

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

MEMORIA DE TÍTULO

**SINERGIA ÓPTICO-MICROONDA ACTIVA COMO HERRAMIENTA PARA
LA DETERMINACIÓN DE VARIACIONES ESPACIALES DE DOS
GLACIARES DE LOS CAMPOS DE HIELO SUR DE LA PATAGONIA
CHILENA**

Pablo Tomás Paredes Berríos

Santiago, Chile

2020

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

MEMORIA DE TÍTULO

**SINERGIA ÓPTICO-MICROONDA ACTIVA COMO HERRAMIENTA PARA
LA DETERMINACIÓN DE VARIACIONES ESPACIALES DE DOS
GLACIARES DE LOS CAMPOS DE HIELO SUR DE LA PATAGONIA
CHILENA**

**ACTIVE MICROWAVE-OPTICAL SYNERGY AS A TOOL FOR
DETERMINING SPATIAL AND TEMPORAL VARIATIONS OF TWO
GLACIERS FROM THE SOUTHERN ICEFIELDS OF CHILEAN PATAGONIA**

Pablo Tomás Paredes Berríos

Santiago, Chile




2020

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

**SINERGIA ÓPTICO-MICROONDA ACTIVA COMO HERRAMIENTA PARA
LA DETERMINACIÓN DE VARIACIONES ESPACIALES DE DOS
GLACIARES DE LOS CAMPOS DE HIELO SUR DE LA PATAGONIA
CHILENA**

Memoria para optar al Título Profesional de:
Ingeniero en Recursos Naturales Renovables

Pablo Tomás Paredes Berríos

Profesor Guía	Calificaciones
Sr. Profesor Cristian Mattar B. Ingeniero en Recursos Naturales Renovables, M.S.c., Dr.	 7.0
Profesores Evaluadores	
Sr. Profesor Luis Morales S. Profesor de Ciencias Naturales y Física, Dr.	 7.0
Sra. Profesora Yasna Tapia F. Ingeniero en Alimentos, Dr,	 6.5

Santiago, Chile

2020

A mi madre

AGRADECIMIENTOS

Uno es, en esencia, las cosas que ha vivido y las personas que ha conocido a lo largo de su vida. Por esto quisiera agradecer a todas las personas que estuvieron presentes durante el desarrollo de esta memoria.

Primero que todo, agradecer a mi familia, quienes, pese a la distancia, siempre han estado para mí cada vez que lo necesité, y sin ellos hoy no sería quien soy. A mi padre Francisco Javier, por siempre motivarme a dar lo mejor de mí, y desde pequeño haberme transmitido el amor y pasión que siento hoy por la ciencia y el saber. A mis hermanas Catalina y Paola por ser la viva imagen de mi madre, y siempre transmitir el mismo amor, cariño y confianza con la que nuestra mamá nos crio. A mi hermano Francisco, por ser el mejor hermano y amigo que podría tener, y siempre estar a mi lado para compartir lo bueno y lo malo de la vida, en especial las ñoñerías que nos unen.

Quiero agradecer profundamente al profesor Cristian Mattar Bader por ser siempre comprometido, riguroso y responsable durante todo este proceso. Su profesionalismo ha sido una motivación para rendir un buen trabajo y sacar lo mejor de mí. También, agradecer al equipo del Laboratorio de Análisis de la Biósfera: Raquel, Eduardo y Jorge (mis LABmigrantes), por acompañarme en este proceso, por el tiempo compartido y la mutua ayuda que siempre estuvo disponible cuando fue necesaria.

Por otra parte, quiero mencionar a mis amigos de toda la vida: Tito, Carri, Benja, Chino, Yura, Subi, Gus, Alex, Felipe, Seba, Leighton, Pablo y Jorge. No podría pedir mejores amigos y hermanos. Pese a lo difícil que es vernos más seguido, siempre los llevo en mi corazón.

A su vez, quiero recordar a algunas de las personas que conocí en la universidad, quienes han hecho de esta etapa, la más maravillosa de mi vida hasta ahora. Fabián y Vicky, agradezco de corazón su compañía durante estos años, por siempre estar presente para compartir el cariño que nos tenemos y vivir nuevas aventuras. Y a mi gente del Olimpo, gracias por todas las risas, rabias, trabajos e idas al Duende que compartimos. Espero sigamos viviendo nuevas aventuras, porque los recuerdos que he compartido con ustedes me acompañarán siempre

Finalmente, quiero agradecer a mi Ayün, has sido un pilar indispensable durante este tiempo juntos. Gracias por el amor, las aventuras, los cariños, y las mañas que nos hemos soportado.

ÍNDICE

Índice.....	6
RESUMEN.....	8
ABSTRACT.....	9
INTRODUCCIÓN.....	10
Objetivo General.....	12
Objetivos Específicos.....	12
MATERIALES Y MÉTODOS.....	13
Área de Estudio.....	13
Materiales.....	14
Datos Satelitales de Sensores Pasivos.....	14
Datos Satelitales de Sensores Activos.....	14
Métodos.....	15
Objetivo 1: Estimar la variación espacial y temporal del frente de los glaciares utilizando imágenes de los espectros visible e infrarrojo.....	15
Objetivo 2: Estimar la velocidad del cambio espacial de la superficie de los glaciares utilizando imágenes del espectro de las microondas.....	16
RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	18
Objetivo 1: Estimar la variación espacial y temporal del frente de los glaciares utilizando imágenes de los espectros visible e infrarrojo.....	18
Estimación del desplazamiento del frente de los glaciares.....	18
Estimación de tasas de desplazamiento.....	21
Objetivo 2: Estimar la velocidad del cambio espacial y temporal de la superficie de los glaciares utilizando imágenes del espectro de las microondas.....	23
Estimación de la velocidad de desplazamiento superficial.....	23
DISCUSIÓN.....	29
CONCLUSIONES.....	30
BIBLIOGRAFÍA.....	31
ANEXOS.....	35
Anexo 1: Tabla resumen de las escenas seleccionadas para la delimitación de la línea de nieve de los glaciares Pío XI y O'Higgins.....	35
Anexo 2: Tabla resumen de las escenas seleccionadas para la estimación de la velocidad de desplazamiento superficial de los glaciares Pío XI y O'Higgins.....	36

Índice de cuadros

Cuadro 1. Estimación del desplazamiento medio de los frentes norte y sur del glaciar Pío XI. El avance o retroceso del glaciar se presenta con valores positivos o negativos, respectivamente.....	20
Cuadro 2. Estimación del desplazamiento medio del frente del glaciar O'Higgins. El avance o retroceso del frente del glaciar se representa con valores positivos o negativos, respectivamente.....	21

Índice de figuras

Figura 1. Lenguas de los glaciares Pío XI y O'Higgins. Fuente: Elaboración propia, 2020.....	13
Figura 2. Delimitación de las lenguas norte y sur del glaciar Pío XI.....	19
Figura 3. Delimitación de la lengua del glaciar O'Higgins.....	21
Figura 4. Tasas de desplazamiento por período, y líneas de tendencia de los frentes norte y sur del glaciar Pío XI.....	22
Figura 5. Tasas de desplazamiento por período y línea de tendencia del frente del glaciar O'Higgins.....	23
Figura 6. Velocidad de desplazamiento superficial promedio del glaciar Pío XI para el período enero-marzo entre los años 2015 y 2020.	24
Figura 7. Velocidad de desplazamiento superficial promedio del glaciar O'Higgins para el período enero-marzo entre los años 2015 y 2020.	25
Figura 8. Perfiles de velocidad promedio del glaciar Pío XI.	27
Figura 9. Perfiles de velocidad promedio del glaciar O'Higgins.....	28

RESUMEN

Los glaciares presentes en los Campos de Hielo Sur (CHS) de la Patagonia chilena, son caracterizados por ser altamente susceptibles a los cambios de temperatura y precipitaciones. Debido a fenómenos como el Cambio Climático (CC), los glaciares en esta zona han experimentado un proceso general de retroceso en las últimas décadas, y se espera que, en los próximos años, este proceso se siga acelerando. Es por ello que esta memoria tiene como objetivo cuantificar la variación espacial y temporal de dos glaciares de campos de hielo sur mediante un método óptico-microonda activa para el período 1984-2020, empleando imágenes provenientes de las misiones Landsat 5, Landsat 8, Sentinel-1, Sentinel-2 y el modelo digital de elevación (DEM) proveniente de la misión “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM). Utilizando las escenas del espectro óptico se generó un conjunto de imágenes que permitiesen la delimitación del frente de los glaciares y la estimación de su desplazamiento, mediante la utilización del Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI), el Índice de Agua de Diferencia Normalizada (NDWI) y un trabajo de fotointerpretación. A su vez, se utilizaron imágenes de radar de banda C para la estimación de la velocidad de desplazamiento superficial de los glaciares, mediante la comparación de 2 escenas por mes entre enero y marzo. Los resultados observados en el glaciar Pío XI muestran un avance del glaciar de hasta 75.13 m a^{-1} , con una tendencia a la desaceleración con el paso del tiempo. Mientras que el glaciar O’Higgins presenta un retroceso sostenido para todo el período de estudio de hasta 100.13 m a^{-1} , además una tendencia a la aceleración de este repliegue. Finalmente, esta investigación se presenta como una alternativa para monitoreo de glaciares en zonas de difícil acceso sin la necesidad de campañas en terreno, pese a la necesidad de una validación de los resultados y de mayor cantidad de datos meteorológicos en la zona.

Palabras clave: Glaciares, Campos de Hielo Sur, óptico-microondas.

ABSTRACT

The glaciers present in the Southern Icefields (CHS) of Chilean Patagonia are characterized by being highly susceptible to changes in temperature and rainfall. Due to phenomena such as Climate Change (CC), the glaciers in this area have experienced a general process of retreat in recent decades, and it is expected that, in the coming years, this process will continue to accelerate. That is why this report aims to quantify the spatial and temporal variation of two glaciers in southern icefields by using an optical-active microwave method for the period 1984-2020, employing images from the Landsat 5, Landsat 8, Sentinel-1, Sentinel-2 missions, and the digital elevation model (DEM) from the "Shuttle Radar Topography Mission" (SRTM). Using the scenes of the optical spectrum, a set of images is generated that allows the delimitation of the glacier front and the estimation of its displacement, through the use of the Normalized Difference Snow Index (NDSI), the Normalized Difference Water Index (NDWI) and a photointerpretation work. In turn, C-band radar images are used to estimate the velocity of glacier surface displacement, by comparing 2 scenes per month between January and March. The results observed in the Pío XI glacier show an advance of the glacier of up to 75.13 m a^{-1} with a tendency to slow down over time. While the O'Higgins glacier shows a sustained retreat for the entire study period, of up to 100.13 m a^{-1} , in addition to an accelerating trend of this retreat. Finally, this research is presented as an alternative for glacier monitoring in hard-to-reach areas without the need for field campaigns, despite the need for a validation of the results and a greater amount of meteorological data in the area.

Keywords: Glaciers, Southern Icefields, optical-microwave.

