWER por sus siglas en inglés) que se inició para mejorar el conjunto de datos de energía renovable actual y crear nuevos conjuntos de datos a partir de nuevos sistemas de satélites [31]. El proyecto POWER se dirige a tres comunidades de usuarios: (1) Energía renovable, (2) Edificios sostenibles y (3) Agroclimatología. Los datos corresponden a temperaturas mínimas y máximas anuales promediadas, al promedio de precipitaciones invernales (entre mayo y agosto) de los años con datos disponibles (1981 - 2019). Estas tendencias se pueden ver gráficamente en las Figuras 12 y 13. Los parámetros meteorológicos de POWER Versión 8, se basan en el modelo de asimilación de la Oficina de Asimilación y Modelado Global de Goddard (GMAO por sus siglas en inglés), y el Análisis

Retrospectivo de la Era Moderna para Investigación y Aplicaciones (MERRA-2 por sus siglas en inglés), una nueva versión de los Datos del Sistema de Observación de la Tierra Goddard de la NASA [24] [25] [26] [27] [28]. Cada uno de los parámetros se obtiene directamente o se calcula utilizando parámetros meteorológicos tomados del modelo de asimilación MERRA-2 de la NASA. El modelo busca asimilar y optimizar datos de observación y estimaciones de modelos de variables atmosféricas. Los tipos de observaciones utilizadas en el análisis incluyen: (1) observaciones de la superficie terrestre de la presión superficial; (2) observaciones de la superficie del océano de la presión y los vientos a nivel del mar; (3) vientos a nivel del mar inferidos de los retornos de retrodispersión de radares espaciales; (4) datos convencionales en altitud de las sondas de lluvia (por ejemplo, altura, temperatura, viento y humedad); (5) fuentes adicionales de datos en altitud incluyen sondas de caída, globos piloto y vientos de aeronaves; y (6) información de teledetección de satélites (por ejemplo, perfiles de altura y humedad, agua total perceptible y vientos vectoriales de movimiento de nubes de un solo nivel obtenidos de imágenes de satélites geoestacionarios).

Asimismo, se extrajo del portal de la Dirección Meteorológica de Chile [32], información sobre las precipitaciones ocurridas durante el invierno en los últimos años suministrada por la estación meteorológica del Lago Dickson, cuya ubicación es la más cercana a la zona de Escondidos, ubicada a la rivera de este lago y con coordenadas -50.822777 latitud, -73.112500 longitud (Fig. 14).

También se utilizó información provista por el sistema de datos en línea Giovanni, desarrollado y mantenido por NASA GES DISC [33] (Fig. 15). El Centro de Servicios de Datos e Información (DISC) de Goddard Earth Sciences (GES) de la NASA es uno de los doce Centros de Datos de la Dirección de Misiones

Científicas (SMD) de la NASA que proporcionan datos, información y servicios de ciencias de la Tierra a científicos de investigación, científicos de aplicaciones, usuarios de aplicaciones y estudiantes. Esta información deriva de una combinación de datos satelitales. El Proyecto de Climatología de Precipitación Global (GPCP) es el componente de precipitación de un conjunto coordinado internacionalmente de (principalmente) productos globales basados en satélites que tratan con los ciclos del agua y la energía de la Tierra, bajo los auspicios del Experimento Global de Agua y Energía (GEWEX) Data y Panel de Evaluación (GDAP) del Programa Mundial de Investigación sobre el Clima. Las fuentes consisten en los archivos de órbita del Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I / SSMIS) del Programa Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) que utilizan el algoritmo Goddard PROFiling algorithm (GPROF) para computar las estimaciones de precipitación y calibrar los datos del registro de datos climáticos.

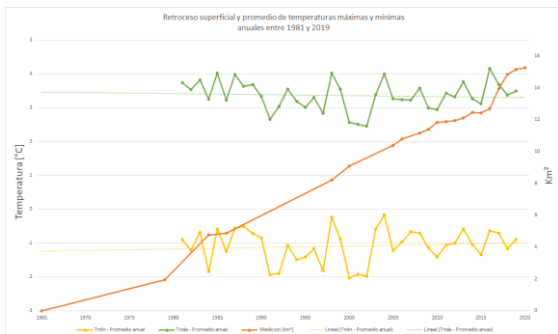


Fig. 12. Gráfico combinado del retroceso superficial entre los años 1965 y 2020 comparado con el promedio de temperaturas máximas y mínimas anuales entre los años 1981 y 2019. [29]

