



UNIVERSIDAD DE CHILE

Facultad de Arquitectura y Urbanismo

Escuela de Pregrado

Departamento de Geografía

Análisis de la variabilidad del flujo de hielo en la Plataforma Müller (Península Antártica) utilizando sensores remotos activos en el período 2019-2021

Memoria para optar al título de geógrafa

MACARENA PÉREZ CUEVAS

Profesor guía: Pablo Sarricolea

Profesor co-guía: Francisco Fernandoy

Profesor co-guía: Edgardo Casanova

SANTIAGO - CHILE

2023

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que me brindaron su apoyo y contribuyeron de diversas maneras a la realización de esta memoria.

En primer lugar, deseo expresar mi agradecimiento a mi profesor guía, Pablo Sarricolea, por su disposición para enseñar y por brindarme valiosos comentarios que fueron fundamentales para concluir esta investigación.

Asimismo, quiero agradecer a mis profesores co-guía, Francisco Fernandoy y Edgardo Casanova, por su constante orientación, su profundo conocimiento y sus valiosos comentarios. Agradezco especialmente el tiempo que dedicaron incluso en sus fines de semana, con el fin de ayudarme a avanzar en este proyecto. Su dedicación y paciencia fueron fundamentales para el desarrollo de esta memoria.

Agradezco sinceramente a mis amigas y amigos de la vida y de la universidad, quienes estuvieron a mi lado durante toda mi trayectoria académica. Su apoyo moral, sus consejos y nuestras discusiones enriquecedoras fueron fundamentales para mi crecimiento personal y profesional.

No puedo pasar por alto el apoyo incondicional de mi familia. Agradezco especialmente a mis padres y, sobre todo, a mi hermano, quien me introdujo al fascinante mundo de la criósfera. Sus mejores consejos y dedicación fueron clave para lograr mis metas. Les agradezco por su amor, aliento y comprensión durante todos estos años. Sin su constante apoyo y sacrificio, este logro no habría sido posible.

Además, deseo agradecer al Laboratorio de Análisis Isotópico (LAI-UNAB) por la buena onda y brindarme los recursos necesarios para llevar a cabo esta investigación.

Por último, quiero agradecer a todos aquellos que, de una u otra manera, contribuyeron a mi formación académica y personal.

Tabla de contenidos

1 RESUMEN.....	2
2 CAPITULO 1: PRESENTACIÓN.....	3
2.1 Introducción.....	3
2.2 Planteamiento del problema y estado del asunto	3
2.3 Caracterización del área de estudio	7
2.3.1 Ubicación geográfica	7
2.3.2 Caracterización glacio-hidrológica	8
2.3.3 Caracterización climática	8
2.3.4 Caracterización marina	10
2.3.5 Geomorfología de las plataformas de hielo.....	13
2.3.6 <i>Buttressing effect</i> en las plataformas de hielo.....	13
2.3.7 Evolución de la Plataforma Müller.....	14
2.4 Objetivos	14
2.4.1 Objetivo general.....	14
2.4.2 Objetivos específicos	14
CAPITULO 2: MARCO METODOLOGICO	15
3.1 Materiales.....	15
3.1.1 Datos y fundamentos de teledetección	15
3.1.2 Datos de reanálisis ERA5	17
3.2 Método	18
3.2.1 Estimar las velocidades de flujo que alimentan la plataforma mediante <i>offset tracking</i>	18
3.2.2 Caracterizar las velocidades de los flujos de hielo mediante perfiles y variables topográficas.....	22
3.2.3 Comparar las velocidades de los flujos de hielo con forzantes climáticas ...	22
CAPITULO 3: RESULTADOS.....	23
4.1 Estimación de las velocidades de flujo que alimentan la plataforma mediante <i>offset tracking</i>	23
4.2 Caracterización de las velocidades de los flujos de hielo mediante perfiles y variables topográficas.....	27
4.3 Comparación de las velocidades de los flujos de hielo con forzantes climáticas	33
CAPITULO 4: DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	39
5.1 Discusión.....	39
5.2 Conclusiones.....	40
6 Bibliografía.....	42
7 Anexos.....	47

Índice de figuras

Figura 1: Procesos y evolución de una plataforma de hielo. Extraído de Siegert et al., 2023.	5
Figura 2: Ubicación área de estudio.....	7
Figura 3: Tasa de aceleración de la precipitación acumulada por año (mm a ²) en el continente antártico. Esta tasa representa cuántos mm cambian en un año. Extraído de Kim et al., 2020.....	9
Figura 4: Representación esquemática de la vaguada circumpolar (cinturón de bajas presiones) en el continente Antártico. Extraído de (Carrasco, 2021).....	10
Figura 5: Caracterización oceánica de la península Antártica. Extraído de Totten et al., 2022.	11
Figura 6: Cambio de extensión del hielo marino por década (%) entre 1979 y 2023. Extraído de National Snow and Ice Data Center, 2023.	12
Figura 7: Cambio en el área de la plataforma (km ²) de Hielo Müller en el periodo entre 1947 y 1993. Elaborado a partir de los datos de Ward, 1995.....	14
Figura 8: Componentes de la teledetección. Extraído de Chuvieco, 1990.....	15
Figura 9: Espectro electromagnético. Extraído de Moreira et al., 2013.	16
Figura 10: Puntos de control para validación de resultados.	21
Figura 11: Velocidades de flujo de hielo promedio anual que contribuyen a la plataforma Müller.	23
Figura 12: Velocidad de flujo de hielo promedio estacional.....	25
Figura 13: Ubicación de los perfiles en el área de estudio.	27
Figura 14: Velocidades de flujo de hielo promedio anuales (m d ⁻¹) en perfiles con respecto elevación (msnm).	28
Figura 15: Velocidades de flujo de hielo promedio anuales (m d ⁻¹) en perfiles con respecto a la pendiente (°).....	29
Figura 16: Velocidades de flujo de hielo promedio estacionales (m d ⁻¹) en perfiles con respecto elevación (msnm).	31
Figura 17: Velocidad promedio de flujo de hielo estacionales (m d ⁻¹) en perfiles con respecto pendiente (°).....	32
Figura 18: Anomalía media anual del período 1985-2021.....	34
Figura 19: Anomalía media estacional del período 1985-2021.....	36
Figura 20: Comparación entre forzantes climáticas y velocidades máxima de flujo de hielo en el periodo 2019-2021.....	37

Índice de tablas

Tabla 1: Perfiles con valores de velocidad mínima y máxima.	20
Tabla 2: Valores de los puntos de control	21
Tabla 3: Valores de velocidad promedio por año.	23
Tabla 4: Valores de velocidad promedio por estación.	25

1 RESUMEN

El continente Antártico, como uno de los principales reguladores del clima a escala global y componente fundamental de la criósfera, está experimentando cambios significativos debido al calentamiento atmosférico y oceánico. En particular, se han observado notables pérdidas de hielo en varias plataformas de hielo de gran tamaño en la región de la Península Antártica (PA). Estas plataformas de hielo desempeñan un papel crucial en el equilibrio de la masa de hielo antártico. Aunque no detienen completamente el flujo de hielo hacia el océano, sí pueden contenerlo parcialmente mediante el efecto de *buttressing*. La plataforma de hielo Müller es la más septentrional de la PA (67°14' S, 66°52' O) y es relativamente pequeña (40 Km²), sin embargo, ha disminuido el 50% del área registrada en 1957. En este sentido, esta memoria tiene como objetivo analizar la variabilidad espacio-temporal de los flujos de hielo que alimentan la Plataforma Müller entre el periodo 2019-2021 utilizando sensores remotos activos, con el fin de comprender la variabilidad de la velocidad de los flujos de hielo mediante el uso de imágenes radar del satélite Sentinel-1 y la metodología *offset tracking* del software SNAP del programa Copernicus y datos de reanálisis ERA5. Los resultados obtenidos, durante el periodo 2019-2021, se observaron notables variaciones en las velocidades de los flujos de hielo que alimentan la Plataforma Müller en la Península Antártica. Las velocidades promedio alcanzaron hasta 0.85 m d⁻¹ en 2021, con un aumento progresivo desde el 2019 a 0.67 m d⁻¹ y 2020 a 0.69 m d⁻¹. Además, se identificaron tres flujos principales, siendo el flujo occidental el de velocidades más altas, mientras que los flujos orientales mostraron ralentización en varios sectores. Estos resultados reflejan una variabilidad estacional, con la primavera registrando las velocidades promedio más altas, lo que coincide con el inicio del deshielo estacional y la disponibilidad de agua líquida en la superficie. En contraste, el invierno mostró velocidades más bajas debido a las temperaturas más frías. Se destaca la influencia de la topografía en las velocidades, ya que se observó que a medida que aumentaba la pendiente del terreno, también lo hacían las velocidades de flujo de hielo. Para una comprensión más completa de la dinámica de la Plataforma Müller y su respuesta al cambio climático, se sugiere ampliar el análisis a un mayor número de años y validar los resultados en otras áreas de la zona de estudio. Además, la obtención de datos climáticos locales de alta resolución temporal y espacial es fundamental para comprender mejor la relación entre las variaciones climáticas y las velocidades de flujo de hielo en la región.

2 CAPITULO 1: PRESENTACIÓN

2.1 Introducción

La criósfera es una parte importante de la hidrósfera terrestre, en la que el agua se encuentra en estado sólido, en forma de nieve, glaciares, casquetes de hielo, hielo marino y permafrost (Vaughan *et al.*, 2013). La criósfera constituye aproximadamente el 68.5% de toda el agua dulce de la Tierra, que se almacena principalmente en casquetes de hielo y glaciares (Stephens *et al.*, 2020). Además, cerca del 10% del área terrestre del planeta está cubierta por glaciares o capas de hielo (Pörtner *et al.*, 2019)

La mayor superficie de la criósfera se concentra en los polos terrestres. En el hemisferio norte, se encuentra el Ártico, que es un océano rodeado de masas continentales incluido toda Groenlandia y el archipiélago de Svalbard, Norte de Alaska, Canadá, Noruega y Rusia. Por otro lado, en el hemisferio sur, se encuentra la Antártica, que es un continente rodeado de masas de aguas, se divide en la Península Antártica, Antártica Oriental y Occidental. La Antártica tiene una extensión aproximada de 14×10^6 km², que incluye las plataformas de hielo (Fretwell *et al.*, 2013), además, en invierno el hielo marino puede crecer hasta duplicar su área (Fretwell *et al.*, 2013).

El aumento de temperaturas atmosféricas ha afectado la criósfera y en particular a glaciares y casquetes polares, lo que ha generado entre otros impactos, el aumento global del nivel del mar. Según, el sexto informe del IPCC (2022), se proyectó un aumento promedio en la temperatura mundial de unos 1.5°C al año 2053. Actualmente, el incremento de la temperatura global es 1.1°C y en cualquiera de los escenarios de emisiones proyectados se alcanzaría un aumento de 1.5°C antes del año 2040. Como respuesta a este incremento, el aumento de la temperatura produciría desajustes climáticos que se expresarán en sequías prolongadas, olas de calor de fuerte intensidad, precipitaciones intensas, derretimiento de la superficie glaciar y el consecuente aumento del nivel del mar.

En este sentido, la Antártica tiene un rol fundamental como regulador del clima mundial, no obstante, en la parte noroccidental se ubica la Península Antártica que ha evidenciado tres veces el aumento de la temperatura global (Comin & Justino, 2017; Wanderley *et al.*, 2016; World Glacier Monitoring Service (WGMS), 2021).

2.2 Planteamiento del problema y estado del asunto

El continente antártico es conocido por ser el continente más seco, ventoso y frío del planeta, donde se han logrado registrar las temperaturas más frías de la tierra, como por ejemplo, -89.2 °C en la estación de Vostok de Rusia en 1983 (Convey *et al.*, 2009). Este fenómeno se produce porque la Antártica está aislada de los demás continentes y más elevada con relación al nivel del mar. La elevación disminuye la temperatura por una disminución en la presión atmosférica, además de estar más aislada por la Corriente Circumpolar Antártica (ACC, por siglas en inglés). Este continente corresponde aproximadamente a un 10% de la superficie total de tierra emergida, incluyendo la cobertura del hielo, las plataformas de hielo flotantes y el hielo marino. A su vez, el continente se puede segmentar en tres secciones principales; en primer lugar, está la Antártica Oriental, abarcando más del 70% del continente y presenta las condiciones más frías y secas de la tierra con una superficie de 10.35×10^6 km². En segundo lugar,

la Antártica Occidental es la que tiene el relieve más accidentado, costas irregulares y tiene una superficie de $1.97 \times 10^6 \text{ km}^2$. Por último, la Península Antártica separa el mar de Weddel al este con el mar de Bellinghausen al oeste y tiene una superficie de $0.52 \times 10^6 \text{ km}^2$. En esta última sección, la mayoría de sus glaciares y plataformas están en estado de retroceso durante las últimas décadas (Tingey, 1991).

El extremo noroccidental de la Península Antártica se encuentra entre las regiones de más rápido calentamiento del planeta, con un aumento de casi 3°C en los últimos 50 años en la parte central y sur de esta misma, que está afectando gravemente a los glaciares y plataformas de hielo (World Glacier Monitoring Service (WGMS), 2021).

Las plataformas de hielo flotante son la extensión de los glaciares sobre el mar y que están sostenidos en un punto de anclaje ubicadas al borde del casquete. Muchas de estas, están adelgazando en el norte de la Península Antártica y tienen un rol vital en la dinámica de los glaciares que las alimentan, las plataformas Larsen A y Prince Gustav que se colapsaron en 1995, sirvió para entender el comportamiento de los glaciares tributarios (Rott *et al.*, 1996). Después de los colapsos, se evidenció que los glaciares aceleran, se adelgazan y retroceden; que pierden masa que contribuye un aumento en nivel del mar a diferencia de la plataforma misma que no contribuye directamente a aumentar el nivel del mar cuando se desprende, porque ya estaba ocupando un volumen de agua (Benn & Evans, 2014).

La pérdida de masa o ablación de estas plataformas se produce por el fenómeno de desprendimiento de témpanos o icebergs (*calving*) o por fusión, que puede ser mayoritariamente por procesos, tanto a nivel superficial como también a profundidad, donde el agua cumple principalmente un rol dinámico en las características reológicas de la plataforma a través del tiempo (Glasser & Scambos, 2008). El proceso de colapso de una plataforma de hielo está controlado por factores atmosféricos, oceánicos y glaciológicos. En primer lugar, los factores atmosféricos están asociados al aumento de la temperatura del aire y los vientos del oeste; en segundo lugar, los factores oceánicos derivan del aumento de la temperatura oceánica, y las corrientes marinas; en último lugar, los factores glaciológicos, por diferencias de velocidades y direcciones flujo dentro de la plataforma (Glasser & Scambos, 2008).

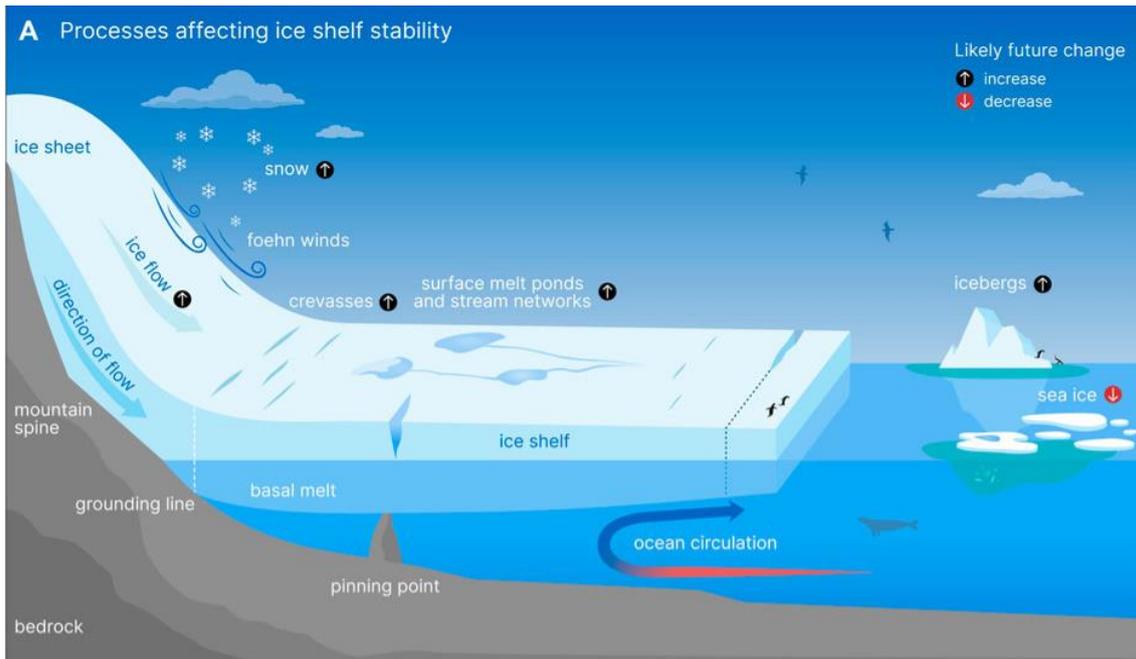


Figura 1: Procesos y evolución de una plataforma de hielo. Extraído de Siegert et al., 2023.

Traducción Figura 1: *Processes affecting ice shelf stability* (Procesos que afectan la estabilidad de la plataforma de hielo); *Ice sheet* (Capa de hielo); *Ice flow* (Flujo de hielo); *Direction of flow* (Dirección del flujo); *Mountain spine* (Columna montañosa); *Grounding line* (Línea de anclaje); *Bedrock* (Lecho rocoso); *Pinning point* (Puntos de anclajes); *Basal melt* (Fusión basal); *Crevasses* (Grietas); *Foehn winds* (Vientos föhn); *Snow* (Nieve), *Surface melt ponds* (Acumulaciones de agua de fusión en la superficie); *Stream networks* (Redes de flujos); *Ice shelf* (Plataforma de hielo); *Ocean circulation* (Circulación oceánica); *Icebergs* (Icebergs); *Sea ice* (Hielo marino).

La Figura 1 muestra los procesos que afectan la estabilidad de la plataforma de hielo, tales como el flujo de hielo, el desprendimiento de icebergs, el contacto con puntos de anclaje y el hielo marino. En ella es posible visualizar además los mecanismos de forzamiento ambiental que impactan las plataformas de hielo, entre ellos: la circulación y el calentamiento de los océanos, que impulsan las tasas de derretimiento basal y las nevadas; la temperatura del aire y los vientos, que impulsan el derretimiento de la superficie y la formación de estanques de derretimiento, el cambio en la plataforma de hielo y la extensión del hielo marino y la liberación de agua dulce al océano a partir del derretimiento de los icebergs (Siegert et al., 2023).

Los eventos de *calving* (desprendimiento) son fuente de preocupación para la comunidad científica desde ya hace algunos años, ya que, este fenómeno puede derivar en el aceleramiento de la tasa de aumento del nivel del mar y disminuir la salinidad del océano austral debilitando la corriente Agua Antártica de Fondo (AABW, por siglas en inglés), ya que hará que esta cinta transportadora se detenga o se comporte caóticamente cambiando el clima de diferentes regiones del planeta (Rodrigo, 2008).

La mayor parte de los estudios y monitoreos de la Antártica son realizados mediante percepción remota debido a la topografía accidentada y difícil acceso, alto costo

operacional y condiciones climáticas adversas. A través de estas técnicas se pueden suplir estas dificultades, generando información nueva mediante imágenes satelitales.

Este estudio se enfoca en la Plataforma Müller, la plataforma más septentrional de la vertiente oeste de la Península Antártica, y también, una de las plataformas más pequeñas, cubriendo un área de 40 km² (Cook & Vaughan, 2009). Está emplazada cercana a bases e instalaciones tales como: Rothera (UK), San Martín (ARG), la base Carvajal (INACH - Chile) con monitoreo de datos meteorológicos, pero sin dotación de personal permanente o estacional. Además, se encuentran las instalaciones del programa Antártico de Turquía en Horseshoe Island, Lystad Bay (Secretariat of the Antarctic Treaty, 2023).

De acuerdo con Ward (1995), se han observado fluctuaciones en el frente glaciar de la plataforma a lo largo de un periodo de 46 años. Entre 1947 y 1956, la plataforma experimentó un crecimiento de 51 a 76 km², alcanzando su máxima extensión registrada. Después de este período, se identificó un retroceso hasta 1974. Desde 1974 hasta 1986, la plataforma experimentó un segundo período de crecimiento de 4 km², pero a partir de 1986 hasta 1995 ha continuado retrocediendo.

Según estudios, como el realizado por Ward (1995) y Cook & Vaughan (2009) se sugiere que el avance observado entre 1974 y 1986 probablemente estuvo relacionado con la presencia de la corriente de Agua Profunda Circumpolar (CDW, por siglas en inglés) más frías llenando el fiordo de Lallemand. Sin embargo, esta corriente actualmente es más cálida y puede estar contribuyendo al rápido deshielo observado en los últimos años en el sistema de la plataforma de hielo.

A pesar de estos cambios, aproximadamente el 50% de la plataforma de hielo aún se mantiene. Ha habido pocos cambios en su área, pero su estructura ha cambiado. En el estudio de MacDonell *et al.* (2021), se menciona que en el centro de la Plataforma Müller se están formando más acuíferos, se sugiere que existen regiones saturadas y la posibilidad de la formación de acuíferos podrían afectar la estabilidad de esta plataforma.