INTRODUCCIÓN

La criósfera es un sistema que corresponde a las porciones de la superficie terrestre, donde el agua se encuentra en estado sólido, incluyendo nieve, suelo congelado, hielo marino y glaciares (Qin y Ding, 2010; Xiao et al. 2015), siendo estos últimos cuerpos de hielo perenne formados por la acumulación y densificación de nieve (Cuffey y Paterson, 2010). Según Kotlyakov et al., (1991), el conocimiento general de la criósfera conlleva un análisis de las dinámicas de los glaciares, debido a su vulnerabilidad al cambio climático. En particular, esta vulnerabilidad se debe a que la temperatura atmosférica determina el estado físico de las precipitaciones que aportan agua al glaciar, condicionando los balances de masa, de modo que las condiciones climáticas de una temporada se reflejan en las variaciones de extensión y volumen de los glaciares (Armstrong et al. 2014). Investigaciones en esta área, como la realizada por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (2013), indican que desde los años 80' la tendencia global ha sido hacia un retroceso generalizado de la criósfera, proceso que se incrementará con el paso del tiempo.

Según lo establecido en la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (1992), Chile es un país altamente vulnerable a este proceso, ya que cumple con la mayoría de los nueve criterios de vulnerabilidad enunciados en dicha convención. Además, los efectos del cambio climático en Chile se han hecho evidentes desde el siglo pasado, mostrando una tendencia hacia el aumento de las temperaturas y una disminución en las precipitaciones a lo largo del país (Boisier et al., 2016; Falvey y Garreaud, 2009; Garreaud, 2018). Dentro de este contexto, los glaciares en Chile han experimentado una pérdida general de longitud y masa, al verse disminuida la entrada de agua al sistema, y al aumento de las tasas de derretimiento y sublimación de los cuerpos de hielo, a raíz de lo anteriormente mencionado (Davies y Glasser, 2012; Rabatel et al., 2011; Rignot et al., 2003).

Los glaciares de la Patagonia chilena, específicamente los presentes en Campos de Hielo Norte y Sur (CHNS), son caracterizados por poseer rápidos flujos de masa y una alta susceptibilidad a los cambios de temperatura y precipitaciones (Haerberli y Burn, 2002). Foresta et al. (2018), estimó estas pérdidas para los Campos de Hielo Norte, los cuales han visto reducida su elevación en alrededor de 8 m durante la última década, además de una pérdida de superficie de 1192.5 Km² desde 1985 (Paul y Mölg, 2014). Al mismo tiempo, los glaciares de los Campos de Hielo Sur han experimentado un proceso similar, donde los principales cuerpos de hielo afectados han sido los glaciares Jorge Montt y Upsala, con pérdidas en su frente de 417 y 274 m a⁻¹ (metros por año) (Sakakibara y Sugiyama, 2014). Pese a esto, el glaciar Pío XI resulta ser la excepción, con un aumento de su superficie y grosor a una tasa de hasta 150 y 2 m a⁻¹ desde 1975, respectivamente (Foresta et al., 2018; Rivera, 2018).

Existen diversos métodos que permiten el monitoreo de la criósfera, como la realización de campañas en terreno para un muestreo in situ, la instalación y monitoreo de estaciones meteorológicas, o a través de la utilización de imágenes satelitales. No obstante, en muchos casos la realización de expediciones se ve dificultada por la complejidad en el acceso a ciertos glaciares, ya que muchos de estos se encuentran en zonas de alta montaña o colindantes a fiordos, como es el caso en los CHS. Si bien el

monitoreo internacional de la criósfera data de finales del siglo XIX, la aparición de herramientas satelitales que permitiesen hacer un análisis de las dinámicas de los glaciares no ocurrió hasta la segunda mitad del siglo XX. Misiones como TIROS, en la década del 60', fueron el inicio de la utilización de estas técnicas para el monitoreo del clima y la criósfera. Estos satélites fueron capaces de proveer imágenes que permitían la identificación de nubes, lagos, ríos de gran envergadura, límites entre cuerpos terrestres y los océanos, y superficies cubiertas por nieve y hielo (Barnes y Bowley, 1980). Mediante la utilización de estas imágenes, estudios, como los realizados por Fritz (1962), Singer y Popham (1963), y Tarble (1963), lograron demostrar que era posible la delimitación las superficies cubiertas de nieve desde el espacio. Pese a los cortos períodos de operación de las misiones TIROS en los 60', estos satélites marcaron un precedente para el diseño e implementación de las misiones Landsat, utilizadas hasta el día de hoy en el monitoreo de la criósfera.

Las herramientas de teledetección con datos satelitales ha sido clave en las últimas décadas, debido a que permiten la posibilidad de realizar estudios a gran escala espacial y temporal, como es el caso de Foresta et al. (2018) y Li et al. (2019) en sus trabajos sobre los CHNS. Esto ha sido posible. ya que la diferencia de reflectancia en las superficies de hielo o nieve, para los espectros visible, infrarrojo medio, cercano, e infrarrojo de onda corta, permite utilizar índices y generar productos para denotar los cambios de cobertura nival (Armstrong et al., 2014; Gascoin et al., 2018). Un ejemplo de esto es el Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI) propuesto por Hall et al., (1995), el cual combina escenas del espectro verde e infrarrojo de onda corta para la identificación de zonas con cobertura nival.

Por otra parte, existen estudios que incorporan datos radares de apertura sintética (SAR) del espectro de las microondas para el monitoreo de zonas con cobertura nivosa, empleando información de la banda C de sensores remotos activos como Sentinel-1, RADARSAT y ERS-1&2 (Nagler y Rott., 2000; Rondeau-Genesse et al., 2016; Snapir et al., 2019;). La utilización de estas imágenes representa una ventaja por sobre otras regiones del espectro electromagnético, ya que éstas no se ven afectadas por la presencia de agua en la atmósfera, ni dependen de la luz del día, permitiendo el trabajo en zonas con alta cobertura de nubes (Chuvienco, 2008; Wiesmann et al., 2018). El empleo de datos del espectro de las microondas posibilita la estimación de la profundidad de la capa de nieve, lo que permite la elaboración de balances de masa de los glaciares al combinar esta información con escenas de otras regiones del espectro electromagnético (Foresta et al., 2018). A su vez, es posible hacer estimaciones de la velocidad de desplazamiento de los glaciares mediante la comparación de imágenes sucesivas, al monitorear el desplazamiento de las capas superficiales de hielo en los glaciares (Cai et al., 2017; Riveros et al., 2013; Yellala et al., 2019).

Debido a la disponibilidad de datos de reflectancia superficial en el espectro visible, retrodispersión en las imágenes SAR, y a la existencia de una propensión general de los glaciares a verse afectados por el cambio climático, el presente estudio pretende cuantificar la variabilidad espacial de los glaciares O'Higgins y Pío XI, presentes en los CHS de la Patagonia chilena. Esto se realizará a través de la estimación de la variación espacial y temporal del frente de los glaciares, mediante la clasificación de escenas de los espectros visible e infrarrojo, provenientes de las misiones Landsat 5, Landsat 8, y

Sentinel-2, a través de la utilización del NDSI y el Índice de Agua de Diferencia Normalizada (NDWI). Además, se aplicará un algoritmo de seguimiento del desplazamiento de las escenas Sentinel-1, con el objetivo de calcular la velocidad de desplazamiento superficial del cuerpo de los glaciares para los períodos de verano. La utilización de ambos métodos permitirá complementar los resultados para una cuantificación más completa del desplazamiento de los glaciares, especialmente en los últimos 6 años, debido a la disponibilidad de escenas provenientes de la misión Sentinel-1.

Objetivo General

Cuantificar la variación espacial y temporal de dos glaciares de campos de hielo sur mediante un método óptico-microonda activa.

Objetivos Específicos

- Estimar la variación espacial y temporal del frente de los glaciares utilizando imágenes de los espectros visible e infrarrojo.
- Estimar la velocidad del cambio espacial y temporal de la superficie de los glaciares utilizando imágenes del espectro de las microondas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de Estudio

El glaciar Pío XI, ubicado en 49°13' latitud sur 74° longitud oeste, es el glaciar más grande de los CHS, contando con una superficie estimada de 1304 Km² para el año 2018, y especialmente caracterizado por ser el único glaciar de esta zona en presentar un aumento longitud y masa en las últimas décadas (Rivera, 2018). Este crecimiento ha destacado por ser uno de los focos de mayor velocidad de cambio espacial en los CHS (Sakakibara y Sugiyama, 2014). Este glaciar nace desde el Volcán Lautaro, a unos 3000 m.s.n.m., donde radica la mayor porción del glaciar correspondiente a la zona de acumulación, para luego bifurcarse en dos lenguas, norte y sur, colindantes con el Lago Greve y Fiordo Eyre, respectivamente (Warren & Rivera, 1994).

Por otra parte, el glaciar O'Higgins, ubicado en 48° 55' latitud sur, 73° 08' longitud oeste, es el cuarto glaciar más grande de los CHS, con una superficie de aproximadamente 785 Km² (López et al., 2010). La lengua del glaciar llega a desaguar en un único frente hacia el Lago San Martín, donde se ha evidenciado la variación espacial del glaciar en las últimas décadas (Herrera et al., 2009). Desde mediados del siglo XX, este glaciar ha experimentado tanto periodos de latencia como pérdidas sostenidas de superficie, llegando a retroceder a una tasa de hasta 36 m a⁻¹ en la zona frontal (Sakakibara y Sugiyama, 2014).

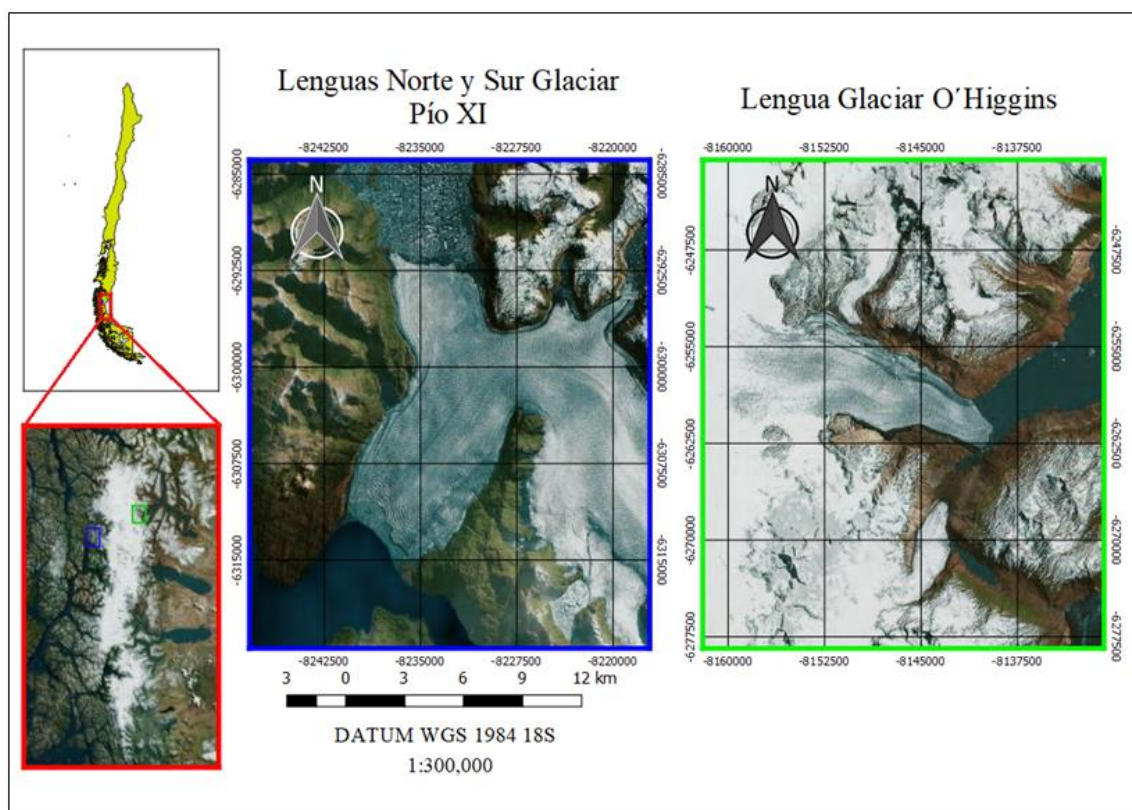


Figura 1. Lenguas de los glaciares Pío XI y O'Higgins. Fuente: Elaboración propia, 2020.

