



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ingeniería Agrícola
Programa de Magíster en Ingeniería Agrícola

Influencia de la geometría glaciar en los cambios de Campos de Hielo de la Patagonia

Tesis para optar al grado de Magister en Ingeniería Agrícola

BASTIAN ALEXIS MORALES VARGAS
CHILLÁN-CHILE
2024

Profesor Guía: Dr. Mario Lillo Saavedra
Departamento de Recursos Hídricos
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

Esta tesis ha sido realizada en el Departamento de Recursos Hídricos de la Facultad de Ingeniería Agrícola, Universidad de Concepción.

Profesor Guía

Dr. Mario Lillo Saavedra
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

Comisión Evaluadora Interna:

Dr. Sebastián Krogh Navarro
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

Comisión Evaluadora Externa:

Dr. Marcelo Somos Valenzuela
Facultad de Ciencias Agropecuarias y
Medioambiente
Universidad de La Frontera

Director (s) de Programa

Dr. Octavio Lagos Roa
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

ÍNDICE

RESUMEN	vii
ABSTRACT.....	viii
1. Introducción.....	1
2. Metodología	6
2.1. Fuentes de datos.....	7
2.2. Numero de Péclét.....	9
2.3. Análisis de cambios en glaciares	11
2.4. Búsqueda del límite geométrico	16
2.5. Relación entre topografía y geometría glaciar	17
3. Resultados	20
3.1. Geometría glaciar limita la propagación del adelgazamiento	20
3.2. Evolución del término controlada por la geometría glaciar	26
4. Discusiones.....	35
4.3. Limite empírico basado en teoría de ondas cinemáticas y su relación con los cambios observados	35
4.2. Evolución controlada por la geometría flujo arriba	38
4.3. Limitaciones del análisis y trabajo futuro	43

5. Conclusiones.....	47
6. Referencias.....	48
7. Anexos	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio. Campos de Hielo de la Patagonia.....	6
Figura 2. Límite de adelgazamiento basado en el número de Péclét.....	20
Figura 3. Numero de Péclét clasificado versus métricas topográficas	21
Figura 4. Numero de Péclét clasificado y su relación con los cambios	23
Figura 5. A) Relación entre posición del límite empírico y flujo de hielo	25
Figura 6. A) Cambios de elevación respecto al número de Péclét en.....	28
Figura 7. Numero de Péclét, cambios del balance de fuerza y del término entre 2000-2018 para los primeros 5 km del término para glaciares de PI	30
Figura 8. Numero de Péclét, cambios del balance de fuerza y tipo de pendiente del lecho entre 2000-2018 para los primeros 5 km del término	33

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID) que a través del proyecto *Anillo Cold-Blooded: Drivers of Climate Change Refugia for Glaciers and Streamflow Responses* ACT210080 financió esta tesis durante el primer año y a través de la Beca Magister Nacional 2023 (22231474), el segundo año.

Agradezco a la comisión por la confianza depositada y los valiosos aportes que hicieron posible este trabajo. También a Elizabet por su constante apoyo en el desarrollo de esta investigación.

RESUMEN

El cambio climático está provocando una disminución de los glaciares en todo el mundo, con la posibilidad de que algunos desaparezcan durante este siglo. Hallazgos recientes postulan que la configuración geométrica glaciar-topografía tiene la capacidad de limitar el adelgazamiento de los glaciares flujo arriba. Los Campos de Hielo de la Patagonia, con 15.900 km² de glaciares, son la mayor reserva glaciar de agua dulce del mundo después de la Antártica y Groenlandia. En las últimas décadas, ha sido una de las zonas con mayor pérdida de masa en todo el mundo debido al cambio climático. En este trabajo se explora la relación entre la geometría de los glaciares y los cambios en Campos de Hielo de la Patagonia para determinar las regiones vulnerables al adelgazamiento. Se estudiaron los 45 principales glaciares terminan en mar y lagos utilizando el número de Pécelet (Pe) basado en el modelo de onda cinemática difusiva para determinar el estado geométrico de los glaciares y como medida de vulnerabilidad al adelgazamiento difusivo. Las localizaciones con $Pe \leq 8$ experimentaron un mayor adelgazamiento y retroceso, lo que sugiere un límite empírico que abarca más del 90% del adelgazamiento. El límite empírico está relacionado con un cambio significativo en el gradiente de pendiente y rugosidad de la topografía subglacial. De media, el ~53% del flujo total de hielo de los glaciares está por debajo del límite de adelgazamiento. El límite de adelgazamiento empírico proporciona señales de glaciares prioritarios a investigar teniendo en cuenta las proyecciones actuales de cambio climático.

ABSTRACT

Climate change is causing a decline in glaciers worldwide, with the possibility that some may disappear during this century. Recent findings postulate that the geometric glacier-topography configuration has the capacity to limit upstream glacier thinning. The Patagonian Icefields, with 15,900 km² of glaciers, are the largest glacial freshwater reservoir in the world after Antarctica and Greenland. In recent decades, it has been one of the areas with the greatest mass loss worldwide due to climate change. This study explores the relationship between glacier geometry and changes in the Patagonian Icefields to determine regions vulnerable to thinning. The 45 main marine- and lake-terminating glaciers were studied using the Péclet number (Pe) based on the diffusive kinematic wave model to determine the geometric state of glaciers and as a measure of vulnerability to diffusive thinning. Locations with $Pe \leq 8$ experienced greater thinning and retreat, suggesting an empirical limit that encompasses more than 90% of thinning. The empirical limit is related to a significant change in the gradient of slope and roughness of the subglacial topography. On average, ~53% of the total glacier ice flow is below the thinning limit. The empirical thinning limit provides signals of priority glaciers to investigate given current climate change projections.

1. INTRODUCCIÓN

Debido al cambio climático antropogénico, los glaciares muestran una reducción generalizada a nivel global. Los glaciares en regiones montañosas han sufrido una pérdida de $123 \pm 24 \text{ Gt yr}^{-1}$ durante el 2006-2015 (IPCC, 2022). Esta pérdida generalizada de masa glaciar permite proyectar que, dependiendo de las trayectorias de calentamiento, algunos glaciares podrían desaparecer por completo en las cadenas montañosas del mundo durante el siglo XXI (IPCC, 2021). Dada esta condición, los glaciares de América del Sur han contribuido significativamente al aumento del nivel del mar (SLR). Estimaciones de balance de masa indican que los glaciares han perdido $22,9 \pm 5,9 \text{ Gt yr}^{-1}$ anuales desde el año 2000. La mayor pérdida de masa se concentra en los Andes Patagónicos, totalizando $21,9 \pm 5,8 \text{ Gt yr}^{-1}$ (Dussaillant et al., 2019a). Este valor es un 50% mayor que la contribución SLR de todos los glaciares de Alta Montaña de Asia (Brun et al., 2017), aunque estos últimos cubren un área tres veces mayor (Dussaillant et al., 2019a).

Investigaciones recientes demuestran que comprender el rol de la geometría glaciar en la evolución dinámica de los glaciares es crucial para reevaluar las trayectorias de grandes glaciares en el futuro y su contribución a escala global (Felikson et al., 2017a, 2021; Zheng, 2022; Zheng et al., 2019). La geometría del glaciar, que se refiere a la forma y el tamaño de un glaciar, desempeña un papel crucial en la dinámica del flujo de hielo (Felikson et al., 2017a, 2021;

Zheng, 2022; Zheng et al., 2019), en el acceso de agua de fusión y consecuente lubricación basal (Armstrong et al., 2022; Joughin et al., 2013; Riel et al., 2021; Yan et al., 2021; Zheng, 2022), en el equilibrio de fuerzas (Bassis & Jacobs, 2013; Catania et al., 2018b, 2020; Enderlin et al., 2013, 2018; Pfeffer, 2007; C. J. Van Der Veen, 1996) y en la respuesta evolutiva del glaciar a una perturbación en el término (Felikson et al., 2017a, 2021; Zheng, 2022). Cuando un glaciar retrocede, el hielo en el término experimenta un conjunto complejo de tensiones, que incluyen tensiones longitudinales, transversales y de corte. Estas tensiones están influenciadas por una variedad de factores, incluida la pendiente del lecho del glaciar, la forma del término del glaciar y las propiedades del hielo (Bondzio et al., 2017; Carnahan et al., 2022).

El control geométrico sobre la evolución glaciar como consecuencia de la variabilidad topográfica ha sido bien detallado en glaciares que terminan en el mar al oeste de Groenlandia, donde se han comparado observaciones de posición del término durante 30 años utilizando datos de teledetección satelital y datos de topografía subglacial (Catania et al. 2018). En esta región se ha encontrado que el retroceso de los glaciares se acelera a través de partes anchas y profundas del lecho (áreas con sobreprofundización) caracterizadas por pendientes retrógradas. También encuentran que regiones de incisión profunda se pueden utilizar como una medida predictiva de la duración del retroceso y que las regiones cortas del lecho con pendientes de lecho progradadas no son suficientes para detener el retroceso del término (Catania et

al., 2018b, 2020). Los autores postulan que las regiones con alta incisión pueden impulsar el retroceso de los glaciares, probablemente porque concentran la escorrentía subglacial, que arrastra agua caliente en los fiordos, lo que impulsa el retroceso del glaciar. Por lo tanto, la geometría glaciar ejerce una importancia relativa sobre diferentes procesos que influyen en el desprendimiento del término; como la flotabilidad en la región terminal, el refuerzo proporcionado por la mezcla de hielo (témpanos) y la socavación a través del derretimiento provocado por el contacto cuerpo de agua-glaciar (Catania et al., 2020).

Investigaciones previas han revelado que el estado geométrico del flujo de hielo tiene el potencial de definir regiones de estabilidad flujo arriba, por lo que, dependiendo de la ubicación de dichos límites, se podría deducir el grado de susceptibilidad o resistencia de un glaciar al adelgazamiento (Felikson et al., 2017a, 2021; Zheng, 2022; Zheng et al., 2019). Estos descubrimientos, basados en el modelo de ondas cinemáticas difusivas (Nye, 1960, 1963; Weertman & Birchfield, 1983), han utilizado el número de Péclet como métrica para definir estas regiones. El número de Péclet corresponde a la relación entre la advección y difusión de la ecuación de ondas cinemáticas en glaciares (Felikson et al., 2017b, 2021; Zheng, 2022; Zheng et al., 2019). La teoría de ondas cinemáticas establece que el adelgazamiento de los glaciares puede ser modelado como una onda que se propaga flujo arriba como consecuencia de una perturbación en el término. En este sentido, Carnahan et al. (2022) en base

al estudio de glaciares de Groenlandia, plantea que regiones con bajo número de Péctet impactan sustancialmente a los componentes del balance de fuerza, destacando que glaciares con grandes regiones de baja resistencia basal que se extienden tierra adentro desde el término permiten una cadena de cambios de tensión que da como resultado una aceleración sostenida, una mayor pérdida de masa y un retroceso continuo.

A pesar de los avances significativos en la comprensión de los cambios en los Campos de Hielo de la Patagonia, persisten brechas en nuestro conocimiento sobre cómo la geometría glaciar limita los cambios en Campos de Hielo de la Patagonia, y como eventualmente, a través de la geometría glaciar es posible definir regiones de vulnerabilidad al adelgazamiento. Lo anterior es particularmente importante, porque Campos de Hielo de la Patagonia (46,2-51,36°S) es un territorio cubierto por aproximadamente 15.900 km² de glaciares, es una de las mayores extensiones de hielo en el mundo con un potencial significativo para afectar el nivel del mar a nivel global. El incremento del nivel del mar proyectado al 2050 producto del derretimiento de Campos de Hielo de la Patagonia, podría alcanzar 3,1 mm bajo escenarios basado en rutas de concentración representativas 2,6 y 3,8 mm bajo rutas de concentración representativas 8,5 (RCP2.6 y RCP8.5, respectivamente) (Bravo et al., 2021). Por otra parte, corresponde a la principal reserva de agua de origen glaciar en los Andes del Sur. Esta región en las últimas décadas ha sido una de las zonas con mayor pérdida de masa como consecuencia del cambio climático,

aportando aproximadamente un aumento de 3 mm en el nivel del mar entre 1961 y 2016 (Minowa et al., 2021a). En esta región, aún no entendemos cómo la geometría de los glaciares contribuye a la propagación de los cambios terminales. Por lo tanto, es esencial descifrar el efecto de estas condiciones en diferentes escalas de tiempo y espacio en respuesta a la variabilidad climática. Esta investigación busca llenar estas brechas y proporcionar una comprensión más profunda de estos procesos. Por lo tanto, los objetivos de nuestra investigación son: 1) analizar la relación entre geometría glaciar y los cambios en glaciares de Campos de Hielo de la Patagonia. 2) determinar a través del estado geométrico del flujo de hielo regiones de menor vulnerabilidad de los glaciares al adelgazamiento. Nuestra hipótesis es que la geometría del flujo de hielo limita la propagación del adelgazamiento en Campos de Hielo de la Patagonia, controlando su evolución a lo largo del tiempo.

Para llevar a cabo esta investigación, utilizaremos el número de Péclet basado en el modelo de ondas cinemáticas difusivas como métrica de vulnerabilidad glaciar, ampliamente utilizado en glaciares de Groenlandia (Felikson et al., 2017a, 2021; Zheng, 2022; Zheng et al., 2019). Analizaremos la relación entre este índice geométrico respecto al adelgazamiento, término y balance de fuerza de los glaciares de Campos de Hielo de la Patagonia durante las últimas dos décadas. Por último, evaluaremos el rol de la variabilidad topográfica del lecho en los cambios de los principales glaciares de los Andes.

2. METODOLOGÍA

Se estudiaron 45 glaciares terminados en mar y lago en Campos de Hielo de la Patagonia (PI) (46,2-51,36°S), en Campos de Hielo Norte (NPI) y Sur (SPI). Este estudio abarcó más del 80% del área total ocupada por glaciares en la región, representando aproximadamente 12.000 km² de superficie glaciar (Figura 1). A continuación, se describen los datos utilizados en la investigación, las bases teóricas de los métodos usados y el flujo de trabajo desarrollado para el análisis de datos.