Estudios como el realizado por la *National Aeronautics and Space Administration*. (NASA) *MEaSURES ITS_LIVE project* (Gardner *et al.*, 2021), también evidencian una disminución de la mayoría de las plataformas de hielo de la Península Antártica. En esta investigación ocupan la técnica de *feature tracking* en imágenes ópticas (landsat) para el análisis de la velocidad en la Antártica. El resultado de los análisis indicó que en la Plataforma Müller hay zonas con velocidades de flujo de hielo de hasta 800 m a⁻¹ (equivalente a 2.1 m d⁻¹). Por último, la resolución espacial de estos productos es de 240 m y desde el año 1985 hasta el año 2018.

A pesar de la existencia de estos estudios, ellos cuentan con baja resolución espacial y fueron descontinuados después del año 2018.

Bajo esta premisa, en la siguiente memoria se pretende analizar las velocidades de una plataforma de hielo en la Península Antártica, en el marco del proyecto del FONDECYT Regular N°1181540 “*The hydrology of ice shelves process and implicaciones for dynamics*” con el fin de que estos resultados sirvan para mejorar la comprensión de los impactos del calentamiento global en las plataformas de hielo. Aquí se pretende realizar

un estudio que aporte a los datos globales de velocidad del flujo de hielo en la Plataforma Müller en el periodo 2019-2021, a través de la percepción remota activa (imágenes radar) con una resolución espacial de 10 m y resolución temporal estacional y anual.

El estudio reviste una gran importancia, ya que considera la investigación en una plataforma de relevancia en la Península Antártica, así como el procesamiento de numerosas imágenes por año a alta resolución espacial (elevada demanda operativa de procesamiento) con el objetivo de mejorar la comprensión en cuanto a estas geformas de alta sensibilidad al cambio climático.

2.3 Caracterización del área de estudio

Debido a la falta de estudios específicos en la zona de investigación, se llevarán a cabo caracterizaciones tanto a nivel general, considerando la Antártida como un continente, así como a nivel más específico, centrándose en la Península Antártica. Conjuntamente, en ocasiones, se realizarán análisis particulares basados en la información disponible sobre la zona de estudio. Este enfoque se adopta para abordar de manera integral la comprensión de la región y garantizar la cobertura de diferentes aspectos geográficos y climáticos en el estudio.

2.3.1 Ubicación geográfica

La plataforma de hielo Müller (67° 15' S, 66° 52' W) (ver Figura 2), está situada en el fiordo Lallemand y es una pequeña plataforma de hielo que abarca aproximadamente 40 km², alimentada por los glaciares Brückner y Antevs. Estos últimos fluyen hacia el norte desde los picos centrales de la península de Arrowsmith. La elevación máxima de la cuenca glaciar Müller alcanza hasta los 1700 msnm, aproximadamente.

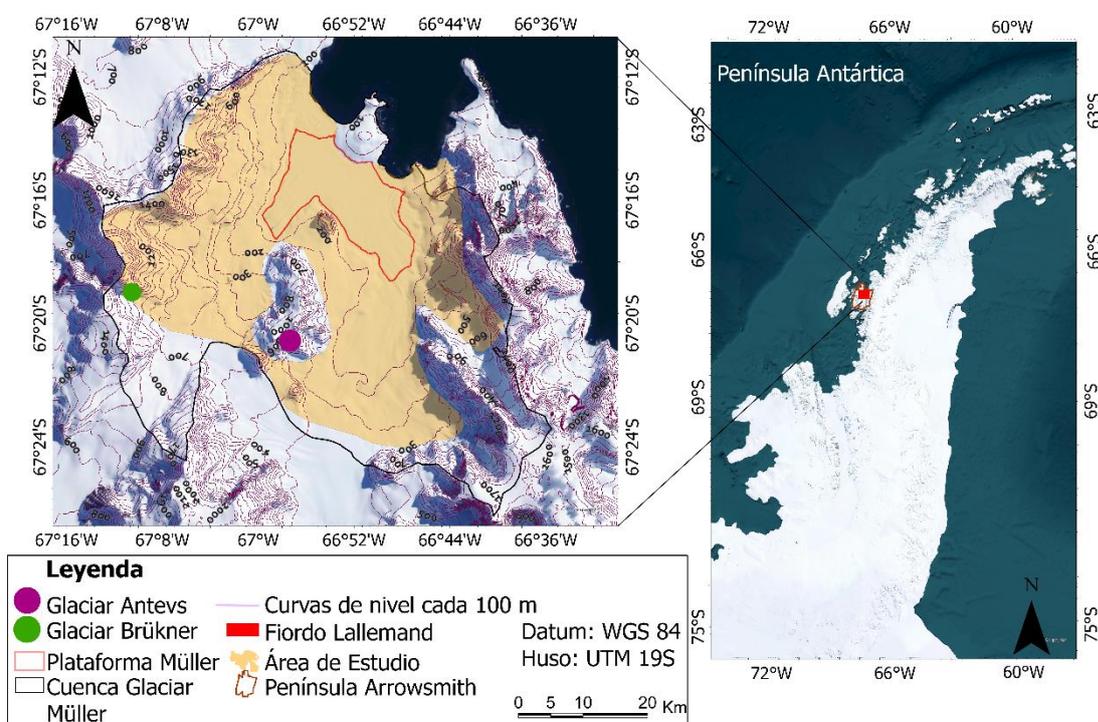


Figura 2: Ubicación área de estudio.

2.3.2 Caracterización glacio-hidrológica

El sistema glacio-hidrológico se forma como respuesta rápida de una masa de hielo al aumento de las temperaturas en el clima. A medida que la temperatura de la línea de equilibrio se eleva debido al calentamiento climático, se desarrolla un sistema glacio-hidrológico en aquellas regiones donde la masa de hielo transita de una zona de acumulación a una de ablación (Phillips *et al.*, 2010).

Durante las temporadas cálidas, el agua de fusión se genera en las capas superiores de la plataforma de hielo. Esta agua penetra a través de los espacios intersticiales de la neviza y atraviesa su interfaz. Si la capacidad de almacenamiento capilar se sobrepasa, el agua tiende a moverse horizontalmente siguiendo el gradiente hidráulico hasta encontrar espacios permeables, como grietas o canales subglaciales (Forster *et al.*, 2014). A diferencia de lo que ocurre en las plataformas de hielo en el lado oriental de la Península Antártica, donde se generan arroyos o lagos supraglaciares, el agua de fusión que se infiltra desde la superficie se almacena en las interfaces de la neviza (Munneke *et al.*, 2014). Este proceso, característico de los casquetes de hielo, también puede observarse en las plataformas de hielo. En estas últimas, el agua es generada desde la superficie y luego se filtra a través de la neviza que mantiene ciertos grados de porosidad y permeabilidad que permiten su descenso.

El sistema glacio-hidrológico desvela un papel crucial en el comportamiento y evolución de las masas de hielo. El agua de fusión infiltrada contribuye al flujo interno del hielo, afectando su dinámica y acelerando el movimiento glacial. Al mismo tiempo, el agua que alcanza la base de la masa de hielo puede lubricar su contacto con la roca subyacente, reduciendo la fricción y promoviendo un deslizamiento más rápido (Phillips *et al.*, 2010).

A medida que el clima continúa calentándose, se espera que el sistema glacio-hidrológico experimente cambios significativos. El aumento de la fusión del hielo del hielo puede provocar un mayor almacenamiento de agua en la neviza, lo que a su vez puede aumentar la presión hidrostática en el interior de la masa de hielo. Esto puede conducir a la formación de lagos subglaciales, los cuales representan un importante factor de inestabilidad para las masas de hielo (Forster *et al.*, 2014).

2.3.3 Caracterización climática

La Antártica es uno de los continentes más grandes, frío, seco y ventoso del planeta, pudiendo ser comparado a un desierto. Un aumento de la temperatura se ha evidenciado durante las últimas décadas, generando un gran interés para los científicos de todo el mundo (Kim *et al.*, 2020).

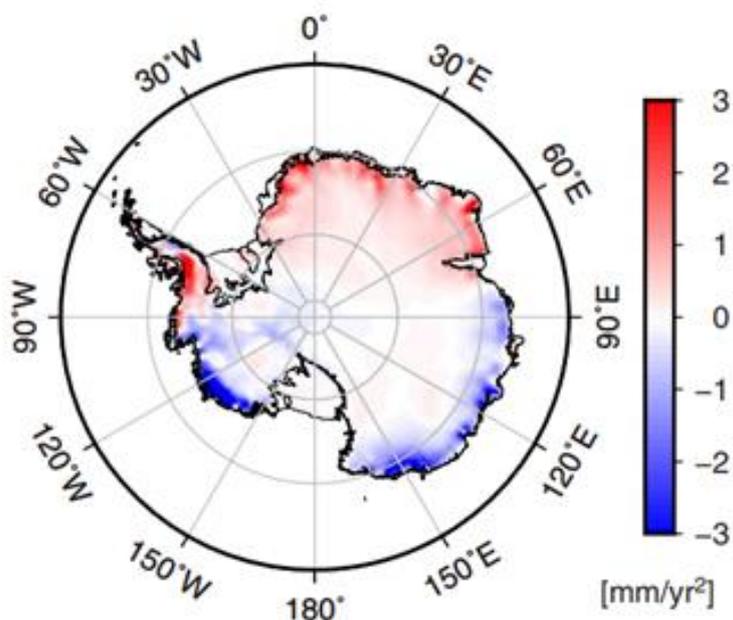


Figura 3: Tasa de aceleración de la precipitación acumulada por año (mm a^2) en el continente antártico. Esta tasa representa cuántos mm cambian en un año. Extraído de Kim et al., 2020.

El régimen de precipitaciones en la Antártica es principalmente nival, aunque en las últimas décadas se ha observado un aumento de las precipitaciones líquidas en la zona de la Península Antártica en cualquier época del año (ver Figura 3).

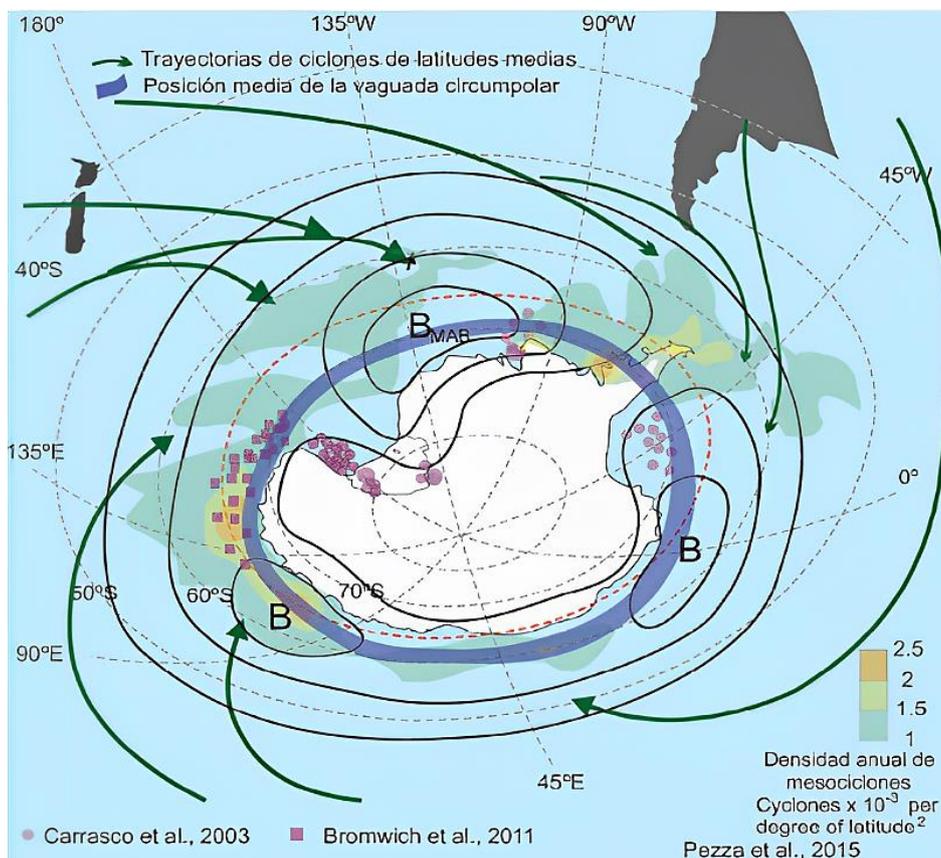


Figura 4: Representación esquemática de la vaguada circumpolar (cinturón de bajas presiones) en el continente Antártico. *Extraído de (Carrasco, 2021).*

La Figura 4 muestra las bajas presiones que se producen por la actividad frontal alrededor de la Antártica en la atmósfera media (aproximadamente a 5 km de altura). Las figuras cuadradas y redondas color violeta corresponden a trayectorias de tormentas de mesoescala, que son pequeños sistemas de baja presión (generalmente <500 km de radio) que a menudo aparecen incrustados en estructuras sinópticas. En las zonas de baja elevación se identifica una circulación zonal, un incipiente vórtice polar en el centro de la Antártica, que se traduce también en desplazamientos del sistema frontales hacia la Antártica y hace que en general las precipitaciones en el continente estén restringidas hacia la zona costera, por ende, la zona interior del continente es comparada con un desierto ya que la precipitación que cae es casi mínima. Estas bajas presiones, tienen una variabilidad intra e interanual habiendo períodos de mayor y de menor intensidad, que se expresa en una mayor o menor actividad ciclónica en el sector sur-austral del océano Pacífico. Esta variabilidad, que, además, es posicional (latitudinal y longitudinalmente) está influenciada por mecanismos de variabilidad climática como La Niña y El Niño, la Oscilación del Sur (ENSO) y el Modo Anular del Sur (SAM). Así, una baja presión más intensa puede asociarse con La Niña, condiciona un predominio de flujo de componente del norte en el sector del mar de Bellingshausen y del sur en el sector del mar de Ross, desfavoreciendo y favoreciendo, respectivamente la formación y extensión del hielo marino (Carrasco, 2007). Por el contrario, una baja presión asociado a El Niño puede favorecer un flujo con componente del sur en el sector del mar de Bellingshausen y un flujo del sur más débil en el sector del mar de Ross, favoreciendo y desfavoreciendo, respectivamente, la formación y extensión de hielo marino hacia el norte (Carrasco, 2007).

El SAM, que está relacionado con el desplazamiento e intensidad de los vientos del oeste, tanto en superficie como en la tropósfera media y alta, también influye en la intensidad de las bajas presiones. Actualmente, las bajas presiones se han profundizado en las últimas décadas como consecuencia del desplazamiento del cinturón del oeste hacia el sur, pasando de SAM negativo a SAM positivo. La fase positiva del SAM genera cambios en la fuerza y posición de los vientos del oeste del sur (Lee *et al.*, 2019), generando un aumento de la temperatura del aire de la Península Antártica.

2.3.4 Caracterización marina

La ACC (ver Figura 5), es la corriente más fuerte del mundo que comunica a los océanos Pacífico, Atlántico e Índico y ejerce una gran influencia en el clima global. Este fenómeno se produce por los fuertes vientos del oeste y la diferencia de temperatura de los subtropicales y el continente antártico, hay giros subpolares ciclónicos o corrientes rotativas en el mar de Weddel o Ross, donde las aguas frías se encuentran con las aguas cálidas del norte en una banda de 40 km que presenta un brusco cambio de temperatura de 2 a 3°C. El límite del frente es relativamente estable durante el año, pero la latitud donde se encuentra varía alrededor de los continentes. En el Atlántico se puede encontrar en los 50° de latitud, pero en el Pacífico puede estar en más de 60° grados de latitud sur (Olive & Pelegri, 2022).

La acción del viento domina los primeros cientos de metros desde la superficie y la acción de la densidad domina en profundidad, así es como se origina la llamada circulación termohalina, la cual es una cinta transportadora que lleva agua desde las zonas más cálidas a las zonas más frías. De esta manera, el agua se transporta desde los trópicos hacia las regiones polares experimenta, en primer lugar, la evaporación en las zonas cálidas provocando el aumento de la salinidad, y al encontrarse con las altas latitudes tiene contacto con las aguas frías de las regiones polares aumentando su densidad. Al aumentar la densidad, el agua se hunde formando el agua profunda en la CDW que fluye lentamente a las profundidades desde las regiones polares y sube a la superficie en las zonas de surgencia. El movimiento de la cinta transportadora hace que la llamada corriente de agua del golfo lleve las aguas cálidas a la costa este de Europa controlando la temperatura del continente (Olive & Pelegri, 2022). Al aumentar la temperatura del océano, el agua de superficie está disminuyendo su densidad formando menor cantidad de agua de fondo (profundidad), contribuyendo en la debilitación de “Agua Antártica Profunda” (Olive & Pelegri, 2022).

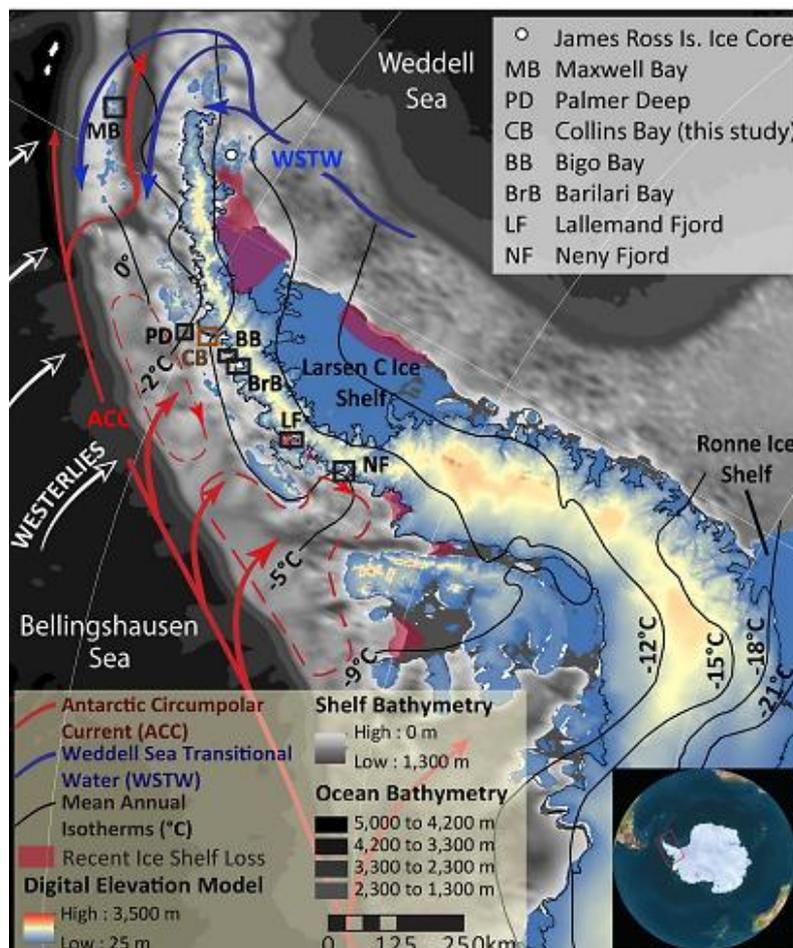


Figura 5: Caracterización oceánica de la península Antártica. Extraído de Totten et al., 2022.

En la Península Antártica, se le ha atribuido a la CDW en gran medida el retroceso las plataformas de hielo del noroeste de la Península Antártica. Esta corriente, que circula alrededor del continente antártico en la zona de la plataforma continental, es relativamente cálida y se origina en el océano abierto. Esta se caracteriza por tener una

temperatura y salinidad más altas en comparación con las aguas superficiales del Océano Austral (Rignot *et al.*, 2019; Totten *et al.*, 2022).

La intrusión de esta masa de agua cálida puede provocar el derretimiento del hielo desde abajo, lo que conduce a un mayor desprendimiento de hielo y al aumento del nivel del mar (Cook *et al.*, 2016; Rignot *et al.*, 2019; Totten *et al.*, 2022; Wang *et al.*, 2022). Según lo informado por Rignot *et al.* (2019), se estima que la Península Antártica ha contribuido aproximadamente con 2.5 mm al aumento del nivel del mar entre 1979 y 2017.

El hielo marino desempeña un papel fundamental en la relación con la estabilidad de las plataformas de hielo. Actúa como una barrera física que protege las plataformas de hielo al reducir el contacto directo entre el agua oceánica y la base de la plataforma. Al formarse, el hielo marino crea una capa aislante que ayuda a reducir el derretimiento del hielo en contacto con el agua más cálida debajo. Esto contribuye a brindar cierta estabilidad a las plataformas de hielo al limitar el derretimiento y el desprendimiento del hielo.