Materiales

Para el desarrollo de este trabajo se utilizaron imágenes satelitales provenientes de sensores pasivos y activos, para el período 1984-2020, además de un modelo digital de elevación.

Datos Satelitales de Sensores Pasivos

En esta investigación se utilizaron imágenes disponibles en la plataforma “Google Earth Engine” (GEE) de las siguientes misiones:

- Landsat 5 TM: Esta misión fue lanzada el 1 de marzo del año 1984. Cargado con el sensor “Thematic Mapper”, este satélite dispone de una resolución espacial de 30 m, con excepción de las escenas del espectro infrarrojo termal, cuya resolución es de 120 m. Posee un período de revisita de 16 días, y finalizó su operación en noviembre del año 2011.
- Landsat 8 OLI/TIRS: Esta misión se lanzó en febrero de 2013, y en la actualidad continúa con operaciones. Este satélite cuenta con dos sensores, el “Operational Land Imager” (OLI) y el “Thermal Infrared Sensor” (TIRS). El sensor OLI es capaz de captar imágenes de los espectros visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, con una resolución espacial de 30 m. Este satélite, al igual que Landsat 5, posee un período de revisita de 16 días.
- Sentinel-2 MSI: Esta misión se compone de dos satélites, Sentinel-2A y Sentinel-2B. El primero fue lanzado en junio del año 2015, mientras que el segundo inició sus operaciones en marzo de 2017. Ambos satélites están cargados con el sensor multiespectral “MultiEspectral Instrument” (MSI), el cual es capaz de captar imágenes para los espectros visible, infrarrojo cercano con una resolución espacial de 10 m, mientras que para el espectro infrarrojo de onda corta posee una resolución espacial de 20 m. Estos dos satélites continúan operando hasta el día de hoy con un período de revisita de 10 días cada uno, lo que posibilita obtener escenas de la misma área cada 5 días.

Datos Satelitales de Sensores Activos

- Sentinel-1: Esta misión consta de dos satélites; Sentinel-1A y Sentinel-1B, ambos cargados con un radar SAR de banda C (5.4 GHz) con polarización VV y VH para el territorio chileno. Estos sensores se encuentran operativos desde el 3 de abril de 2014, y 25 de abril de 2016, respectivamente. Ambos cuentan con una resolución espacial de 10 m, y una resolución temporal de 6 días. La información colectada por esta misión se encuentra disponible desde el 3 de octubre de 2014 hasta la actualidad.
- “Shuttle Radar Topography Mission”: Este radar de microondas fue lanzado a bordo del transbordador espacial Endeavour con el fin de generar una base de datos topográfica en febrero del año 2000. Este sensor utilizó señales del microondas de la banda C para la generación de un DEM con una resolución espacial de 30 m, lo que permite obtener información sobre la altitud de los

glaciares al momento de realizada la toma de datos (Paul, 2008; Jaber et al., 2013).

Métodos

Objetivo 1: Estimar la variación espacial y temporal del frente de los glaciares utilizando imágenes de los espectros visible e infrarrojo.

Con el objetivo de estimar la variación del frente de los glaciares a lo largo del tiempo, se utilizarán imágenes provenientes Landsat 5 TM, Landsat 8 OLI y Sentinel-2 MSI nivel 2A. Para esto, se realizará un filtrado a las imágenes disponibles, con el objetivo de seleccionar una escena cada 10 años al final del período de derretimiento (febrero-marzo), que contengan menos de un 10% de cobertura de nubes. Esto permitirá la selección de un total de 5 escenas por glaciar para todo el período de estudio.

Una vez seleccionadas las imágenes, se procederá a calcular el NDSI para diferenciar la presencia de nieve/hielo de las nubes (Hall et al., 1995). Para lo cual, será necesario ajustar la resolución de las imágenes Sentinel-2 del espectro verde de 10 a 20 m, con el fin de que coincidan con las escenas del espectro SWIR. Esto se realizará seleccionando la media de los valores para una ventana móvil de 2x2 píxeles. Luego, se realizará el cálculo tal como se presenta en la Ecuación 1.

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

Donde, $\sigma(Green)$ corresponde a la banda de reflectancia superficial en el espectro verde (0.5238-0.5958 μm), y $\sigma(SWIR)$ la banda de reflectancia superficial en el espectro SWIR (1.523-1.705 μm) (Hall et al., 1995).

Debido a la cercanía de los glaciares con cuerpos de agua, se utilizó una máscara de agua. Esta máscara consiste en el cálculo del NDWI, índice que permite identificar las superficies cubiertas por cuerpos agua (McFeeters, 1996). Este índice fue calculado tal como se muestra en la Ecuación 2.

$$NDWI = \frac{\sigma(Green) - \sigma(NIR)}{\sigma(Green) + \sigma(NIR)} \quad (2)$$

Donde $\sigma(NIR)$ corresponde a la reflectancia superficial en el espectro infrarrojo cercano (0.727-0.939 μm).

Posteriormente, se efectuó una clasificación de los píxeles según los valores obtenidos, donde serán clasificados como “nieve” todos los píxeles cuyo valor de NDSI sea mayor a 0.5 (Durán-Alarcón et al., 2015), y su valor de NDWI sea menor a 0.39 (Acharya et al., 2018).

La línea de nieve fue delimitada tomando en consideración solamente los píxeles perimetrales al cuerpo del glaciar, provenientes de la clasificación de los índices. Este proceso fue asistido por un trabajo de fotointerpretación de la combinación rojo-verde-azul (RGB) de las escenas seleccionadas, con el fin de corregir posibles errores en la clasificación.

Para el cálculo del desplazamiento del frente del glaciar, se utilizó el programa “Grass GIS”, mediante el cual se generó una superficie de distancia euclidiana (dE_{X_i}) desde la línea de nieve de una imagen de referencia (X_i). Este será elaborado utilizando la Ecuación 3.

$$dE_{X_i} = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2} \quad (3)$$

Donde, x, y corresponden a los valores de posición de los píxeles no perteneciente al frente del glaciar.

Luego, se extrajeron todos los valores de distancia relativa coincidentes con los píxeles de la línea de nieve en la escena X_{i+1} , y se procederá a calcular el desplazamiento promedio (D_P) del frente del glaciar, como se presenta en la Ecuación 4.

$$D_P = \frac{\sum dE_{X_i, X_{i+1}}}{n} \quad (4)$$

Donde, $dE_{X_i, X_{i+1}}$ corresponde a la distancia euclidiana de cada píxel de la línea de nieve en la escena X_{i+1} con respecto a X_i , y n es la cantidad de píxeles pertenecientes al frente del glaciar en la escena X_{i+1} .

Finalmente, se procedió a calcular la tasa de avance/retroceso del frente de los glaciares en función al desplazamiento promedio estimado, y la diferencia en el momento de obtención de las escenas comparadas. Este resultado fue calculado utilizando la fórmula presenta en la Ecuación 5.

$$T_D = \frac{D_P}{d_o} \quad (5)$$

Donde, T_D corresponde a la tasa de desplazamiento, D_P es el desplazamiento promedio estimado desde la escena X_i a X_{i+1} , y d_o corresponde a la diferencia del momento de obtención de las escenas.

Objetivo 2: Estimar la velocidad del cambio espacial de la superficie de los glaciares utilizando imágenes del espectro de las microondas.

Para la estimación de la velocidad de cambio espacial de la superficie glaciar, se utilizará un método de corregistro presente en las herramientas de Sentinel-1 del programa “Sentinel Application Platform” (SNAP). Este método permite hacer seguimiento del desplazamiento de la capa de hielo superficial de los glaciares mediante la comparación de imágenes SAR, tomando una escena de referencia (MI) y una imagen de búsqueda (SI). Este proceso será realizado utilizando dos imágenes por mes para la época de verano, provenientes de la misión Sentinel-1, llegando a un total de 36 escenas por glaciar para todo el período de operación de la misión.

Para esto fue necesario realizar un corregistro de la posición de los píxeles en la imagen SI con respecto a MI, con la finalidad de alinear los píxeles de ambas escenas. Este proceso fue asistido por la inclusión de un DEM proveniente del sensor SRTM, para

una mayor precisión en la alineación de los píxeles de ambas escenas. El corregistro de imágenes se explica en base a las semejanzas presentes en las Ecuaciones 6 y 7.

$$x_{i,j} = s_j x_{i,j} \cos \alpha_j - s_j y_{i,j} \sin \alpha_j + t_{xj} \quad (6)$$

$$y_{i,j} = s_j x_{i,j} \sin \alpha_j + s_j y_{i,j} \cos \alpha_j + t_{yj} \quad (7)$$

Donde, i es el valor de característica y j el índice de imagen, de modo que es posible desplazar (t_{xj}, t_{yj}) , rotar (α_j) y escalar (s_j) una escena SI con respecto a MI, para hacer que estas coincidan (Barazzetti et al., 2014).

El desplazamiento de los píxeles desde MI hacia su posición en SI fue estimado mediante una correlación cruzada normalizada de ambas imágenes. Esta correlación está definida por la Ecuación 8.

$$\rho = \frac{|\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (m_{i,j} - \mu_m)(s_{i,j} - \mu_s)|}{\sqrt{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (m_{i,j} - \mu_m)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (s_{i,j} - \mu_s)^2}} \quad (8)$$

Donde, $M \times N$ será el tamaño de la ventana móvil a utilizar, $m_{i,j}$ y $s_{i,j}$ son los valores de retrodispersión del píxel (i, j) dentro de la ventana de las imágenes MI y SI, respectivamente. Asimismo, μ_m y μ_s serán la media de los valores dentro de la ventana móvil (Cai et al., 2017).

Finalmente, la velocidad de movimiento de cada píxel dentro del glaciar fue calculada en función de los desplazamientos estimados por la correlación cruzada y la diferencia de los períodos de obtención. Este resultado fue interpolado mediante un método bicúbico para obtener un mapa de velocidad de desplazamiento de cada píxel dentro del glaciar.

RESULTADOS Y ANÁLISIS

Objetivo 1: Estimar la variación espacial y temporal del frente de los glaciares utilizando imágenes de los espectros visible e infrarrojo.