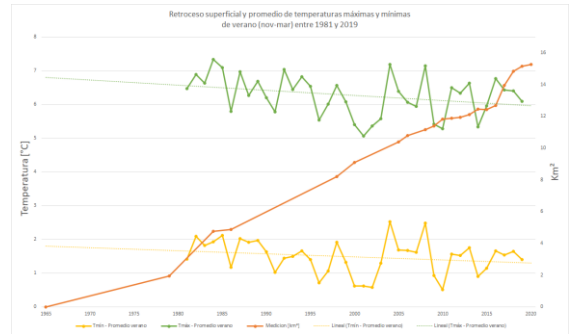


Fig. 13. Gráfico combinado del retroceso superficial entre los años 1965 y 2020 comparado con el promedio de temperaturas máximas y mínimas durante los meses de verano (ene-feb-mar-nov-dic) entre los años 1981 y 2019. [29]

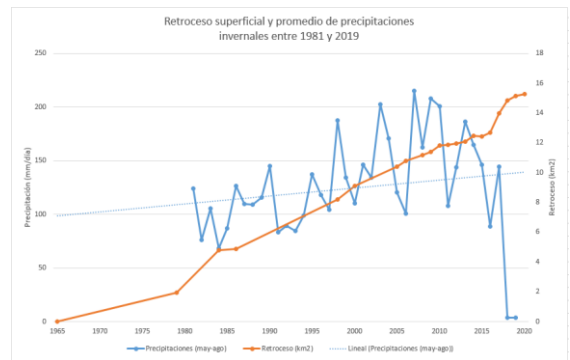


Fig. 14. Gráfico combinado del retroceso superficial entre los años 1965 y 2020 comparado con el promedio de precipitaciones invernales (may-jun-jul-ago) entre los años 1981 y 2019. [29]

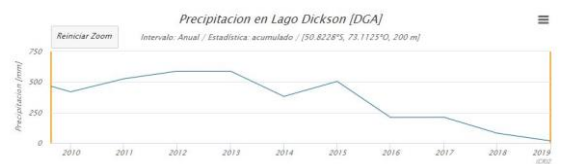


Fig. 15. Gráfico de precipitaciones promedio anuales tomadas en la estación meteorológica del Lago Dickson durante los años 2010 y 2019. Fuente: Dirección Meteorológica de Chile.

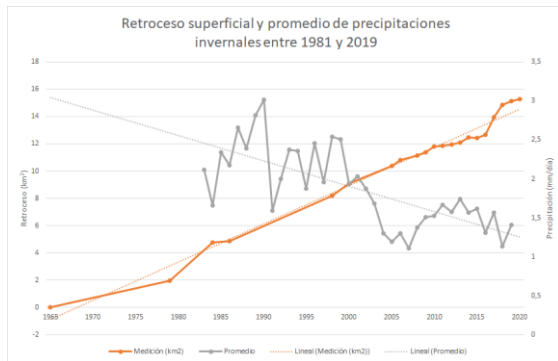


Fig. 15. Gráfico combinado del retroceso superficial medido en km^2 entre 1965 y 2020 comparado con las precipitaciones promedio durante los meses invernales (may-jun-jul-ago) entre los años 1981 y 2019. Fuente: Giovanni online data system.

CONCLUSIONES

Las técnicas de offset tracking, tracking de coherencia e interferometría SAR son complementarias para el estudio del movimiento glaciar. Definir una estrategia para el mapeo del flujo de un glaciar depende de su tamaño, orientación, y velocidad de flujo, la resolución espacial requerida y precisión, el tiempo computacional y la disponibilidad de datos radar. En general, una aproximación combinada de estas técnicas es la forma más eficiente de determinar el movimiento. Una gran ventaja del offset tracking es que puede ser empleado en zonas con baja coherencia, limitación para las demás técnicas. Además, puede medir el movimiento en ambas direcciones de azimut y rango, pero como desventaja no es tan preciso como la interferometría SAR [30]. Del análisis se puede concluir que la mayor velocidad de flujo de hielo para el año 2017 coincide con un período de mayor retroceso indicado en el gráfico de la Fig. 3.

La utilización de datos de altimetría láser en este tipo de estudios resulta adecuada debido a las grandes áreas que abarcan los glaciares sobre los cuales la toma de datos a campo lleva no solo mucho tiempo sino también elevados costos. El monitoreo de la dinámica de glaciares con los productos ICESat complementa la información y sirve como punto de

referencia o control al momento de elaborar los modelos digitales de elevación, ya que es una fuente confiable debido a su precisión, cuyos objetivos están relacionados directamente con la cuantificación del balance de masa de las capas de hielo terrestre, entre otros. A pesar de no contar con mayor distribución de puntos en el área, éstos fueron de gran ayuda para interpolarlos y generar un DEM para compensar zonas donde no se contaba con información.