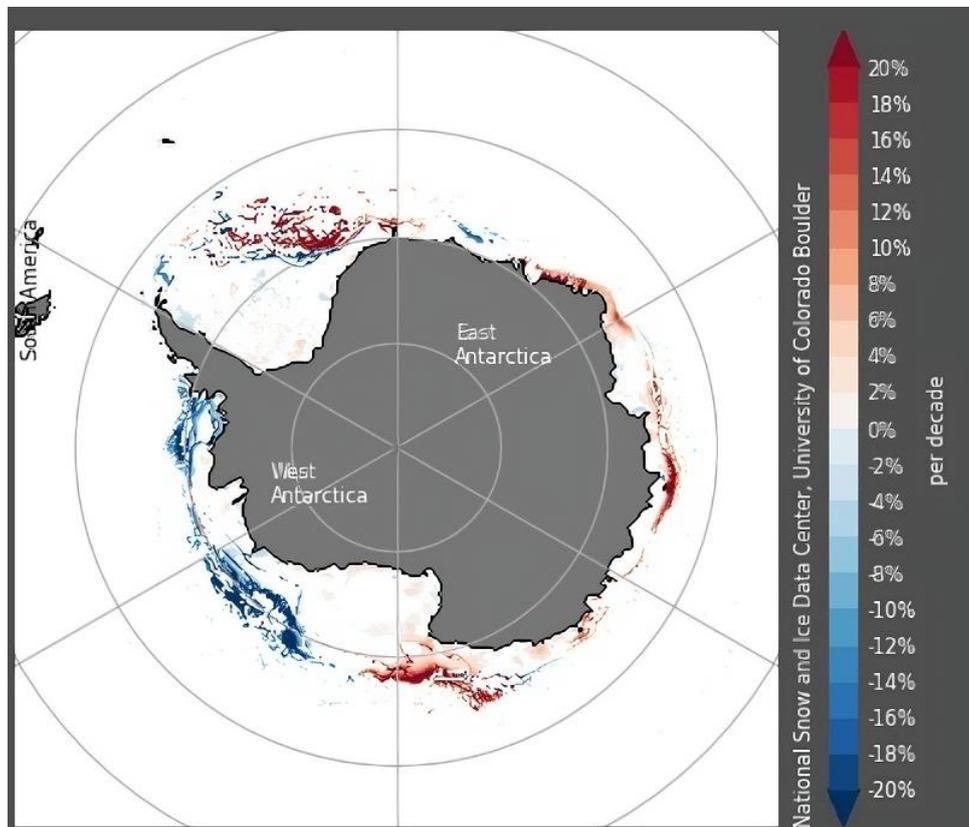


Figura 6: Cambio de extensión del hielo marino por década (%) entre 1979 y 2023. Extraído de National Snow and Ice Data Center, 2023.

En las últimas décadas, se ha observado una notable disminución en la Península Antártica, ubicada en el lado oeste de la Antártida, mientras que en el lado este se ha registrado un aumento en la cantidad de hielo marino (ver Figura 6), lo cual podría indicar una disminución en la protección hacia la plataforma de hielo y una posible disminución de los frentes de la plataforma.

2.3.5 Geomorfología de las plataformas de hielo

Las plataformas de hielo antárticas desempeñan un papel significativo en el sistema global en términos del balance de volumen de hielo y la variación del nivel del mar. La pérdida de hielo antártico se produce principalmente a través del desgaste de la zona de terminación de las plataformas, que se estima que representa alrededor del 90% de la pérdida total de hielo antártico (Vaughan & Doake, 1996). Estas plataformas de hielo son extensiones de los glaciares que fluyen hacia el océano y presentan una pared vertical en sus bordes externos, permitiendo la extensión lateral de la plataforma sobre el nivel del mar (Ashmore *et al.*, 2017).

Estas plataformas pueden afectar la contribución de la capa de hielo al nivel del mar a través del *buttressing effect* (efecto tapón), el cual se explicará más adelante. El adelgazamiento de las plataformas puede cambiar las condiciones reológicas de la masa de hielo y provocar su colapso, alternando la retención de la capa de hielo y su avance hacia el océano. Además, el retroceso y adelgazamiento de las plataformas de hielo en la costa antártica pueden influir en el flujo de los glaciares continentales y tener impactos en las corrientes oceánicas y la temperatura del sistema oceánico (Hogg *et al.*, 2017). Las plataformas de hielo tienen una estructura interna compuesta por capas de nieve y hielo, sus características texturales influyen en la reología y el comportamiento del agua dentro de la plataforma.

La frontera entre el hielo glaciar y una plataforma de hielo flotante es conocida como la *grounding line* (línea de anclaje). En pendientes de hielo suaves, esta división podría manifestarse como una región de transición ligeramente conectada a la tierra y en hielos que apenas flotan, más que como una línea nítidamente definida (Benn & Evans, 2014). Esta demarcación puede ser detectada observando un pronunciado descenso en la pendiente de un glaciar, lo que indica el cambio de fricción basal nula bajo la porción flotante (Benn & Evans, 2014).

En ciertas áreas de la Plataforma Müller, se pueden observar grietas y fisuras en la superficie del hielo. Estas grietas se forman debido a la tensión y la deformación del hielo a medida que se desplaza por obstáculos y cambios en la topografía del fondo marino. Estas grietas varían en tamaño y profundidad.

2.3.6 *Buttressing effect* en las plataformas de hielo

Una plataforma de hielo es una extensión flotante de hielo glaciar que se encuentra en contacto directo con el océano, pero que está unida a la masa de hielo terrestre en algún punto a lo largo de su borde. Esta plataforma mantiene un último contacto con la tierra, en la *grounding line*. Esta zona de transición es donde se genera el *buttressing effect* (Hogg & Gudmundsson, 2017). Este efecto se refiere a la presión que ejerce la plataforma de hielo flotante aguas arriba en los glaciares que fluyen hacia ella (Izagirre, 2015).

Este fenómeno se relaciona directamente con el avance de capa de hielo continental. Cuando las plataformas se mantienen estables, actúan como una barrera física que frena el flujo de los glaciares hacia el mar y limita su contribución al aumento del nivel del mar. Esto se debe a que, la plataforma de hielo redistribuye el peso del hielo, equilibrando la descarga de los glaciares y manteniendo un estado de equilibrio relativo (Izagirre, 2015).

Cuando las plataformas de hielo se desintegran, los glaciares pueden acelerar su flujo y aumentar su descarga en el mar, lo que afecta directamente en el nivel del mar y el equilibrio de las corrientes oceánicas. Estas implicancias se extienden tanto al nivel del mar como al sistema climático global (Izagirre, 2015).

2.3.7 Evolución de la Plataforma Müller

Esta plataforma, según Cook y Vaughan (2009), se destaca como una de las plataformas más pequeñas en la Península Antártica en el lado occidental, abarcando un área de aproximadamente 40 km². A lo largo de un periodo de 46 años, ha experimentado una serie de ciclos de avance y retroceso de su área, como lo señalado por Ward (1995).

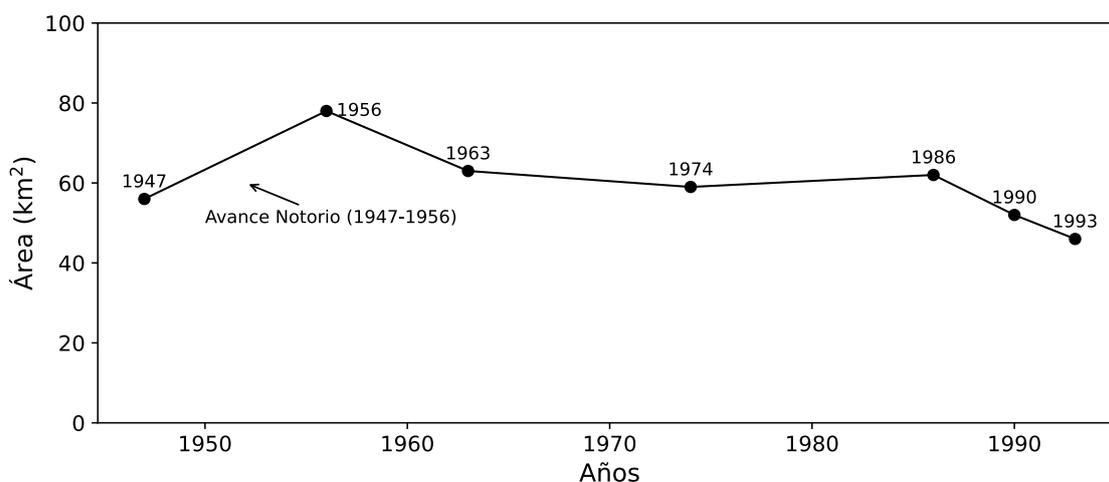


Figura 7: Cambio en el área de la plataforma (km²) de Hielo Müller en el periodo entre 1947 y 1993. Elaborado a partir de los datos de Ward, 1995.

En el periodo comprendido entre 1947 y 1956 (ver Figura 7), se ha documentado que la Plataforma Müller experimentó un crecimiento significativo, pasando de 51 km² a su máximo histórico de 76 km². Posteriormente, una fase retroceso hasta el año 1974. Desde entonces, y hasta 1986, se observó un segundo periodo con un incremento de 4 km² (Ward, 1995) y posteriormente paso por diversos episodios de retroceso que redujo su área a 40 km² durante los años 2008 y 2009 (Cook & Vaughan, 2009).

2.4 Objetivos

2.4.1 Objetivo general

Analizar la variabilidad espacio-temporal de los flujos de hielo que alimentan la Plataforma Müller entre el periodo 2019-2021 utilizando sensores remotos activos.

2.4.2 Objetivos específicos

- Estimar las velocidades de los flujos de hielo que alimentan la plataforma mediante *offset tracking*.
- Caracterizar las velocidades de los flujos de hielo mediante perfiles y variables topográficas.
- Comparar las velocidades de los flujos de hielo con forzantes climáticas.

CAPITULO 2: MARCO METODOLOGICO

3.1 Materiales

Para el desarrollo de esta investigación se distinguen dos tipos de datos, dependiendo de su origen. En primer lugar, se encuentran los datos de teledetección de sensores remotos activos o imágenes radar (SAR) y, por otra parte, se usaron datos de reanálisis.

3.1.1 Datos y fundamentos de teledetección

La superficie terrestre interactúa con la radiación electromagnética de diversas maneras. Cuando la radiación solar incide en la Tierra, esta puede ser absorbida o reflejada según las características de la superficie, como cuerpos de agua, vegetación y estructuras humanas. Parte de esta radiación es absorbida por la superficie, mientras que otra parte es reflejada.

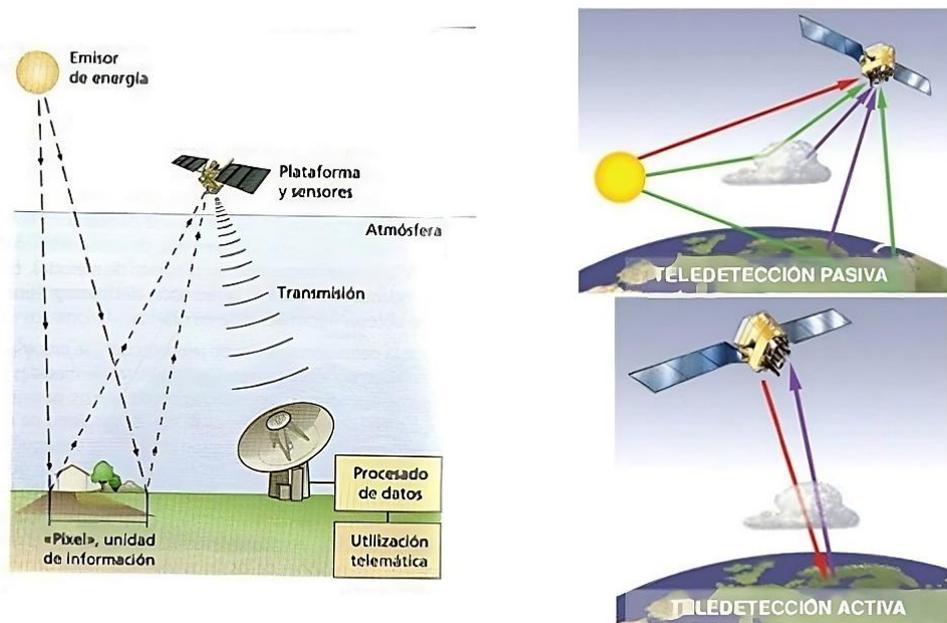


Figura 8: Componentes de la teledetección. Extraído de Chuvieco, 1990.

Para captar y analizar esta radiación reflejada, se emplean sensores. Estos dispositivos desempeñan un papel crucial en la observación de la Tierra desde el espacio. Los sensores se dividen en dos categorías principales: sensores pasivos y sensores activos (ver Figura 8). Los sensores pasivos registran la radiación reflejada sin emitir ninguna señal adicional, mientras que los sensores activos emiten su propia radiación y la recogen después de su interacción con la superficie (Moreira *et al.*, 2013).

Un ejemplo de sensor activo es el LIDAR (*Light Detection and Ranging*), que utiliza pulsos láser para medir distancias y crear mapas tridimensionales de la superficie. Otro ejemplo es el radar, que emplea ondas de radio para detectar y mapear objetos y terrenos. Estos sensores generan datos digitales que se transmiten a un receptor para su procesamiento (Moreira *et al.*, 2013).

El receptor es esencial para convertir los datos en imágenes comprensibles y útiles. Estas imágenes representan la información recopilada por el sensor y se utilizan en una variedad de aplicaciones, como la cartografía, la monitorización ambiental y la gestión de recursos naturales (Moreira *et al.*, 2013).

La interacción entre la radiación electromagnética y la superficie terrestre es fundamental en este proceso. La radiación electromagnética se caracteriza por su longitud de onda y frecuencia. La longitud de onda se refiere a la distancia entre dos crestas sucesivas de una onda, mientras que la frecuencia indica la cantidad de ciclos por unidad de tiempo. El espectro electromagnético se divide en diversas bandas según sus propiedades (ver Figura 9).

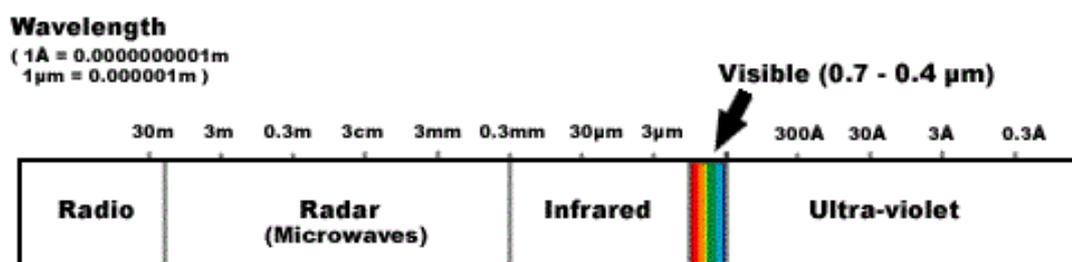


Figura 9: Espectro electromagnético. Extraído de Moreira *et al.*, 2013.

Las principales regiones del espectro visible que pueden distinguirse son:

- Espectro visible (0.4 a 0.7µm), que es la única radiación electromagnética que alcanza nuestros ojos, y se divide en los canales RGB y las bandas azul, verde y roja.
- Infrarrojo cercano o NIR (0.7 - 1.3 µm), permite identificar y discriminar masas vegetales y de humedad.
- Infrarrojo medio o SWIR (1.3 - 8 µm), permite la estimación en contenidos de humedad en vegetación.
- Infrarrojo lejano o TIR (8 - 14 µm), en donde se detecta el calor de las superficies terrestres.
- Microondas (a partir de 1 mm), las cuales penetran coberturas nubosas. Se dividen en bandas X, C, S, P, entre otras.
 - a) Imágenes SAR Sentinel-1

Los datos de teledetección que se utilizaron correspondieron a productos generados a partir del sensor de radar de apertura sintética (SAR) que trabaja en banda C (5.4 GHz) (Small & Schubert, 2019).

Esta misión involucra dos satélites gemelos, Sentinel-1A y Sentinel-1B, lanzados el 3 de abril de 2014 y el 25 de abril de 2016, respectivamente (Small & Schubert, 2019). Las imágenes utilizadas en el estudio presentan una resolución temporal de 6 días en el área de interés y una resolución espacial de 10 m. Estas imágenes corresponden a Nivel-1, lo que significa que están georreferenciadas y han pasado por un procesamiento inicial para corregir distorsiones geométricas y radiométricas. También, se capturaron en el modo del sensor *Interferometric Wide Swath (IW)*, que se caracteriza por su amplia cobertura y alta calidad de imagen. Para su utilidad en diversas

aplicaciones, como la cartografía y la monitorización de cambios en la superficie terrestre, estas imágenes se han sometido a un nivel adicional de procesamiento denominado *Ground Range Detected* (GRD). El procesamiento GRD se enfoca en la corrección y georreferenciación más avanzadas de los datos SAR, asegurando la precisión en su ubicación y calidad para análisis posteriores (European Space Agency, s. f).

b) Modelo Digital de Elevación

El modelo digital de elevación (DEM, en sus siglas en inglés) GLO-30 de Copernicus ofrece cobertura global con una resolución de 30 metros, el conjunto de datos tiene una cobertura de superficie de 149.000.000 km² (AIRBUS, 2020), se utilizó para estimar variables topográficas como la elevación (metros sobre el nivel de mar o msnm) y la pendiente (°) con el objetivo de analizar las velocidades de flujo de hielo en los perfiles.

Las escenas que se usaron para generar el DEM, son las siguientes:

- Imagen principal:
S1A_IW_SLC_1SSH_20211221T082704_20211221T082731_041104_04E22D_365D
- Imagen Secundaria:
S1A_IW_SLC_1SSH_20220102T082703_20220102T082730_041279_04E807_A8D

Ambas imágenes tomadas con el Satélite Sentinel-1A y adquiridas el 21 de diciembre del 2021 y el 2 de enero del 2020, respectivamente (European Space Agency, s. f.).

3.1.2 Datos de reanálisis ERA5

ERA5 es la quinta generación de reanálisis atmosférico del clima global del Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Mediano Alcance (ECMWF, por sus siglas en inglés) y la versión actualizada.

El proceso de reanálisis climático integra datos del modelo numérico con observaciones globales para generar un conjunto de datos coherente y completo a nivel mundial, aplicando principios fundamentados en las leyes de la física. Este enfoque, conocido como asimilación de datos, se asemeja al método empleado por los centros de predicción meteorológica numérica, en los cuales, a intervalos regulares (como cada 12 horas en el ECMWF), se fusiona de manera óptima un pronóstico previo con nuevas observaciones disponibles. El producto da como resultado una nueva y mejor estimación del estado atmosférico actual, denominada análisis, sobre la cual se basa la generación de pronósticos actualizados y mejorados. El proceso de reanálisis opera de manera similar, pero a una resolución espacial reducida para permitir la creación de un conjunto de datos que abarca múltiples décadas. A diferencia de los pronósticos en tiempo real, un *dataset* de reanálisis no está limitado por la necesidad de emitir pronósticos inmediatos, lo que otorga un mayor margen de tiempo para recopilar observaciones.

ERA5, extiende sus datos desde enero de 1940 hasta la actualidad. Este proyecto es llevado a cabo por el Servicio de Cambio Climático de Copernicus (C3S) en el ECMWF y ofrece estimaciones horarias de diversas variables climáticas, tanto atmosféricas, terrestres como oceánicas. Los datos abarcan la totalidad de la Tierra en una cuadrícula de 31 km. ERA5 incluye un componente de conjunto a la mitad de resolución para

proporcionar información sobre la incertidumbre sinóptica de sus productos (European Space Agency, s. f). En este estudio, el producto utilizado fue “*ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present*”, el cual corresponde a valores mensuales en niveles individuales. Se utilizaron datos desde el año 1985 hasta el 2021 para tres variables en específico: precipitación total (TP), temperatura superficial del mar (SST) y temperatura del aire a dos metros (T2m).

3.2 Método

3.2.1 Estimar las velocidades de flujo que alimentan la plataforma mediante *offset tracking*

Para estimar las velocidades de flujo que alimentan la plataforma de hielo mediante imágenes se debió realizar el procesamiento de la técnica de *offset tracking* (seguimiento compensado) con las imágenes radar del producto Sentinel-1, con resultados a escalas temporal estacional y anual.

El primer paso consiste en la obtención de las imágenes Sentinel-1 desde la plataforma oficial de *Alaska Satellite Facility Data Search Vertex* <<https://search.asf.alaska.edu/>> para el área de estudio (Longitud [-67.08, -66.59°] y Latitud [-67.13, 67.32°]), por lo tanto, usando los parámetros *Path 82* y *Frames 823* y *818* para cubrir el área de estudio. Un total de 352 imágenes fueron recuperadas para el periodo de estudio con polarización HH y de orbita descendente. A partir de estas imágenes se realizaron mosaicos, que fueron recortados al área de estudio, y posteriormente reproyectados al sistema *Universal Transversal de Mercator* (UTM) Datum WGS-84 Huso 19S.

Para estimar la velocidad del flujo de la plataforma de hielo, se utiliza la técnica de *offset tracking*. Lo cual es una técnica ampliamente utilizada en diversos estudios (Gomez *et al.*, 2019; Strozzi *et al.*, 2002; Wallis *et al.*, 2021), la cual consiste en buscar correspondencia espacial entre dos imágenes dentro de un área específica. Luego, se compara la imagen en el tiempo t con la imagen correspondiente después de un intervalo de tiempo ΔT y se calcula la correlación cruzada normalizada. Supuestamente, el promedio de desplazamiento del hielo se refleja en el vector definido por la posición con la máxima dirección.

Inicialmente, se designó a la primera imagen como "imagen de referencia" y se seleccionó un píxel p con coordenadas (X, Y) como punto de partida. Este píxel se convirtió en el píxel central de una grilla cuadrada de 10×10 que actúa como plantilla de referencia. Posteriormente, en la segunda imagen, denominada "imagen de búsqueda", se definió una ventana del mismo tamaño, que se desplazó por toda la imagen de búsqueda. En cada posición, se calculó la similitud entre la ventana de búsqueda y la plantilla de referencia. La posición en la que se encontró la mayor similitud se identificó como el "punto de control" en la imagen de búsqueda, estableciendo así una correspondencia precisa entre ambas imágenes. Esto se puede observar en la Ecuación 1, donde p , m y p son las posiciones en la imagen referencia y búsqueda, respectivamente.

$$P_s = P_m + \int_{t_m}^{t_s} v(t)dt + \delta p_{p0}$$

Ecuación 1

La función desconocida de la velocidad de hielo se representa como $v(t)$, mientras que t_m y t_s representan los tiempos de adquisición de la imagen referencia y búsqueda, respectivamente. Además, δp_{p0} corresponde al desplazamiento residual no compensada por el modelo (Eulliades *et al.*, 2016).