Estimación del desplazamiento del frente de los glaciares

Para la delimitación de la línea de nieve se utilizaron 5 conjuntos de escenas provenientes de los satélites seleccionados, tanto para el glaciar Pío XI, como O'Higgins. Debido a las condiciones de nubosidad en los CHS, no fue posible, en todos los casos, la selección de imágenes que cumplieran con la condición de nubosidad establecida para los períodos determinados. Por este motivo, se seleccionaron imágenes con la menor cobertura de nubes posible, que fuesen cercanas al período de obtención establecido y que permitiesen la identificación del frente de los glaciares mediante fotointerpretación. Dado esto se utilizaron escenas pertenecientes al período diciembre-abril que cumplieran con esta condición. A su vez, al existir errores en la clasificación de los índices, se hizo necesaria la corrección de mediante fotointerpretación para una adecuada delimitación del frente de los glaciares. El resumen del conjunto de imágenes utilizadas se presenta en el Anexo 1.

La delimitación de la línea de nieve del glaciar Pío XI (Figura 2) denota un proceso de avance general de ambos frentes del glaciar. Al observar los cambios de posición de los frentes para los 4 intervalos entre escenas, se aprecian tanto tendencias positivas como negativas. En los períodos 1986-1998, 2006-2016 y 2016-2019, el glaciar tuvo un proceso de avance en ambos frentes, con valores promedio que van desde los 117.72 hasta 865.8 m en el frente norte, y los 91.84 a 852.57 m en el frente sur. Por otro lado, el período 1998-2006 fue el único en contar con un retroceso de los frentes del glaciar, llegando a retroceder en promedio 427.53 m en el frente norte, y 119.16 m en el frente sur. Los resultados de la estimación del desplazamiento promedio de los frentes del glaciar Pío XI se presentan en el Cuadro 1.

Rivera (2018) aclara que el avance de este glaciar puede deberse a la presencia de cordones montañosos asociados al volcán Lautaro (3623 msnm) y el Cordón Mariano Moreno (3249 msnm), los cuales favorecen la precipitación sobre la zona de acumulación del glaciar, correspondiente al 81% de la superficie de este (De Angelis, 2014). Sumado a esto, cabe mencionar que el glaciar Pío XI es del tipo *surge*, lo que implica una rápida transferencia de masa desde la zona de acumulación a los frentes de avance (Paterson, 1994; Wilson et al., 2016). Además, Jiskoot (2011) indica que los excesos de masa en la zona de acumulación pueden ser transferidos rápidamente a los frentes de avance al generar ondas cinemáticas. De esta manera, la combinación de estos factores influiría en que este glaciar tenga una tendencia al avance, al tener una alta susceptibilidad a la acumulación de nieve, y una rápida transferencia de masa hacia ambos frentes.

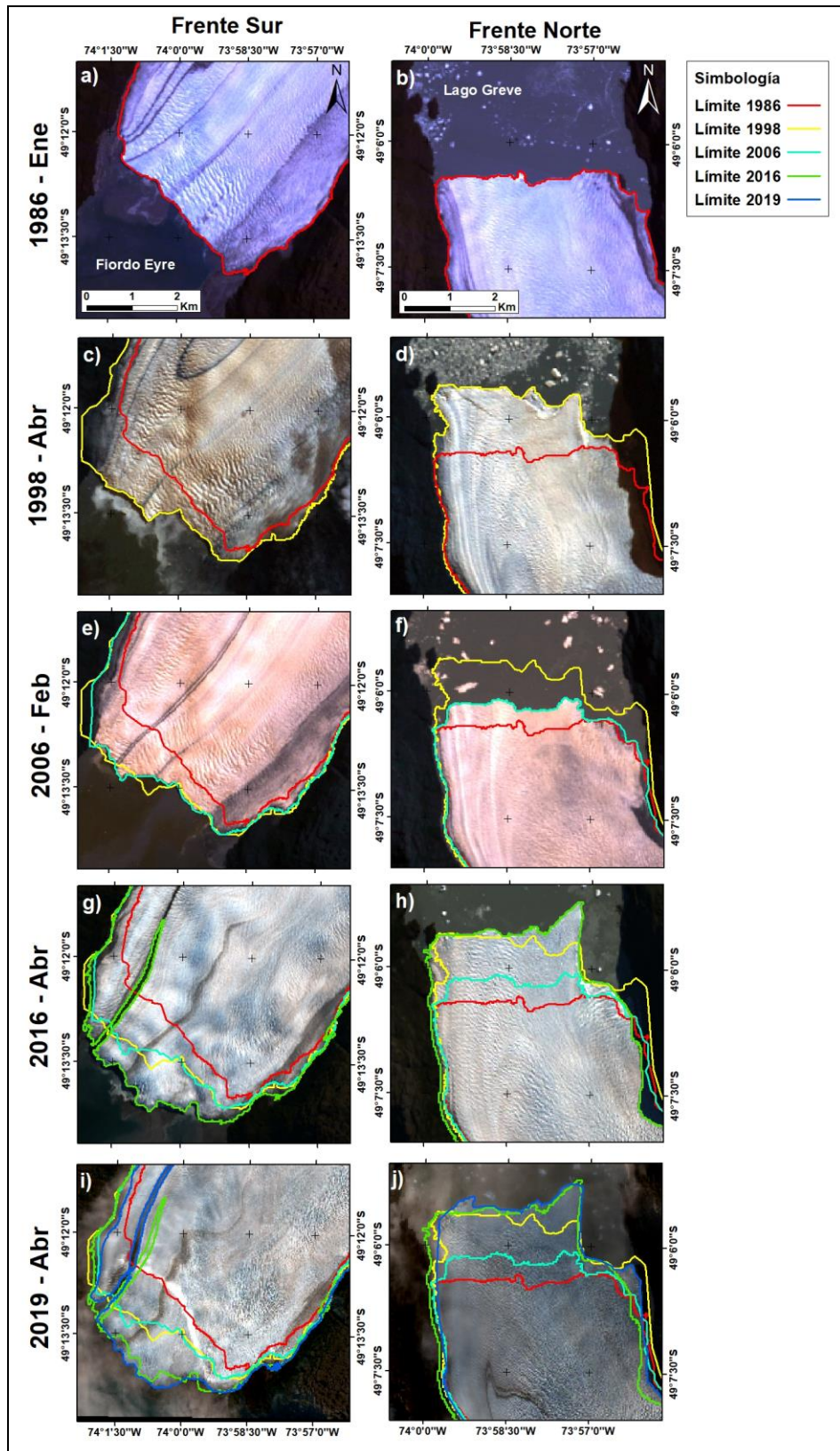


Figura 2. Delimitación de las lenguas norte y sur del glaciar Pío XI.

Cuadro 1. Estimación del desplazamiento medio de los frentes norte y sur del glaciar Pío XI. El avance o retroceso del glaciar se presenta con valores positivos o negativos, respectivamente.

Período	Desplazamiento Medio (m)				1986 a 2019
	1986 a 1998	1998 a 2006	2006 a 2016	2016 a 2019	
Frente Norte	865.8	-427.53	751.3	117.72	1251.41
Frente Sur	852.57	-119.16	461.41	91.84	1493.6
Tendencia	Avance	Retroceso	Avance	Avance	Avance

Por otra parte, el glaciar O'Higgins (Figura 3) cuenta con un proceso de retroceso sostenido a lo largo de todo el período de estudio, con valores promedio que van desde los 128.42 a 400.62 m en la zona frontal (Cuadro 2). Se destaca el fuerte cambio en la posición del frente del glaciar para el período 2016-2020, donde se ve un aumento del 108.32% de retroceso del glaciar con respecto al periodo 2008-2016, llegando a una pérdida promedio de 400.62 m en relación con su posición anterior.

Este retroceso puede deberse a la disminución de las precipitaciones y aumento de la temperatura en la zona. Si bien Bozkurt et al. (2019) declara que esta zona posee una precipitación media anual que rodea los 1500 y 2500 mm entre los años 1980 y 2015, una de las estaciones meteorológicas de la Dirección General de Aguas, ubicada frente al glaciar, registró precipitaciones acumuladas de menos de 100 mm anuales para los años 2017, 2018 y 2019.

Respecto a la temperatura, estos autores evidencian que entre los años 1980 y 2005, la temperatura media anual de esta zona rodeó los -2 y 2°C , con una tendencia al aumento de 0 a 0.2°C cada 10 años. Mientras que la estación meteorológica anteriormente mencionada, reportó temperaturas medias anuales que van desde los 7.5 a 8.6°C entre los años 2014 y 2019, evidenciando fuerte aumento en la última década. Estos factores podrían explicar el rápido retroceso del frente de hielo y la aceleración en su desplazamiento superficial en el último período de estudio, debido a que habría menos recarga de masa en el glaciar y mayores tasas de derretimiento y sublimación.

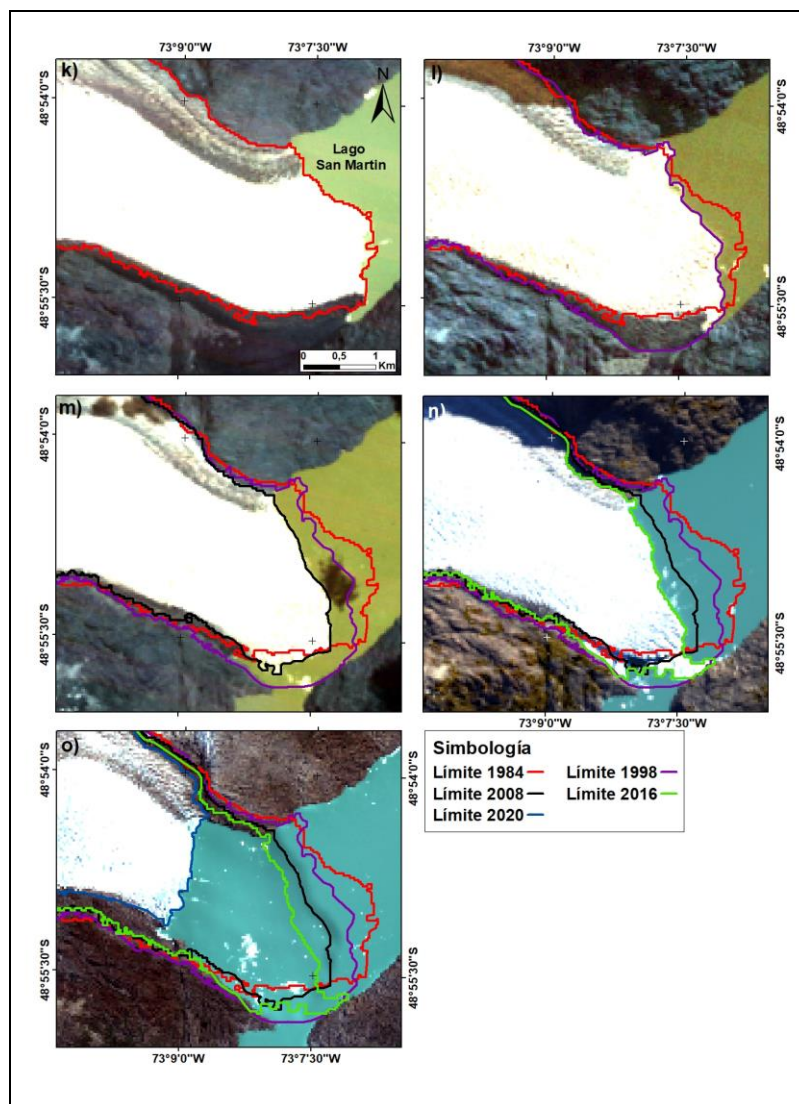


Figura 3. Delimitación de la lengua del glaciar O'Higgins.