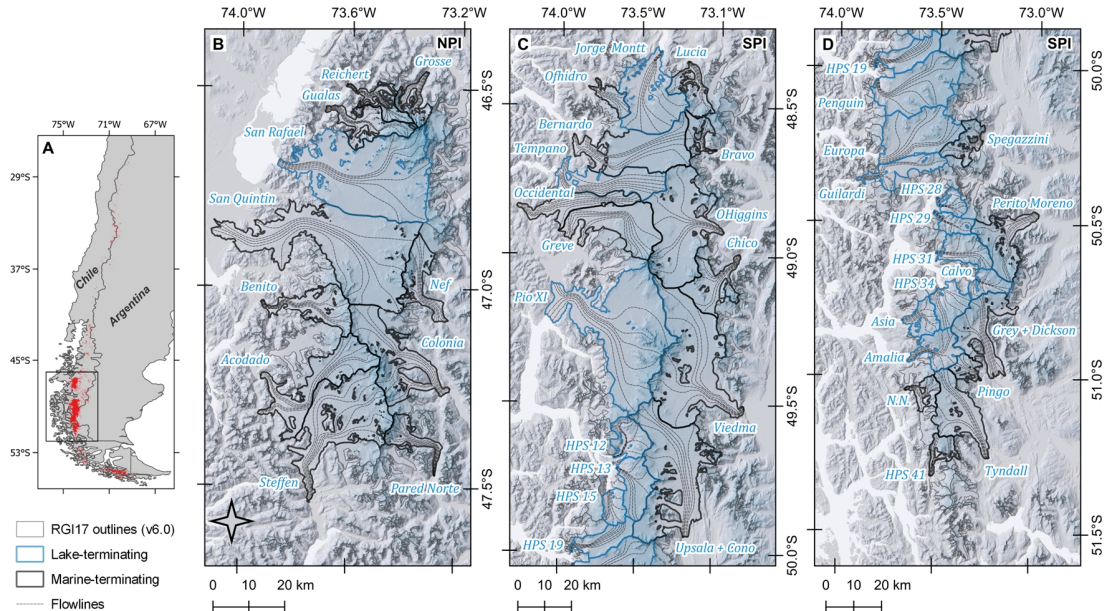


Figura 1. Área de estudio. Campos de Hielo de la Patagonia. Los glaciares que terminan en mar y lago se encuentran delimitados junto a las líneas de flujo para cada glaciar de Campos de Hielo de la Patagonia. A) Contexto espacial de

PI en Randolph Glacier Inventory (RGI) versión 6 (v6.0) región 17 (RGI17). B) Glaciares de NPI. C) Glaciares de SPI. D) Continuación de glaciares de SPI.

2.1. Fuentes de datos

Recopilamos múltiples datos geospaciales y glaciológicos para el análisis temporal de los cambios en PI entre el año 2000 y 2018. Los datos glaciológicos bases utilizados en nuestra investigación corresponde al contorno del inventario de glaciares del RGI v6.0/RGI17 del año 2000 para PI y la clasificación de glaciares según el tipo de término (Pfeffer et al., 2014). Utilizamos el modelo de elevación digital (DEM), SRTM V3 provisto por la NASA con resolución espacial de 30 m, para representar la elevación del terreno durante el año 2000. Para el año 2018, representamos la elevación del terreno a través de la diferencia de elevación entre el DEM SRTM y el cambio de elevación total entre 2000-2018 de Dussaillant et al. (2019b). La utilización exclusiva del producto de Dussaillant et al. (2019b) se fundamenta en la necesidad de lograr una coherencia temporal de los datos para el desarrollo del análisis. La topografía subglacial fue estimada a través de la diferencia del DEM SRTM V3 y el modelo de espesor de glaciares de cobertura global desarrollado por Farinotti et al. (2019). Este modelo, con una resolución de 50 metros, emplea hasta cinco modelos diferentes para ofrecer una estimación consensuada de la distribución del espesor del hielo. Se basa en los principios de la dinámica del flujo de hielo para determinar el espesor a partir de las

características de la superficie. El modelo de topografía subglacial generado para PI tiene una resolución espacial de 50 m. La velocidad superficial de los glaciares para el año 2000 fue provisto por el proyecto Inter-Mission Time Series of Land Ice Velocity and Elevation (ITS_LIVE), parte del programa Making Earth System Data Records for Use in Research Environments (MEaSURES) 2017 de la NASA, que proporciona mediciones globales de baja latencia de la velocidad superficial de los glaciares. El producto de datos ITS_LIVE es un conjunto de compilaciones regionales de velocidades superficiales medias anuales para las principales regiones cubiertas de glaciares, que abarcan el período de 1985 a 2018. Para estimar la velocidad del año 2000, utilizamos la velocidad promedio entre el año 1999-2000 derivado de imágenes Landsat 4, 5 y 7 y procesados través del método auto-RIFT descrita en Gardner et al. (2018). El periodo 1999-2000 es definido como estacionario para reducir la presencia de pixeles nulos en un 59,68%, respecto al producto de velocidad del año 2000. Para el año 2018, usamos el producto de velocidad de Millán et al. (2022) de 50 m de resolución, desarrollado mediante interferometría de datos satelitales radar. Los valores nulos de elevación, velocidad y espesor fueron rellenados mediante interpolación utilizando una búsqueda cónica de cuatro direcciones y ponderación de distancia inversa sobre tres pixeles vecinos. Par ello, se utilizó la herramienta Fill nodata de la librería de traducción de datos geoespaciales GDAL (Geospatial Data Abstraction Library) en QGIS 3.22.

Para el análisis en una dimensión de los glaciares de PI, delineamos manualmente las líneas de flujo de los glaciares utilizando como máscara el gradiente de los productos de velocidad descritos previamente. Por medio de este enfoque, buscamos asegurar un enrutamiento espacial apropiado de las líneas de flujo del glaciar. Posterior a la delineación manual las líneas de flujo fueron espaciadas automáticamente con un espaciado fijo de 50 m a través de las herramientas de análisis vectorial de QGIS 3.22.

2.2. Numero de Péclet

A lo largo del flujo glaciar, las perturbaciones de adelgazamiento que se inician por el retroceso de la terminación evolucionan como una onda difusivo-cinemática, que se desplaza aguas abajo con el flujo y se difunde tanto flujo arriba como aguas abajo (Felikson et al., 2021; Nye, 1960). La relación adimensional entre el coeficiente de advección ($C_0 - \frac{\partial D_0}{\partial x}$), y el coeficiente de difusión D_0 , de la onda difusivo-cinemática se expresa mediante el número de Péclet (Pe) (Felikson et al., 2017b, 2021; Zheng, 2022; Zheng et al., 2019). En estos coeficientes, C_0 corresponde a $\frac{\partial q}{\partial H}$ y D_0 a $\frac{\partial q}{\partial \alpha}$. Dónde q es el flujo de hielo (m^2/s), H (m) corresponde al espesor del hielo y α ($^\circ$) es la pendiente del glaciar. Por su parte, x (m) representa una posición a lo largo de la línea de flujo y ∂x (m) los cambios de distancia a lo largo de ella (positivo desde el termino) (Felikson et al., 2017b; Zheng et al., 2019). El coeficiente de advección determina la velocidad de la onda cinemática (el movimiento de la perturbación

en su conjunto), mientras que el coeficiente de difusión determina la fuerza de la difusión (la rapidez con que una perturbación puede propagarse espacialmente) (Zheng et al., 2019). La relación entre ambos coeficientes se expresa del siguiente modo:

$$Pe = \frac{(C_0 - \frac{\partial D_0}{\partial x})}{D_0} l \quad (1)$$

Donde l es la longitud de una perturbación. Si Pe es mucho mayor que 0, dominará la advección hacia adelante y cualquier perturbación del espesor del hielo solo se propagará flujo abajo. Esto impide la desestabilización en la corriente superior si el adelgazamiento o el retroceso del glaciar se inician cerca del término. Por otro lado, si Pe tiene un valor menor o igual a 0, se produce difusión o advección hacia arriba, y una perturbación del espesor en el término puede propagarse flujo arriba, cambiando la dinámica de todo el glaciar. Por lo tanto, consideramos que un glaciar con una Pe baja es más vulnerable que uno con una Pe alta (Felikson et al., 2017b, 2021; Zheng, 2022).

Siguiendo a Zheng (2022), Pe puede ser reescrito de la siguiente forma:

$$Pe = \left[\frac{(m+1)\alpha_0}{mH_0} - \frac{U'_0}{U_0} - \frac{H'_0}{H_0} - \frac{\alpha'_0}{\alpha_0} \right] l \quad (2)$$

Donde m corresponde al parámetro de la ley de deslizamiento de lecho duro (Weertman, 1957), cuyo valor se establece en 3 (adimensional), α_0 ($^\circ$) es la pendiente superficial media del glaciar, H_0 es el espesor medio del glaciar (m), U_0 es la velocidad media del glaciar (m/s), y l corresponde a la longitud de la

perturbación (m). La notación prima denota la derivada parcial de la variable con respecto a x (m).

Para el desarrollo de nuestra investigación, utilizamos como base el flujo de trabajo desarrollado por Zheng (2022) para analizar el número de Péclet para glaciares de campo de hielo de la Patagonia en una dimensión. Utilizando las líneas de flujo delineadas realizamos la extracción de Pe considerando un espaciado de 50 m a lo largo de la línea de flujo. Excluimos del análisis los primeros 250 m de la región terminal (5 vértices), con la finalidad de reducir efectos de borde asociado a la influencia de valores de velocidad fuera de los límites RGI v6.0. Aplicamos el filtro Savitzky–Golay para reducir el ruido de los datos siguiendo la metodología de Zheng (2022). Posteriormente estimamos el promedio de los valores de Pe obtenido a través de las líneas de flujo para la creación de un set de datos vectorial con el Pe promedio para cada uno de los glaciares de PI evaluados para el posterior análisis.

2.3. Análisis de cambios en glaciares

2.3.1. Cambios de elevación y del término

En este estudio, se emplearon dos modelos para analizar los cambios de elevación (geodesico) en los glaciares de PI. El primer modelo, desarrollado por Dussaillant et al. (2019), se basa en las diferencias entre los Modelos de Elevación Digital (DEM) del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) y los

productos satelitales ópticos Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), proporcionando un rango temporal de análisis desde el año 2000 hasta 2018. En complemento, se utilizó el modelo de Braun et al. (2019), que fue desarrollado a través de diferencias espaciotemporales entre el DEM SRTM y TanDEM-X, cubriendo el periodo de 2000 a 2016.

Para calcular los cambios del término, se compararon los contornos del inventario de glaciares del Randolph Glacier Inventory (RGI) v6.0 del año 2000 y el inventario multitemporal de glaciares para los Andes Patagónicos desarrollado por Meier et al. (2018) hasta el año 2016 utilizando imágenes satelitales de la constelación Landsat, específicamente de los sensores TM/ETM+ y OLI para el desarrollo de un procedimiento semiautomático para la delimitación de los glaciares. Meier et al. (2018) realizó mejoras manuales para las regiones sombreadas y nieve estacional, utilizando datos del satélite Landsat-7 ETM+ y constelación Sentinel-2. Estimamos los cambios del término en unidades de distancia a lo largo de la línea de flujo central para los 45 glaciares seleccionados a través de QGIS 3.22.

Para ambos casos, las estimaciones resultantes se almacenaron en un archivo vectorial para su posterior análisis respecto al número de Péclét, balance de fuerza, tipo de pendiente y de término.

2.3.2. Cambios del balance de fuerza

Para estudiar los cambios del balance de fuerza entre el año 2000 y 2018 en los glaciares de PI, utilizamos datos de elevación y velocidad descritos en la sección 2.1 para calcular los campos de tensión. En nuestra investigación usamos el método de equilibrio de fuerza según van der Veen & Whillans (1989), lo cual nos proporciona el estado del balance de estrés en los glaciares para un determinado instante de tiempo. El método de equilibrio de fuerza se ha utilizado ampliamente en Groenlandia (Carnahan et al., 2022), para comprender el comportamiento de los glaciares, ya sea de forma individual (C. J. Van Der Veen et al., 2011) o en múltiples glaciares para determinados periodos de tiempo (Bartholomaus et al., 2016; Enderlin et al., 2018; Meierbachtol et al., 2016; Stearns & van der Veen, 2018; C. J. Van Der Veen et al., 2011). Este método también ha sido aplicado en glaciares de la Antártica (Price et al., 2002; Stearns et al., 2005) y Alaska (Enderlin et al., 2018; O'Neel et al., 2005).

El método de equilibrio de fuerza asume que la tensión de conducción (τ_d) (Pa), está contrarrestada por la resistencia basal (τ_b) (Pa), el acoplamiento longitudinal integrado en profundidad (F_{long}) (Pa), y la resistencia lateral (F_{lat}) (Pa). En este trabajo, al igual que Carnahan et al. (2022), utilizamos una convención de signos donde valores de estrés de conducción positivos actúan en dirección del flujo (hacia abajo), a su vez, valores positivos de las demás tensiones representan oposición al flujo:

$$\tau_b = \tau_d - F_{lat} - F_{long} \quad (3)$$

Los componentes integrados en profundidad en la dirección x vienen dados por:

$$F_{lat} = \frac{\partial}{\partial y} (HR_{xy}) \quad (4)$$

$$F_{long} = \frac{\partial}{\partial x} (HR_{xx}) \quad (5)$$

En esta expresión, H es el espesor medio del hielo (m), y las tensiones resistivas (R) (Pa), omitiendo el cizallamiento vertical, vienen dadas por:

$$R_{xx} = B\dot{\epsilon}_e^{\frac{1}{n}-1} (2\dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy}) \quad (6)$$

$$R_{yy} = B\dot{\epsilon}_e^{\frac{1}{n}-1} (\dot{\epsilon}_{xx} + 2\dot{\epsilon}_{yy}) \quad (7)$$

$$R_{xy} = B\dot{\epsilon}_e^{\frac{1}{n}-1} \dot{\epsilon}_{xy} \quad (8)$$

Donde B es el factor de tasa de viscosidad ($\text{kPa yr}^{1/3}$), n es el exponente de tensión en la ley de flujo de Glen (adimensional), $\dot{\epsilon}_{ij}$ (s^{-1}) es la velocidad de deformación promediada en profundidad, y la velocidad de deformación efectiva (s^{-1}), está dada por:

$$\dot{\epsilon}_e = (\dot{\epsilon}_{xx}^2 + \dot{\epsilon}_{yy}^2 + \dot{\epsilon}_{xx}\dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{xy}^2)^{1/2} \quad (9)$$

Aquí, asumimos que el flujo de hielo no varía con la profundidad; es decir, ignoramos el cizallamiento vertical, por lo que la velocidad de deformación promediada en profundidad es igual a la velocidad de deformación superficial.