Posteriormente, el sistema calcula el índice de correlación cruzada para cada píxel y selecciona el píxel con el valor más alto. De esta manera, se estima el movimiento de la plataforma de hielo entre la imagen principal y secundaria en las direcciones de rango y azimut (Gari *et al.*, 2018).

Para llevar a cabo este análisis, se utilizaron 175 pares de imágenes Sentinel-1 (ver anexo: Tabla 1) corregidas a nivel orbital y co-registradas a través del programa “*Sentinel Application Platform*” (SNAP, por siglas en inglés) desarrollado por el programa Copernicus de la Agencia Espacial Europea (ESA).

A continuación, se presenta un ejemplo de un par de imágenes:

- S1A_IW_GRDH_1SDV_20211215T113539_20170909T113604_018298_01EC67_A5EC.zip
- S1A_IW_GRDH_1SDV_20211221T113539_20170909T113604_018473_01F1C7_1CE3.zip

Donde la primera adquirida se considera la imagen referencia y la segunda adquirida se convierte en la imagen búsqueda. A continuación, se aplica la corrección orbital utilizando la función predeterminada del programa SNAP llamado Sentinel-1.

Esta corrección utiliza datos precisos de la órbita disponibles días o semanas después de la generación del producto para mejorar la precisión de los vectores de estado de la órbita proporcionados en los metadatos de la imagen SAR.

Posteriormente, se utiliza un DEM que cubre el área de estudio. En este caso, se utiliza el DEM Copernicus con una resolución de 30 m. El co-registro se realiza utilizando la asistencia del DEM, lo que significa que se utiliza la información adicional proporcionada por el modelo de elevación para alinear geométricamente las imágenes, asegurando que los píxeles correspondientes representen áreas idénticas en la superficie terrestre.

Una vez realizado el co-registro, se aplica la herramienta de *offset tracking* donde debe seleccionarse las opciones *Spatial Average* y *Fill Holes*. e ingresarlos siguientes parámetros:

- *grid azimuth*: 40
- *grid fringe*: 40
- *registration window*: 128x128
- *registration oversampling*: 16
- *cross-correlation threshold*: 0.1

- *average box size: 5*
- *max velocity (m d⁻¹): 2.8*
- *resample method: bilinear interpolation*

Durante el proceso, se deben establecer velocidades máximas de referencia (*max velocity*) para cada plataforma de hielo con el fin de establecer una velocidad máxima de desplazamiento. Esto permite al software descartar los píxeles atípicos que pueden afectar la precisión de los resultados. Estas velocidades máximas de referencia se basaron en datos históricos sobre la velocidad máxima de la plataforma en cuestión.

Las velocidades del flujo máximo de la zona de estudio corresponden a 1.7 m d⁻¹, pero respecto a lo mencionado anteriormente para descartar los píxeles atípicos, la velocidad utilizada es de 2.8 m d⁻¹, lo cual es un 50% más de la máxima velocidad de la plataforma que se calculó en los cuatro perfiles realizados con los datos de referencia de *MEaSURES ITS_LIVE* de la *NASA* hasta el año 2018 (ver Tabla 1), Después, se aplicó corrección del terreno, manteniendo parámetros y se proyectó el resultado en WGS 84 /Pseudo Mercator {código epsg:3857}.

Tabla 1: Perfiles con valores de velocidad mínima y máxima.

Perfiles	Velocidad mín. (m d ⁻¹)	Velocidad máx. (m d ⁻¹)
Perfil 1: S-N (Más al oeste)	0	1.70
Perfil 2: S-N (Más al este)	0	0.99
Perfil 3: O-E (Más al norte)	0	1.50
Perfil 4: O-E (Más al sur)	0	1.47

En una campaña de terreno del proyecto, en el cual se enmarca esta memoria de enero del año 2022 (Expedición Científica Antártica N° 58), se verificó una zona con velocidad de flujos de hielo nula en el parte central del área de estudio. Al comparar los resultados de *offset tracking* con esta zona se evidenció una diferencia entre el valor de la imagen radar y del lugar in-situ. Es por esto, que las imágenes radar resultantes fueron corregidas de acuerdo con esta zona denominada 'estable' delimitando cinco puntos de control sobre esta zona y extrayendo los valores de las imágenes radar. (ver Figura 10). El cálculo reveló un error promedio de 0.13 m d⁻¹ para los 175 pares analizados. Los valores de los puntos de control (ver Tabla 2) que se ubicaron en la zona estable debieron dar como resultado velocidades nulas, sin embargo, la aplicación de la técnica de *offset tracking* en estos puntos reveló un error sistemático de 0.13 m d⁻¹, lo que indica una cierta sobreestimación por parte de la técnica en la medición de la velocidad en estas condiciones específicas. Por lo tanto, a cada par se le sustrajo este error sistemático.

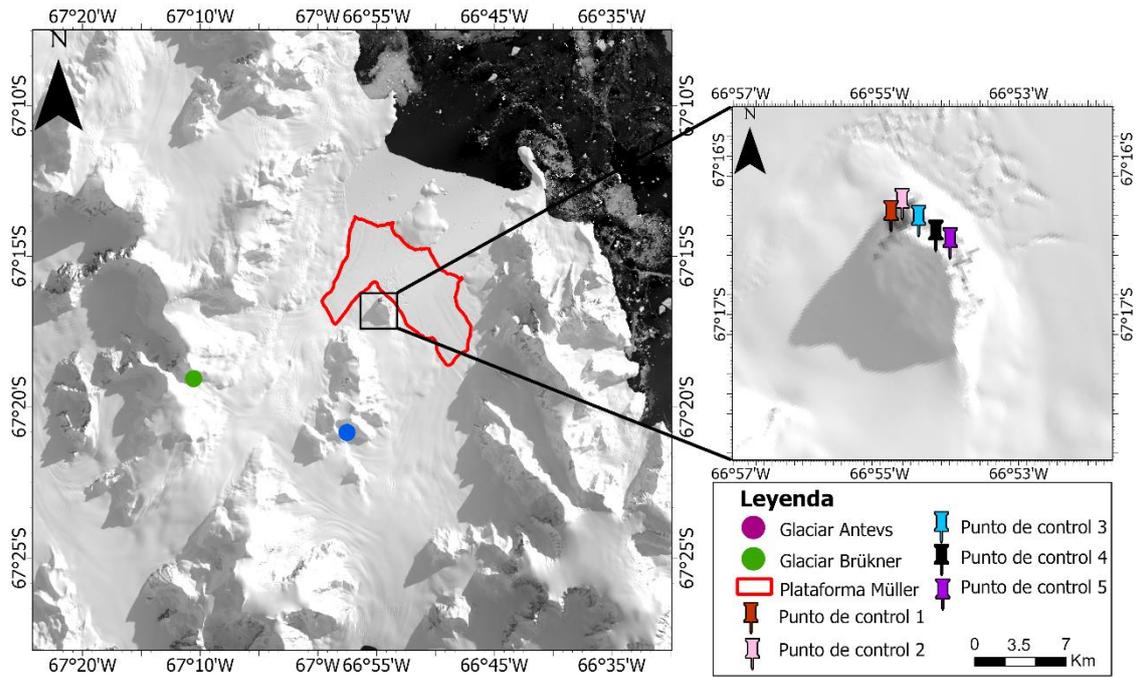


Figura 10: Puntos de control para validación de resultados.

Tabla 2: Valores de los puntos de control

Punto de control	Velocidad promedio (m d^{-1})
1	0.12
2	0.15
3	0.12
4	0.14
5	0.15
Error promedio	0.13

Para presentar los resultados, se agregaron espacial y temporalmente los ráster resultantes de forma anual y estacional. Las estaciones fueron Verano (DJF), Otoño (o MAM), Invierno (JJA) y Primavera (SON).

Estas imágenes proporcionan una representación temporal detallada de las velocidades promedio de los flujos y su dirección. Además, se creó un polígono de área de estudio que abarca una extensión mayor que la Plataforma Müller, con el propósito de analizar el comportamiento de los flujos que alimentan dicha plataforma. Es importante destacar que este polígono abarca el área del valle de la cuenca del glaciar Müller en base al polígono de *Global Land Ice Measurement from Space (GLIMS)* (Raup *et al.*, 2007). Esta elección estratégica permitió una evaluación integral de cómo se desplazan los flujos proporcionando una comprensión más completa de la dinámica de los flujos que alimentan la plataforma.

3.2.2 Caracterizar las velocidades de los flujos de hielo mediante perfiles y variables topográficas.

La metodología se centró en el análisis de los datos de velocidad a partir de la delimitación de cuatro perfiles de velocidad. Dos de estos perfiles se extendieron desde la cabecera de un glaciar alimentador de la plataforma hasta el hielo marino de forma latitudinal y dos perfiles de manera longitudinal cubriendo el valle de la plataforma hasta sus montañas colindantes. Las mediciones se llevaron a cabo utilizando técnicas de procesamiento de imágenes y análisis de datos geoespaciales, junto con la herramienta *Profile Tools* de QGIS. La ubicación de estos perfiles se justificó para observar el comportamiento desde que nacen los glaciares hasta la plataforma y desde la cordillera hasta el hielo marino, esto con el fin de identificar áreas de aceleración o desaceleración que posiblemente respondan a la topografía del lugar. Las velocidades máximas y mínimas que se extrajeron de los perfiles en cada estación se utilizaron para caracterizar el flujo a una escala más fina en los principales flujos derivados de los glaciares Brükner y Antevs.

Las velocidades de flujos de hielo obtenidas fueron contrastadas con la elevación (en msnm) y la pendiente (en grados) derivadas del DEM. Esto permitió obtener información detallada sobre la variabilidad de las velocidades de flujo en diferentes estaciones, de los años estudiados y respecto a la topografía circundante.

3.2.3 Comparar las velocidades de los flujos de hielo con forzantes climáticas

La descarga de datos de ERA5 se realizó a través de la API (*Application Program Interface*) de *Climate Data Store* (CDS) <<https://cds.climate.copernicus.eu>> y la interfaz de Python en formato netcdf. Así, se descargaron los datos mensuales entre 1985 y 2021 con una resolución de grilla de 0.25°x0.25°.

Las variables de interés correspondieron a la temperatura del aire a 2 m (T2m) y la del mar (SST), en donde sus unidades fueron convertidas desde K a °C. Por último, la otra variable fue la precipitación total (TP), que se convirtió de m a mm.

Después de obtener los datos, se calculó la anomalía para cada variable para el área de estudio mediante el método de Muster et al. (2015) y la Ecuación 2.

$$x_{ai} = (x_i - \bar{x})$$

Ecuación 2

Donde x_{ai} es la anomalía de cada variable (T2m, SST o TP), x_i corresponde al valor estacional/anual de una de las variables, y \bar{x} : al valor de la media del periodo estacional/anual de los años de la serie de tiempo. Finalmente, se graficaron los datos de manera estacional y anual para su posterior análisis.

CAPITULO 3: RESULTADOS

4.1 Estimación de las velocidades de flujo que alimentan la plataforma mediante *offset tracking*.

El Anexo 1 muestra todos los pares de las imágenes radar que fueron utilizadas. En primer lugar, se presenta el análisis de velocidades de flujo anuales promedio del área de estudio (ver Figura 11).

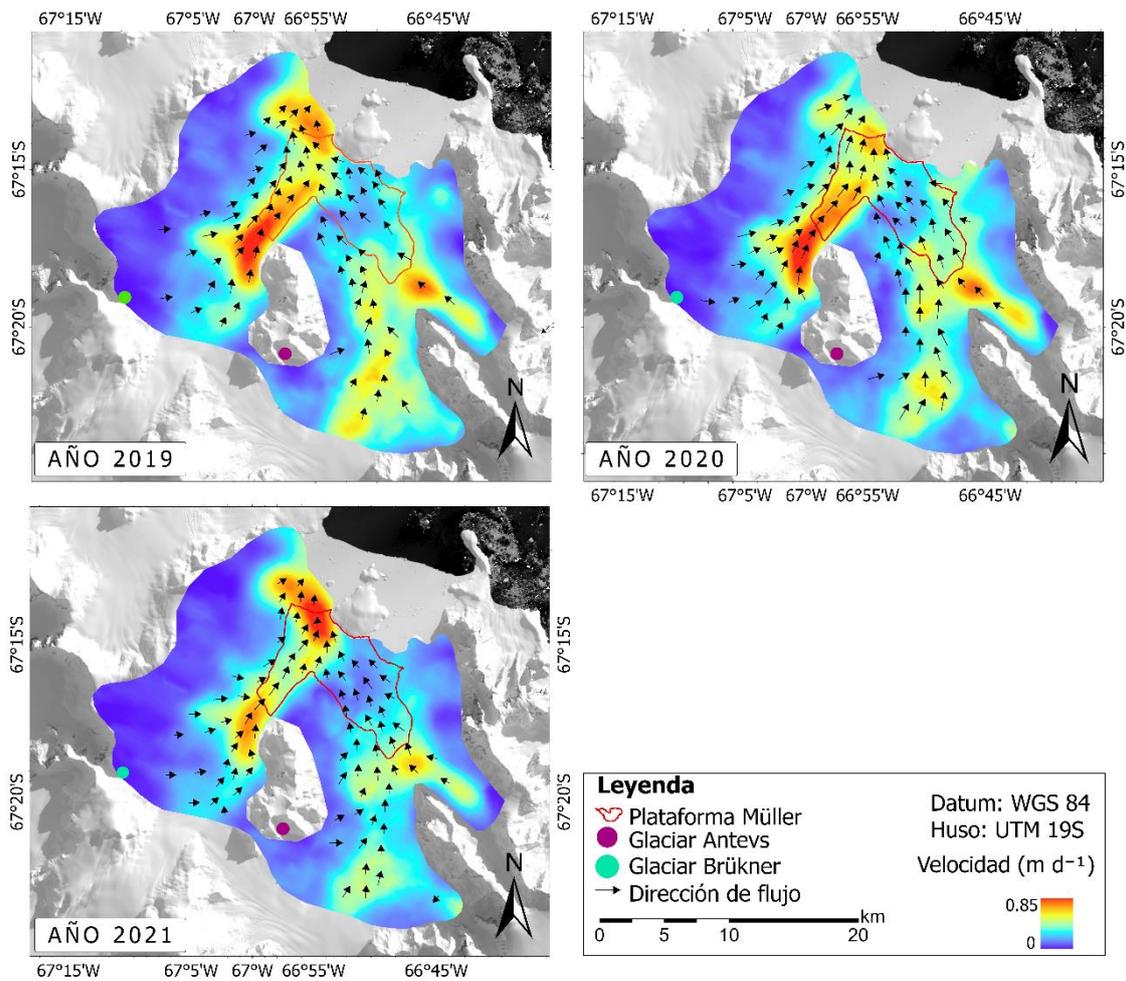


Figura 11: Velocidades de flujo de hielo promedio anual que contribuyen a la plataforma Müller.

Tabla 3: Valores de velocidad promedio por año.

Año	Velocidad mín. (m d ⁻¹)	Velocidad máx. (m d ⁻¹)
2019	0.04	0.67
2020	0.03	0.69
2021	0.05	0.85

La configuración del área de estudio presenta una compleja distribución de flujos de hielo, en la cual es posible reconocer la presencia de al menos tres flujos principales. El primer flujo se encuentra en la parte occidental del área de estudio y se desplaza de sur a norte, siendo alimentado principalmente por el glaciar Brückner. El segundo flujo está ubicado en el lado suroriental, que también se desplaza de sur a norte y recibe aportes del glaciar Antevs, así como de otros glaciares colindantes. Por último, se observa un tercer flujo en el lado oriental, pero más al norte, que se desplaza de sureste a noroeste y es alimentado a partir de un glaciar sin nombre ubicado al noreste de la plataforma. Es importante destacar que cada uno de estos flujos exhibe un comportamiento distinto (ver Figura 11).

En cada una de estas figuras, la región noroeste del lado occidental, donde el flujo es alimentado por el glaciar Brückner, presenta mayores velocidades. Este flujo avanza con notable velocidad hacia la porción del hielo marino que limita con la plataforma, lo que sugiere un comportamiento dinámico y una importante contribución al flujo de hielo en esa área. En el año 2019, las velocidades promedio fluctúan entre 0.19 y 0.67 m d⁻¹. Durante el año 2020, estas velocidades promedio varían en un rango de 0.19 a 0.69 m d⁻¹. Finalmente, en el año 2021, las velocidades promedio registradas oscilan entre 0.18 y 0.85 m d⁻¹. Estos datos evidencian una relación directa entre la dimensión temporal y el incremento de velocidad promedio de los flujos de la plataforma, lo que indica cambios dinámicos en el comportamiento de la plataforma de hielo en el período de estudio.

Por otro lado, en los flujos orientales, que reciben su alimentación principalmente del glaciar Antevs y otro glaciar sin nombre ubicado al noreste, se observan comportamientos diferenciados. El flujo proveniente del glaciar sin nombre muestra similitudes con el flujo occidental, manteniendo altas velocidades promedio durante su trayecto. Sin embargo, el flujo alimentado por el glaciar Antevs presenta un patrón de velocidad distinto. En este caso, se evidencia como se ralentiza el flujo en varios sectores y, en general, una velocidad promedio menor en comparación con el flujo occidental. Estas variaciones en la velocidad promedio pueden sugerir la existencia de áreas de mayor complejidad en la interacción entre el hielo y la topografía subyacente, lo que podría tener implicaciones importantes para la estabilidad de la plataforma de hielo en esta región.

En la zona norte, en donde colinda la plataforma con el hielo marino, se observa la existencia de una formación denominada como *Promontorio de hielo* o *ice rise*. Esto es una característica topográfica que se forma cuando el hielo en el área circundante se deprime o adelgaza, lo que hace que una región particular del hielo parezca elevarse o tener un relieve más alto en comparación con las áreas circundantes. Esto puede dar la impresión de que esta área está "elevada" en relación con su entorno, aunque en realidad es el resultado de la depresión de las áreas adyacentes (Matsuoka *et al.*, 2015). Es importante, destacar, que esta formación cumple función de detener y canalizar los flujos orientales con la ayuda de las montañas colindantes, en cambio, el flujo occidental solo sigue su camino sin interrumpirse.

Por otra parte, el análisis de flujos de velocidad de hielo estacional se muestra en la Figura 12.

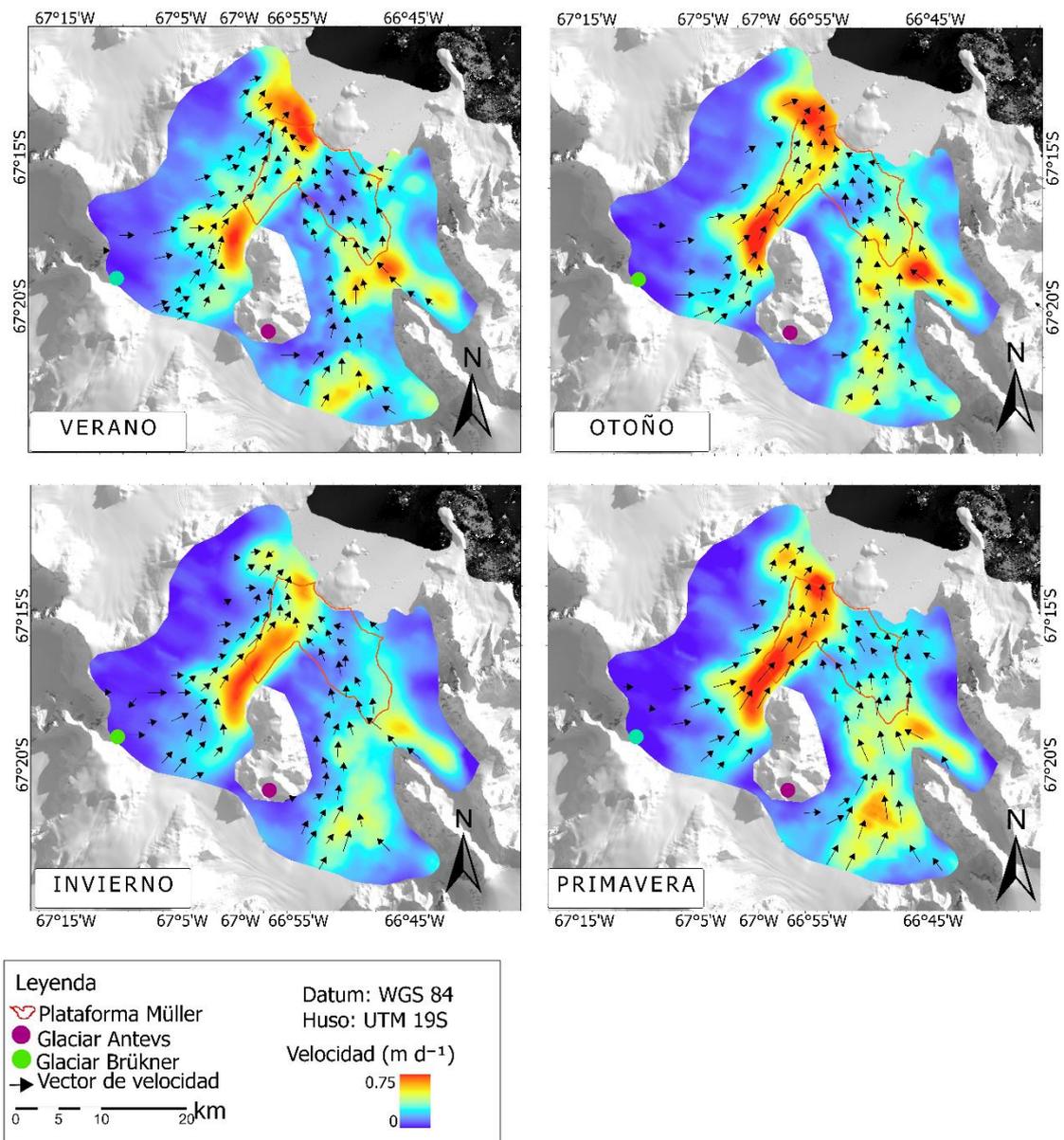


Figura 12: Velocidad de flujo de hielo promedio estacional.