Cuadro 2. Estimación del desplazamiento medio del frente del glaciar O'Higgins. El avance o retroceso del frente del glaciar se representa con valores positivos o negativos, respectivamente.

	Desplazamiento Medio (m)				1984 a 2020
	1984 a 1998	1998 a 2006	2008 a 2016	2016 a 2020	
Desplazamiento	-128.42	-250.78	-192.31	-400.62	-548.9
Tendencia	Retroceso	Retroceso	Retroceso	Retroceso	Retroceso

Estimación de tasas de desplazamiento

En la Figura 4 se presenta el resultado de la estimación de las tasas de desplazamiento de los frentes del glaciar Pío XI. Como se mencionó anteriormente, el glaciar cuenta con procesos de avance y retroceso en el período de estudio, donde los frentes del glaciar llegaron a desplazarse a una tasa de hasta 75.13 y 71.05 m a^{-1} para los frentes norte y sur respectivamente.

Al agregar la línea de tendencia de los datos, se observa una diferencia en la tendencia de ambos frentes. En el frente norte del glaciar la línea de tendencia posee una pendiente positiva que se aleja del eje $y=0$. Esto implica que este frente avanza de forma cada vez más acelerada. Por su parte, la línea de tendencia del frente sur posee una pendiente negativa que se acerca al eje de ordenadas 0, vale decir, el glaciar tiende a avanzar con un ritmo cada vez menos acelerado.

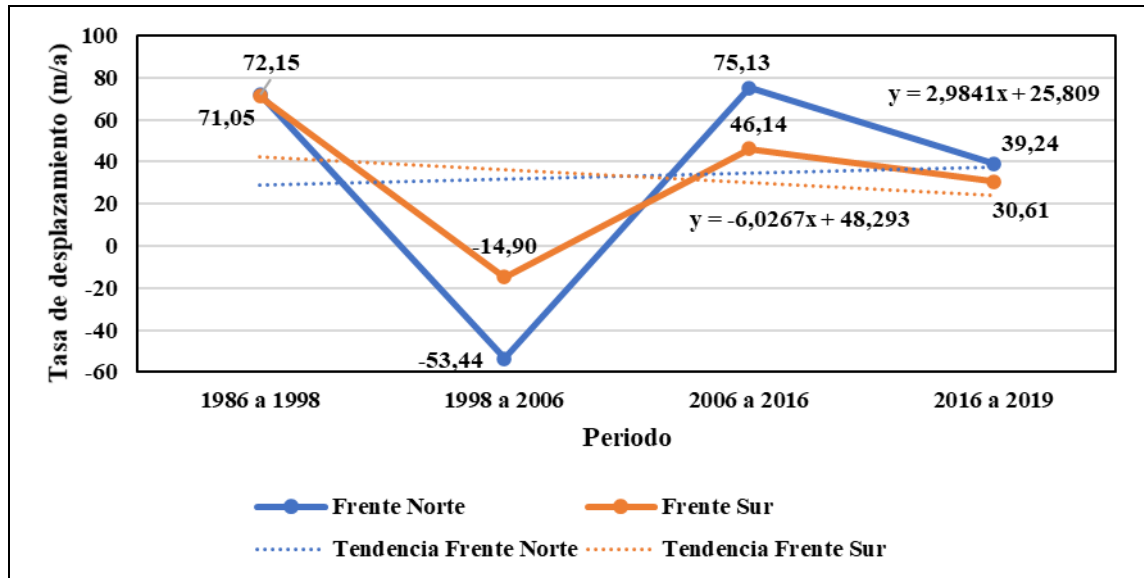


Figura 4. Tasas de desplazamiento por período, y líneas de tendencia de los frentes norte y sur del glaciar Pío XI.

En la Figura 5 se presenta el resultado de la estimación de las tasas de desplazamiento del frente del glaciar O'Higgins. Se estimaron tasas de retroceso que van desde los 9.17 y 100.16 $m a^{-1}$. Al observar la línea de tendencia de los valores, se puede apreciar una pendiente negativa que se aleja de la ordenada 0, lo que implica que el glaciar tiende a retroceder de forma cada vez más acelerada. Esto es especialmente observable en el último período de estudio (2016-2020), donde la tasa de retroceso aumentó en un 316.64% con respecto al anterior.

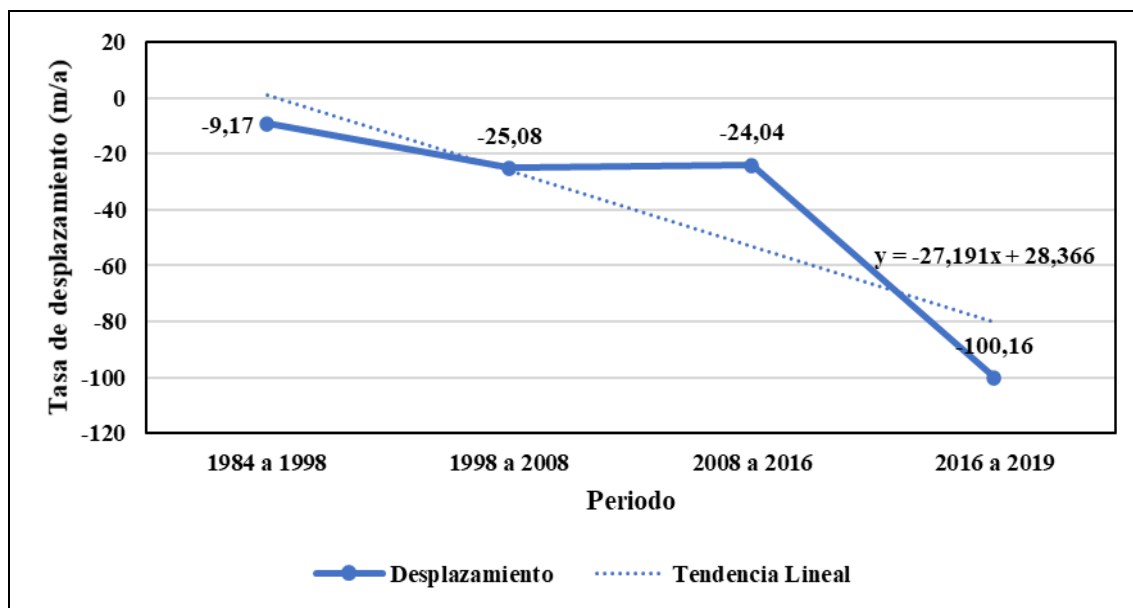


Figura 5. Tasas de desplazamiento por período y línea de tendencia del frente del glaciar O'Higgins.

Objetivo 2: Estimar la velocidad del cambio espacial y temporal de la superficie de los glaciares utilizando imágenes del espectro de las microondas.

Estimación de la velocidad de desplazamiento superficial

Para estimar la velocidad de desplazamiento superficial de ambos glaciares, se utilizaron 2 escenas por mes, provenientes de la misión Sentinel-1, para el período enero-marzo entre los años 2015 y 2020. El resumen de las escenas utilizadas se encuentra en el Anexo 2. Estas imágenes permitieron comparar las posiciones relativas de los píxeles correspondientes al cuerpo de los glaciares, de modo que se estimó el desplazamiento de cada uno con respecto a la primera imagen de cada mes. Luego, en función a la diferencia en el momento de obtención de las escenas, se calculó la velocidad de desplazamiento de cada píxel, resultado que fue promediado para cada año de estudio.

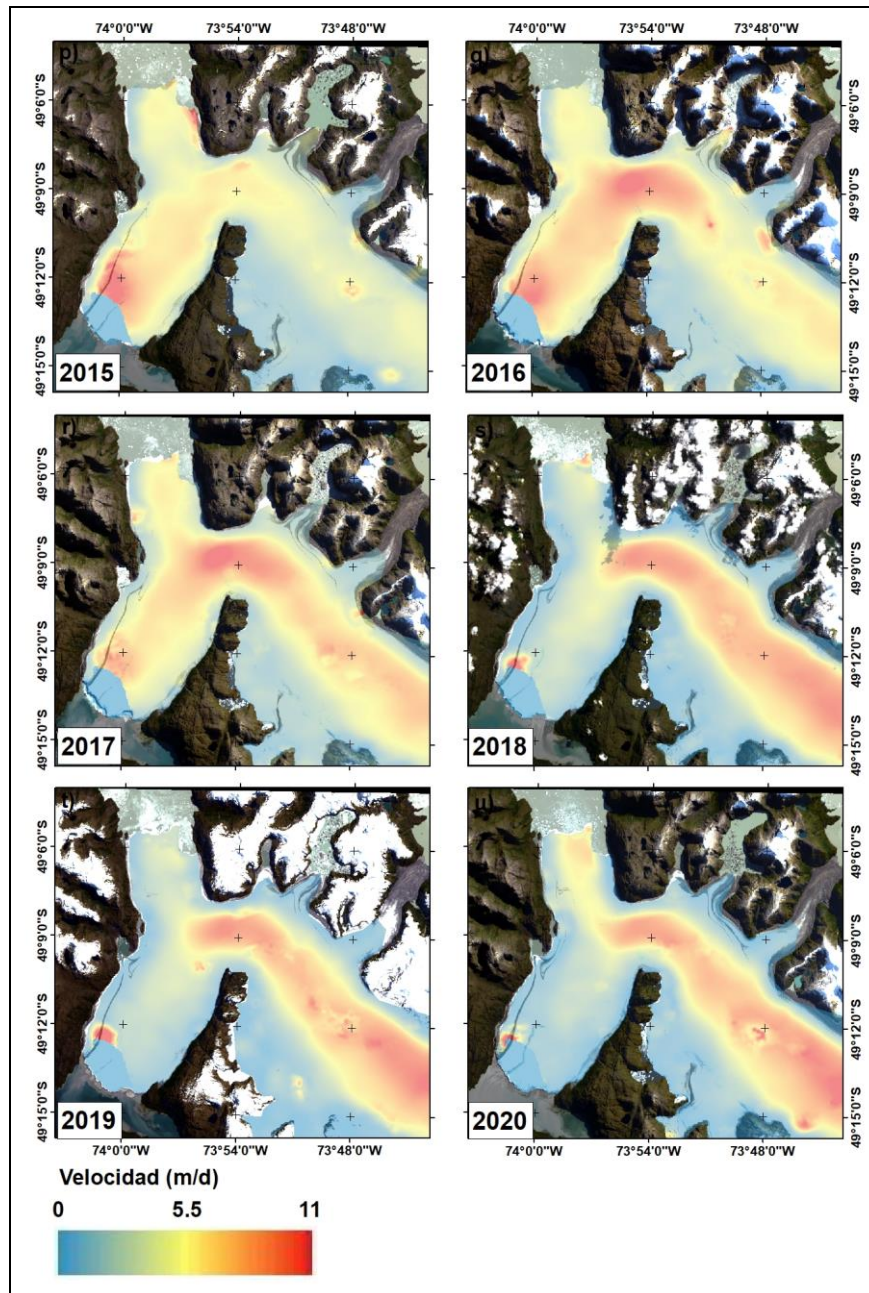


Figura 6. Velocidad de desplazamiento superficial promedio del glaciar Pío XI para el período enero-marzo entre los años 2015 y 2020.