Se pudo diferenciar la ubicación de la línea de nieve de fin del verano y su altura (ALN) límite inferior de la zona de acumulación y por ende donde empieza la zona de ablación. Respecto a la metodología de su obtención, resulta práctico realizar una clasificación supervisada de los hielos, observando la separabilidad entre ellos, aunque el apoyo en imágenes satelitales observando la separabilidad entre ablación y acumulación facilitan aún más el proceso. Es considerable la incertidumbre al estimar los límites de las zonas de ablación y acumulación que puedan surgir de la delimitación del polígono, aunque el método indirecto utilizado en el presente trabajo sirve como complemento para verificar futuros datos de terreno.

Se observa un leve aumento en la AAR del glaciar Frías, lo que podría indicar un comienzo en la desaceleración del retroceso en su área de ablación. Se espera que al montarse sobre tierra por completo este valor se incremente ligeramente. Inversamente, el glaciar Dickson continúa en franco retroceso. El glaciar Cubo ha aumentado significativamente su área de ablación, así como su AAR ha disminuido, lo cual es esperable y en consecuencia es posible que en los siguientes años su tasa de retroceso también aumente.

Hay dos períodos de mayor retroceso, un primero entre los años 1981 y 1985, y un segundo entre 2016 y 2019 (Fig. 3). Respecto a las temperaturas mínimas y máximas anuales se observa que a pesar de tener una tendencia negativa (disminución

de las temperaturas promedio en el tiempo), el retroceso glaciario continúa siendo positivo. En el segundo período se observa que un aumento en la temperatura a partir del 2014 podría provocar una aceleración en el retroceso a partir del año siguiente. No puede decirse lo mismo para el primer período ya que no se cuenta con datos anteriores a 1981. Esto sucede tanto para el promedio de las temperaturas máximas y mínimas anuales como estacionales. Respecto a las precipitaciones, se consideraron otras fuentes además de los datos del proyecto POWER - NASA, ya que se nota una marcada disminución de los valores de los últimos dos años que pueden ser producto de datos erróneos. Para ello se analizó la información suministrada por el sistema online de Giovanni y la estación meteorológica del Lago Dickson. Estos últimos muestran una tendencia negativa en los datos de precipitación, tanto para los meses invernales como para el promedio anual, al contrario de los datos del proyecto POWER - NASA y por tanto, se toman como válidos. No se observa una relación directa entre la caída de precipitación invernal y la aceleración del retroceso. En cambio, los datos de la estación meteorológica del Lago Dickson indican una disminución de las precipitaciones promedio anuales en la zona a partir del año 2015 de forma continua, lo que coincide con un retroceso acelerado. Estas diferencias pueden estar originadas debido a las distintas fuentes de datos para cada análisis, siendo la más confiable la información in situ. De aquí se concluye además, la necesidad de contar con estaciones meteorológicas situadas en las zonas de interés, siendo este área de tan variada climatología.

Utilizar técnicas combinadas y complementarias proporciona un marco amplio y confiable para analizar el presente y predecir los cambios a futuro. Contar con el acceso a ellas resulta fundamental para seguir generando información robusta que sirva de base para estudios próximos y

ayudar en una eficiente gestión de los recursos.

BIBLIOGRAFÍA

- [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] Heid, T. (2011) Deriving glacier surface velocities from repeat optical images. Department of Geosciences Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo.
- [3] Ailin Ortone, Abril Barrios, Erick Macote Yparraguirre, Guido Pilato, Jorge Gari. (2020). **Estudio multitemporal de la zona de Glaciares Escondidos con imágenes satelitales**.
- [4] Serco Italia SPA (2018). **Glacier Velocity with Sentinel-1- Peterman Glacier, Greenland**. <https://rus-copernicus.eu/portal/the-rus-library/learnby-yourself>
- [5] J. Mougnot E. Rignot. **Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984–2014**. (2015) <https://doi.org/10.1002/2014GL062661>
- [6] Fuente: forum.step.esa.int/t/offset-tracking-how-does-the-algorithm-operates/15365.
- [7] Gari Jorge, Ortone Lois Ailin, Fernandez Daniel, Macote Yparraguirre Erick Leonel, Cook Luisina, Pilato, Guido, Sedeño, Alicia(2016). **Estimación del balance de masas del Glaciar Upsala entre los Años 1985 y 2016**
- [8] Bamber, Jonathan & Rivera, Andrés. (2007). **A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination**. *Global and Planetary Change*. 59. 10.1016/j.gloplacha.2006.11.031.
- [9] Etienne Berthier, Yves Arnaud, Rajesh Kumar, Sarfaraz Ahmad, Patrick Wagnon, Pierre Chevallier. (2007). **Remote sensing**

estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh.

[10] Nuth, C. & Kääb, Andreas. (2011). **Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change.** The Cryosphere, Volume 5, Issue 1, 2011, pp.271-290. 5. 271-290. 10.5194/tc-5-271-2011.