Tabla 4: Valores de velocidad promedio por estación.

Estación	Velocidad mín. (m d ⁻¹)	Velocidad máx. (m d ⁻¹)
Verano	0	0.69
Otoño	0	0.71
Invierno	0	0.68
Primavera	0	0.72

Estacionalmente, todos los perfiles analizados revelan que la región occidental exhibe las velocidades promedio más altas. Sin embargo, el comportamiento varía según la estación. Durante el verano, observamos que los valores de velocidad oscilan entre 0 y 0.69 m d⁻¹. El flujo de hielo que proviene del glaciar Brückner, avanzando de sur a norte,

experimenta un aumento en su velocidad promedio en la parte inicial de su recorrido. Sin embargo, a medida que avanza hacia la zona central de la plataforma, la velocidad promedio disminuye. Curiosamente, cuando este flujo de hielo alcanza el hielo marino, experimenta un aumento drástico en su velocidad promedio, alcanzando los 0.69 m d^{-1} . En contraste, en el lado oriental, donde fluye el glaciar Antevs y otros glaciares en dirección sur a norte, se observan áreas específicas a lo largo de su recorrido donde las velocidades promedio son más elevadas, oscilando entre 0.58 y 0.65 m d^{-1} durante el verano. No obstante, una vez que estos flujos alcanzan la plataforma de hielo, la velocidad promedio del flujo se reduce. Es evidente que, durante esta estación, las mayores velocidades se concentran exclusivamente en el lado occidental de la plataforma, lo que sugiere una dinámica de flujo de hielo estacionalmente diferenciada entre las dos regiones.

En el otoño, se observa una variación en los valores de velocidad que oscilan entre 0 y 0.71 m d^{-1} . El flujo de hielo alimentado por el glaciar Brückner, que avanza de sur a norte, mantiene una velocidad promedio elevada y constante a lo largo de todo su trayecto durante esta estación. Por otro lado, en el lado oriental, donde fluye el glaciar Antevs y otros glaciares en dirección sur a norte, se registra un flujo constante de bajo a medio, alrededor de 0.4 m d^{-1} . Sin embargo, se identifica un área específica a lo largo de su recorrido donde se produce un aumento considerable en la velocidad promedio, alcanzando los 0.60 m d^{-1} . Posteriormente, este flujo se ralentiza al llegar a la plataforma, alcanzando valores de velocidad promedio de alrededor de 0.2 m d^{-1} .

Durante el invierno, se observa una variación en los valores de velocidad que se sitúan en el rango de 0 a 0.68 m d^{-1} . El flujo de hielo proveniente del glaciar Brückner, que se desplaza de sur a norte, mantiene altas velocidades promedio a lo largo de todo su recorrido. Sin embargo, se nota una desaceleración notable cuando este flujo se acerca y colinda con el hielo marino. Por otro lado, en el lado oriental de la plataforma, donde fluye el glaciar Antevs y otros glaciares en dirección sur a norte, se registra un flujo constante de baja intensidad, alrededor de 0.3 m d^{-1} . A medida que estos flujos avanzan más en la plataforma, su velocidad promedio tiende a disminuir aún más.

Durante la primavera, se observan fluctuaciones en los valores de velocidad que varían entre 0 y 0.72 m d^{-1} . El flujo de hielo proveniente del glaciar Brückner, que se desplaza de sur a norte, mantiene velocidades promedio notablemente altas en todo su recorrido. Sin embargo, se registra una ligera desaceleración cuando el flujo colisiona con el hielo marino, disminuyendo su velocidad promedio a alrededor de 0.65 m d^{-1} en este punto. En contraste, en el lado oriental de la plataforma, donde fluye el glaciar Antevs y otros glaciares en dirección sur a norte, se inicia con una velocidad de aproximadamente 0.25 m d^{-1} . A medida que avanzan, estas velocidades promedio experimentan un ligero aumento, pero luego disminuyen a lo largo de todo su trayecto. En esta estación, se puede observar que las mayores velocidades se concentran principalmente en el lado occidental de la plataforma.

En resumen, la estación que presenta las velocidades promedio más altas es en primavera, con valores que varían entre 0 y 0.72 m d^{-1} , seguido por otoño. Esta variación estacional destaca una marcada diferencia en la dinámica de los flujos de hielo entre las regiones occidental y oriental de la plataforma. Además, se observa un comportamiento diferenciado tanto en el lado occidental como en el oriental dependiendo de la estación.

4.2 Caracterización de las velocidades de los flujos de hielo mediante perfiles y variables topográficas.

Los cuatro perfiles resultantes de la delimitación se muestran en la Figura 13. El Perfil 1 (A-A'), se extiende de sur a norte, mientras que el Perfil 2 (A1-A1') sigue la misma dirección, pero se encuentra en el lado oeste de la zona de estudio. El Perfil 3 (A2-A2') se traza de oeste a este y se sitúa en el lado norte de la plataforma. Por último, el Perfil 4 (A3-A3') se extiende de oeste a este y se encuentra en el lado sur de la Plataforma Müller.

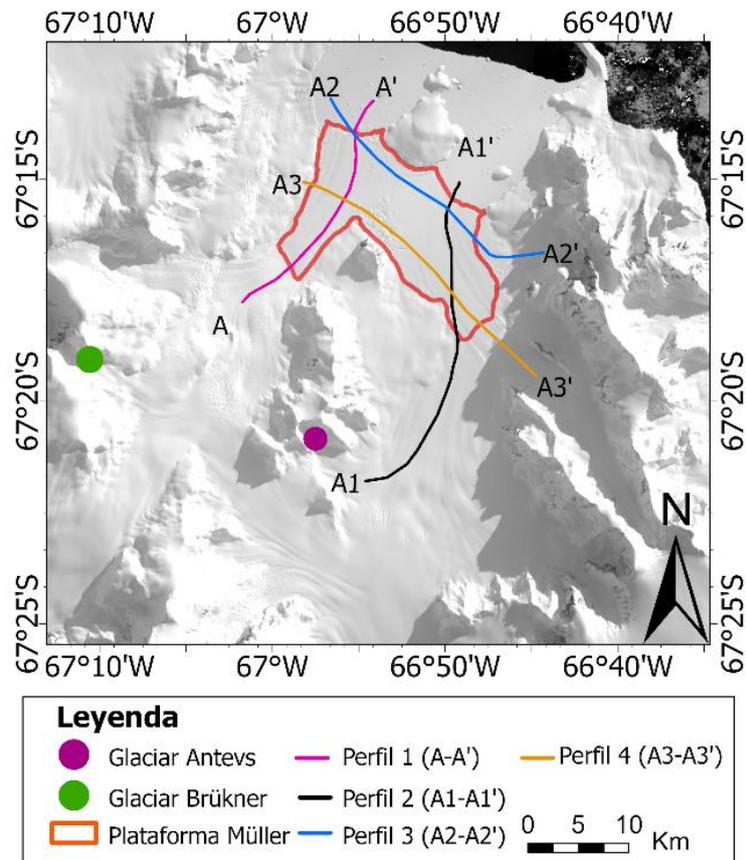


Figura 13: Ubicación de los perfiles en el área de estudio.

Las siguientes figuras muestran los perfiles de velocidad de hielo anuales y contrastadas con la elevación (Figura 14) y la pendiente (Figura 15), respectivamente.

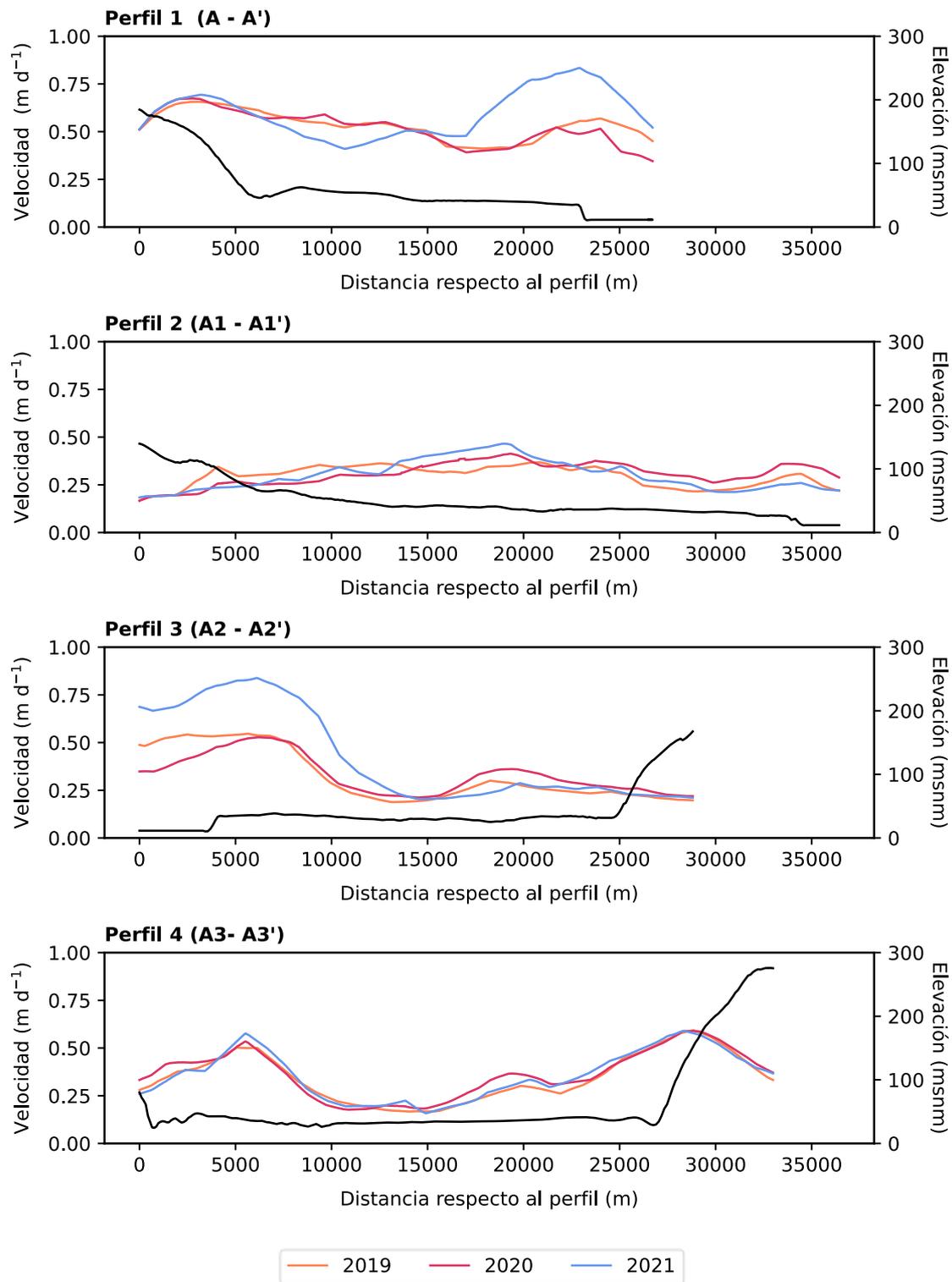


Figura 14: Velocidades de flujo de hielo promedio anuales ($m d^{-1}$) en perfiles con respecto elevación (msnm).

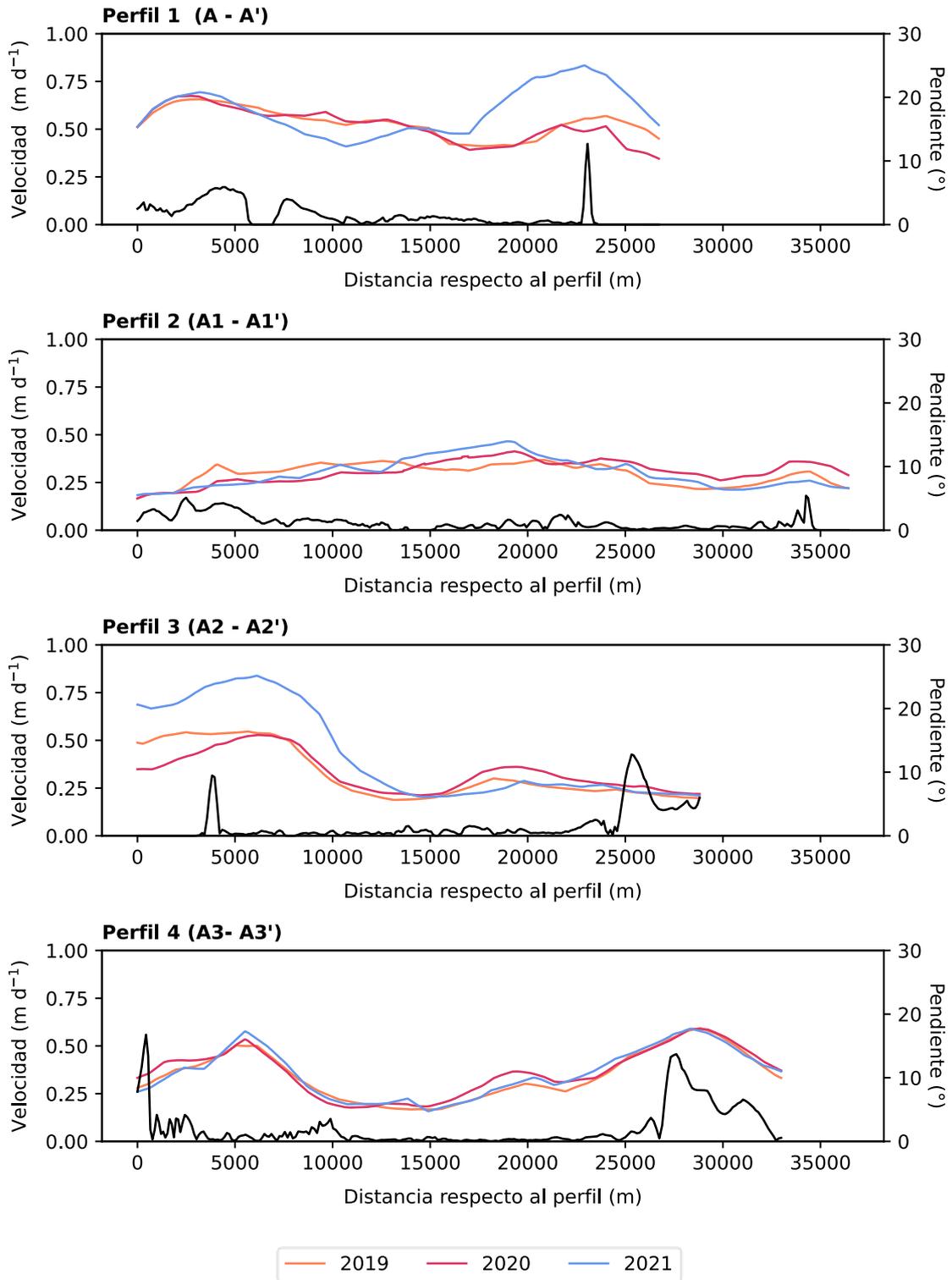


Figura 15: Velocidades de flujo de hielo promedio anuales ($m d^{-1}$) en perfiles con respecto a la pendiente ($^{\circ}$).

Respecto a las figuras 14 y 15, en el perfil 1, en 2019, la velocidad mínima promedio fue de $0.40 m d^{-1}$ y se registró a una distancia aproximadamente de 27000 metros a una elevación de 10 msnm y prácticamente con una pendiente 0° , mientras que la velocidad máxima promedio de $0.61 m d^{-1}$ se alcanzó a una distancia aproximada de 2000 m a una elevación de 200 msnm y una pendiente de 15° . En 2020 mostró un comportamiento

bastante similar al año 2019. En el año 2021, hubo un cambio en el patrón de velocidades. Por ejemplo, la velocidad mínima promedio fue 0.40 m d^{-1} , pero a los 10000 m de distancia aproximadamente a una elevación de 50 msnm; así mismo, la velocidad máxima promedio fue de 0.8 m d^{-1} y se alcanzó a los 23000 m aproximadamente a una elevación de 10 msnm y una pendiente 15° . Las velocidades promedio no parecen estar directamente relacionadas con la elevación en estos perfiles. Sin embargo, se destaca un patrón interesante, a medida que la pendiente del terreno aumenta, también tiende a aumentar la velocidad promedio.

Respecto al perfil 2, en 2019, mantuvo una velocidad promedio constante. La velocidad mínima promedio se registró a una distancia de perfil de 0 m con una elevación de 10 msnm y una pendiente de 2° , con un valor de 0.1 m d^{-1} ; mientras que la velocidad máxima promedio se alcanzó a una distancia de perfil de 20000 m, a una elevación de 10 msnm y una pendiente de 2° , con un valor de 0.3 m d^{-1} . En los años 2020 y 2021, se observó una consistencia en el patrón de comportamiento en este perfil. Se pudo notar que la pendiente del terreno se mantuvo prácticamente constante a lo largo de todo el perfil.

En el perfil 3, en 2019, la velocidad mínima promedio se registró a una distancia de perfil aproximadamente en los 15000 m aproximadamente de distancia, a una elevación de 20 msnm y una pendiente de 2° , con un valor de 0.1 m d^{-1} ; mientras que la velocidad máxima promedio se alcanzó a una distancia de perfil aproximadamente en los 5000 m, con un valor de 0.5 m d^{-1} a una elevación de 20 msnm y una pendiente de 2° . Esto se puede comprender debido a la disposición longitudinal del perfil. El punto de inicio del perfil coincide con el final del flujo que alimenta Brückner, lo cual explica por qué presenta las velocidades más altas en este punto. A medida que se avanza hacia el final del perfil, nos encontramos con flujos más lentos que se desplazan principalmente hacia el lado oeste de la plataforma. En 2020, la velocidad mínima promedio fue de 0.2 m d^{-1} se registró a una distancia de perfil aproximadamente en los 30000 m y la velocidad máxima promedio se registró a una distancia de perfil aproximadamente en los 5000 m, con un valor de 0.5 m d^{-1} . En 2021, su comportamiento fue similar al de los años anteriores, aunque se destacó por un aumento significativo en la velocidad promedio. En particular, a los 5000 m de distancia en el perfil, se registró un valor de 0.8 m d^{-1} .

En el perfil 4, en 2019, la velocidad mínima promedio se registró a una distancia de perfil aproximadamente de 15000 m, con un valor de 0.1 m d^{-1} a una elevación de 20 msnm y una pendiente de 1° ; mientras que la velocidad máxima promedio se registró a una distancia de perfil aproximadamente de 28000 m, con un valor de 0.5 m d^{-1} a una elevación de 20 msnm y una pendiente de 15° . El año 2020 y 2021, se comportaron parecidos al año 2019 manteniendo sus velocidades mínimos y máximos promedios. Las velocidades promedio no parecen estar directamente relacionadas con la elevación en estos perfiles. Sin embargo, se destaca un patrón que a medida que la pendiente del terreno aumenta, también tiende a aumentar la velocidad promedio.

Los perfiles de velocidad de flujo de hielo promedio en la Plataforma Müller durante estos tres años muestran que la elevación no parece ser un factor determinante en las velocidades promedio, pero la pendiente del terreno si pudiese influir en estas velocidades, así mismo, podrían existir partes del transecto en donde el flujo puede presentar contrapendientes. Además, se observa que los patrones de velocidad promedio son relativamente constantes en los cuatro perfiles, con algunas variaciones

notables en el perfil 1 y el perfil 3 en el año 2021, donde se registraron aumentos significativos en las velocidades máximas promedio.

Las figuras muestran los perfiles de velocidad de hielo estacionales y contrastadas con la elevación (Figura 16) y la pendiente (Figura 17), respectivamente.