En PI, se ha sugerido que el 98% de las velocidades superficiales se deben al deslizamiento basal (Collao-Barrios et al., 2018). Las tensiones resistivas integradas en profundidad se estiman con un exponente de tensión de $n = 3$ y un factor de tasa de viscosidad de $B = 300 \text{ kPa yr}^{1/3}$, similar al utilizado en investigaciones previas (Carnahan et al., 2022; C. J. Van Der Veen et al., 2011). La tensión de conducción (Pa) en la dirección x toma la forma:

$$\tau_d = \rho g H \frac{\partial h}{\partial x} \quad (10)$$

donde ρ es la densidad del hielo (917 kg/m^3), g es la fuerza de gravedad ($9,81 \text{ m/s}^2$), y h es la elevación media de la superficie del glaciar (m). La resistencia basal se calcula como el residuo de las tensiones integradas en profundidad y la tensión de conducción. Para el análisis en dos dimensiones de los esfuerzos, utilizamos el flujo de trabajo desarrollado por Carnahan et al. (2022).

Una vez procesado el balance de fuerza, generamos un set de datos para analizar por medio de dos enfoques la relación entre los cambios del balance de fuerza entre el 2000-2018 (netos, porcentuales y relación de estreses), la topografía, cambios terminales y el número de Péclét. En ambos casos clasificamos el número de Péclét en once clases, desde cero a diez, incluyendo en los dos extremos (cero y diez), los valores de Pe menores o igual a cero y mayores o igual de diez, respectivamente. El primer set de datos generado se centró en el comportamiento de la mediana del balance de fuerza a lo largo del flujo respecto al límite de adelgazamiento basado en el número de Péclét (ver

sección 3.1). El segundo set de datos se elaboró para analizar el comportamiento del balance de fuerza en los primeros 5 km en la región terminal respecto al número de Péklet, la topografía subglacial y los cambios terminales (ver sección 2.5 y 3.2). En esta etapa del análisis, se puso énfasis en las variaciones porcentuales, netas y de manera sistemática para un análisis más profundo y mejor representación de los datos, en la relación logarítmica del estrés basal, lateral y longitudinal respecto al estrés de conducción. Para el procesamiento de datos en ambos enfoques de análisis y el estudio de la relación entre el balance de fuerza, la topografía, cambios terminales, el número de Péklet y el tipo de término, se realizó un análisis de significancia estadística y correlación de Pearson utilizando las librerías Numpy, Pandas y SciPy en Python 3.11.

2.4. Búsqueda del límite geométrico

Para la búsqueda e identificación del límite empírico comparamos los valores de Pe con el adelgazamiento porcentual acumulado. En el caso del cambio de elevación total, calculamos el adelgazamiento porcentual acumulado desde el término para cada uno de los glaciares a través de las líneas de flujo. Luego, para la identificación del límite geométrico generamos una curva de adelgazamiento acumulado versus el número de Péklet para los 45 glaciares. Posteriormente, dividimos los valores del número de Péklet en once clases y

calculamos el adelgazamiento mediano para cada una de estas clases de manera generaliza para PI. Las clases del número de Péclét fueron generadas entre cero y diez, incluyendo en los dos extremos (cero y diez), los valores de Pe menores o igual a cero y mayores o igual de diez, respectivamente. En nuestra investigación, establecimos como límite empírico un Pe con una mediana mínima del 90% del adelgazamiento acumulado de PI, a través de un enfoque similar al empleado por Felikson et al. (2017). Una vez obtenido el límite empírico, realizamos la búsqueda de la posición media desde el término a través de la línea de flujo y estimamos la distancia existente hasta el término en cada uno de los glaciares evaluados, incluyendo el tipo de término. Posteriormente, calculamos la mediana de la posición del límite y del porcentaje de flujo de hielo bajo el límite de adelgazamiento en PI. Excluimos de este análisis, glaciares sin límite de adelgazamiento y los casos donde el retroceso ha excedido el límite. Para el procesamiento de los datos, utilizamos las librerías NumPy y Pandas en un entorno de programación Python 3.11.

2.5. Relación entre topografía y geometría glaciar

En nuestro estudio, exploramos la conexión entre la topografía del lecho y el número de Péclét. En este análisis consideramos cuatro métricas del lecho: elevación, gradiente de pendiente, gradiente del índice de rugosidad del terreno (TRI) y una clasificación porcentual de pendientes progradas y retrogradas (tipo

de pendiente). Calculamos el valor de las variables topográficas desde el término como punto de inicio para cada uno de los glaciares considerando las líneas de flujo manualmente delimitadas. Obtuvimos desde el modelo de elevación digital SRTM la elevación. A través de los algoritmos de procesamiento geoespacial de QGIS 3.22, obtuvimos a través de la diferencia del modelo de elevación digital SRTM y el modelo de espesor glaciar de Farinotti et al. (2019) la topografía del lecho. A través de ello, estimamos la pendiente del lecho y el TRI. Utilizamos la pendiente del lecho para calcular la diferencia de pendiente, para posteriormente clasificar las pendientes progradas y retrogradas. En este análisis, definimos las diferencias de pendientes negativas como pendientes retrogradas y positivas como progradas. Los resultados del procesamiento se almacenaron de manera individual para cada glaciar para su análisis posterior. Para ello, utilizamos las librerías NumPy y Pandas en un entorno de programación Python 3.11

Una vez procesadas las variables, generamos un set de datos para analizar por medio de dos enfoques la relación entre la topografía y el número de Péclét. En ambos casos clasificamos el número de Péclét en once clases, desde cero a diez, incluyendo en los dos extremos (cero y diez), los valores de Pe menores o igual a cero y mayores o igual de diez, respectivamente. El primer set de datos generado se centró en la caracterización topográfica del límite de adelgazamiento basado en el número de Péclét (ver sección 3.1). Para ello nos enfocamos en mediana de la elevación, gradiente de pendiente y gradiente de

TRI respecto al número de Péklet clasificado. El segundo set de datos se elaboró para realizar un análisis generalizado del término en los glaciares de PI, incluyendo el tipo de término. Para ello, analizamos la clasificación de pendientes para los primeros 5 km de la región terminal respecto al número de Péklet clasificado (ver sección 3.2). En ambos enfoques, para estudiar la relación entre la topografía y el número de Péklet se realizó un análisis de significancia estadística y correlación de Pearson utilizando las librerías Numpy, SciPy y Pandas en Python 3.11.

3. RESULTADOS

3.1. Geometría glaciar limita la propagación del adelgazamiento

Utilizamos el número de Péclet basado en el modelo de ondas cinemáticas difusivas como métrica de vulnerabilidad glaciar al adelgazamiento. A través de este análisis evaluamos la susceptibilidad al adelgazamiento difusivo de los 45 principales glaciares que terminan en el mar y en lagos en PI. Según el análisis de datos realizado, encontramos que las regiones con $Pe \leq 8$ contienen más del 90 % del adelgazamiento acumulado en PI (Figura 2).

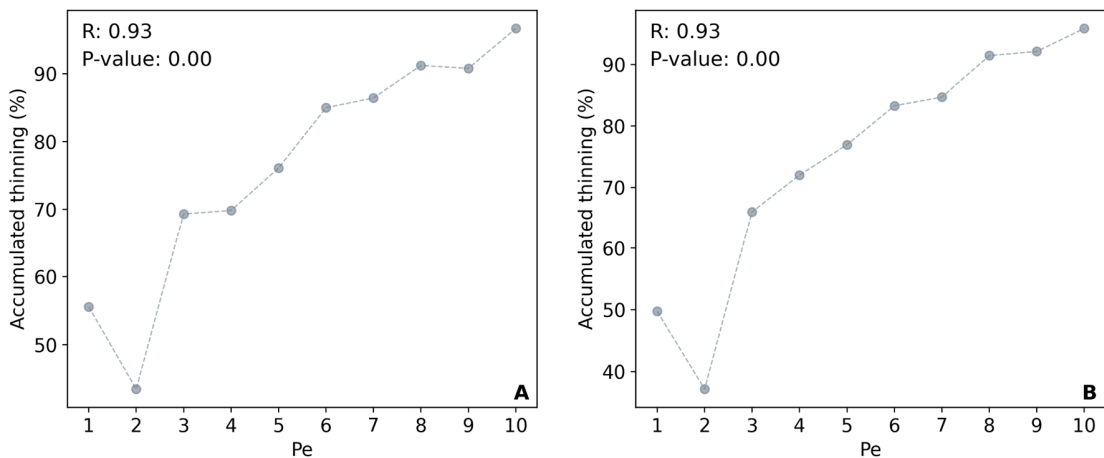


Figura 2. Límite de adelgazamiento basado en el número de Péclet clasificado y la mediana del adelgazamiento acumulado computado a lo largo del flujo de hielo en 45 glaciares de PI. A) Límite de adelgazamiento basado en el modelo de cambio de elevación de Braun et al. (2019). B) Límite de adelgazamiento basado en modelo de cambio de elevación de Dussailant et al. (2019b). El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.

Los datos analizados indican una correlación positiva entre el número de Péclét, el adelgazamiento (Figura 2) y la elevación (Figura 3). Esta correlación sugiere que en zonas con altitud menor a 1104 m s.n.m, ocurre la pérdida de masa en PI por potencial difusión (Figura 3). Sin embargo, también identificamos la existencia de un importante control geométrico de la topografía subglacial en los cambios de elevación total en PI. A medida que el valor de Pe aumenta, también lo hace la rugosidad y la pendiente. Estos hallazgos sugieren que la rugosidad y pendiente del lecho, tiene implicaciones significativas en la respuesta de los glaciares al adelgazamiento difusivo. Según nuestro análisis, en la región del límite de adelgazamiento ($Pe = 8$), se genera una caída abrupta en el gradiente de la pendiente y la rugosidad en PI (Figura 3). Por lo tanto, a la vista de estos resultados, creemos que el límite de adelgazamiento se encuentra fuertemente influenciado por las características morfológicas del lecho.

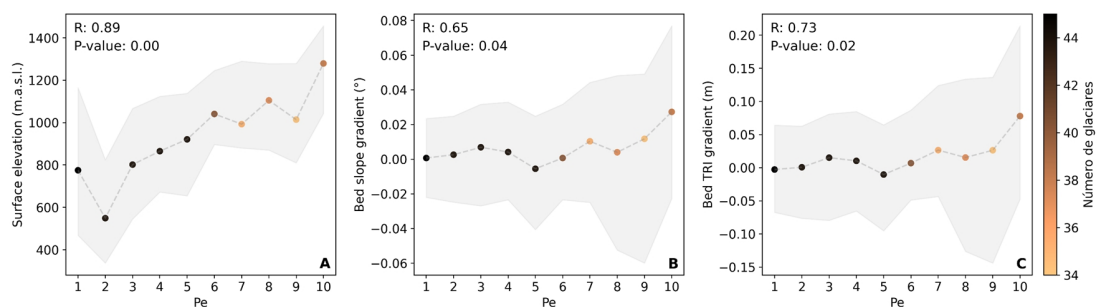


Figura 3. Numero de Péclét clasificado versus métricas topográficas computado a lo largo del flujo de hielo en 45 glaciares de PI. A) Numero de Péclét versus elevación mediana. B) Numero de Péclét versus gradiente de la pendiente

mediana del lecho. C) Numero de Péclét versus el gradiente del TRI mediano del lecho. La región sombreada en los gráficos representa el rango intercuartil, es decir, los cuantiles 0,25 y 0,75, de cada una de las variables. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.

El análisis de balance de fuerza muestra cambios sustanciales en el estrés basal, conducción, lateral y longitudinal (Figura 4). Los datos analizados indican que las principales caídas del balance de fuerza se generan bajo el límite empírico, en este sentido, observamos una caída de más del 12% en el estrés basal, un 26% en el arrastre lateral y un 22% en el acoplamiento longitudinal. Por su parte, el estrés de conducción no presenta variaciones negativas. Nuestro análisis de datos muestra que los incrementos más significativos en el balance de fuerza ocurren en tres de los componentes en $Pe = 7$, antes del límite empírico. En este sentido, el arrastre basal alcanza un incremento del 14%, el estrés lateral un 29% y un 17% el acoplamiento longitudinal. Por su parte, el estrés de conducción alcanza el mayor incremento porcentual en $Pe = 1$, con un 34%. El aumento del estrés de conducción se genera sostenidamente en regiones con $Pe \leq 5$. Sobre el límite empírico, observamos una caída porcentual generalizada en todos los componentes del balance de fuerza, a excepción del estrés de conducción. Según nuestros resultados, los cambios en los componentes del balance de fuerza se encuentran profundamente vinculados con las características geométricas de la topografía subglacial. Estas condiciones parecieran modular la propagación de cambios de estreses a lo largo del flujo de hielo.

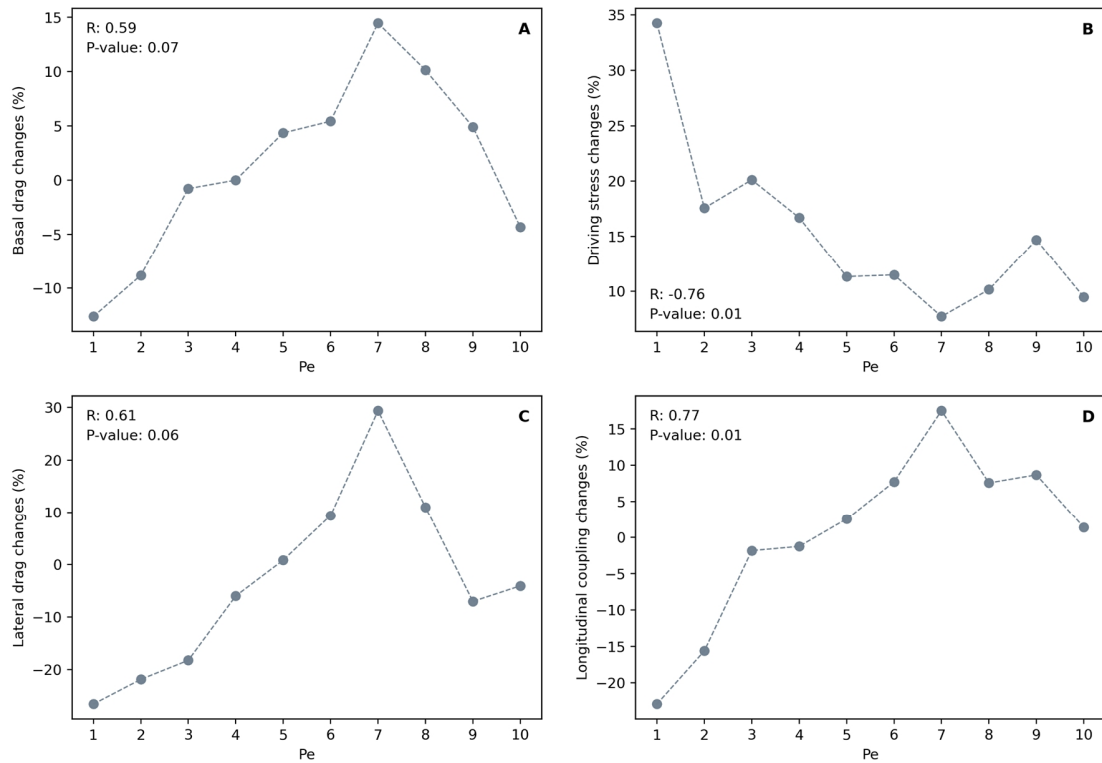


Figura 4. Numero de Péclet clasificado y su relación con los cambios del balance de fuerza entre 2000-2018 computado a lo largo del flujo de hielo en 45 glaciares de PI. A) Numero de Péclet clasificado versus cambios del arrastre basal. B) Numero de Péclet clasificado versus cambios del estrés de conducción. C) Numero de Péclet clasificado versus cambios en el estrés lateral. D) Numero de Péclet clasificado versus cambios en el acoplamiento longitudinal. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.