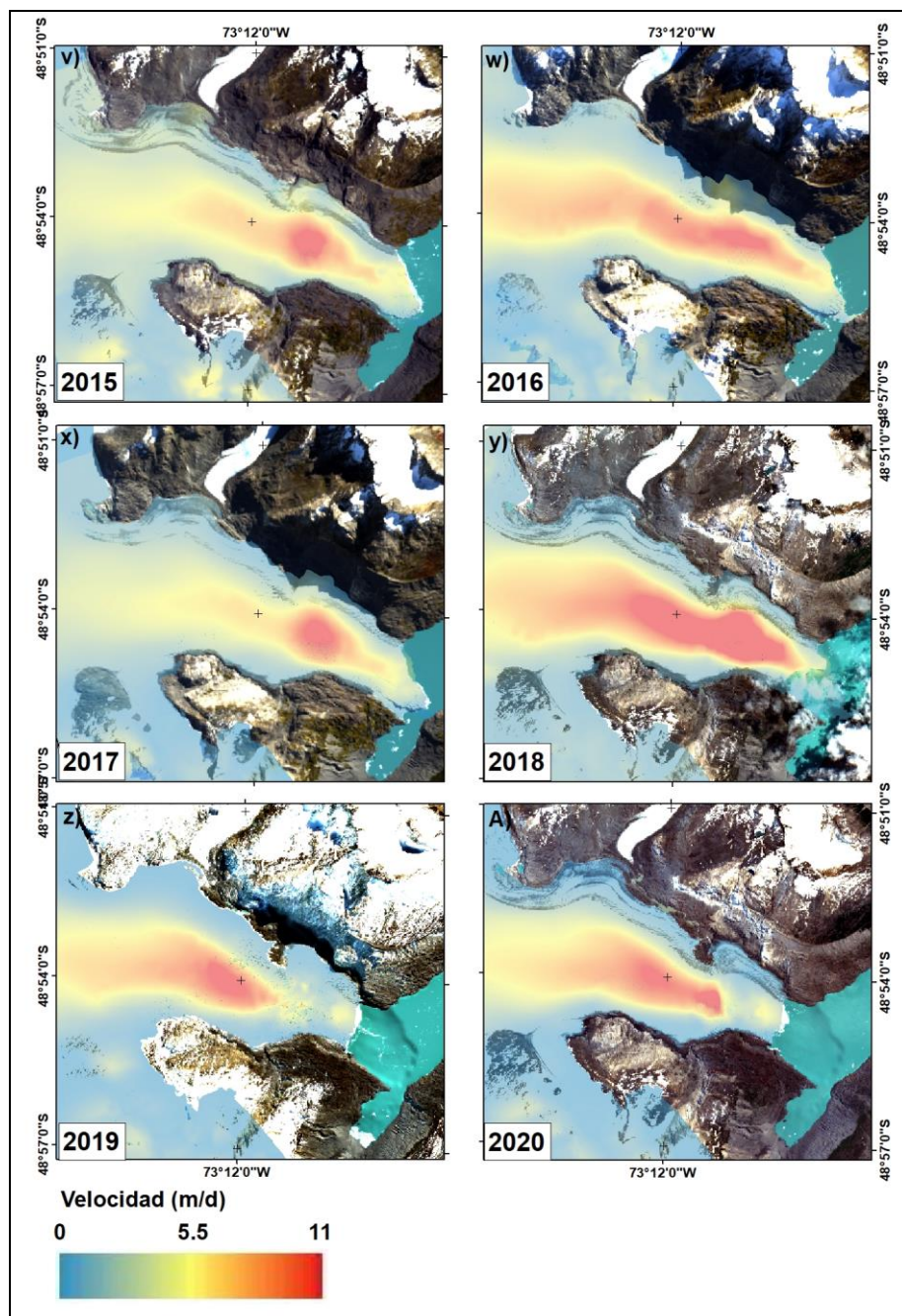


Figura 7. Velocidad de desplazamiento superficial promedio del glaciar O'Higgins para el período enero-marzo entre los años 2015 y 2020.

Una vez obtenidas las capas de velocidad, se procedió a generar perfiles transversales con puntos distanciados cada 50 y 100 m para los glaciares O'Higgins y Pío XI, respectivamente, los cuales van desde las zonas altas de los glaciares hacia sus frentes. Esto con el fin de extraer los valores para obtener un perfil del promedio de velocidad para cada año. En el caso del glaciar Pío XI se utilizaron 2 perfiles, diferenciando los frentes norte y sur. Una vez extraídos los valores, se procedió a graficar de manera conjunta los perfiles de velocidad de cada año, de modo que fuera posible identificar patrones o tendencias.

En el frente norte del glaciar Pío XI, se extrajeron valores que van desde los 0 a 6 m d⁻¹. Ambos valores pertenecientes a la zona correspondiente al lago Greve (a partir de los 28,500 m), y no propiamente al cuerpo del glaciar. Al considerar solo los puntos del perfil correspondientes al glaciar se registran valores desde 0.78 a 5.8 m d⁻¹, donde el año con los valores más elevados fue el 2016. También, es posible identificar una zona a los 20,000 m del perfil, sector donde se bifurca el cuerpo del glaciar, en la cual los valores tienden a aumentar con respecto al resto del glaciar.

En el caso del perfil que incluye el frente sur, se extrajeron valores de velocidad que variaron entre los 0 y 6.4 m d⁻¹, donde los valores mínimos se registraron en el cuerpo de agua asociado al fiordo Eyre (30,000 m en el perfil). Respecto sólo a los puntos pertenecientes al cuerpo del glaciar, el valor mínimo de velocidad registrado fue de 0.29 m d⁻¹, y el máximo 5.8 m d⁻¹. Además, se puede apreciar que los valores de todos los perfiles descienden a 0 m d⁻¹ a los 30,100 m en el transecto. Lo anterior puede ser atribuido a un error en las imágenes utilizadas, ya que esto implicaría que el glaciar no se desplazó entre los años 2015 y 2020. Esto se debe a que los sensores utilizados captaron valores iguales a 0 en esta zona, al igual que en el cuerpo de agua asociado al fiordo Eyre, imposibilitando el procesamiento de los datos para obtener los resultados esperados.

Respecto a la desaceleración en el desplazamiento superficial de este glaciar, Bozkurt et al. (2019), utilizando modelos climáticos de reanálisis de ERA-Interim y productos grillados provenientes del CR2MET, estimó el aumento de la temperatura en esta zona, con valores que van desde los 0 a 2°C cada 10 años para el período 1980-2015. Esto causaría un aumento en las tasas de derretimiento y sublimación del glaciar, además de un desplazamiento de la isoterma hacia zonas más altas de la cuenca, lo que disminuiría la cantidad de precipitación sólida que alimenta al cuerpo de hielo (Fujita, 2008). Esto puede generar que el glaciar acumule menor cantidad de masa, lo que podría inducir a que el transporte de material desde la zona de acumulación hacia los frentes de avance ocurra más lentamente (Jiskoot, 2011).

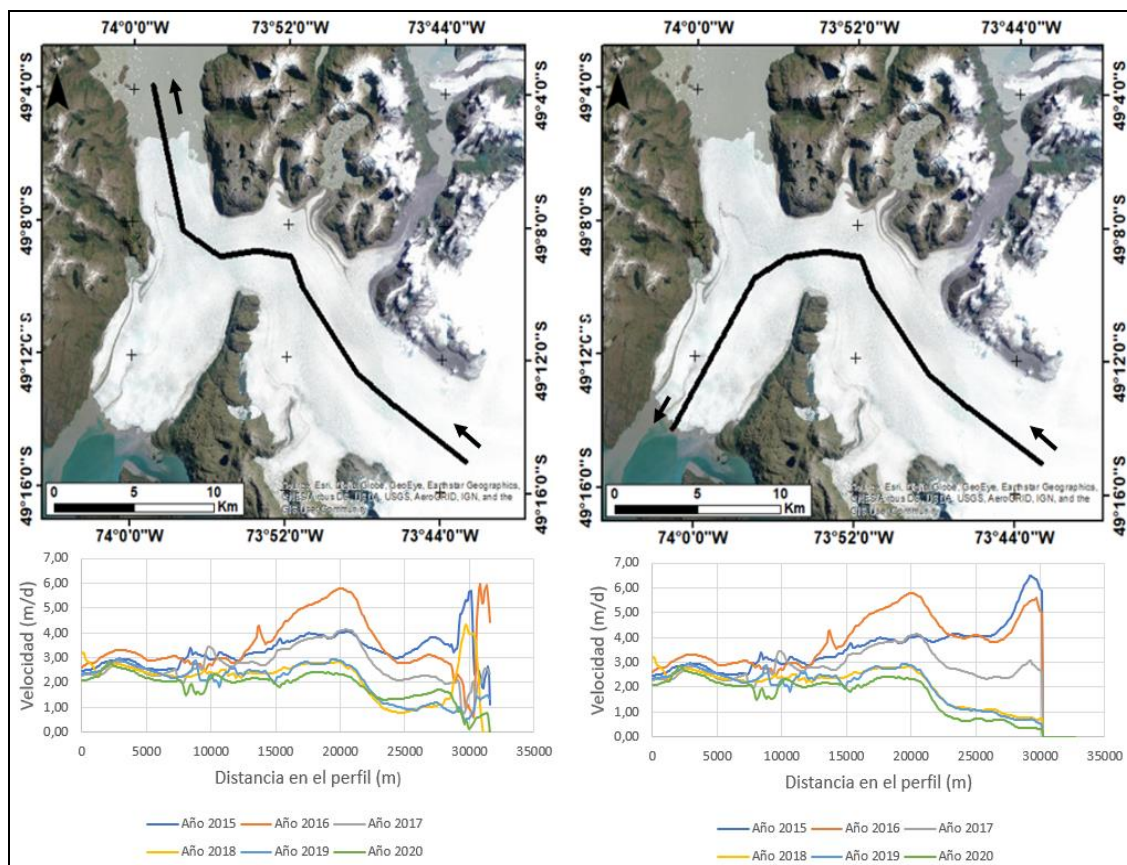


Figura 8. Perfiles de velocidad promedio del glaciar Pío XI.

En el glaciar O'Higgins el rango de valores registrados va desde los 0.16 a 9.22 m d⁻¹, donde el mínimo se identificó en la zona frontal del cuerpo de hielo, y el máximo cercano a los 10,000 m en el perfil. Es posible visualizar un aumento de la velocidad de desplazamiento del glaciar a medida que se avanza en el perfil, para alcanzar un máximo a partir de los 10,000 m, y finalmente disminuir a medida se acerca a la zona frontal.

Al visualizar los perfiles de velocidad extraídos para este glaciar, se pudo identificar un punto crítico entre los 9,300 y 11,400 m donde los valores de velocidad tienden a aumentar, lo que no permite la identificación de una tendencia general. Pese a que se desconoce las causas que pueden producir este fenómeno, Jiskoot (2011) explica que la rugosidad y geomorfología del terreno debajo del hielo puede generar que existan zonas que poseen mayores velocidades de desplazamiento respecto a otras partes del glaciar. No obstante, al considerar solamente los puntos hasta antes de esta zona, se puede apreciar un incremento de la velocidad a partir del año 2016, lo que podría significar un aumento en el proceso de derretimiento.