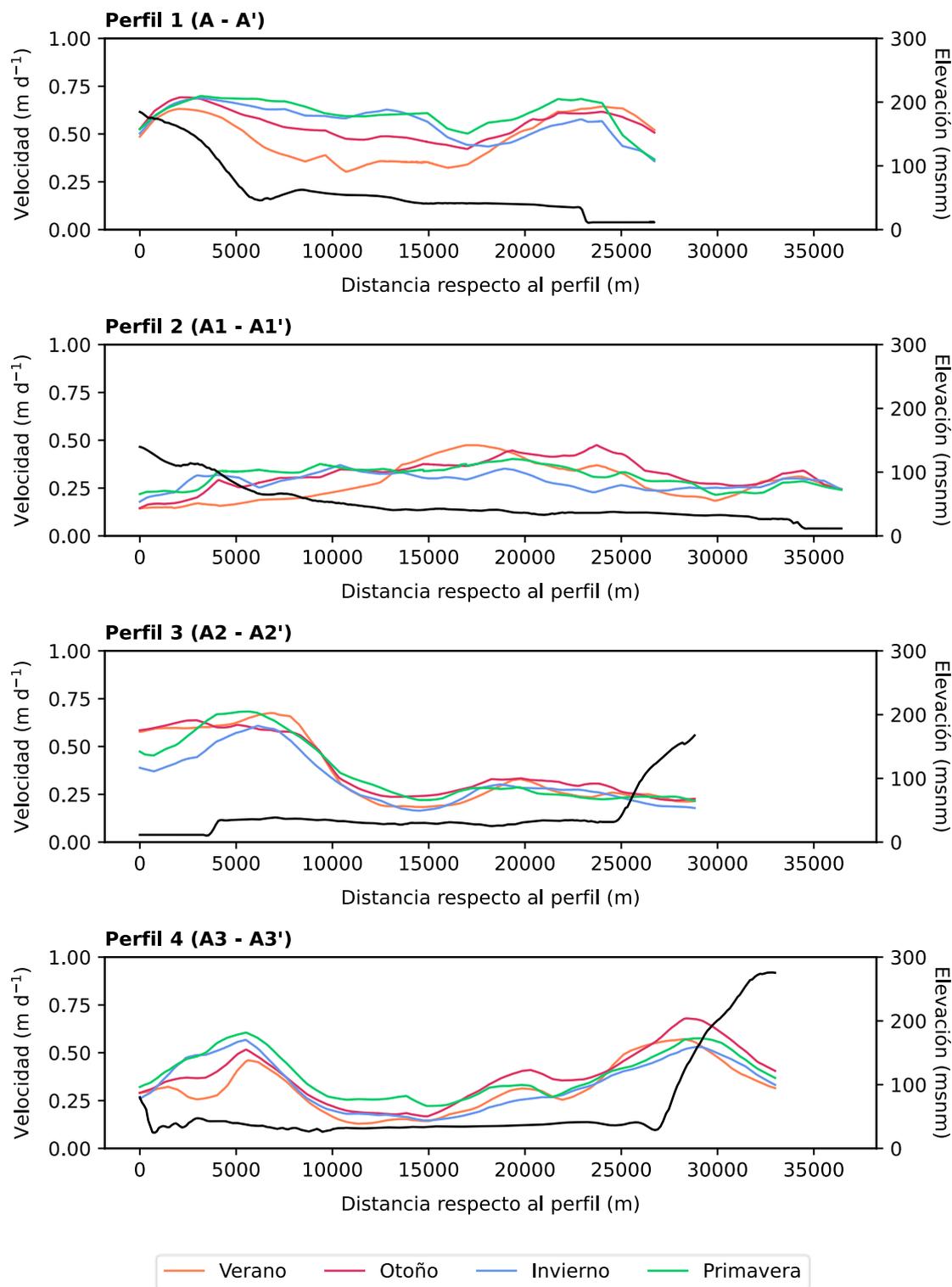


Figura 16: Velocidades de flujo de hielo promedio estacionales ($m d^{-1}$) en perfiles con respecto elevación (msnm).

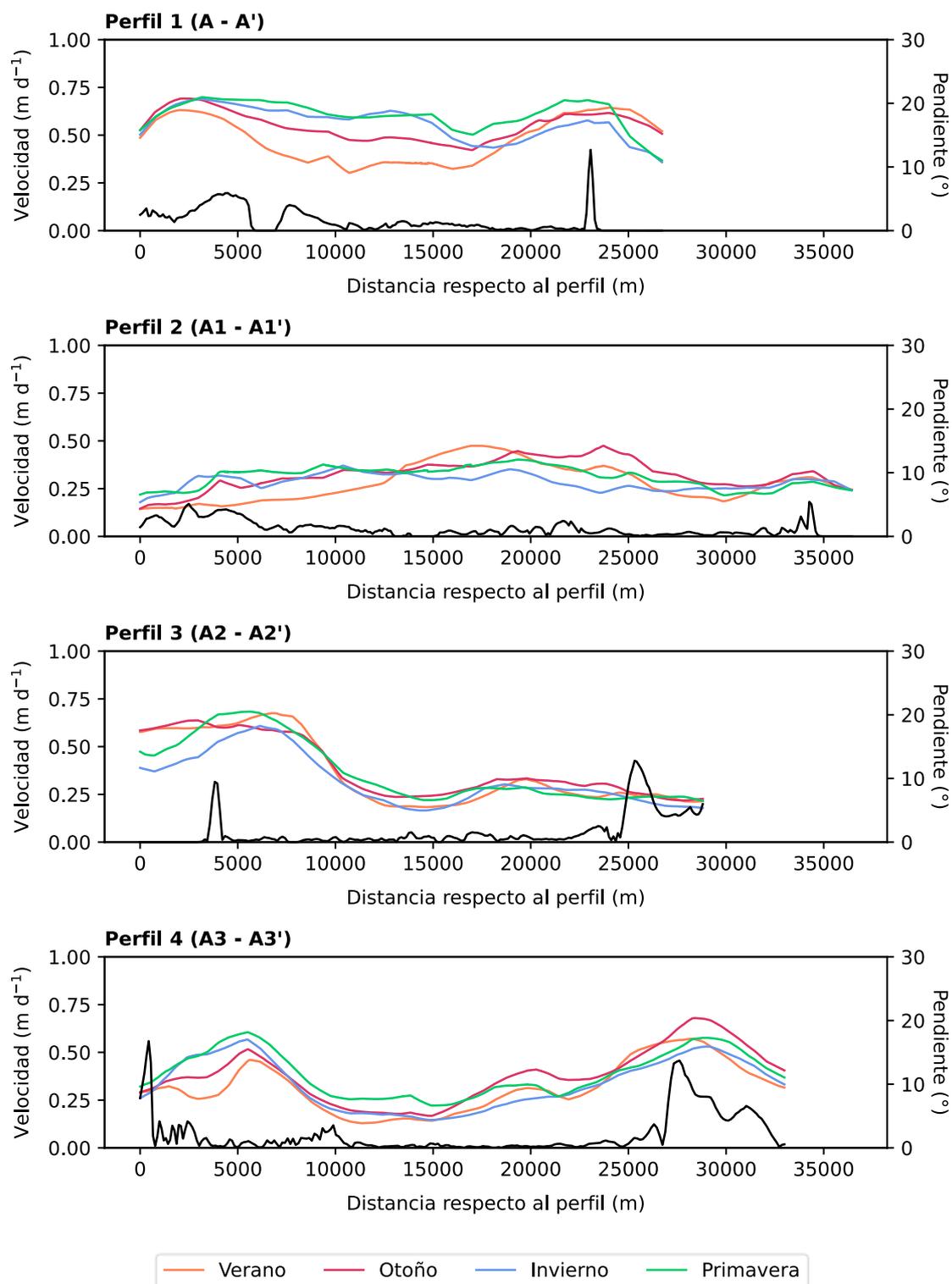


Figura 17: Velocidad promedio de flujo de hielo estacionales ($m d^{-1}$) en perfiles con respecto pendiente ($^{\circ}$).

Respecto a las figuras 16 y 17, el perfil 1, se observa que la velocidad mínima y máxima varían significativamente en todas las estaciones. La temporada estival muestra la velocidad mínima promedio a los 0 m de distancia con un valor de $0.3 m d^{-1}$ a una elevación de 180 msnm y una pendiente de 8° , mientras que primavera tiene la velocidad máxima promedio más alta aproximadamente a los 30000 m de distancia con

un valor de 0.6 m d^{-1} a una elevación de 3 msnm y una pendiente de 15° . Este perfil demuestra una clara variabilidad estacional en las velocidades promedio, con notables diferencias entre las estaciones de verano y primavera. En cambio, a medida que aumenta la pendiente del terreno, las velocidades promedio tienden a incrementarse.

En el perfil 2, la velocidad mínima promedio en todas las estaciones va de 0.20 a 0.25 m d^{-1} a los 0 m de distancia y su elevación es de 60 msnm y una pendiente de 2° , la velocidad máxima promedio varía en todas las estaciones. La estación de otoño muestra la velocidad máxima promedio más alta aproximadamente a los 25000 m de distancia con un valor de 0.5 m d^{-1} a una elevación de 20 msnm y una pendiente de 2° como en casi todo el perfil exceptuando el inicio. Este perfil indica una influencia estacional en las velocidades máximas, siendo primavera la estación con los valores más altos.

En el perfil 3, la velocidad mínima es constante en todas las estaciones a 0.2 m d^{-1} a 30000 m de distancia aproximadamente, a una elevación de 180 msnm y una pendiente de 8° , pero la velocidad máxima varía. La temporada estival y primavera muestran la velocidad máxima promedio más alta 0.65 m d^{-1} a los 5000 m de distancia aproximadamente, a una elevación de 20 msnm y una pendiente de 1° . Como se mencionó previamente, el perfil se extiende longitudinalmente a lo largo del lado norte de la plataforma, por esto se espera que la velocidad promedio más alta se encuentre en el inicio del perfil, mientras que la velocidad promedio más baja se observe al final del mismo.

En el perfil 4, la velocidad mínima promedio es constante en todas las estaciones exceptuando primavera, su valor es de 0.2 m d^{-1} a una distancia de 13000 m aproximadamente a una elevación de 20 msnm y una pendiente de 0° , pero la velocidad máxima promedio varía en todas las estaciones. La estación de otoño muestra la velocidad máxima promedio más alta 0.67 m d^{-1} a los 30000 m aproximadamente de distancia con una elevación de 180 msnm y una pendiente de 8° . Este perfil resalta la influencia estacional en las velocidades máximas, siendo el otoño la estación con las velocidades promedio más altas.

En resumen, los perfiles de velocidad que circundan a la Plataforma Müller en la Península Antártica exhiben patrones estacionales distintivos. La velocidad máxima promedio tiende a ser más alta en las estaciones de primavera y otoño en la mayoría de los perfiles, mientras que la velocidad mínima varía menos en todas las estaciones. La elevación no parece tener una influencia directa en las velocidades promedio. No obstante, se observa una tendencia positiva entre la pendiente del terreno y las velocidades promedio. Es relevante señalar que, en ciertas partes del transecto, podría haber áreas con contrapendientes que afecten el flujo glaciar. Esta influencia estacional y de pendiente en las velocidades destaca la complejidad de la dinámica glaciar en esta región.

4.3 Comparación de las velocidades de los flujos de hielo con forzantes climáticas

En este apartado se presenta el cálculo de anomalías de tres variables climáticas que se consideraron relevantes al momento de explicar los cambios de velocidades de flujo de hielo en el área de estudio, es decir, como forzantes climáticas. Estas variables se presentan agregadas de forma anual y estacional en el periodo 1985-2021 que abarca 37 años.

La Figura 18 presenta las anomalías de las forzantes climáticas agregadas anualmente con su línea de tendencia, y, por consiguiente, la Figura 19, por temporadas DJF, MAM, JJA y SON.

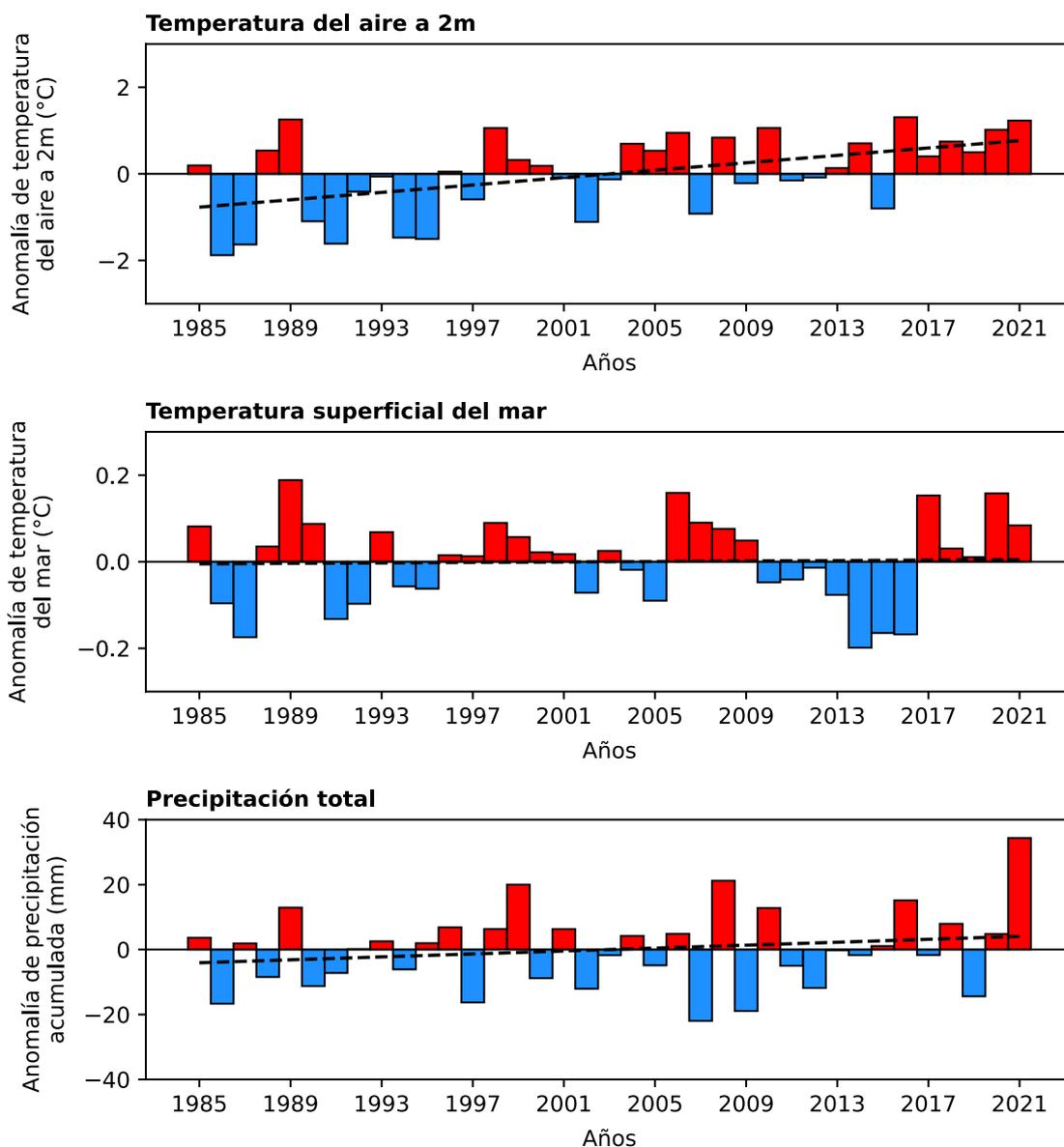


Figura 18: Anomalía media anual del período 1985-2021.

El promedio climático de la temperatura del aire a 2 m es de -7.69°C . A lo largo de todo el período, se han observado que, a partir del año 2001, los años ‘fríos’ se vuelven menos recurrentes y con valores de anomalía de temperatura que no superan los -1°C . Desde el año 2016, solo se presentaron años cálidos, llegando a estar 1.5°C por encima del promedio de periodo total. El 2016 presentó la anomalía máxima positiva con 1.31°C sobre el promedio del periodo; y el año 1986, la anomalía mínima negativa con -1.87°C .

El promedio del periodo 1985-2021 para la temperatura superficial del mar es de -0.99°C . Se observa una tendencia a años cálidos en bloque 3 periodos: 1996-2001, 2006-2009 y 2017-2021, y un gran bloque frío entre 2010 y 2016. La anomalía máxima

positiva de SST fue en el 1989 con 0.19°C sobre el promedio del periodo. En contraste, la anomalía mínima negativa en 2014 con -0.20°C .

En cuanto a la precipitación total o TP, esta engloba tanto la precipitación líquida como sólida. En el periodo se obtuvo un promedio climático de 70.97 mm. El año 2021 mostró un superávit de 34 mm respecto al promedio del periodo; mientras que el año 2005, un déficit de 22 mm.

En cuanto a la agregación estacional, el promedio de T2m del periodo para verano fue de -1.99°C ; otoño, -7.79°C ; invierno, -12.92°C y primavera, -8.05°C . A cada estación por año se le sustrajo el valor promedio de la estación respectiva. Como resultado se obtuvo que la anomalía máxima positiva ocurre en invierno de 1989 con 4.30°C respecto a la climatología del periodo 1985-2021. En contraste, la anomalía mínima negativa fue en el invierno de 1995 con -4.44°C . A nivel global, las temporadas tienden a ser menos frías hacia el año 2021, lo que denota un calentamiento de T2m.

El promedio climático de la temperatura superficial del mar del periodo para verano fue de -0.36°C ; otoño, -0.73°C ; invierno, -1.45°C y primavera, -1.42°C . Cabe destacar, el bloque de disminución de la SST entre otoño 2013 y otoño 2016, alcanzando hasta 0.4°C bajo la media climática de la variable. Tanto como para T2m como SST, a partir del año 2017 todas las estaciones siguientes presentaron anomalías positivas, lo que denota un calentamiento del aire como del mar.

El promedio estacional global de la precipitación total para periodo para verano fue de 14.05 mm; otoño, 19.41 mm; invierno, 16.93 mm y primavera, 20.72°C . En esta forzante climática, la variación entre años lluviosos y secos respecto al promedio climático es más variable, solo pudiendo identificar un incremento sostenido de la TP hacia fines del periodo. La anomalía máxima positiva se dio en el verano del 2021 con 12 mm, y la anomalía mínima negativa en primavera del 1997 con -11 mm aproximadamente.

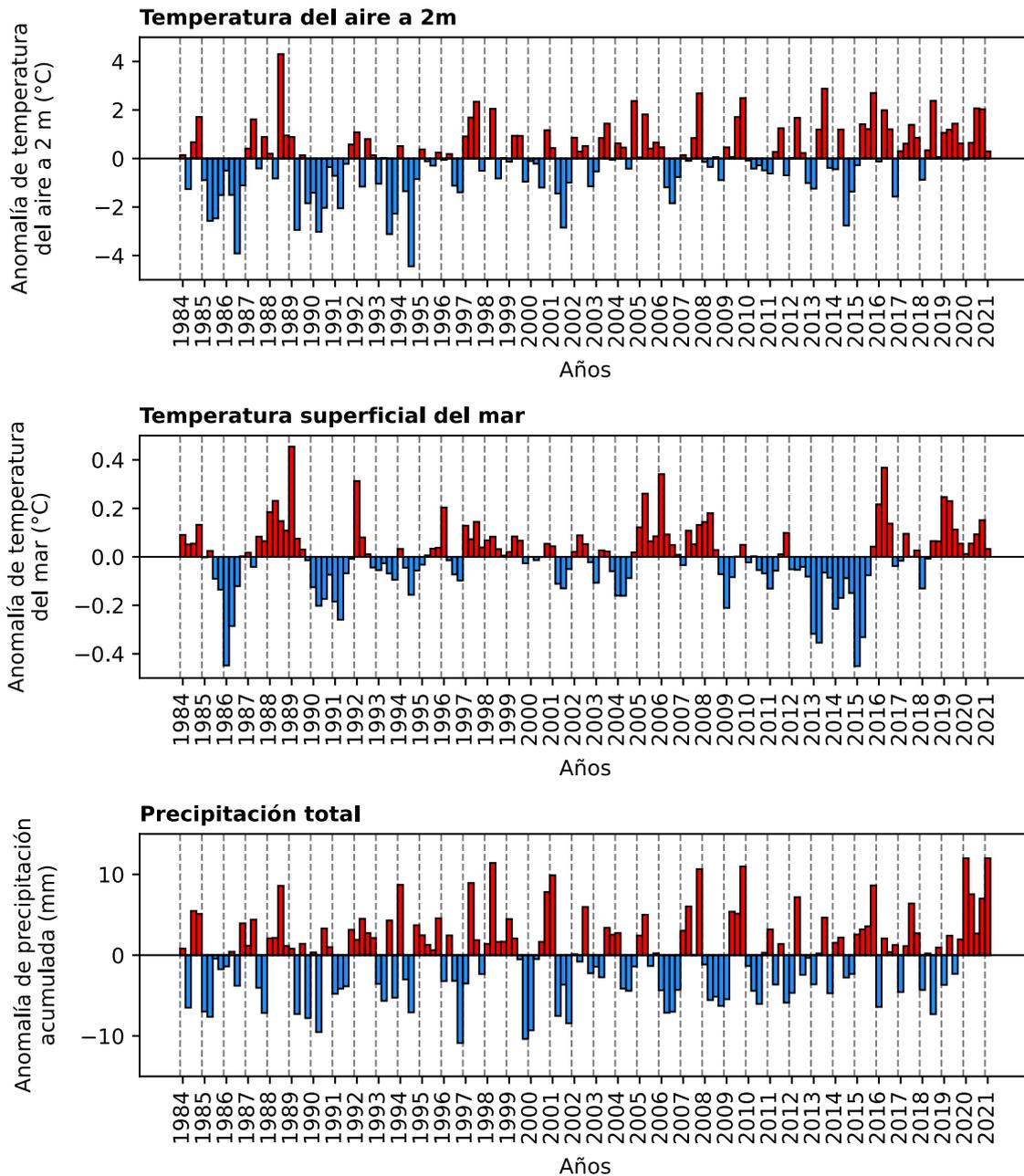


Figura 19: Anomalía media estacional del período 1985-2021.

La comparación entre forzantes climáticas con las velocidades máximas de flujo de hielo derivadas de los objetivos previos durante los últimos tres años del periodo de estudio (2019-2021) en correspondencia temporal se muestra en la Figura 20.