Nuestra búsqueda del límite empírico de adelgazamiento en los glaciares de PI, nos señala que ~ 67% del flujo total de los glaciares de PI se encuentra bajo el límite de adelgazamiento, por lo tanto, son regiones susceptibles para continuar perdiendo masa en el futuro debido a la ausencia de condiciones geométricas

que impiden la propagación del adelgazamiento (Figura 5, Anexo 1). Al comparar el retroceso documentado en PI y el límite empírico, constatamos dos casos donde el retroceso ha sobrepasado el límite, es decir, ~ 4% de los glaciares analizados. Adicionalmente, para el ~ 9% de los glaciares no fue posible encontrar el límite geométrico ya que presentaron un P_e menor al límite establecido en toda la extensión. Nuestro análisis de datos indica que aproximadamente en el 87% de los glaciares, el retroceso del término aún no ha excedido el límite geométrico. Un ejemplo destacable es el glaciar HPS 12, el cual retrocedió ~ 8 km convirtiéndose en el glaciar con el mayor retroceso de PI, en este caso particular el límite geométrico para el periodo 2017-2018 se emplazó a 3,5 km del término.

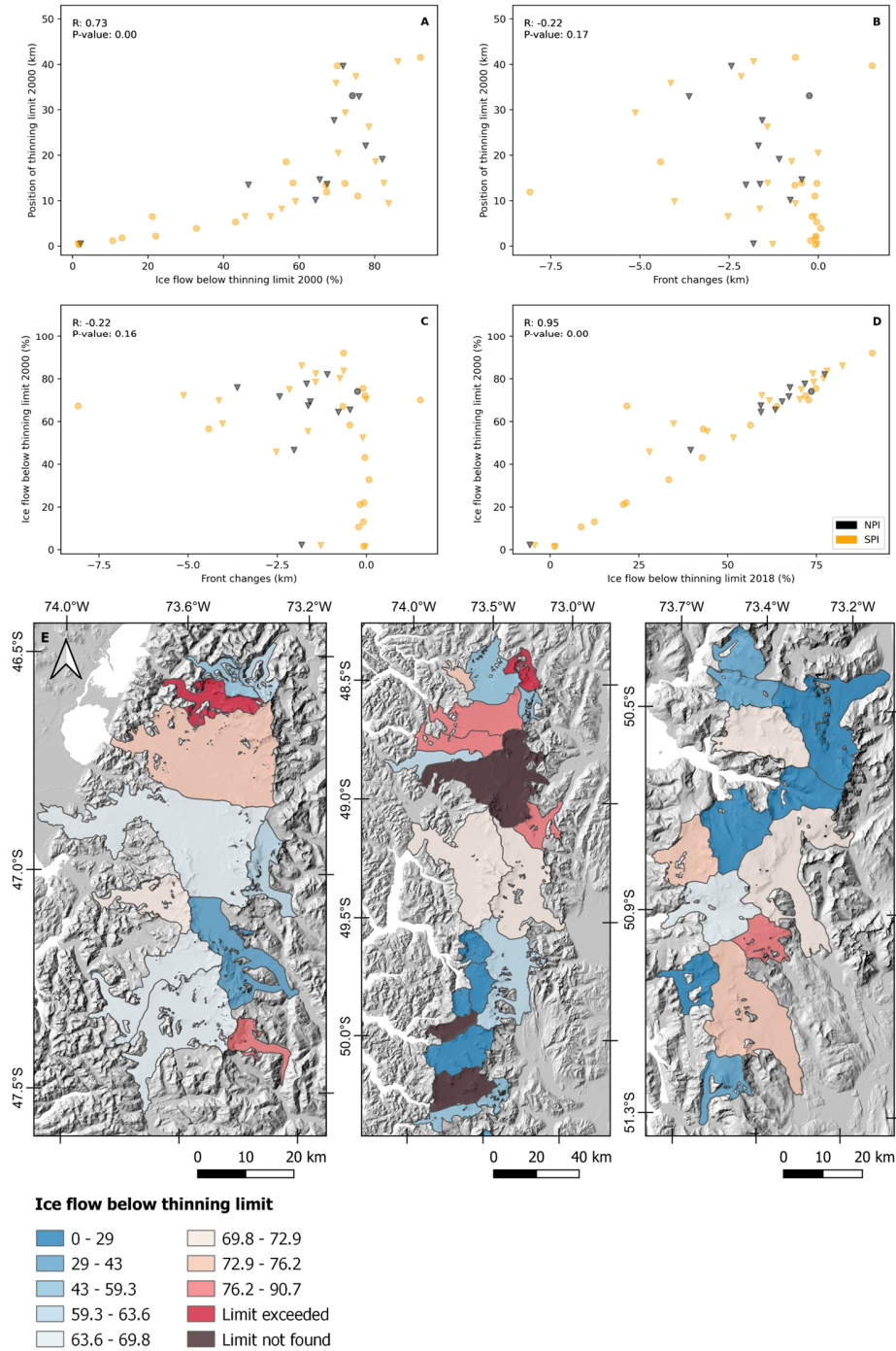


Figura 5. A) Relación entre posición del límite empírico y flujo de hielo bajo el límite de adelgazamiento durante el 2000. B) Relación entre posición del límite empírico durante el 2000 y cambios terminales. C) Relación entre flujo de hielo

bajo el límite de adelgazamiento durante el 2000 y cambios terminales. D) Relación entre flujo de hielo bajo el límite de adelgazamiento durante el 2000 y el 2018. E) Flujo de hielo bajo el límite empírico durante el 2018 en glaciares de PI. Los glaciares que terminan en mar se representan en forma de círculo y los que terminan en lago como triángulo invertido. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.

3.2. Evolución del término controlada por la geometría glaciar

Analizamos la influencia del control geométrico en la evolución de la región terminal, para ello realizamos un análisis de los primeros 5 km de esta región durante el periodo comprendido entre 2000 y 2018. El análisis exploratorio muestra que más del 93% de los glaciares de la Patagonia presentan $Pe < 8$, por lo tanto, prácticamente la totalidad de los glaciares evaluados muestran condiciones geométricas que favorecen la difusividad del adelgazamiento flujo arriba. En la región terminal de los glaciares de NPI, los valores de Pe fluctúan entre 1,07 y 2,31, mostrando una menor dispersión respecto a SPI, cuyos valores varían entre 0,75 y 11,25 (Figura 8). Según nuestros hallazgos, el mayor adelgazamiento-retroceso se genera en glaciares con $Pe < 4.85$ (Figura 8). En este sentido, encontramos que valores bajos de Pe se relacionan con posiciones profundas del límite hacia el interior (desde el término). Por ejemplo, los glaciares con valores de $Pe < 4,85$ presentan un 59% del flujo de hielo bajo el límite empírico, mientras que los glaciares con $Pe > 4,85$ presentan una notable reducción del flujo de hielo bajo el límite empírico alcanzando aproximadamente el 22% al año 2018 (Figura 5). Nuestro análisis de datos

revela que los glaciares que terminan en el mar presentan un valor medio de P_e de 3,80, mientras que los que terminan en lago un valor de 1,98. Adicionalmente, los glaciares que terminan en mar muestran una posición límite más cercana a la región terminal que los glaciares que terminan en lago, con una distancia media de 12,77 km y 18,03 km respectivamente (Anexo 2). Esto sugiere que los glaciares que terminan en lago pueden retroceder profundamente al interior debido a su capacidad para difundir el adelgazamiento flujo arriba. En este sentido, la condición de vulnerabilidad de estos glaciares se manifiesta en su retroceso durante las últimas dos décadas, con una media de -1,76 km para glaciares terminan en lagos y -0,77 km para los terminan en el mar (Anexo 2).

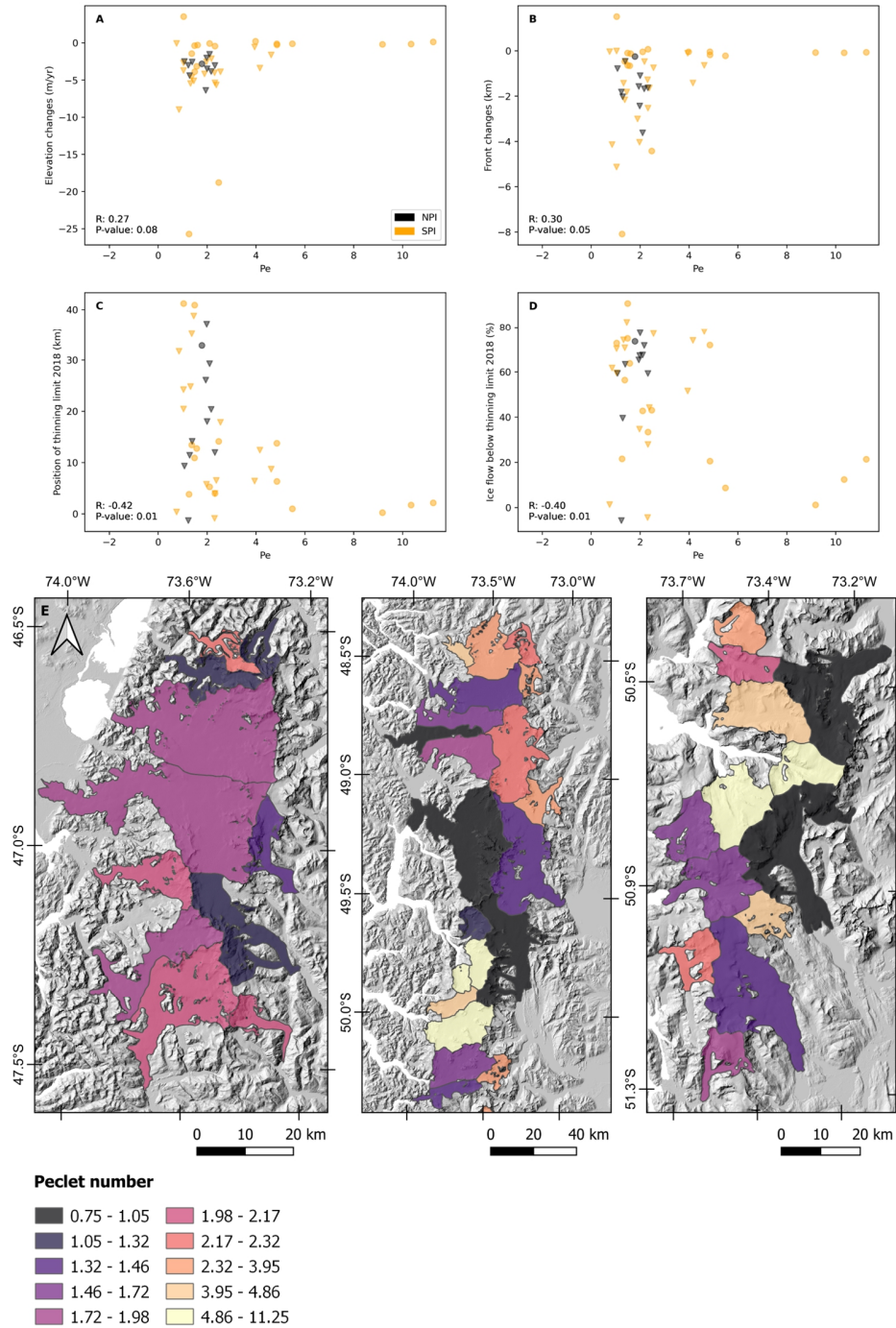


Figura 6. A) Cambios de elevación respecto al número de Péclét en los primeros 5 km del término. B) Cambios terminales respecto al número de Péclét en los primeros 5 km del término. C) Posición del límite de adelgazamiento al

2018 respecto al número de Péclét en los primeros 5 km del término. D) Flujo de hielo bajo el límite empírico al 2018 respecto al número de Péclét en los primeros 5 km del término. E) Distribución espacial del número de Péclét en glaciares de PI para los primeros 5 km del término. Los glaciares que terminan en mar se representan en forma de círculo y los que terminan en lago como triángulo invertido. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.

En base a nuestro análisis, observamos una correlación lineal positiva con el número de Péclét en tres de los cuatro componentes del balance de fuerza durante el periodo 2000-2018, destacando el estrés basal, lateral y longitudinal (Anexo 3, Anexo 4). Por su parte el estrés conducción muestra una correlación negativa leve, pero sin significancia estadística asociada (Anexo 3, Anexo 4). Se visualizan cambios importantes en los estreses laterales, longitudinales y basales en los glaciares de PI. Según el análisis realizado, prácticamente todos los glaciares han evolucionado a un nuevo estado en el equilibrio de fuerzas como consecuencia de los cambios de las últimas dos décadas. En SPI, observamos un sustancial incremento del estrés basal, lateral y longitudinal en glaciares con $Pe > 3$ y en el estrés de conducción en $Pe < 3$. Los glaciares de NPI muestran comparativamente una menor dispersión en los componentes del balance de fuerza respecto a SPI y en general, un incremento en todos los componentes durante el periodo de tiempo evaluado (Anexo 3, Anexo 4). Nuestro análisis de datos revela que los glaciares que terminan en el mar muestran incrementos significativos en los componentes del balance de fuerza respecto a los que terminan en lago. En este sentido, destaca el aumento del

estrés basal (177% versus 17%), lateral (256% versus 4%), longitudinal (257% versus 16%) y de conducción (53% versus 42%) (Anexo 2). En glaciares que terminan en lago, destaca el incremento del estrés de conducción por sobre los otros estreses (Anexo 2).