[11] Herreid and Pellicciotti, Nature Geoscience, (2020)

[12] Rolstad, C., Haug, T., and Denby, B. (2009). **Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western svartisen ice cap, norway.** J. Glaciol. 55, 666–680. doi:10.3189/002214309789470950.

[13] Fuente: <https://vdatum.noaa.gov/docs/datums.html#geoid>

[14] Ethiene Berthier (2018), **DEM corregistration,**

<http://etienne.berthier.free.fr>

[15] Ramón Pellitero, Brice R. Rea, Matteo Spagnolo, Jostein Bakke, Susan Ivy-Ochs, Philip Hughes, Sven Lukas, Adriano Ribolini (2015). **A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes.** Computers & Geosciences Volumen 82, Pag. 55-62 <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>

[16] Rivera, A., F. Bown, F. Napoleoni, C. Muñoz y M. Vuille (2016), **Balance de masa glaciar.** Ediciones CECs, Valdivia, Chile.

[17] 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.

[18] Aniya, M., (1999): **Recent glacier variations of the Hielos Patagónicos, South America, and their contribution to sea-level change.** Arctic and Alpine Research, 31(2): 165–173.

[19] Oerlemans, J. (2001). **Glaciers and Climate Change.** Rotterdam, A. A. Balkema.

[20] Zwally, H. J. (2002). **ICESat: Ice, Cloud, and land Elevation Satellite.** NASA Goddard Space Flight Center.

[21] Smith, B., H. A. Fricker, A. Gardner, M. R. Siegfried, S. Adusumilli, B. M. Csathó, N. Holschuh, J. Nilsson, F. S. Paolo, and the ICESat-2 Science Team. (2020). **ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height, Version 3.** Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi:

<https://doi.org/10.5067/ATLAS/ATL06.003>.

[22] Ortone Lois, Ailin Sol, Pilato, Guido Luis, Gari Jorge Marcelo, Barrios Abril, Macote Yparraquirre Erick Leonel. (2020). **Dinámica del movimiento en los Glaciares Escondidos del CHPS.**

[23] Neumann, T. A., A. Brenner, D. Hancock, J. Robbins, J. Saba, K. Harbeck, A. Gibbons, J. Lee, S. B. Luthcke, T. Rebold (2020). **ATLAS/ICESat-2 L2A Global Geolocated Photon Data, Version 3.** Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/ATLAS/ATL03.003>.

[24] Rienecker, M.M., M.J. Suarez, R. Todling, J. Bacmeister, L. Takacs, H. C. Liu, W. Gu, M. Sienkiewicz, R.D. Koster, R. Gelaro, I. Stajner, and E. Nielsen, (2008). **The GEOS-5 Data Assimilation System - Documentation of Versions 5.0.1, 5.1.0, and 5.2.0.** Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation 104606, V27.

[25] Rienecker, Michele M., Max J. Suarez, Ronald Gelaro, and others, (2011). **MERRA: NASA’s Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications.** J. Climate, 24, 3624–3648, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00015.1

[26] Bosilovich, M. G., F. R. Robertson, L. Takacs, A. Molod, and D. Mocko (2016). **Atmospheric Water Balance and**

Variability in the MERRA-2 Reanalysis.

J. Clim. - Special MERRA-2 Collection,
doi: 10.1175/jcli-d-16-0338.1

[27] Molod, A., L. Takacs, M.J. Suarez, J. Bacmeister, I.S. Song, A. Eichmann, Y. Chang, (2011). **The GEOS-5 Atmospheric General Circulation Model: Mean Climate and Development from MERRA to Fortuna.** Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation 104606, v28.

[28] Molod, A., L. Takacs, M.J. Suarez, J. Bacmeister, (2015). **I. S. Song: Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model: evolution from MERRA to MERRA2;** Geosci. Model Dev., 8, 1339-1356 doi: 10.5194/gmd-8-1339-2015

[29] Fuente: <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>

[30] Tazio Strozzi, Adrian Luckman, Tavi Murray, Urs Wegmüller, and Charles L. Werner. (2002) **Glacier Motion Estimation Using SAR Offset-Tracking Procedures.** IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING, VOL. 40, NO. 11, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2014GL062661>

[31] **Proyecto POWER - NASA.** Extraído de: <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>

[32] Dirección General De Aeronáutica Civil Dirección Meteorológica de Chile - **Servicios Climáticos.** Extraído de: <http://explorador.cr2.cl/>

[33] **Giovanni online data system:** J. G. Acker and G. Leptoukh, "Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data", Eos, Trans. AGU, Vol. 88, No. 2 (9 January 2007), pages 14 and 17.