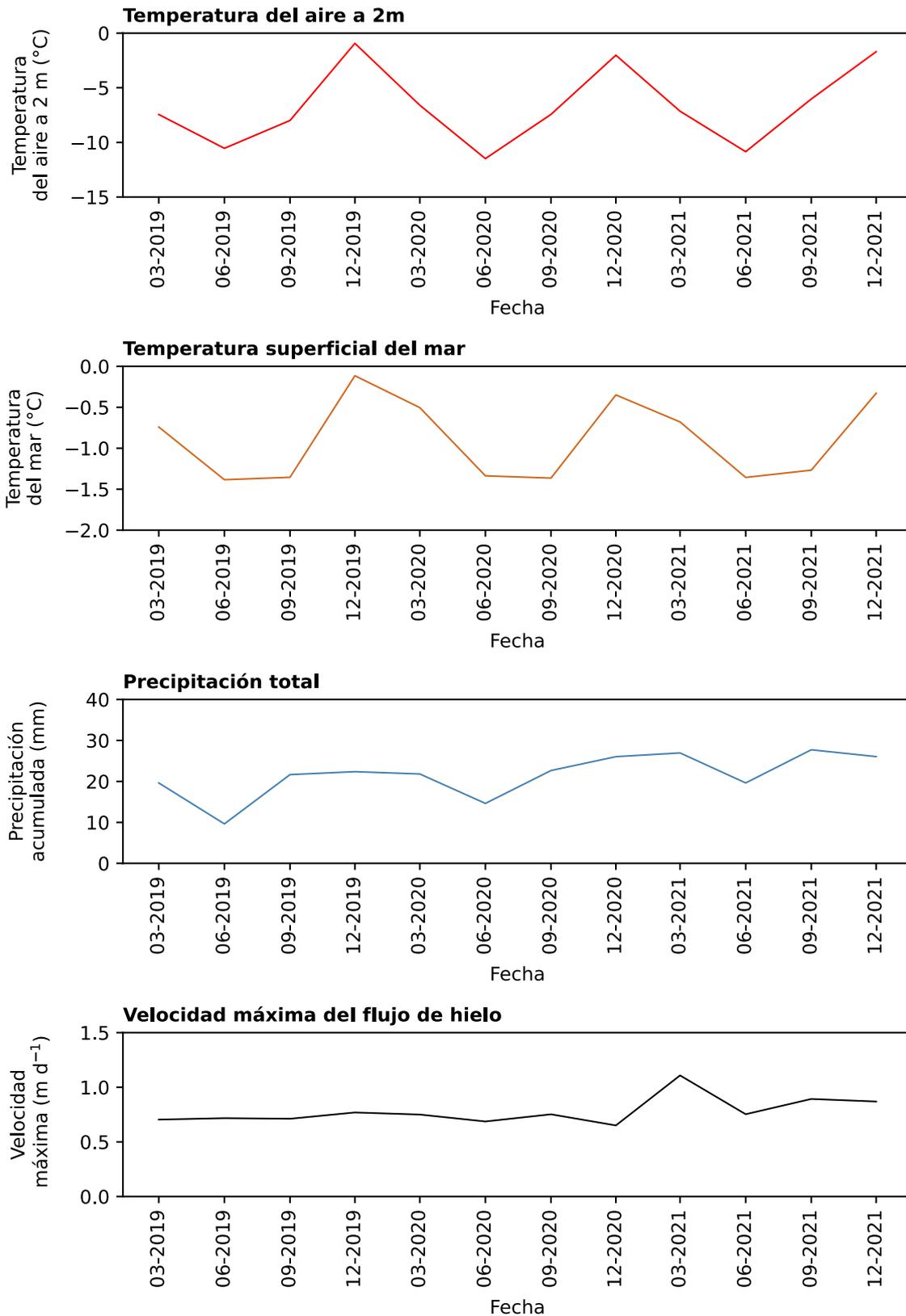


Figura 20: Comparación entre forzantes climáticas y velocidades máxima de flujo de hielo en el periodo 2019-2021.

A partir de esta figura se visualiza una relación directa entre la temperatura del aire a 2 m y la superficial del mar, en donde los *peaks* de temperatura se dan en la temporada estival y los mínimos en invierno, oscilando a través del año de forma estacional. Del mismo modo, la precipitación total va en línea con el comportamiento de las temperaturas. Así, en verano, la temperatura aumenta y la precipitación también en el área de estudio en la Península Antártica. Respecto a la velocidad máxima del flujo de hielo, esta se mantuvo constante durante los tres años, mostrando un aumento hacia el final del periodo. En este punto, ya se evidencia un comportamiento en línea con las tres variables climáticas mencionadas anteriormente.

Debido a que este análisis particular corresponde a solo los datos del área de estudio y un periodo acotado de tiempo no es posible establecer tendencias que apoyen la variabilidad de la velocidad máxima de los flujos de hielo.

CAPITULO 4: DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Discusión

Debido a que este estudio se basa en la teledetección mediante imágenes SAR, esta técnica puede presentar diversas limitantes. La precisión y la calidad de la señal puede verse afectada por la presencia de ruido atmosférico y la falta de características distintivas en la superficie. Además, la retrodispersión de la señal es altamente sensible al ángulo de incidencia y las propiedades dieléctricas del material (Cavalié & Trouve, 2022). Durante el deshielo de verano, la superficie de los glaciares puede derretirse y volverse más líquida, lo que afecta cómo se dispersan las señales del radar (Humbert *et al.*, 2015). En este estudio, la diferencia entre el cálculo de valores in-situ en la zona estable y de la técnica *offset tracking* en el denominado 'error sistemático' puede explicarse por las limitaciones intrínsecas asociadas a imágenes Sentinel-1. Sin embargo, es importante destacar la necesidad de validar los resultados obtenidos de forma extensiva en el área de estudio. Para ello, se sugiere realizar comparaciones con fotografías aéreas de los glaciares, utilizar imágenes de cámaras instaladas en el frente de los glaciares o realizar monitoreos en terreno visitando mayor cantidad de zonas en la Plataforma Müller con el fin de aumentar la confiabilidad de los resultados obtenidos en este estudio.

El análisis de velocidades de los flujos de hielo obtenidos al ser contrastado frente a los resultados de Wallis *et al.* (2023) presenta cierta congruencia, pero de forma limitada, ya que en este último se analizó gran parte de las cuencas glaciares del lado oriental de la Península Antártica completa entre el 2014 y 2021. En ambos se identificó una variabilidad estacional que posiciona a primavera como la estación en la cual se registran las velocidades máximas promedio más altas en primavera, lo que en Wallis *et al.* (2023) corresponde a la temporada estival (entre octubre y marzo, debido a que se consideran solo dos estaciones en el continente antártico). En primavera comienza el inicio de la temporada de deshielo, con el consiguiente aumento en la disponibilidad de agua líquida en la superficie contribuyente sobre de la plataforma de hielo. El agua líquida actúa como un lubricante, reduciendo la fricción entre el hielo y la base, lo que permite que el hielo se desplace más rápido (Barrand *et al.*, 2013). En invierno, las temperaturas tanto del aire como del mar son más bajas en comparación con la temporada estival, lo que podría llevar a una disminución del desplazamiento del hielo.

Es relevante subrayar que la variabilidad en los flujos estacionales de la plataforma de hielo Müller puede estar sujeta a una serie de factores ambientales que fueron objeto de estudio en el tercer objetivo. Respecto a la comparación entre forzantes climáticas que podrían controlar la dinámica de los flujos de hielo que contribuyen a la plataforma, es importante destacar que en la Antártica existe una disponibilidad baja de datos climáticos de terreno, mal distribuidos y con limitado acceso para uso libre. Por otro lado, los datos de reanálisis, que, si son libres, a escala global y desarrollados para un sinnúmero de aplicaciones presentan una resolución espacial muy baja ($\approx 31 \text{ km}^2$). Para el área de estudio, ERA5 no es capaz de representar bien la topografía, la cercanía al océano y otros fenómenos físicos locales de importancia debido a la escala. Es por esto, que es primordial poder usar productos de resolución más alta cuando la topografía es compleja y los fenómenos físicos a representar complejos como en el continente Antártico.

Finalmente, los resultados de las anomalías denotaron una tendencia al aumento de las temperaturas del aire y del mar hacia fines del periodo 1985-2021, así como el aumento del patrón de precipitaciones. Aquí, la temporada estival correspondió a la estación con los máximos en la temperatura del aire y del mar, aunque no se superó el umbral de los 0°C, que es lo que caracteriza el derretimiento de hielo superficial generalizado en la Península Antártica (Barrand *et al.*, 2013). Como se explicó anteriormente, el producto ERA5 tiene limitantes inherentes a la resolución espacial y puede ser menos representativo en áreas pequeñas como la de esta memoria. En términos de proyecciones para la Península Antártica, Bozkurt *et al.*, (2021) estima un incremento de la temperatura del aire promedio anual entre 0.5 y 1.5°C, así como el aumento entre un 5 a 10% en las precipitación anual desde el año 2020 al 2040. Un escenario de esta magnitud puede traducirse en un impacto en la dinámica de las velocidades de flujo de hielo y la intensificación del desplazamiento del hielo aguas abajo.

5.2 Conclusiones

En cuanto a la estimación de las velocidades promedio de los flujos que alimentan la plataforma de hielo Müller entre el 2019 y el 2021. El año 2019 mostró velocidades promedio máximas en el área de estudio de hasta 0.67 m d⁻¹; el año 2020 de 0.69 m d⁻¹ y el año 2021, 0.85 m d⁻¹. Además, se encontró una compleja distribución de flujos de hielo en la región de estudio, con la presencia de al menos tres flujos principales. En particular, el flujo occidental alimentado principalmente por Brückner presentó velocidades promedio más elevadas y una dinámica diferente en comparación con los flujos orientales alimentados por el glaciar Antevs y otros glaciares circundantes, los cuales mostraron ralentización en varios sectores.

Así mismo, se identificó la existencia de una formación conocida como *ice rise* en la zona norte de la plataforma de hielo, que desempeña un papel importante al detener y canalizar los flujos orientales, mientras que los flujos occidentales continúan casi sin ninguna interrupción en su trayecto. Estacionalmente, en primavera, se presentaron las velocidades promedio más altas, con un máximo de alrededor de 0.65 m d⁻¹, seguida del otoño, con un promedio de aproximadamente 0.45 m d⁻¹, mientras que verano e invierno exhibieron velocidades más bajas.

La caracterización de las velocidades de flujo de hielo a través de perfiles frente a las variables topográficas evidenció que a medida que aumenta la pendiente del terreno, también tienden a aumentar las velocidades de flujo de hielo. Por ejemplo, en 2019, el perfil 1 mostró que en las zonas con pendientes de 0°, las velocidades máximas promedio fueron de alrededor de 0.40 m d⁻¹, mientras que en las áreas con pendientes de 15°, las velocidades aumentaron a 0.61 m d⁻¹. Lo mismo, se corroboró en los otros perfiles anual y estacionalmente, aunque con diferente magnitud de velocidad.

Respecto al análisis de la climatología en la cuenca glaciar de Müller, la T2m y la SST presentan una clara tendencia hacia un calentamiento. A partir de 2001, se evidencia una disminución en la frecuencia de años con anomalías de temperatura que no superan los -1°C. Desde 2016, todos los años presentan anomalías positivas, siendo 2016 un año notable con la máxima anomalía positiva de 1.31°C sobre el promedio del período. En cuanto a las SST, se observa una tendencia hacia años cálidos, especialmente después de 2016, indicando un calentamiento sostenido del mar. Es destacable la disminución en las SST entre otoño de 2013 y otoño de 2016, con una anomalía mínima

negativa de -0.4°C bajo la media climática. En relación con la TP, hay variaciones respecto al promedio climático a lo largo del período, siendo el año 2021 notable por su superávit significativo de 34 mm, mientras que 2005 registró un déficit de 22 mm. A nivel estacional, se observa una tendencia global hacia temperaturas menos frías, especialmente en invierno, lo que denota un calentamiento generalizado del aire a 2 m. Además, se aprecia una relación estacional directa entre las anomalías de T2m y SST con *peaks* de temperatura en verano y mínimos en invierno. Esta relación se refleja también en la TP que sigue un patrón similar al de las temperaturas, aumentando durante el verano.

El estudio integral del sistema climático es crucial para comprender mejor el comportamiento de las plataformas de hielo en un contexto cambiante, lo que a su vez puede tener implicaciones significativas para la comprensión del cambio climático y sus impactos en las regiones polares y el nivel del mar. Es recomendable ampliar el análisis a una mayor cantidad de años con la adecuada capacidad operativa de procesamiento con el objetivo de realizar un análisis más extensivo, también, validar otras áreas de la zona de estudio, además, de la zona estable para abordar mejor el error sistemático de las imágenes radar. Por último, sería adecuado poder contar con datos climáticos más locales y con buena resolución temporal y espacial para poder caracterizar mejor la dinámica de flujos de hielo que contribuyen a la Plataforma Müller.

6 BIBLIOGRAFÍA

AIRBUS. (2020). *Copernicus DEM: Copernicus digital elevation model product handbook. Report AO/1-9422/18/IL G*. Recuperado el 3 de abril del 2023: https://spacedata.copernicus.eu/documents/20123/122407/GEO1988-CopernicusDEM-SPE-002_ProductHandbook_IL5.0+%281%29.pdf/706ee17d-2cce-f1fa-a73e-1686d28f09dd?t=1679657087883

Ashmore, D., Hubbard, B., Luckman, A., & Holland, P. (2017). Ice and firn heterogeneity within Larsen C Ice Shelf from borehole optical televiewing. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(5)(4), 1139-1153. <https://doi.org/10.1002/2016JF004047>

Barrand, N., Vaughan, D., Steiner, N., Tedesco, M., Munneke, P., Van Den Broeke, M., & Hosking, J. (2013). Trends in Antarctic Peninsula surface melting conditions from observations and regional climate modeling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(1), 315-330. <https://doi.org/10.1029/2012JF002559>

Benn, D., & Evans, D. (2014). *Glaciers and glaciation*. Routledge, London. <https://doi.org/10.4324/9780203785010>

Bozkurt, D., Bromwich, D., Carrasco, J., & Rondanelli, R. (2021). *Temperature and precipitation projections for the Antarctic Peninsula over the next two decades: Contrasting global and regional climate model simulations*. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05667-2>

Carrasco, J. (2007). *Climatología de la Península Antártica y de la Base Presidente Eduardo Frei Montalva*. Recuperado el 5 de abril del 2023: https://www.researchgate.net/publication/236343034_Climatologia_de_la_Peninsula_Antartica_y_de_la_Base_Presidente_Eduardo_Frei_Montalva

Carrasco, J. (2021). *La Baja del Mar de Amundsen, su variabilidad ejemplo de conexión hemisférica*. Recuperado el 5 de abril del 2023: https://www.researchgate.net/publication/356874805_La_Baja_del_Mar_de_Amundsen_su_variabilidad_ejemplo_de_conexion_hemisferica

Cavalié, O., & Trouve, E. (2022). *Surface Displacement Measurement from Remote Sensing Images*. John Wiley & Sons, France. <https://doi.org/10.1201/9780423743>

Chuvieco, E. (1990). *Fundamentos de teledetección espacial*. <https://doi.org/10.1201/9780429506482>

Comin, A., & Justino, F. (2017). Investigação Climatológica na Pen sula Antártica e no Arquipélago das Shetland do Sul. *Anuário do Instituto de Geociências*, 40(2)(74-81). https://doi.org/10.11137/2017_2_74_81

Convey, P., Bindschadler, R., Di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., & Acce, C. (2009). Antarctic climate change and the environment. *Antarctic Science*, 21(6), 541-563. <https://doi.org/10.1017/S0954102009990642>

Cook, A., Holland, P., Meredith, M., Murray, T., Luckman, A., & Vaughan, D. (2016). Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. *Science*, 353(6296), 283-286. <https://doi.org/10.1126/science.aae0017>

Cook, A., & Vaughan, D. (2009). Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, 3(2), 151-160. <https://doi.org/10.5194/tc-4-77-2010>

Eullades, L., Eullides, P., Riveros, N., Masiokas, M., Ruiz, L., Pitte, P., Elefante, S., Casu, F., & Bailbarani, S. (2016). Detection of glaciers displacement time-series using SAR. *Remote sensing of Environment*, 184(188-198). <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.07.003>

European Space Agency. (s. f.-a). *Copernicus DEM - Global and European Digital Elevation Model (COP-DEM)*. <https://doi.org/10.5270/ESA-c5d3d65>

European Space Agency. (s. f.-b). *Level-1 Products and Algorithms*. Recuperado el 17 de mayo del 2023: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/technical-guides/sentinel-1-sar/products-algorithms/level-1-algorithms/products>

Forster, R., Box, J., Van den, E., Broeke, M., Miege, C., & Burgess, E. (2014). Extensive liquid meltwater storage in firn within the Greenland ice sheet. 7(2), 95-98. *Nature Geoscience*, 7(2), 95-98. <https://doi.org/10.1038/ngeo2043>

Fretwell, P., Pritchard, H., Vaughan, D., Bamber, J., & Barrand, N. (2013). Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The cryosphere*, 7(1), 375-393. <https://doi.org/10.5194/tc-7-375-2013>

Gardner, A., Fahnestock, M., Grenne, C., Johnston, A., Kennedy, J., Liukis, M., & Lei, Y. (2021). The NASA MEaSUREs ITS_LIVE project: Accelerating glacier science through satellite data synthesis. *In AGU Fall Meeting Abstracts, 2021*, G34A-03. Recuperado el 20 de agosto del 2023: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2021AGUFM.G34A..03G/abstract>

Gari, J., Ortone, A., Pilato, G., Macota, E., & Cook, L. (2018). *Estimación de la velocidad de desplazamiento del hielo en el glaciar Upsala mediante imágenes SAR, IX Congreso de la Ciencia Cartográfica, 24-26 de octubre, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina*. Recuperado el 20 de julio del 2023: <https://www.researchgate.net/profile/Ailin-Ortone>

[Lois/publication/333211532_Ice_flow_speed_estimation_in_Upsala_Glacier_using_SAR_Estimacion_de_la_velocidad_de_desplazamiento_del_hielo_en_el_Glaciario_Upsala_mediante_imagenes_SAR/links/5ce29bba299bf14d95a9c0b2/Ice-flow-speed-estimation-in-Upsala-Glacier-using-SAR-Estimacion-de-la-velocidad-de-desplazamiento-del-hielo-en-el-Glaciario-Upsala-mediante-imagenes-SAR.pdf](https://www.researchgate.net/publication/333211532_Ice_flow_speed_estimation_in_Upsala_Glacier_using_SAR_Estimacion_de_la_velocidad_de_desplazamiento_del_hielo_en_el_Glaciario_Upsala_mediante_imagenes_SAR/links/5ce29bba299bf14d95a9c0b2/Ice-flow-speed-estimation-in-Upsala-Glacier-using-SAR-Estimacion-de-la-velocidad-de-desplazamiento-del-hielo-en-el-Glaciario-Upsala-mediante-imagenes-SAR.pdf)

Glasser, N., & Scambos, T. (2008). A structural glaciological analysis of the 2002 Larsen B ice-shelf collapse. *Journal of Glaciology*, 54(184), 3-16. <https://doi.org/10.3189/002214308784409017>

Gomez, R., Arigony-Neto, J., De Santis, J., Vijay, S., Jaña, R., & Rivera, A. (2019). Ice dynamics of union glacier from SAR offset tracking. *Global and Planetary Change*, 174(1-15). <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.12.012>

Hogg, A., & Gudmundsson, G. (2017). Impacts of the Larsen-C Ice Shelf calving event. *Nature Climate Change*. *Nature Climate Change*, 7(8), 540-542. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.12.012>

- Hogg, A., Shepherd, A., Cornford, S., Briggs, K., & Gourmelen, N. (2017). Increased ice flow in Western Palmer Land linked to ocean melting. *Geophysical Research Letters*, *44*(17), 8979-8987. <https://doi.org/10.1002/2016GL072110>
- Humbert, A., Steinhage, D., Helm, V., Hoerz, S., Berendt, J., Leipprand, E., & Muller, R. (2015). On the link between surface and basal structures of the Jelbart Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Glaciology*, *61*(229), 975-986.
- Izagirre, E. (2015). Una revisión de las variaciones recientes de las plataformas de hielo y su efecto en los glaciares tributarios en el sector norte de la Península Antártica (63° S-70° S). In *Anales del Instituto de la Patagonia Universidad de Magallanes. En Anales del Instituto de la Patagonia*, *43*(2), 5-18. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-686X2015000200001>
- Kim, B., Seo, K., Eom, J., Chen, J., & Wilson, C. (2020). Antarctic ice mass variations from 1979 to 2017 driven by anomalous precipitation accumulation. *Scientific Reports*. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77403-5>
- Lee, D., Petersen, M., & Lin, W. (2019). The Southern Annular Mode and Southern Ocean Surface Westerly Winds in E3SM. *Earth Sp. Sci*, *6*, 2624-2643. <https://doi.org/10.1029/2019EA000663>
- MacDonell, S., Fernandoy, F., Villar, P., & Hammann, A. (2021). Stratigraphic Analysis of Firn Cores from an Antarctic Ice Shelf Firn Aquifer. *Water* *2021*, *13*, 713. <https://doi.org/10.3390/w13050731>
- Matsuoka, K., Hindmarsh, R., Pritchard, H., Brown, J., Bently, M., Maholdt, G., & Whitehouse, P. (2015). Antarctic ice rises and rumples: Their properties and significance for ice-sheet dynamics and evolution. *Earth-science reviews*, *724-745*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.09.004>
- Moreira, A., Prats-Iraola, P., Younis, M., Krieger, G., Hajnsek, I., & Papathanassiou, K. (2013). A tutorial on synthetic aperture radar. *IEEE Geoscience and remote sensing magazine*, *1*(1)(6-43). <https://doi.org/10.1109/MGRS.2013.2248301>
- Munneke, P., Ligtenberg, S., Van den, E., Angelen, J., & Forster, R. (2014). Explaining the presence of perennial liquid water bodies in the firn of the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*, *41*(2), 476-483. <https://doi.org/10.1002/2013GL058389>
- National Snow and Ice Data Center. (2023). *Explore data with BIST*. Recuperado el 15 de Mayo del 2023: <https://nsidc.org/data/bist>
- Olive, A., & Pelegri, J. (2022). *The impact of the Southern Ocean on climate*. <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14059>
- Phillips, T., Rajaram, H., & Steffen, K. (2010). Cryohydrologic warming: A potential mechanism for rapid thermal response of ice sheets. *Geophysical Research Letters*, *2*, 37. <https://doi.org/10.1029/2010GL044397>
- Pörtner, H., Roberts, O., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., & Weyer, N. (2019). The ocean and cryosphere in a changing climate. *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*, 1155. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>