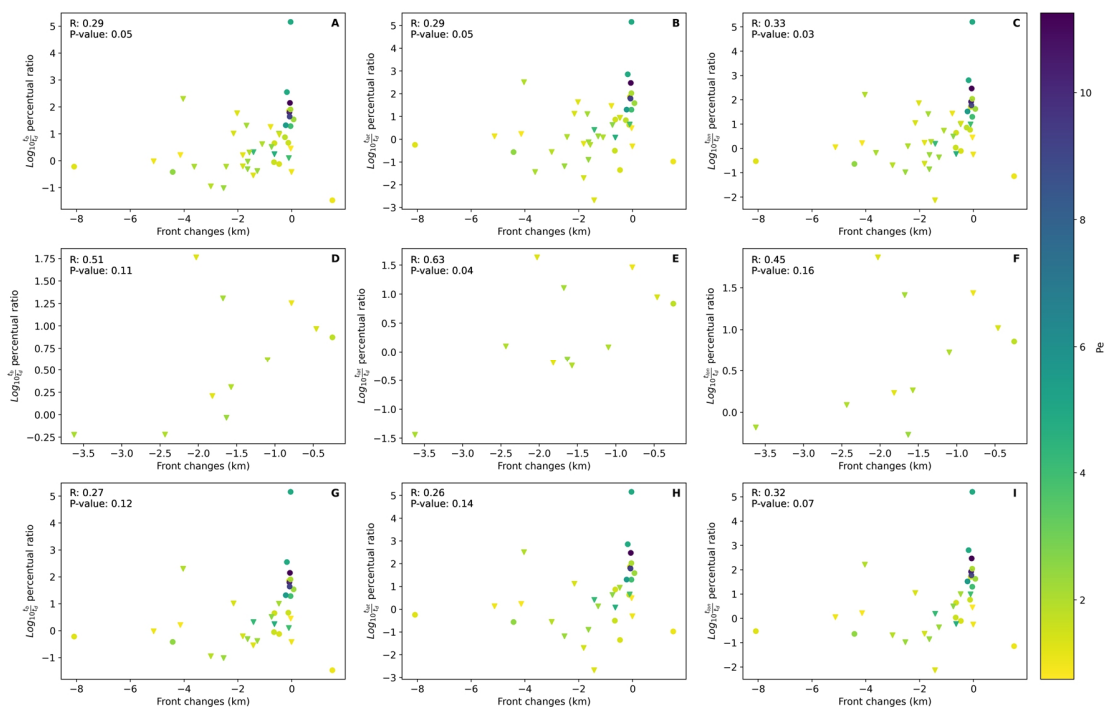


Figura 7. Numero de Péclet, cambios del balance de fuerza y del término entre 2000-2018 para los primeros 5 km del término para glaciares de PI. A) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_b a t_d ($\text{Log}(t_b/t_d)$) para glaciares de PI. B) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lat} a t_d ($\text{Log}(t_{lat}/t_d)$) para glaciares de PI. C) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lon} a t_d ($\text{Log}(t_{lon}/t_d)$) para glaciares de PI. D) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_b a t_d ($\text{Log}(t_b/t_d)$) para glaciares de NPI. E) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lat} a t_d ($\text{Log}(t_{lat}/t_d)$) para glaciares de NPI. F) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la

razón logarítmica de t_{lon} a t_d ($\text{Log}(t_{lon}/t_d)$) para glaciares de NPI. G) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_b a t_d ($\text{Log}(t_b/t_d)$) para glaciares de SPI. H) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lat} a t_d ($\text{Log}(t_{lat}/t_d)$) para glaciares de SPI. I) Cambios terminales en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lon} a t_d ($\text{Log}(t_{lon}/t_d)$) para glaciares de SPI. Los glaciares que terminan en mar se representan en forma de círculo y los que terminan en lago como triángulo invertido. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.

Los resultados obtenidos indican que existen excepciones en términos de cambios terminales, balance de fuerza y relaciones geométricas, las cuales creemos son importantes de destacar. En glaciares que mantienen una estabilidad relativa, observamos que un aumento del estrés basal, lateral y longitudinal compensan de manera significativa el incremento del estrés de conducción en la región terminal. En este sentido, la razón de cambios porcentuales de los componentes del balance de fuerza respecto al estrés de conducción que poseen valores promedio superiores a aproximadamente 1,5 en glaciares con Pe promedio de 4,39, se asocian con una estabilidad relativa del término (<100 m de retroceso) (Figura 7). Por lo tanto, el análisis de datos sugiere que cuando el estrés de conducción no logra ser contrarrestado por los demás componentes del balance de fuerza los glaciares son susceptibles al retroceso. En este sentido, los datos indican que el número de Péclet es el principal mecanismo diferenciable en los comportamientos identificados, dando señales de ventajas geométricas que favorecen los comportamientos evolutivos del balance de fuerza.

Estas interpretaciones son respaldadas por el comportamiento evolutivo de los glaciares Jorge Montt y Penguin, glaciares que terminan en el mar emplazados en SPI, de pendientes progradada y retrogradada respectivamente, y con diferencias sustanciales en el número de Péclét, cuyos valores son de 2,47 y 4,85, respectivamente. En este sentido, el glaciar Jorge Montt ha retrocedido 4422 m versus los 178 m del glaciar Penguin. En este caso particular, el límite Pe en Jorge Montt se encuentra a 18,55 km al interior y a 6,50 km del Penguin en el año 2000. El estrés conducción en el glaciar Jorge Montt tuvo un aumento de un 435% en comparación al 2% del glaciar Penguin (Anexo 5). Ambos glaciares presentan un aumento sustancial del estrés basal, pero más de tres veces superior en el glaciar Penguin que alcanza un 831% (Anexo 6). El estrés lateral y longitudinal incremento porcentualmente en ambos casos, pero comparativamente mucho mayor en glaciar Penguin (> 1000%) (Anexo 7, Anexo 8). La magnitud del incremento del estrés pareciese soportan la estabilidad relativa del glaciar Penguin (o la transición del término a tales condiciones). En este sentido, los datos indican que la capacidad del glaciar Penguin de evolucionar hacia tales estados de estrés, se encuentra influenciado por Pe. Pero también plantea la idea de que la capacidad de difundir el adelgazamiento depende del estado de estrés, la evolución del estado de estrés, pero también la habilidad del estado de estrés de ser transferido flujo arriba (dado por la geometría o Pe).

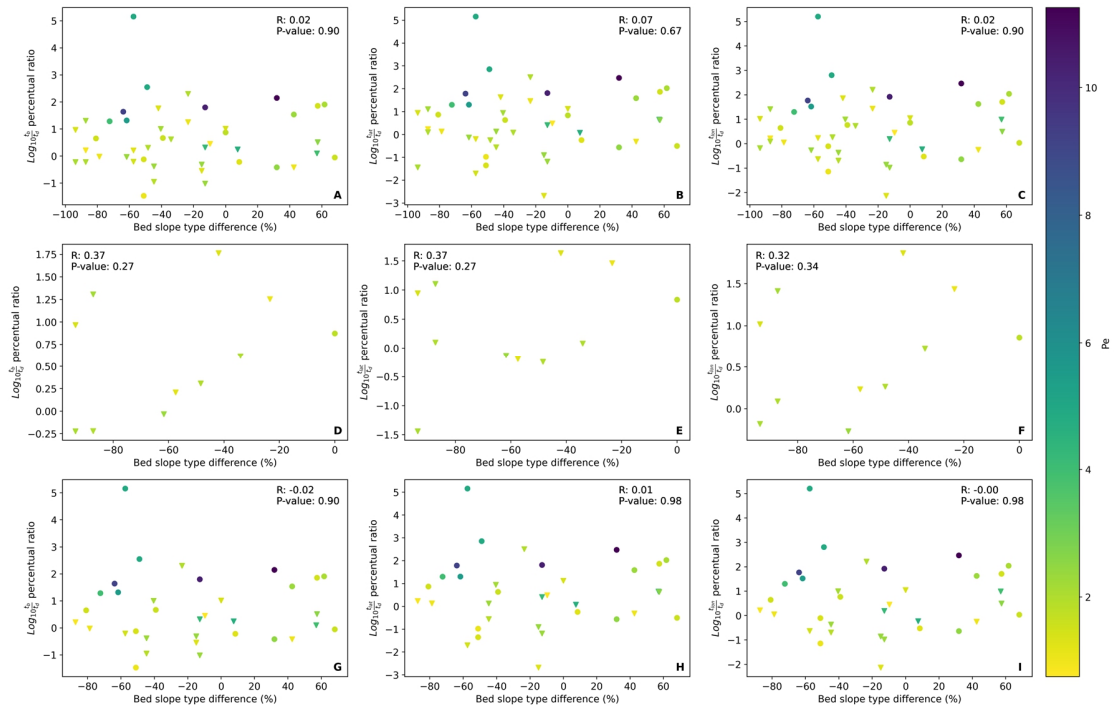


Figura 8. Numero de Péclét, cambios del balance de fuerza y tipo de pendiente del lecho entre 2000-2018 para los primeros 5 km del término. A) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_b a t_d ($\text{Log}(t_b/t_d)$) para glaciares de PI. B) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lat} a t_d ($\text{Log}(t_{lat}/t_d)$) para glaciares de PI. C) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lon} a t_d ($\text{Log}(t_{lon}/t_d)$) para glaciares de PI. D) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_b a t_d ($\text{Log}(t_b/t_d)$) para glaciares de NPI. E) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lat} a t_d ($\text{Log}(t_{lat}/t_d)$) para glaciares de NPI. F) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lon} a t_d ($\text{Log}(t_{lon}/t_d)$) para glaciares de NPI. G) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_b a t_d ($\text{Log}(t_b/t_d)$) para glaciares de SPI. H) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lat} a t_d ($\text{Log}(t_{lat}/t_d)$) para glaciares de SPI. I) Tipo de pendiente del lecho en relación con la variación porcentual de la razón logarítmica de t_{lon} a t_d ($\text{Log}(t_{lon}/t_d)$) para glaciares de SPI. Los glaciares que terminan en mar se representan en forma de círculo y los que terminan en lago como triángulo invertido. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.

El comportamiento del balance de fuerza, el número de Péclét y las variaciones del término se diferencian según el tipo de pendiente (Figura 8, Anexo 9). Los glaciares que terminan en lago se caracterizan por pendientes retrogradas mucho más acentuada que los glaciares que terminan en el mar, alcanzando aproximadamente un 34% y 13%, respectivamente (Anexo 2). Por su parte, bajos valores de Pe se encuentran conectados con predominancia de pendientes retrogradas en los primeros 5 km del término. Aunque esta condición parece ser generalizada en PI, el glaciar Pio XI caracterizado por una pendiente retrograda y bajo Pe , muestra los avances más significativos de PI. Lo anterior sugiere la existencia de un mecanismo adicional que a pesar de la predominancia de pendientes retrogradas, tiene la capacidad de limitar la desintegración del término en algunos casos. Por otra parte, las pendientes progradas que parecen concentrar un menor retroceso acumulado, no muestran una señal lo suficientemente clara de ser un mecanismo suficiente para mitigar el retiro del término. Por ejemplo, el glaciar HPS 12 de pendiente prograda, posee el mayor retroceso registrado en PI. Sin embargo, en ambas configuraciones de pendiente del lecho, un número de Péclét mayor a 5 parece suficiente para reducir la desintegración del término, junto con cambios porcentuales de los componentes del balance de fuerza respecto al estrés de conducción superiores a 1,5 aproximadamente.

4. DISCUSIONES

4.3. Limite empírico basado en teoría de ondas cinemáticas y su relación con los cambios observados

En gran parte de los glaciares de PI, la perturbación del adelgazamiento se propaga de manera difusiva flujo arriba. Sin embargo, nuestros resultados indican que esta propagación está limitada a valores del número de Péclet menores a 8. Estos resultados están en línea con lo observado en los glaciares de Groenlandia, donde se estableció un límite empírico de adelgazamiento con $Pe < 3$ (Felixson et al., 2017b, 2021). Las diferencias observadas con el límite encontrado en Groenlandia probablemente se deben a condiciones glaciológicas y climáticas distintas entre ambas regiones, lo que resulta en un valor límite superior en PI. Nuestros resultados destacan la importancia del estado geométrico como un mecanismo eficaz para detectar zonas de vulnerabilidad y como consecuencia, una métrica que tiene el potencial para complementar estudios sobre refugios de cambio climático para glaciares. En este sentido, Manquehual-Cheuque & Somos-Valenzuela (2021) mediante un enfoque estadístico, identificaron regiones en la Patagonia Andina que poseen una alta probabilidad de ser refugios de cambio climático para glaciares considerando rutas de concentración representativas 4,5 y 8,5 (RCP4.5 y RCP8.5). Los autores proponen que la persistencia de glaciares se encuentra altamente correlacionada con la elevación (Manquehual-Cheuque & Somos-Valenzuela, 2021). Según nuestros resultados, la elevación en combinación con

el estado geométrico como consecuencia de la interacción glaciario-topografía proporciona una visión más completa para la identificación de refugios de cambio climático para glaciares.

El límite geométrico establecido se encuentra altamente correlacionado con un incremento en la rugosidad del lecho, producto de saltos topográficos flujo arriba y consecuentemente con condiciones de elevación. Según nuestros resultados, estos saltos topográficos son condiciones que limitan la propagación del adelgazamiento desde el término. Esto es reforzado, por la ausencia de una relación evidente entre el límite empírico y la variabilidad climática, lo que respalda la idea de que dicho límite está vinculado a una condición geométrica, producto de la interacción glaciario-topografía. Investigaciones previas han demostrado que la rugosidad del lecho ejerce un importante control sobre la dinámica glaciario (Falcini et al., 2022) y la resistencia del flujo de hielo (Hoffman et al., 2022). La rugosidad generalmente se encuentra asociada a la presencia de colinas, valles y protuberancias bajo el hielo. En este sentido, se ha encontrado que la rugosidad del lecho puede contribuir a la estabilización del flujo de hielo (Diez et al., 2018; Frank et al., 2022). Por otra parte, Felikson et al. (2021b) a través de un enfoque metodológico similar al empleado en nuestra investigación, encontró que el límite geométrico de glaciares de Groenlandia se asocia a grandes saltos en la topografía tierra adentro. En el contexto de PI, Minowa et al. (2023) analizaron el rol de la topografía en la evolución dinámica de glaciares terminales en lagos en SPI, donde encontraron que antes de

grandes eventos de pérdida de masa los glaciares presentaron condiciones de superflotación desencadenando el desacoplamiento con la topografía e impulsando el retiro del término. Lo anterior se debe a características topográficas que se encuentran estrechamente conectadas con elementos geomórficos que generan rugosidad topográfica. Nuestros resultados, además de complementar los hallazgos de Minowa et al. (2023), sugieren que el control de la topografía no solo radica en el término, también cumple una función elemental en la dinámica existente tierra adentro. Sin embargo, enfatizamos en la idea de que, debido a las condiciones de cambios altamente dinámicos de PI, en futuras investigación se requiere abordar más profundamente los elementos geomórficos que inducen la rugosidad del lecho en PI.