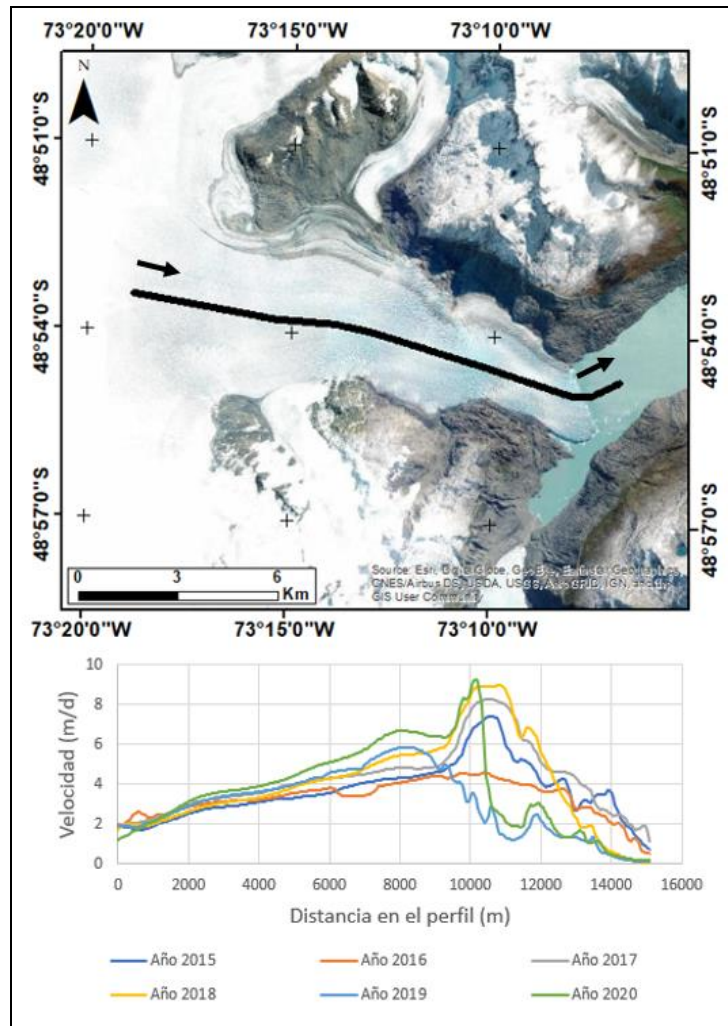


Figura 9. Perfiles de velocidad promedio del glaciar O'Higgins.

DISCUSIÓN

Debido a que los métodos empleados en esta investigación están basados en la utilización de teledetección mediante imágenes satelitales, existieron elementos que pueden ser considerados como limitantes al momento aplicar estas técnicas. La presencia de nubes en el área de estudio, errores en la reclasificación de los valores de los índices, la necesidad de una corrección mediante fotointerpretación, y fallas en los datos provenientes de las imágenes SAR, son factores que pueden inducir a errores al momento de implementar estas metodologías. Pese a esto, fue posible la estimación del desplazamiento del frente de los glaciares y su velocidad de desplazamiento superficial, aunque se destaca la necesidad de validar los resultados obtenidos, debido a las limitantes anteriormente mencionadas. Esto puede ser realizado mediante la comparación de los resultados con fotografías aéreas de los glaciares, utilizando imágenes provenientes de cámaras estacionarias instaladas en el frente de los glaciares, o mediante el monitoreo in situ del desplazamiento de los cuerpos de hielo.

Respecto al glaciar Pío XI, en concordancia con los trabajos realizados por Rivera (2018), Foresta et al. (2018) y Wilson et al. (2016), se pudo determinar que posee una tendencia general al avance de ambos frentes, pese a la existencia de un período de retroceso entre mediados de las décadas del 90' y 2000. La tendencia a la aceleración en el avance del frente norte y desaceleración en el frente sur se condice con los resultados expuestos por Wilson et al. (2016), en cuya investigación se identificó esta diferencia para el período 2000-2014. Pese a esto, al momento de analizar los perfiles de velocidad de cada año para el período 2015-2020, se puede evidenciar que ambos frentes tienen una tendencia a la desaceleración en su desplazamiento superficial, la que puede ser causada por una disminución en la acumulación de masa en el glaciar.

Por su parte, el glaciar O'Higgins muestra una tendencia general a un retroceso, tal como lo presenta Sakakibara y Sugiyama (2014), proceso que puede deberse, principalmente, a factores climáticos. Un estudio realizado por Malz et al. (2018) evidencia una reducción en el grosor de las capas de hielo tanto en las zonas de pérdida como de acumulación del glaciar. Esto sugiere dos posibilidades; la primera, es que el glaciar tiene una tendencia a perder una mayor cantidad de masa a causa del aumento de las temperaturas; y la segunda, es que exista una tendencia hacia una menor tasa de acumulación de nieve, debido a la disminución de las precipitaciones. Al analizar los resultados de Bozkurt et al. (2019) y los datos provenientes de la estación consultada, ambas posibilidades parecen probables, ya que, en los últimos años, se han registrado bajas en las precipitaciones acumuladas y un aumento de la temperatura media anual.

Pese a la existencia de modelos climáticos e imágenes satelitales que permiten la estimación de los cambios en las precipitaciones y temperaturas en el área de estudio, es importante mencionar la necesidad de una mayor representatividad de estaciones meteorológicas en las cercanías de ambos glaciares. Esto debido a que solo existen registros de una estación en las cercanías del glaciar O'Higgins, la que actualmente no se encuentra operativa. Mientras que, en el caso del glaciar Pío XI, no se han instalado estaciones en zonas cercanas al frente del glaciar. Surge esta necesidad, con el fin realizar análisis más precisos respecto a los cambios en el clima de esta zona, y como estos se relacionan con las variaciones espaciotemporales de los cuerpos de hielo.

CONCLUSIONES

En esta memoria se cuantificó la variación espacial y temporal de los glaciares Pío XI y O'Higgins, pertenecientes a los Campos de Hielo Sur de la Patagonia chilena, mediante la utilización de un método óptico-microonda activa. Para esto fue necesaria la selección de escenas del espectro óptico que contaran con un bajo porcentaje de cobertura de nubes al final del período de derretimiento de los glaciares, y un trabajo de fotointerpretación para una mayor precisión en la delimitación de los cuerpos de hielo. Además del procesamiento de las imágenes SAR seleccionadas. El método empleado permitió estimar las tasas de desplazamiento promedio del frente de los glaciares, para el período 1984-2020, y la velocidad de desplazamiento superficial del cuerpo de los glaciares en el período 2015-2020.

Tanto el glaciar O'Higgins como Pío XI muestran un comportamiento diferente respecto a sus variaciones espaciotemporales. Por un lado, el glaciar Pío XI cuenta con un proceso general de avance, a causa de condiciones geográficas específicas de la cuenca, junto con una tendencia a la desaceleración en el desplazamiento superficial en los últimos años. Mientras que el glaciar O'Higgins contó con un proceso de retroceso sostenido, mostrando un aumento en las tasas de desplazamiento superficial a nivel general. Estos cambios son atribuidos a consecuencias del cambio climático en la zona, de modo que el aumento de las temperaturas y disminución de las precipitaciones han generado que los glaciares reciban menos aportes, y pierdan masa a un ritmo más acelerado. Los resultados expuestos muestran una alternativa que permite el estudio y monitoreo de glaciares en zonas de difícil acceso para períodos largos de tiempo, sin necesidad de campañas en terreno. Aunque, se destaca la necesidad de una validación de los resultados y una mayor representatividad de estaciones meteorológicas en el área de estudio, con el fin de realizar análisis acabados sobre la relación entre el desplazamiento de los glaciares y el clima de la zona.

BIBLIOGRAFÍA

- Acharya, T; A. Subedi; y D. Lee. 2018. Evaluation of Water Indices for Surface Water Extraction in a Landsat 8 Scene of Nepal. *Sensors* 18(8). 1-15p.
- Ariza-López, F.; J. Rodríguez-Avi; y V. Alba-Fernández. 2018. Control Estricto De Matrices De Confusión Por Medio De Distribuciones Multinomiales. *Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica* (21). 215-226p.
- Armstrong, R; I. Gärtner-Roer; W. Haeberli; M. Hoelze; A. Käab; J. Kargel; S. Khalsa; G. Leonard; F. Paul; B. Raup; M. Zemp. 2014. Introduction: Global glacier monitoring- a long-term task integrating in situ observations and remote sensing: Glaciers and climate. (pp 4). En: Kargel, J; G. Leonard; M. Bishop; A. Käab; B. Raup. *Global Land Ice Measurements from Space*. First Edition. United Kingdom: Springer Praxis Books. Pp. 4.
- Barazzetti L.; M. Scaioni; y M. Gianinetto. 2014. Automatic Co- registration of Satellite Time Series via Least Squares Adjustment. *European Journal of Remote Sensing* 47(1). 55-74p.
- Boisier, J.; R. Rondanelli; R. Garreaud; y F. Muñoz. 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters* (43). 1-9p.
- Bravo, C.; D. Quincey; A. Ross; A. Rivera; B. Brock; E. Miles; y A. Silva. 2019. Air temperature characteristics, distribution, and impact on modeled ablation for the South Patagonia Icefield. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124. 1-19p.
- Bozkurt, D.; M. Rojas; J. Boisier; R. Rondanelli; R. Garreaud; y L. Gallardo. 2019. Dynamical downscaling over the complex terrain of southwest South America: present climate conditions and added value análisis. *Climate Dynamics* 53(11). 6745-6767p.
- Cai J.; C. Wang; X. Mao; y Q. Wang. 2017. An adaptive offset tracking method with SAR images for landslide displacement monitoring. *Remote Sensing* 9(8). 1-16p.
- Chuvieco, E. 2008. *Teledetección Ambiental*. Ariel, S.A. Barcelona, España. 73p.
- Convención Marco de las Naciones Unidas Sobre el Cambio Climático. (9 de mayo de 1992, Nueva York). 1992. Convención Marco de las Naciones Unidas Sobre el Cambio Climático. Naciones Unidas. Nueva York. 1-26p.
- Cuffey, K. y Paterson, B. 2010. *The Physics of Glaciers*. Elsevier. Burlington, Estados Unidos. 454p.
- De Angelis, H. 2014. Hypsometry and sensitivity of the mass balance to changes in equilibrium-line altitude: the case of the Southern Patagonia Icefield. *J.Glaciol.* 60(219). 14-28p.

Davies, B. y Glasser, N. 2012. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~AD 1870) to 2011. *Journal of Glaciology* 58(212). 1063-1084p.

Duran-Alarcón, C.; C Gevaert; C. Mattar; J. Jiménez-Muñoz; J. Pasapera-Gonzales; J. Sobrino; Y. Silvia-Vidal; O. Fashé-Raymundo; T. Chavez-Espiritu; y N. Santillan-Portilla. 2015. Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery. *Journal of South American Earth Sciences* 59. 19-26p.

Falvey, M. y R. Garreaud. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979– 2006). *Journal of Geophysical Research*, 114: 1-16p.

Foresta, L.; N. Gourmelen; F. Weissgerber; P. Nienow; J. Williams; A. Shepherd; M. Drinkwater; y S. Plummer. 2018. Heterogeneous and rapid ice loss over the Patagonian Ice Fields revealed by CryoSat-2 swath radar altimetry. *Remote Sensing of Environment* 211. 441-445p.