- Raup, B., Racoviteanu, A., Khalsa, S., Helm, C., Armstrong, R., & Arnaud, Y. (2007). The GLIMS geospatial glacier database: A new tool for studying glacier change. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), 101-110. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.018>
- Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., & Morlighem, M. (2019). Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 116, 1095-1103. <https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116>
- Rodrigo, C. (2008). *La Corriente Circumpolar Antártica y su influencia en el clima*. Recuperado el 15 de mayo del 2023: <http://hdl.handle.net/1834/3367>
- Rott, H., Skvarca, P., & Nagler, T. (1996). Rapid collapse of northern Larsen ice shelf, Antarctica. *Science*, 271(5250), 788-792. <https://doi.org/10.1126/science.271.5250.788>
- Secretariat of the Antarctic Treaty. (2023). *Draft CEE- Construction and Operation of the Turkish Antarctic Research Station (TARS) at Horseshoe Island, Antarctica*. Recuperado el 10 de mayo del 2023: <https://www.ats.aq/devAS/EP/EIItemDetail/2233>
- Siegert, M., Bentley, M., Atkinson, A., Bracegirdle, T., Convey, P., Davies, B., & Wilkinson, J. (2023). Antarctic extreme events. *Frontiers in Environmental Science*, 11, 1229283. *Frontiers in Environmental Science*, 11(1229283). <https://doi.org/10.3389/fenvs.2023.1229283>
- Small, D., & Schubert, A. (2019). *Guide to sentinel-1 geocoding*. Recuperado el 15 mayo del 2023: <https://sentinels.copernicus.eu/documents/247904/1653442/Guide-to-Sentinel-1-Geocoding.pdf>
- Stephens, G., Slingo, J., Rignot, E., Reager, J., Hakuba, M., Durack, P., ..., & Rocca, R. (2020). Earth's water reservoirs in a changing climate. *Proceedings of the Royal Society A*, 476(2236), 20190458. <https://doi.org/10.1098/rspa.2019.0458>
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmuller, U., & Werner, C. (2002). Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11), 2384-2391. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.805079>
- Tingey, R. (1991). *The geology of Antarctica*. Oxford: Clarendon Press., 17. Oxford. Recuperado el 15 de marzo del 2023: <https://www.worldcat.org/es/title/geology-of-antarctica/oclc/22113660>
- Totten, R., Fonseca, A., Wellner, J., Muñoz, Y., Anderson, J., Tobin, T., & Lehmann, A. (2022). Oceanographic and climatic influences on Trooz Glacier, Antarctica during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 276(107279). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107279>
- Vaughan, D. G., Comiso, J., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Holland, D., & al. (2013). Observations: Cryosphere. In T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, & al. (Eds.), *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* Cambridge University Press.

- Vaughan, D., & Doake, C. (1996). Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379(6563), 328-331. <https://doi.org/10.1038/379328a0>
- Wallis, B., Hogg, A., Wessem, V., Davison, B., & Van Den Broeke, M. (2021). Widespread seasonal speed-up of west Antarctic Peninsula glaciers from 2014 to 2021. *Nature Geoscience*, 16(3), 231-237. <http://doi.org/10.1038/s41561-023-01131-4>
- Wanderley, H., Justino, F., & Sediya, G. (2016). Tendência da Temperatura e Precipitação na Península Antártica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 31, 114-121. <https://doi.org/10.1590/0102-778631220140146>
- Wang, J., Tang, Z., Wilson, D., Chang, F., Xiong, Z., LI, D., & LI, T. (2022). Ocean-Forced Instability of the West Antarctic Ice Sheet Since the Mid-Pleistocene. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(9), e2022GC010470. <https://doi.org/10.1029/2022GC010470>
- Ward, C. (1995). Mapping ice front changes of Müller Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 7(2), 197-198. <https://doi.org/10.1017/S0954102095000265>
- World Glacier Monitoring Service (WGMS). (2019). Boletín de Cambio Global de Glaciares No. 4 (2017–2018). *ISC (WDS)/IUGG (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO.*, 4. Recuperado el 15 de abril del 2023: https://wgms.ch/downloads/WGMS_GGCB_04.pdf
- World Glacier Monitoring Service (WGMS). (2021). Boletín de Cambio Global de Glaciares No. 5 (2018–2019). *SC (WDS)/IUGG (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO.* Recuperado el 4 de abril del 2023: https://wgms.ch/downloads/WGMS_GGCB_05.pdf

7 ANEXOS

Anexo 1: Tabla de imágenes Sentinel-1 que fueron procesadas para la realización de esta tesis.

Par	Satélite	Fechas	Modo	Frame	Path	Tipo
Par 1	1A/1A 1B/1B	06 de Enero del año 2019 12 de Enero del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 2	1A/1A 1B/1B	12 de Enero del año 2019 18 de Enero del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 3	1A/1A 1B/1B	18 de Enero del año 2019 24 de Enero del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 4	1A/1A 1B/1B	24 de Enero del año 2019 30 de Enero del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 5	1A/1A 1B/1B	30 de Enero del año 2019 5 de Febrero del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 6	1A/1A 1B/1B	5 de Febrero del año 2023 11 de Febrero del año 2023	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 7	1A/1A 1B/1B	11 de Febrero del año 2019 17 de Febrero del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 8	1A/1A 1B/1B	17 de Febrero del año 2019 23 de Febrero del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 9	1A/1A 1B/1B	23 de Febrero del año 2019 1 de Marzo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 10	1A/1A 1B/1B	1 de Marzo del año 2019 7 de Marzo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 11	1A/1A 1B/1B	7 de Marzo del año 2019 13 de Marzo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 12	1A/1A 1B/1B	13 de Marzo del año 2019 19 de Marzo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 13	1A/1A 1B/1B	19 de Marzo del año 2019 25 de Marzo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 14	1A/1A 1B/1B	25 de Marzo del año 2019 31 de Marzo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 15	1A/1A 1B/1B	31 de Marzo del año 2019 6 de Abril del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 16	1A/1A 1B/1B	6 de Abril del año 2019 12 de Abril del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 17	1A/1A 1B/1B	12 de Abril del año 2019 24 de Abril del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 18	1A/1A 1B/1B	24 de Abril del año 2019 30 de Abril del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 19	1A/1A 1B/1B	30 de Abril del año 2019 6 de Mayo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 20	1A/1A 1B/1B	6 de Mayo del año 2019 12 de Mayo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 21	1A/1A 1B/1B	12 de Mayo del año 2019 18 de Mayo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH

Continuación Anexo 1

Par 22	1A/1A 1B/1B	18 de Mayo del año 2019 24 de Mayo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 23	1A/1A 1B/1B	24 de Mayo del año 2019 30 de Mayo del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 24	1A/1A 1B/1B	30 de Mayo del año 2019 5 de Junio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 25	1A/1A 1B/1B	5 de Junio del año 2019 11 de Junio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 26	1A/1A 1B/1B	11 de Junio del año 2019 17 de Junio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 27	1A/1A 1B/1B	17 de Junio del año 2019 23 de Junio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 28	1A/1A 1B/1B	23 de Junio del año 2019 5 de Julio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 29	1A/1A 1B/1B	5 de Julio del año 2019 11 de Julio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 30	1A/1A 1B/1B	11 de Julio del año 2019 17 de Julio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 31	1A/1A 1B/1B	17 de Julio del año 2019 23 de Julio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 32	1A/1A 1B/1B	23 de Julio del año 2019 29 de Julio del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 33	1A/1A 1B/1B	29 de Julio del año 2019 4 de Agosto del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 34	1A/1A 1B/1B	4 de Agosto del año 2019 10 de Agosto del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 35	1A/1A 1B/1B	10 de Agosto del año 2019 16 de Agosto del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 36	1A/1A 1B/1B	16 de Agosto del año 2019 22 de Agosto del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 37	1A/1A 1B/1B	22 de Agosto del año 2019 28 de Agosto del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 38	1A/1A 1B/1B	28 de Agosto del año 2019 3 de Septiembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 39	1A/1A 1B/1B	3 de Septiembre del año 2019 9 de Septiembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 40	1A/1A 1B/1B	9 de Septiembre del año 2019 15 de Septiembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 41	1A/1A 1B/1B	15 de Septiembre del año 2019 21 de Septiembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 42	1A/1A 1B/1B	21 de Septiembre del año 2019 27 de Septiembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 43	1A/1A 1B/1B	27 de Septiembre del año 2019 3 de Octubre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 44	1A/1A 1B/1B	3 de Octubre del año 2019 9 de Octubre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH

Continuación Anexo 1

Par 45	1A/1A 1B/1B	9 de Octubre del año 2019 15 de Octubre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 46	1A/1A 1B/1B	15 de Octubre del año 2019 21 de Octubre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 47	1A/1A 1B/1B	21 de Octubre del año 2019 27 de Octubre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 48	1A/1A 1B/1B	27 de Octubre del año 2019 2 de Noviembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 49	1A/1A 1B/1B	2 de Noviembre del año 2019 8 de Noviembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 50	1A/1A 1B/1B	8 de Noviembre del año 2019 14 de Noviembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 51	1A/1A 1B/1B	14 de Noviembre del año 2019 20 de Noviembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 52	1A/1A 1B/1B	20 de Noviembre del año 2019 26 de Noviembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 53	1A/1A 1B/1B	26 de Noviembre del año 2019 2 de Diciembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 54	1A/1A 1B/1B	2 de Diciembre del año 2019 8 de Diciembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 55	1A/1A 1B/1B	8 de Diciembre del año 2019 14 de Diciembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 56	1A/1A 1B/1B	14 de Diciembre del año 2019 20 de Diciembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 57	1A/1A 1B/1B	20 de Diciembre del año 2019 26 de Diciembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 58	1A/1A 1B/1B	26 de Diciembre del año 2019 1 de Enero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 59	1A/1A 1B/1B	1 de Enero del año 2020 7 de Enero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 60	1A/1A 1B/1B	7 de Enero del año 2020 13 de Enero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 61	1A/1A 1B/1B	13 de Enero del año 2020 19 de Enero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 62	1A/1A 1B/1B	19 de Enero del año 2020 25 de Enero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 63	1A/1A 1B/1B	25 de Enero del año 2020 31 de Enero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 64	1A/1A 1B/1B	31 de Enero del año 2020 6 de Febrero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 65	1A/1A 1B/1B	6 de Febrero del año 2020 12 de Febrero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 66	1A/1A 1B/1B	12 de Febrero del año 2020 18 de Febrero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 67	1A/1A 1B/1B	18 de Febrero del año 2020 24 de Febrero del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH

Continuación Anexo 1

Par 68	1A/1A 1B/1B	24 de Febrero del año 2020 1 de Marzo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 69	1A/1A 1B/1B	1 de Marzo del año 2020 7 de Marzo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 70	1A/1A 1B/1B	7 de Marzo del año 2020 13 de Marzo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 71	1A/1A 1B/1B	13 de Marzo del año 2020 19 de Marzo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 72	1A/1A 1B/1B	19 de Marzo del año 2020 25 de Marzo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 73	1A/1A 1B/1B	25 de Marzo del año 2020 31 de Marzo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 74	1A/1A 1B/1B	31 de Marzo del año 2020 6 de Abril del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 75	1A/1A 1B/1B	6 de Abril del año 2020 12 de Abril del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 76	1A/1A 1B/1B	12 de Abril del año 2020 18 de Abril del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 77	1A/1A 1B/1B	18 de Abril del año 2020 24 de Abril del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 78	1A/1A 1B/1B	24 de Abril del año 2020 30 de Abril del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 79	1A/1A 1B/1B	30 de Abril del año 2020 6 de Mayo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 80	1A/1A 1B/1B	6 de Mayo del año 2020 12 de Mayo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 81	1A/1A 1B/1B	12 de Mayo del año 2020 18 de Mayo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 82	1A/1A 1B/1B	18 de Mayo del año 2020 24 de Mayo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 83	1A/1A 1B/1B	24 de Mayo del año 2020 30 de Mayo del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 84	1A/1A 1B/1B	30 de Mayo del año 2020 5 de Junio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 85	1A/1A 1B/1B	5 de Junio del año 2020 11 de Junio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 86	1A/1A 1B/1B	11 de Junio del año 2020 17 de Junio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 87	1A/1A 1B/1B	17 de Junio del año 2020 23 de Junio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 88	1A/1A 1B/1B	23 de Junio del año 2020 29 de Junio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 89	1A/1A 1B/1B	29 de Junio del año 2020 5 de Julio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 90	1A/1A 1B/1B	5 de Julio del año 2020 11 de Julio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH

Continuación Anexo 1

Par 91	1A/1A 1B/1B	11 de Julio del año 2020 17 de Julio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 92	1A/1A 1B/1B	17 de Julio del año 2020 23 de Julio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 93	1A/1A 1B/1B	23 de Julio del año 2020 29 de Julio del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 94	1A/1A 1B/1B	29 de Julio del año 2020 4 de Agosto del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 95	1A/1A 1B/1B	4 de Agosto del año 2020 10 de Agosto del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 96	1A/1A 1B/1B	10 de Agosto del año 2020 16 de Agosto del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 97	1A/1A 1B/1B	16 de Agosto del año 2020 22 de Agosto del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 98	1A/1A 1B/1B	22 de Agosto del año 2020 28 de Agosto del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 99	1A/1A 1B/1B	28 de Agosto del año 2020 3 de Septiembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 100	1A/1A 1B/1B	3 de Septiembre del año 2020 9 de Septiembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 101	1A/1A 1B/1B	9 de Septiembre del año 2020 15 de Septiembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 102	1A/1A 1B/1B	15 de Septiembre del año 2020 21 de Septiembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 103	1A/1A 1B/1B	21 de Septiembre del año 2020 27 de Septiembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 104	1A/1A 1B/1B	27 de Septiembre del año 2020 3 de Octubre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 105	1A/1A 1B/1B	3 de Octubre del año 2020 9 de Octubre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 106	1A/1A 1B/1B	9 de Octubre del año 2020 15 de Octubre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 107	1A/1A 1B/1B	15 de Octubre del año 2020 21 de Octubre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 108	1A/1A 1B/1B	21 de Octubre del año 2020 27 de Octubre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 109	1A/1A 1B/1B	27 de Octubre del año 2020 2 de Noviembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 110	1A/1A 1B/1B	2 de Noviembre del año 2020 8 de Noviembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 111	1A/1A 1B/1B	8 de Noviembre del año 2020 14 de Noviembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 112	1A/1A 1B/1B	14 de Noviembre del año 2020 20 de Noviembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 113	1A/1A 1B/1B	20 de Noviembre del año 2019 26 de Noviembre del año 2019	Descendente	818/823	82	GRDH

Continuación Anexo 1

Par 114	1A/1A 1B/1B	26 de Noviembre del año 2020 2 de Diciembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 115	1A/1A 1B/1B	2 de Diciembre del año 2020 14 de Diciembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 116	1A/1A 1B/1B	14 de Diciembre del año 2020 20 de Diciembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 117	1A/1A 1B/1B	20 de Diciembre del año 2020 26 de Diciembre del año 2020	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 118	1A/1A 1B/1B	26 de Diciembre del año 2020 1 de Enero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 119	1A/1A 1B/1B	1 de Enero del año 2021 7 de Enero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 120	1A/1A 1B/1B	7 de Enero del año 2021 13 de Enero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 121	1A/1A 1B/1B	13 de Enero del año 2021 19 de Enero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 122	1A/1A 1B/1B	19 de Enero del año 2021 25 de Enero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 123	1A/1A 1B/1B	25 de Enero del año 2021 31 de Enero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 124	1A/1A 1B/1B	31 de Enero del año 2021 6 de Febrero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 125	1A/1A 1B/1B	6 de Febrero del año 2021 12 de Febrero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 126	1A/1A 1B/1B	12 de Febrero del año 2021 18 de Febrero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 127	1A/1A 1B/1B	18 de Febrero del año 2021 24 de Febrero del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 128	1A/1A 1B/1B	24 de Febrero del año 2021 2 de Marzo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 129	1A/1A 1B/1B	2 de Marzo del año 2021 8 de Marzo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 130	1A/1A 1B/1B	8 de Marzo del año 2021 14 de Marzo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 131	1A/1A 1B/1B	14 de Marzo del año 2021 20 de Marzo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 132	1A/1A 1B/1B	20 de Marzo del año 2021 26 de Marzo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 133	1A/1A 1B/1B	26 de Marzo del año 2021 1 de Abril del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 134	1A/1A 1B/1B	1 de Abril del año 2021 7 de Abril del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 135	1A/1A 1B/1B	7 de Abril del año 2021 13 de Abril del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 136	1A/1A 1B/1B	13 de Abril del año 2021 19 de Abril del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH

Continuación Anexo 1

Par 137	1A/1A 1B/1B	19 de Abril del año 2021 25 de Abril del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 138	1A/1A 1B/1B	25 de Abril del año 2021 1 de Mayo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 139	1A/1A 1B/1B	1 de Mayo del año 2021 7 de Mayo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 140	1A/1A 1B/1B	7 de Mayo del año 2021 13 de Mayo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 141	1A/1A 1B/1B	13 de Mayo del año 2021 19 de Mayo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 142	1A/1A 1B/1B	19 de Mayo del año 2021 25 de Mayo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 143	1A/1A 1B/1B	25 de Mayo del año 2021 31 de Mayo del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 144	1A/1A 1B/1B	31 de Mayo del año 2021 6 de Junio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 145	1A/1A 1B/1B	6 de Junio del año 2021 12 de Junio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 146	1A/1A 1B/1B	12 de Junio del año 2021 18 de Junio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 147	1A/1A 1B/1B	18 de Junio del año 2021 24 de Junio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 148	1A/1A 1B/1B	24 de Junio del año 2021 6 de Julio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 149	1A/1A 1B/1B	6 de Julio del año 2021 12 de Julio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 150	1A/1A 1B/1B	12 de Julio del año 2021 18 de Julio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 151	1A/1A 1B/1B	18 de Julio del año 2021 24 de Julio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 152	1A/1A 1B/1B	24 de Julio del año 2021 30 de Julio del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 153	1A/1A 1B/1B	30 de Julio del año 2021 5 de Agosto del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 154	1A/1A 1B/1B	5 de Agosto del año 2021 17 de Agosto del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 155	1A/1A 1B/1B	17 de Agosto del año 2021 23 de Agosto del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 156	1A/1A 1B/1B	23 de Agosto del año 2021 29 de Agosto del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 157	1A/1A 1B/1B	29 de Agosto del año 2021 4 de Septiembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 158	1A/1A 1B/1B	4 de Septiembre del año 2021 10 de Septiembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 159	1A/1A 1B/1B	10 de Septiembre del año 2021 16 de Septiembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH

Continuación Anexo 1

Par 160	1A/1A 1B/1B	16 de Septiembre del año 2021 22 de Septiembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 161	1A/1A 1B/1B	22 de Septiembre del año 2021 28 de Septiembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 162	1A/1A 1B/1B	28 de Septiembre del año 2021 4 de Octubre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 163	1A/1A 1B/1B	4 de Octubre del año 2021 10 de Octubre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 164	1A/1A 1B/1B	10 de Octubre del año 2021 16 de Octubre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 165	1A/1A 1B/1B	16 de Octubre del año 2021 22 de Octubre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 166	1A/1A 1B/1B	22 de Octubre del año 2021 28 de Octubre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 167	1A/1A 1B/1B	28 de Octubre del año 2021 3 de Noviembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 168	1A/1A 1B/1B	3 de Noviembre del año 2021 9 de Noviembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 169	1A/1A 1B/1B	9 de Noviembre del año 2021 15 de Noviembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 170	1A/1A 1B/1B	15 de Noviembre del año 2021 21 de Noviembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 171	1A/1A 1B/1B	21 de Noviembre del año 2021 27 de Noviembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 172	1A/1A 1B/1B	27 de Noviembre del año 2021 3 de Diciembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 173	1A/1A 1B/1B	3 de Diciembre del año 2021 9 de Diciembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 174	1A/1A 1B/1B	9 de Diciembre del año 2021 15 de Diciembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH
Par 175	1A/1A 1B/1B	15 de Diciembre del año 2021 21 de Diciembre del año 2021	Descendente	818/823	82	GRDH

Anexo 2: Tabla de velocidades de flujo de hielo mínimas y máximas promedio de cada estación por año.

Año	Estación	Velocidad Mín. (m d ⁻¹)	Velocidad Máx. (m d ⁻¹)
2019	Verano	0.07	0.77
2019	Otoño	0.03	0.70
2019	Invierno	0	0.72
2019	Primavera	0.02	0.71
2020	Verano	0.04	0.65
2020	Otoño	0.02	0.75
2020	Invierno	0.01	0.69
2020	Primavera	0.04	0.75
2021	Verano	0.04	0.87
2021	Otoño	0.06	1.11
2021	Invierno	0.04	0.75
2021	Primavera	0.01	0.89