Nuestra investigación revela que cerca del 50% de la extensión de los glaciares de Campos de Hielo se sitúan bajo el umbral de vulnerabilidad, lo que indica un riesgo potencial de futura pérdida de masa en estas áreas. Según nuestros resultados, el límite empírico se encuentra situado a una distancia media de 15 km y un máximo de 42 km al interior. Lo anterior es altamente complejo considerando que estos glaciares presentan una pérdida de masa sostenida durante las últimas décadas. Por otra parte, encontramos al menos dos situaciones en las que el retiro del término superó la posición del límite geométrico, advirtiendo que la perturbación puede extenderse incluso más allá del límite empírico establecido.

4.2. Evolución controlada por la geometría flujo arriba

Estudiamos la influencia geométrica en la evolución de los glaciares en Patagonia entre 2000-2018, enfocándonos en los primeros 5 km. Descubrimos que más del 93% de estos glaciares tienen un $Pe < 8$, indicando condiciones que favorecen la difusión del adelgazamiento. Los glaciares con $Pe < 4,85$ experimentan el mayor adelgazamiento y retroceso, y estos valores bajos de Pe se asocian con límites más profundos tierra adentro. Por ejemplo, los glaciares con $Pe < 4,85$ tienen el 59% de su flujo bajo el límite empírico, mientras que los glaciares con $Pe > 4,85$ muestran una reducción significativa del flujo vulnerable, con un promedio aproximado del 22%. La gran excepción al patrón observado en el número de Péclét es el glaciar Pío XI, donde encontramos una propagación del engrosamiento de la región terminal en regiones con número de Péclét ≤ 8 . Esto refleja que, bajo ciertas condiciones iniciales, el número de Péclét puede ser indicador de una ventaja geométrica de glaciares para ganar masa producto de la propagación del engrosamiento. Sin embargo, esto también puede deberse a cambios repentinos en la cuenca glaciar que no son previsibles por el número de Péclét. Por ejemplo, en las últimas décadas el glaciar Pío XI ha mostrado importantes cambios en la dinámica de sedimentos que ha impulsado la formación de una gran morrena frontal, esta condición impide el contacto directo del glaciar con el océano, y consecuentemente, fluctuaciones en la transferencia de energía océano-glaciar (Rivera, 2018). Estudios en glaciares de salida que han sido recientemente destacados por

Catania et al. (2020), sugieren que la presencia de una morrena terminal ayuda a estabilizar el término porque proporciona resistencia adicional al flujo (Brinkerhoff et al., 2017; Morlighem et al., 2016), limita el acceso de agua caliente en profundidad (Bartholomaus et al., 2013) y reduce los efectos de la flotabilidad durante el calving (Enderlin et al., 2018; Post et al., 2011). En este sentido, Catania et al. (2020) destaca que la presencia de una morrena en el término del glaciar ejerce un control tan profundo sobre la dinámica, que se considera que el acoplamiento entre la dinámica del hielo y los sedimentos es el único responsable del ciclo de las mareas de los glaciares, un patrón de lento avance y rápido retroceso de los glaciares marinos que se produce en ausencia de forzamiento climático (Brinkerhoff et al., 2017; Post et al., 2011). La desaparición de las condiciones que permiten la continua formación de la barra de sedimento induciendo la ruptura de la morrena que impide el contacto del glaciar con el océano y, por lo tanto, el proceso de calving podrían eventualmente cambiar rápidamente las condiciones de estabilidad. Bajo estos escenarios, no es descartable que el Pio XI pueda sufrir un adelgazamiento rápido debido a la lubricación rápida y la posibilidad de propagar una perturbación terminal del glaciar flujo arriba (bajo número de Péklet en los primeros 5 km). El ciclo de avance-retroceso de glaciares de salida ha sido propuesto por investigaciones como uno de los mecanismos explicativos de la dinámica observada en Pio XI (Rivera, 2018; Rivera et al., 2012), y también en

otros glaciares de salida en PI que registraron avances y retrocesos durante la pequeña edad de hielo (Rivera et al., 2012).

La pendiente retrogradadas en la condición dominante en glaciares con grandes retrocesos en PI, en este sentido, nuestros resultados muestran que los menores valores de Pe se encuentran altamente conectados con la predominancia de pendientes retrogradadas ($> 50\%$) en los primeros 5 km del término, lo que demuestra que la vulnerabilidad de estos glaciares también se encuentra relacionada con la geometría del lecho. En este sentido, los grandes retrocesos actuales de los glaciares han ocurrido en regiones donde existe una predominancia de pendiente retrogradadas apoyan esta hipótesis. En este sentido, investigaciones desarrolladas en glaciares de salida de Groenlandia destacan que la geometría de un glaciar de salida ejerce un control de primer orden sobre la dinámica al influir en el equilibrio de fuerzas que gobierna el flujo de hielo (Catania et al., 2020; C. J. Van Der Veen & Whillans, 1989). En múltiples casos, el término de los glaciares de salida que descansan sobre pendientes retrógradas de morrenas terminales (denominados umbrales en la literatura oceanográfica) son generalmente más susceptibles a retroceder debido a un forzamiento externo y, una vez que comienza el retroceso, puede continuar sin cesar hasta que el término llegue a una región de la pendiente del lecho progrado (Catania et al., 2018b; Haseloff & Sergienko, 2018; Schoof et al., 2017). Observaciones de 30 años de la dinámica glaciar en Groenlandia y su interacción con la topografía utilizando datos de lecho y batimetría disponibles

(Catania et al., 2018), indicaron que el retroceso del glaciar se acelera a través de partes amplias y profundas del lecho caracterizadas por pendientes retrógradas del lecho. Catania et al. (2018) destaca que la pendiente del lecho y la topografía del fiordo son controles críticos en la dinámica del término. Por su parte Morlighem et al. (2016), en una investigación que busco cuantificar la sensibilidad y vulnerabilidad de los glaciares que terminan en el mar al derretimiento inducido por el océano a través del estudio de la dinámica del frente del glaciar Store Gletscher, en el oeste de Groenlandia, encontraron que las interacciones hielo-océano son el mecanismo desencadenante del retroceso de los glaciares, pero el lecho controla su magnitud. Esto porque el glaciar se desprende del umbral (sill o morrena terminal) cuando el derretimiento inducido por el océano se cuadruplica, momento en el que el glaciar retrocede irreversiblemente durante 27 km hacia un lecho de característica retrogradas. Estas investigaciones soportan la idea de que la geometría del lecho es un elemento esencial para comprender la evolución futura de las principales masas de hielo de Sudamérica.

Nuestro análisis del tipo de término y la geometría del lecho, indica que glaciares que terminan en lagos muestran una predominancia de pendientes retrogradas respecto a los que terminan en el mar. Como se ha descrito previamente en la sección 4.1, recientemente Minowa et al. (2023) demostraron en SPI que la geometría de la topografía cumple un rol esencial el aumento condiciones de superflotacion en glaciares que terminan en lago, lo que

favorece el adelgazamiento como consecuencia de la aceleración del flujo de hielo por desacoplamiento glaciar-topografía en la región terminal. Nuestros resultados complementariamente entregan señales de que el retroceso de glaciares que terminan en lago puede ser favorecido en algunos casos por el tipo de pendiente subglacial de la región terminal.

Según nuestros resultados, el estado geométrico de los glaciares de PI se ha traducido en importantes cambios en términos evolutivos del balance de fuerza durante el periodo 2000-2018. En glaciares que mantienen una estabilidad relativa, observamos que un aumento del estrés basal, lateral y longitudinal compensan de manera significativa el incremento del estrés conducción en la región terminal y se asocian con glaciares con $Pe > 4,85$. Condiciones de estabilidad en componentes del balance de fuerza han sido previamente correlacionado en regiones donde existe un límite geométrico próximo a la región terminal (Carnahan et al., 2022). Nuestro análisis de datos sugiere que cuando el estrés conducción no logra ser contrarrestado por los demás componentes del balance de fuerza los glaciares retroceden de manera irreversible, uno de los mejores ejemplos de ello, es el glaciar HPS 12, con un retroceso de más de 8 km en 18 años. En este sentido, Zheng (2022) propone que glaciares con Pe bajo son consecuencia de hielo espeso y un flujo rápido, indicador de una fricción basal reducida que puede favorecer una aceleración y adelgazamiento del término que puede ser propagado difusivamente hacia el interior (Zheng, 2022).

Al analizar la geometría de los glaciares de PI y el tipo de término, observamos que glaciares que terminan en mar y en lago presentan un número de Péclet menor al límite empírico establecido. Sin embargo, los glaciares que terminan en lago muestran condiciones de difusividad mucho más acentuadas que los glaciares que terminan en mar. Adicionalmente, según nuestros resultados los glaciares que terminan en lago presentan una extensión de flujo de hielo más vulnerable que los que terminan en mar. En este sentido, diversos estudios en PI han analizado el estado de desintegración y retroceso de glaciares que terminan en lago en PI (Irrarrazaval et al., 2022; Minowa et al., 2021b, 2023; Sakakibara et al., 2013), advirtiendo la rápida retirada de estos en las últimas décadas (Minowa et al., 2021b, 2023; Sakakibara et al., 2013). En base a nuestros resultados, creemos que las condiciones de la alta difusividad de los glaciares que terminan en lago dan señales de que estos glaciares podrían seguir retrocediendo en el futuro y consecuentemente reconfigurando profundamente el paisaje de PI.

4.3. Limitaciones del análisis y trabajo futuro

Una de las limitaciones significativas en nuestra investigación es la falta de cuantificación de la incertidumbre asociada a los datos de entrada para la estimación del número de Péclet y el balance de fuerzas. Los productos de velocidad presentan vacíos de información espacial y temporal antes del año

2000, lo cual se debe principalmente a la escasa densidad de datos satelitales en ese periodo, limitando la posibilidad de realizar un análisis más extenso en el tiempo y anterior a la fecha empleada en esta investigación. Para minimizar los efectos asociados a estas limitaciones, fusionamos el producto satelital del año 1999-2000 lo que nos permitió reducir sustancialmente la cantidad de píxeles nulos (ver sección 2.1). En PI existen incertidumbres relacionadas con la topografía del lecho, especialmente en regiones con baja densidad de datos observados, lo que limita la calidad de la inversión en los productos de espesor. Esto representa un sesgo complejo, ya que los glaciares que terminan en cuerpos de agua son sensibles a variaciones topográficas incluso a pequeña escala (Catania et al., 2018a, 2020; Enderlin et al., 2013). Lo anterior induce que aun persistan incertidumbres en las proyecciones del comportamiento futuro de los glaciares terminales en cuerpos de agua que fueron evaluados. Debido al rol del cambio de espesor en la estimación de cambios del balance de fuerza, es importante considerar que no diferenciamos el balance de masa hidrológico del producto de cambios de elevación de Dussailant et al. (2019b), lo que podría introducir un sesgo adicional a nuestras estimaciones.

Basándonos en nuestros resultados, consideramos que futuras investigaciones deberían incorporar más elementos topográficos para obtener una visión más completa del papel de la topografía en la evolución dinámica de los glaciares. Frank et al. (2022) demuestran que los cambios pueden ser altamente complejos y no solo dependen de las condiciones topográficas de la base, sino

también de la geometría del fiordo. Por ejemplo, es más probable que se produzca un retroceso rápido en fiordos anchos y profundos, mientras que se espera un retroceso más lento en topografías estrechas y poco profundas. En nuestro estudio, nos centramos en las condiciones geométricas del lecho, ya que el modelo numérico que utilizamos no considera otras características topográficas. En futuras investigaciones, será necesario ampliar el análisis geométrico a elementos más allá de la topografía subglacial, incluyendo condiciones geométricas laterales, litológicas del fiordo y el dinamismo de la topografía en la evolución dinámica de los glaciares. Esto es importante porque la dureza de la topografía, que varía según la configuración geológica, puede influir significativamente en la dinámica glacial, provocar cambios en la topografía en respuesta a esta dinámica y, en consecuencia, alimentar nuevas trayectorias de cambios en los glaciares (Bernard et al., 2021). En este sentido, señales desde una región deglaciada del noroeste de Escocia (Bradwell et al., 2019), se observó un cambio importante hace unos 18.500 a 16.000 años, relacionado con el colapso de los sectores de hielo flotantes y el rápido retroceso de los frentes de hielo. Este cambio se atribuye a una transición geológica de un lecho blando a un lecho duro, junto con un cambio en la geometría del lecho, lo que aceleró la desaparición del flujo de hielo en la región. Esto resalta la importancia de combinar el análisis geométrico del lecho con la variabilidad litológica. Por otra parte, el flujo de hielo tiene la capacidad

de suavizar el lecho y consecuentemente, generar cambios sustanciales en la dinámica glaciar (Falcini et al., 2022).

Nuestro estudio ofrece una perspectiva amplia sobre la influencia de la geometría glaciar en su respuesta al clima. A pesar de nuestros avances, consideramos que aún persisten numerosas preguntas sobre la interacción entre la geometría glaciar y la variabilidad climática. Por ende, vemos un potencial considerable para futuras investigaciones en este campo que podrían mejorar de manera significativa nuestra comprensión de la relación entre el límite geométrico y la climatología. En particular, sugerimos que los estudios futuros deberían contemplar la realización de un análisis más exhaustivo de las tendencias de precipitación y temperatura a lo largo de las líneas de flujo en un mayor número de glaciares y a diversas escalas temporales. Creemos que esto podría ofrecer una comprensión más profunda sobre la interacción entre variabilidad climática y número de Péclet.

En este análisis, no se diferenció el componente climático de los cambios totales de elevación de Dussailant et al. (2019b) y Braun et al. (2019) a través de un modelo de balance de masa superficial para restringir de manera individual el rol de la dinámica y/o el clima en el límite observado en PI. Aunque existen modelos de balance de masa superficial en la región (Bravo et al., 2021; Carrasco-Escaff et al., 2023; Schaefer et al., 2013, 2015), estos no están restringidos al rango de tiempo analizado en esta investigación. Por lo tanto,

existe un efecto de la climatología en el límite que no es posible de cuantificar dado el alcance de este estudio. Lo anterior representa una brecha importante que debe ser subsanada en el futuro. Por lo tanto, dado el enfoque adoptado en esta investigación, el límite establecido está restringido exclusivamente a PI.