Fujita, K. 2008. Influence of precipitation seasonality on glacier mass balance and its sensitivity to climate change. *Annals of Glaciology* 48. 88-92p.

Garreaud, R. 2018: Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in Western Patagonia in 2016. *Climate Research*, 74. 217-229.

Gascoin, S; M. Grizonnet; M. Bouchet; G. Salgues; y O. Hagolle. 2019. Theia Snow collection: high-resolution operational snow cover maps from Sentinel-2 and Landsat-8 data. *Earth System Science Data*, 11. 493-514p.

Haeberli, W. y C. Burn. 2002. Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests (cap 9). En: Sidle, R. *Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests*. Singapore: CABI Publishing. 170-171p.

Hall, D.; G. Riggs; V. Salomonson. 1995. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 54(2), 127–140p.

Herrera, M.; G. Vargas; A. Santis; A. Lahsen; A. Castruccio; y R. Luca. *Estructura Superficial del Glaciar O' Higgins e implicancias para su historia pleistocena y holocena*.

IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, IPCC Working Group I Contribution to AR5; Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, Estados Unidos. 1029-1136p.

Jaber, W.; A. Floricioiu; D. Rott; y M. Eineder. 2013. Surface elevation changes of glaciers derived from SRTM and TanDEM-X DEM differences. 2013 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium – IGARSS.

Kotlyakov, V.; L. Serebryanny; y O. Solomina. 1991. Climate change and glacier fluctuation during the last 1000 years in the southern mountains of the USSR. *Mountain Research and Development* 11(1): 1-12p.

López, P.; P. Chevallier; V. Favier; B. Pouyaud; F. Ordenes; y J. Oerlemans. 2010. A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change* 71(1-2). 85-108p.

Mattar, C.; J. Wigneron; J. Sobrino; N. Novello; J. Calvet; C. Albergel; P. Richuante.; A. Mialon; D. Guyon; J. Jimenez-Muñoz; y Y. Kerr. 2012. A combined optical-microwave method to retrieve soil moisture over vegetated areas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(5). 1404-1413p.

McFeeters, S. 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features, *International Journal of Remote Sensing* 17(7). 1425-1432p.

Nagler, T. y Rott, H. 2000. Retrieval of Wet Snow by Means of Multitemporal SAR Data. *IEEE Transaction on geoscience and remote sensing* 60(2). 754-765p.

Operational Applications of Satellite Snowcover Observations. (16-17 de Abril de 1979. Sparks, Nevada). 1980. The evolution of satellite snow mapping with emphasis on the use of Landsat in the snow ASVT study areas. J. Barnes y C. Bowley. Concord, Massachusetts. 1-19p.

Paterson, W. 1994. *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press. Oxford, New Cork, Seoul y Tokio. Segunda Edición. 385p.

Paul, F. 2008. Calculation of glacier elevation changes with SRTM: is there an elevation-dependent bias?. *Journal of Glaciology* 54(188), 945-946p.

Paul, F. y N. Mölg. 2014. Hasty retreat of glaciers in northern Patagonia from 1985 to 2011. *Journal of Glaciology* 60(224). 1033-1043p.

Qin, D. y Ding, Y. 2010. Key Issues on Cryospheric Changes, Trends and Their Impacts. *Advances in Climate Change Research* 1(1): 1-10p.

Rabatel, A.; H. Castebrunet; V. Favier; L. Nicholson; y Kinnard, C. 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere* 5. 1029-1041p.

Rignot, E.; A. Rivera; y G. Cassasa. 2003. Contribution of the Patagonia icefield to sea level rise. *Science* 302. 434-437p.

Rivera, A. 2018. Glaciar Pío XI: La excepción a la tendencia de desglaciación en Patagonia. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis* 54. 1-12p.

Riveros, N; L. Euillades; P. Euillades; S. Moreiras; y S. Balbarani. 2013. Offset tracking procedure applied to high resolution SAR data on Viedma Glacier, Patagonian Andes, Argentina. *Advances in Geosciences*, 35. 7-13p.

Rondeau-Genesse, G.; M. Trudel; y R. Leconte. 2016. Monitoring snow wetness in an Alpine Basin using combined C-band SAR and MODIS data. *Remote Sensing of Environment* (183). 304–317p.

Sakakibara, D. y S. Sugiyama. 2014. Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 33(6). 2541-2554p.

Snapir, B.; A. Momblancha; S. Jainb; T. Waimea; y I. Holman. 2019. A method for monthly mapping of wet and dry snow using Sentinel-1 and MODIS: Application to a Himalayan river basin. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* (74). 222–230p.

Warren, C. y Rivera, A. 1994. Non-Linear climatic response of calving glaciers: A case study of the Pío XI Glacier, Chilean Patagonia. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67(4); 385-394p.

Wiesmann, A.; T. Strozzi; y F. Paul. 2018. Sentinel-1 based near real-time ice velocity mapping system. *Geophysical Research Abstracts* (20). 14096p.

Wilson, R; D. Carrión; y A. Rivera. 2016. Detailed dynamic, geometric and supraglacial moraine data for Glaciar Pío XI, the only surge-type glacier of the Southern Patagonia Icefield. *Annals of Glaciology*, 57 (73). 119-130p.

Xiao, C.; S. Wang; y D. Qin. 2015. A preliminary study of cryosphere service function and value evaluation. *Advances in Climate Change Research* (6): 3-4p.

XII Congreso Geológico Chileno (12°, 22-26 de noviembre de 2009, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile). 2009. Estructura Superficial del Glaciar O' Higgins e implicancias para su historia pleistocena y holocena. Herrera, M.; Vargas, G.; Santis, A.; Lahsen A.; Castruccio A. y Luca, R. Santiago, Chile: 1-4p.

XII Congreso Geológico Chileno Santiago. (XII, 22-26 de noviembre 2009), 2009. Estructura Superficial del Glaciar O' Higgins e implicancias para su historia pleistocena y holocena. Santiago, Chile. 1-4p.

Yellala, A.; V. Kumar; y K. Høgda. 2019. Bara Shigri and Chhota Shigri glacier velocity estimation in western Himalaya using Sentinel-1 SAR data. *International Journal of Remote Sensing*, 40 (15). 5861-5874p.

ANEXOS

Anexo 1: Tabla resumen de las escenas seleccionadas para la delimitación de la línea de nieve de los glaciares Pío XI y O'Higgins

Escenas Seleccionadas Glaciar Pío XI			
Satélite	Código	Fecha	Cobertura de nubes (%)
Landsat 5	LANDSAT/LT05/C01/T1_SR/LT05_231094_19860114	14/01/1986	0.0
Landsat 5	LANDSAT/LT05/C01/T1_SR/LT05_232094_19980421	21/04/1998	14.0
Landsat 5	LANDSAT/LT05/C01/T1_SR/LT05_231094_20060222	22/02/2006	16.0
Landsat 8	LANDSAT/LC08/C01/T1_SR/LC08_232094_20160429	29/04/2016	0.6
Sentinel 2	COPERNICUS/S2_SR/20190421T142759_20190421T143559_T18FWL	21/04/2019	45.0

Escenas Seleccionadas Glaciar O'Higgins			
Satélite	Código	Fecha	Cobertura de nubes (%)
Landsat 5	LANDSAT/LT05/C01/T1_SR/LT05_231094_19841226	26/12/1984	5.0
Landsat 5	LANDSAT/LT05/C01/T1_SR/LT05_232094_19980428	28/04/1998	5.0
Landsat 5	LANDSAT/LT05/C01/T1_SR/LT05_231094_20081212	12/12/2008	32.0
Landsat 8	LANDSAT/LC08/C01/T1_SR/LC08_232094_20160429	29/04/2016	0.6
Sentinel 2	COPERNICUS/S2_SR/20200205T142649_20200205T143540_T18FXL	25/02/2020	9.1

Anexo 2: Tabla resumen de las escenas seleccionadas para la estimación de la velocidad de desplazamiento superficial de los glaciares Pío XI y O'Higgins

Satélite	Código	Fecha
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20150106T235559_20150106T235624_004057_004E62_680A	06/01/2015
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20150112T000409_20150112T000434_004130_005017_4FBC	12/01/2015
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20150205T000408_20150205T000433_004480_0057ED_7A11	05/02/2015
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20150223T235558_20150223T235623_004757_005E5E_32AB	23/02/2015
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20150313T000408_20150313T000433_005005_006465_3EF4	13/02/2015
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20150319T235558_20150319T235623_005107_0066D1_1938	19/02/2015
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20160119T000429_20160119T000454_009555_00DE44_C91D	19/01/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20160125T235604_20160125T235629_009657_00E144_CF9C	25/01/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160205T094330_20160205T094355_009809_00E5A7_9905	05/02/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20160229T094332_20160229T094357_010159_00EFCB_CF40	29/02/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20160212T000428_20160212T000453_009905_00E87C_FECC	12/02/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20160218T235604_20160218T235629_010007_00EB79_9A0C	18/02/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160305T095138_20160305T095203_010232_00F1D8_7E5C	05/03/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20160317T095148_20160317T095213_010407_00F6D3_68A8	17/03/2016
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20170113T000418_20170113T000443_014805_0181EC_DADB	13/01/2017
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20170119T235610_20170119T235635_014907_018536_A346	19/01/2017
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SSV_20170212T235610_20170212T235635_015257_018FFB_1621	12/02/2017
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20170224T235609_20170224T235634_015432_019552_38E6	24/02/2017
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20170314T000417_20170314T000442_015680_019CD5_358E	14/03/2017
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20170326T000417_20170326T000442_015855_01A205_5B26	26/03/2017
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20180114T235617_20180114T235642_020157_02261F_0AB0	14/01/2018
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20180126T235616_20180126T235641_020332_022BAA_391C	26/01/2018
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20180207T235616_20180207T235641_020507_023142_F8F5	07/02/2018
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20180219T235616_20180219T235641_020682_0236D6_8B58	19/02/2018
Sentinel 1B	S1B_IW_GRDH_1SDV_20180313T095121_20180313T095146_010011_012273_DE6C	13/03/2018
Sentinel 1B	S1B_IW_GRDH_1SDV_20180325T095121_20180325T095146_010186_012821_F591	25/03/2018
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20190109T235624_20190109T235649_025407_02D070_5E3B	09/01/2019
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20190121T235623_20190121T235648_025582_02D6CE_3807	21/01/2019
Sentinel 1B	S1B_IW_GRDH_1SDV_20190212T095128_20190212T095153_014911_01BD67_181B	12/02/2019
Sentinel 1B	S1B_IW_GRDH_1SDV_20190224T095128_20190224T095153_015086_01C320_41B4	24/02/2019
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20190310T235623_20190310T235648_026282_02EFF2_4A87	10/03/2019
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20190322T235623_20190322T235648_026457_02F665_F9C6	22/03/2019
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20200116T235630_20200116T235655_030832_038999_DE7A	16/01/2020
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20200128T235629_20200128T235654_031007_038FC3_9AA6	28/01/2020
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20200209T235629_20200209T235654_031182_0395DC_95F9	09/02/2020
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20200221T235629_20200221T235654_031357_039BE0_3FFE	21/02/2020
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20200316T235629_20200316T235654_031707_03A7FE_E8C1	16/03/2020
Sentinel 1A	S1A_IW_GRDH_1SDV_20200328T235629_20200328T235654_031882_03AE25_F7D4	28/03/2020