5. CONCLUSIONES

Se utilizó el número de Péclet (Pe) basado en el modelo de ondas cinemáticas difusivas para determinar el estado geométrico de los glaciares y como métrica de vulnerabilidad glaciar al adelgazamiento difusivo en los 45 principales glaciares terminales en cuerpos de agua en Campos de Hielo de la Patagonia. Según el análisis de datos realizado, glaciares con $Pe < 8$ fueron los que sufrieron mayor adelgazamiento y retroceso del término, sugiriendo la existencia de un límite empírico. Este límite abarca más del 90% del adelgazamiento medio de hielo y se relaciona con una gran caída del gradiente topográfico subglacial en PI. Los resultados muestran que 53% de la extensión total de los glaciares de Campos de Hielo se encuentra bajo el límite de vulnerabilidad, y por lo tanto, son regiones susceptibles a continuar perdiendo masa en el futuro. Esta investigación demuestra que el estado geométrico permite definir regiones de mayor vulnerabilidad, y, por lo tanto, es una métrica crucial para la búsqueda de refugios de cambio climático para glaciares bajo los escenarios climáticos actuales. Finalmente, considerando la importancia a

escala global de los glaciares de PI, sugerimos un monitoreo intensivo de glaciares con bajo Pe ya que son glaciares susceptibles a la continua pérdida de masa en el futuro.

6. REFERENCIAS

- Armstrong, W. H., Polashenski, D., Truffer, M., Horne, G., Hanson, J. B., Hawley, R. L., Hengst, A. M., Vowels, L., Menounos, B., & Wychen, W. Van. (2022). Declining Basal Motion Dominates the Long-Term Slowing of Athabasca Glacier, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(10). <https://doi.org/10.1029/2021JF006439>
- Bartholomaus, T. C., Larsen, C. F., & O'Neel, S. (2013). Does calving matter? Evidence for significant submarine melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 380, 21–30. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.014>
- Bartholomaus, T. C., Stearns, L. A., Sutherland, D. A., Shroyer, E. L., Nash, J. D., Walker, R. T., Catania, G., Felikson, D., Carroll, D., Fried, M. J., Noël, B. P. Y., & Van Den Broeke, M. R. (2016). Contrasts in the response of adjacent fjords and glaciers to ice-sheet surface melt in West Greenland. *Annals of Glaciology*, 57(73), 25–38. <https://doi.org/10.1017/aog.2016.19>

- Bassis, J. N., & Jacobs, S. (2013). Diverse calving patterns linked to glacier geometry. *Nature Geoscience*, 6(10), 833–836. <https://doi.org/10.1038/ngeo1887>
- Bernard, M., Steer, P., Gallagher, K., & Egholm, D. L. (2021). The Impact of Lithology on Fjord Morphology. *Geophysical Research Letters*, 48(16). <https://doi.org/10.1029/2021GL093101>
- Bondzio, J. H., Morlighem, M., Seroussi, H., Kleiner, T., Rückamp, M., Mouginit, J., Moon, T., Larour, E. Y., & Humbert, A. (2017). The mechanisms behind Jakobshavn Isbræ's acceleration and mass loss: A 3-D thermomechanical model study. *Geophysical Research Letters*, 44(12), 6252–6260. <https://doi.org/10.1002/2017GL073309>
- Bradwell, T., Small, D., Fabel, D., Smedley, R. K., Clark, C. D., Saher, M. H., Callard, S. L., Chiverrell, R. C., Dove, D., Moreton, S. G., Roberts, D. H., Duller, G. A. T., & Ó Cofaigh, C. (2019). Ice-stream demise dynamically conditioned by trough shape and bed strength. *Science Advances*, 5(4). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau1380>
- Braun, M. H., Malz, P., Sommer, C., Fariás-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., Soruco, A., Skvarca, P., & Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. In *Nature Climate Change* (Vol. 9, Issue 2, pp. 130–136). Nature Publishing Group. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>

- Bravo, C., Bozkurt, D., Ross, A. N., & Quincey, D. J. (2021). Projected increases in surface melt and ice loss for the Northern and Southern Patagonian Icefields. *Scientific Reports*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-021-95725-w>
- Brinkerhoff, D., Truffer, M., & Aschwanden, A. (2017). Sediment transport drives tidewater glacier periodicity. *Nature Communications*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00095-5>
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Käab, A., & Treichler, D. (2017). A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. *Nature Geoscience*, 10(9), 668–673. <https://doi.org/10.1038/ngeo2999>
- Carnahan, E., Catania, G., & Bartholomaus, T. C. (2022). Observed mechanism for sustained glacier retreat and acceleration in response to ocean warming around Greenland. *The Cryosphere*, 16(10), 4305–4317. <https://doi.org/10.5194/tc-16-4305-2022>
- Carrasco-Escaff, T., Rojas, M., Garreaud, R., Bozkurt, D., & Schaefer, M. (2023). Climatic control of the surface mass balance of the Patagonian Icefields. *The Cryosphere*, 17(3), 1127–1149. <https://doi.org/10.5194/tc-17-1127-2023>
- Catania, G. A., Stearns, L. A., Moon, T. A., Enderlin, E. M., & Jackson, R. H. (2020). Future Evolution of Greenland's Marine-Terminating Outlet

Glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(2).
<https://doi.org/10.1029/2018JF004873>

Catania, G. A., Stearns, L. A., Sutherland, D. A., Fried, M., Bartholomaeus, T., Morlighem, M., Shroyer, E., & Nash, J. (2018a). *Supporting Information for “Geometric Controls on Tidewater Glacier Retreat in Central Western Greenland.”*

Catania, G. A., Stearns, L. A., Sutherland, D. A., Fried, M. J., Bartholomaeus, T. C., Morlighem, M., Shroyer, E., & Nash, J. (2018b). Geometric Controls on Tidewater Glacier Retreat in Central Western Greenland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(8), 2024–2038.
<https://doi.org/10.1029/2017JF004499>

Collao-Barrios, G., Gillet-Chaulet, F., Favier, V., Casassa, G., Berthier, E., Dussaillant, I., Mouginot, J., & Rignot, E. (2018). Ice flow modelling to constrain the surface mass balance and ice discharge of San Rafael Glacier, Northern Patagonia Icefield. *Journal of Glaciology*, 64(246), 568–582. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.46>

Diez, A., Matsuoka, K., Ferraccioli, F., Jordan, T. A., Corr, H. F., Kohler, J., Olesen, A. V., & Forsberg, R. (2018). Basal Settings Control Fast Ice Flow in the Recovery/Slessor/Bailey Region, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 45(6), 2706–2715.
<https://doi.org/10.1002/2017GL076601>

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., & Ruiz, L. (2019a). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802–808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., & Ruiz, L. (2019b). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802–808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>

Enderlin, E. M., Howat, I. M., & Vieli, A. (2013). High sensitivity of tidewater outlet glacier dynamics to shape. *The Cryosphere*, 7(3), 1007–1015. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1007-2013>

Enderlin, E. M., O’Neel, S., Bartholomaus, T. C., & Joughin, I. (2018). Evolving Environmental and Geometric Controls on Columbia Glacier’s Continued Retreat. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(7), 1528–1545. <https://doi.org/10.1029/2017JF004541>

Falcini, F. A. M., Krabbendam, M., Selby, K. A., & Rippin, D. M. (2022). Using bed-roughness signatures to characterise glacial landform assemblages beneath palaeo-ice sheets. *Journal of Glaciology*, 68(269), 518–532. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.122>

Farinotti, D., Huss, M., Fürst, J. J., Landmann, J., Machguth, H., Maussion, F., & Pandit, A. (2019). A consensus estimate for the ice thickness

distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geoscience*, 12(3), 168–173. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>

Felikson, D., A. Catania, G., Bartholomäus, T. C., Morlighem, M., & Noël, B. P. Y. (2021). Steep Glacier Bed Knickpoints Mitigate Inland Thinning in Greenland. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 48, Issue 2). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1029/2020GL090112>

Felikson, D., Bartholomäus, T. C., Catania, G. A., Korsgaard, N. J., Kjær, K. H., Morlighem, M., Noël, B., Van Den Broeke, M., Stearns, L. A., Shroyer, E. L., Sutherland, D. A., & Nash, J. D. (2017a). Inland thinning on the Greenland ice sheet controlled by outlet glacier geometry. *Nature Geoscience*, 10(5), 366–369. <https://doi.org/10.1038/ngeo2934>

Felikson, D., Bartholomäus, T. C., Catania, G. A., Korsgaard, N. J., Kjær, K. H., Morlighem, M., Noël, B., Van Den Broeke, M., Stearns, L. A., Shroyer, E. L., Sutherland, D. A., & Nash, J. D. (2017b). Inland thinning on the Greenland ice sheet controlled by outlet glacier geometry. *Nature Geoscience*, 10(5), 366–369. <https://doi.org/10.1038/ngeo2934>

Frank, T., Åkesson, H., De Fleurian, B., Morlighem, M., & Nisancioglu, K. H. (2022). Geometric controls of tidewater glacier dynamics. *The Cryosphere*, 16(2), 581–601. <https://doi.org/10.5194/tc-16-581-2022>

Gardner, A. S., Moholdt, G., Scambos, T., Fahnestock, M., Ligtenberg, S., Van Den Broeke, M., & Nilsson, J. (2018). Increased West Antarctic

and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years. *The Cryosphere*, 12(2), 521–547. <https://doi.org/10.5194/tc-12-521-2018>

Haseloff, M., & Sergienko, O. V. (2018). The effect of buttressing on grounding line dynamics. *Journal of Glaciology*, 64(245), 417–431. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.30>

Hoffman, A. O., Christianson, K., Holschuh, N., Case, E., Kingslake, J., & Arthern, R. (2022). The Impact of Basal Roughness on Inland Thwaites Glacier Sliding. *Geophysical Research Letters*, 49(14). <https://doi.org/10.1029/2021GL096564>

IPCC. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. In *The Intergovernmental Panel on Climate Change*. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>

IPCC. (2022). High Mountain Areas. In *The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.004>

Irarrazaval, I., Dussailant, A., Vivero, S., Iribarren-Anacona, P., & Mariethoz, G. (2022). Ice Dynamics and Morphological Changes During Proglacial Lake Development at Exploradores Glacier, Patagonia. *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.791487>

- Joughin, I., Das, S. B., Flowers, G. E., Behn, M. D., Alley, R. B., King, M. A., Smith, B. E., Bamber, J. L., Van Den Broeke, M. R., & Van Angelen, J. H. (2013). Influence of ice-sheet geometry and supraglacial lakes on seasonal ice-flow variability. *The Cryosphere*, 7(4), 1185–1192. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1185-2013>
- Manquehual-Cheuque, F., & Somos-Valenzuela, M. (2021). Climate change refugia for glaciers in Patagonia. *Anthropocene*, 33. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2020.100277>
- Meierbachtol, T., Harper, J., & Johnson, J. (2016). Force balance along isunnguata Sermia, west Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 4. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00087>
- Millan, R., Mougintot, J., Rabatel, A., & Morlighem, M. (2022). Ice velocity and thickness of the world's glaciers. *Nature Geoscience*, 15(2), 124–129. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00885-z>
- Minowa, M., Schaefer, M., & Skvarca, P. (2023). Effects of topography on dynamics and mass loss of lake-terminating glaciers in southern Patagonia. *Journal of Glaciology*. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.42>
- Minowa, M., Schaefer, M., Sugiyama, S., Sakakibara, D., & Skvarca, P. (2021a). Frontal ablation and mass loss of the Patagonian icefields. *Earth and Planetary Science Letters*, 561, 116811. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3899570>

- Minowa, M., Schaefer, M., Sugiyama, S., Sakakibara, D., & Skvarca, P. (2021b). Frontal ablation and mass loss of the Patagonian icefields. *Earth and Planetary Science Letters*, 561, 116811. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3899570>
- Morlighem, M., Bondzio, J., Seroussi, H., Rignot, E., Larour, E., Humbert, A., & Rebuffi, S. (2016). Modeling of Store Gletscher's calving dynamics, West Greenland, in response to ocean thermal forcing. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2659–2666. <https://doi.org/10.1002/2016GL067695>
- Nye, J. F. (1960). The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 256(1287), 559–584. <https://doi.org/10.1098/rspa.1960.0127>
- Nye, J. F. (1963). On the Theory of the Advance and Retreat of Glaciers. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 7(4), 431–456. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1963.tb07087.x>
- O'Neel, S., Pfeffer, W. T., Krimmel, R., & Meier, M. (2005). Evolving force balance at Columbia Glacier, Alaska, during its rapid retreat. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(3). <https://doi.org/10.1029/2005JF000292>

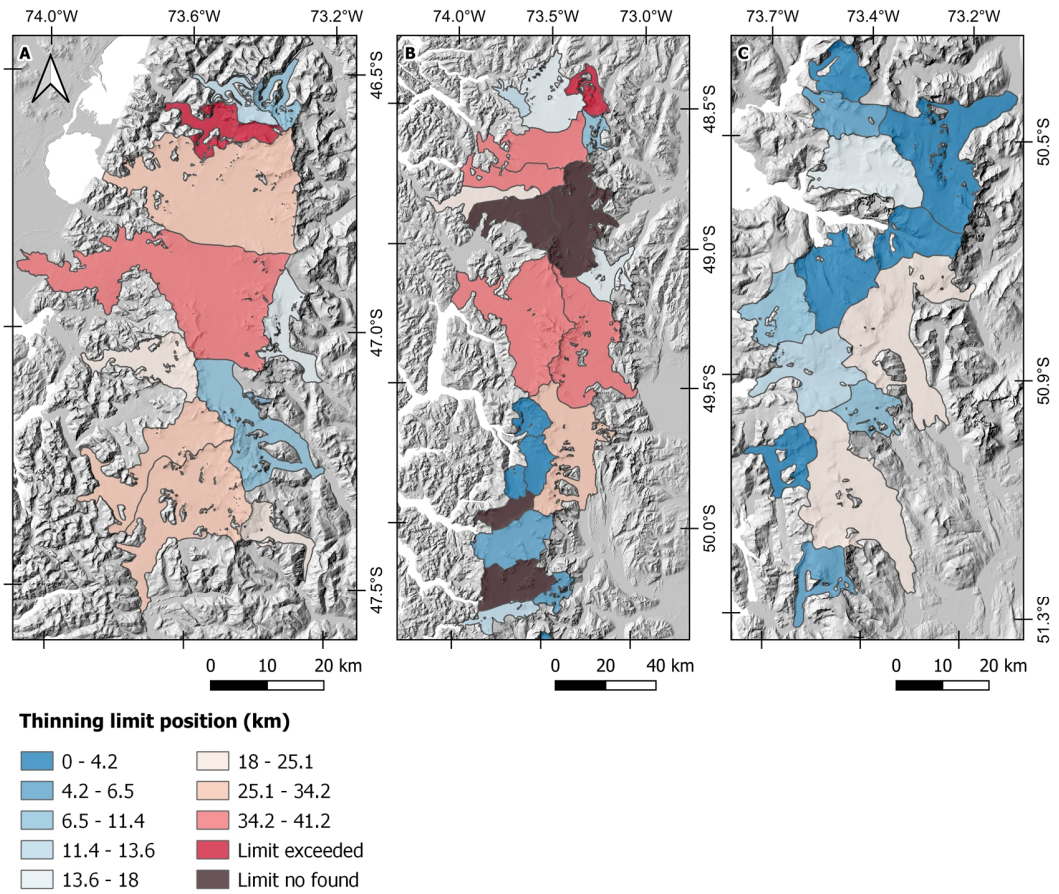
- Pfeffer, W. T. (2007). A simple mechanism for irreversible tidewater glacier retreat. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(3). <https://doi.org/10.1029/2006JF000590>
- Pfeffer, W. T., Arendt, A. A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., Hagen, J. O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E. S., Moholdt, G., Mölg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B. H., Rich, J., Sharp, M. J., ... Wyatt, F. R. (2014). The randolph glacier inventory: A globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60(221), 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>
- Post, A., O'Neel, S., Motyka, R. J., & Streveler, G. (2011). A complex relationship between calving glaciers and climate. *Eos*, 92(37), 305–306. <https://doi.org/10.1029/2011EO370001>
- Price, S. F., Bindschadler, R. A., Hulbe, C. L., & Blankenship, D. D. (2002). Force balance along an inland tributary and onset to Ice Stream D, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 48(160), 20–30. <https://doi.org/10.3189/172756502781831539>
- Riel, B., Minchew, B., & Joughin, I. (2021). Observing traveling waves in glaciers with remote sensing: New flexible time series methods and application to Sermeq Kujalleq (Jakobshavn Isbræ), Greenland. *The Cryosphere*, 15(1), 407–429. <https://doi.org/10.5194/tc-15-407-2021>

- Rivera, A. (2018). Glaciar Pío XI: La excepción a la tendencia de desglaciación en Patagonia Pio XI glacier: The exception to the deglaciation trend in Patagonia. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*. <https://doi.org/10.23854/07199562.2018541Rivera1>
- Rivera, A., Koppes, M., Bravo, C., & Aravena, J. C. (2012). Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past*, 8(2), 403–414. <https://doi.org/10.5194/cp-8-403-2012>
- Sakakibara, D., Sugiyama, S., Sawagaki, T., Marinsek, S., & Skvarca, P. (2013). Rapid retreat, acceleration and thinning of Glaciar Upsala, Southern Patagonia Icefield, initiated in 2008. *Annals of Glaciology*, 54(63), 131–138. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A236>
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., & Casassa, G. (2013). Modeling past and future surface mass balance of the Northern Patagonia Icefield. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 571–588. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20038>
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., Casassa, G., & Rignot, E. (2015). Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *The Cryosphere*, 9(1), 25–35. <https://doi.org/10.5194/tc-9-25-2015>

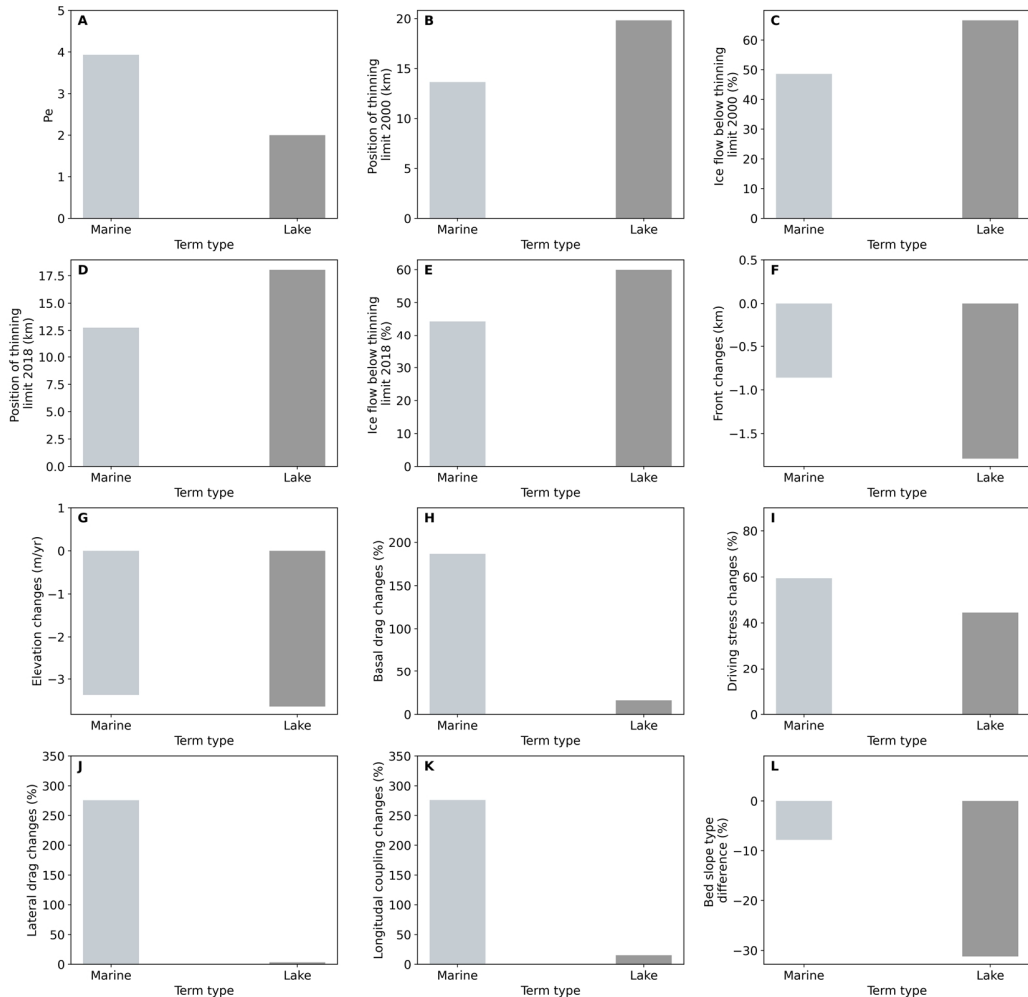
- Schoof, C., Davis, A. D., & Popa, T. V. (2017). Boundary layer models for calving marine outlet glaciers. *The Cryosphere*, 11(5), 2283–2303. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2283-2017>
- Stearns, L. A., Jezek, K. C., & Van Der Veen, C. J. (2005). Decadal-scale variations in ice flow along Whillans Ice Stream and its tributaries, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 51(172), 147–157. <https://doi.org/10.3189/172756505781829610>
- Stearns, L. A., & van der Veen, C. J. (2018). Friction at the bed does not control fast glacier flow. In *Science* (Vol. 361). <https://www.science.org>
- Van Der Veen, C. J., Plummer, J. C., & Stearns, L. A. (2011). Controls on the recent speed-up of Jakobshavn Isbræ, West Greenland. *Journal of Glaciology*, 57(204), 770–782. <https://doi.org/10.3189/002214311797409776>
- Van Der Veen, C. J., & Whillans, I. M. (1989). Force budget: I. Theory and numerical methods. *Journal of Glaciology*, 35(119), 53–60. <https://doi.org/10.3189/002214389793701581>
- Van Der Veen, C. J. (1996). Tidewater calving. *Journal of Glaciology*, 42(141), 375–385. <https://doi.org/10.3189/s0022143000004226>
- Weertman, J. (1957). On the Sliding of Glaciers. *Journal of Glaciology*, 3(21), 33–38. <https://doi.org/10.3189/S0022143000024709>

- Weertman, J., & Birchfield, G. E. (1983). Basal Water Film, Basal Water Pressure, and Velocity of Traveling Waves on Glaciers. *Journal of Glaciology*, 29(101), 20–27. <https://doi.org/10.3189/S0022143000005116>
- Yan, X., Ma, J., Ma, X., Chen, P., Wang, S., Wei, Y., Zhu, G., & Zhang, W. (2021). Hydrothermal combination and geometry control the spatial and temporal rhythm of glacier flow. *Science of the Total Environment*, 760. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144315>
- Zheng, W. (2022). Glacier geometry and flow speed determine how Arctic marine-terminating glaciers respond to lubricated beds. *The Cryosphere*, 16(4), 1431–1445. <https://doi.org/10.5194/tc-16-1431-2022>
- Zheng, W., Pritchard, M. E., Willis, M. J., & Stearns, L. A. (2019). The Possible Transition From Glacial Surge to Ice Stream on Vavilov Ice Cap. *Geophysical Research Letters*, 46(23), 13892–13902. <https://doi.org/10.1029/2019GL084948>

7. ANEXOS

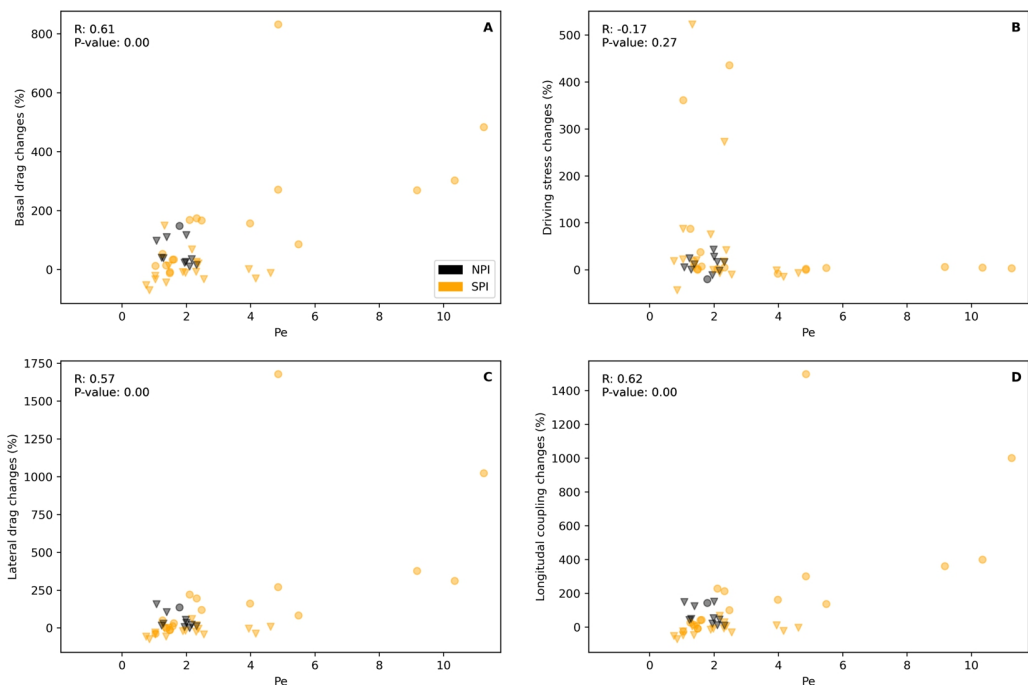


Anexo 1. Posición del límite de adelgazamiento en 2018 en glaciares de PI. A) NPI. B) SPI. C) Continuación SPI.



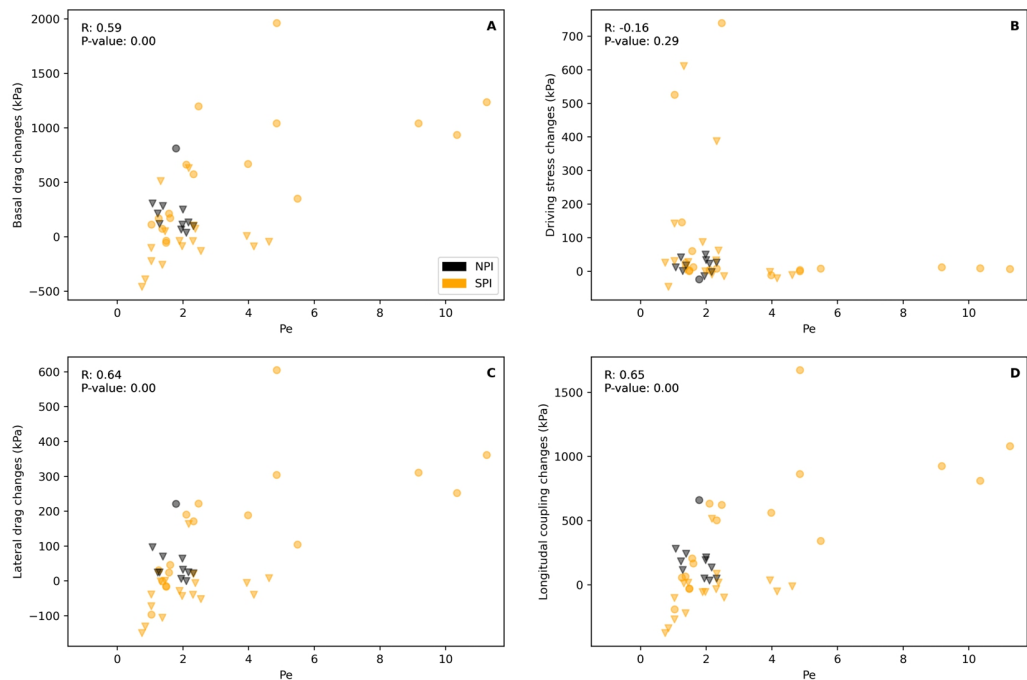
Anexo 2. Múltiples variables (en términos de media) analizadas respecto al tipo de término en glaciares de PI. A) Numero de Péclet según el tipo de término. B) Posición del límite de adelgazamiento en el 2000 según el tipo de término. C) Flujo de hielo bajo el límite de adelgazamiento en el 2000 según el tipo de término. D) Posición del límite de adelgazamiento en el 2018 según el tipo de término. E) Flujo de hielo bajo el límite de adelgazamiento en el 2018 según el tipo de término. F) Cambios terminales según el tipo de término. G) Cambios de elevación según el tipo de término. H) Cambios del estrés basal según el tipo de

término. I) Cambios del estrés de conducción según el tipo de término. J) Cambios del arrastre lateral según el tipo de término. K) Cambios del acoplamiento longitudinal según el tipo de término. L) Diferencia de tipo pendiente del lecho según el tipo de término.

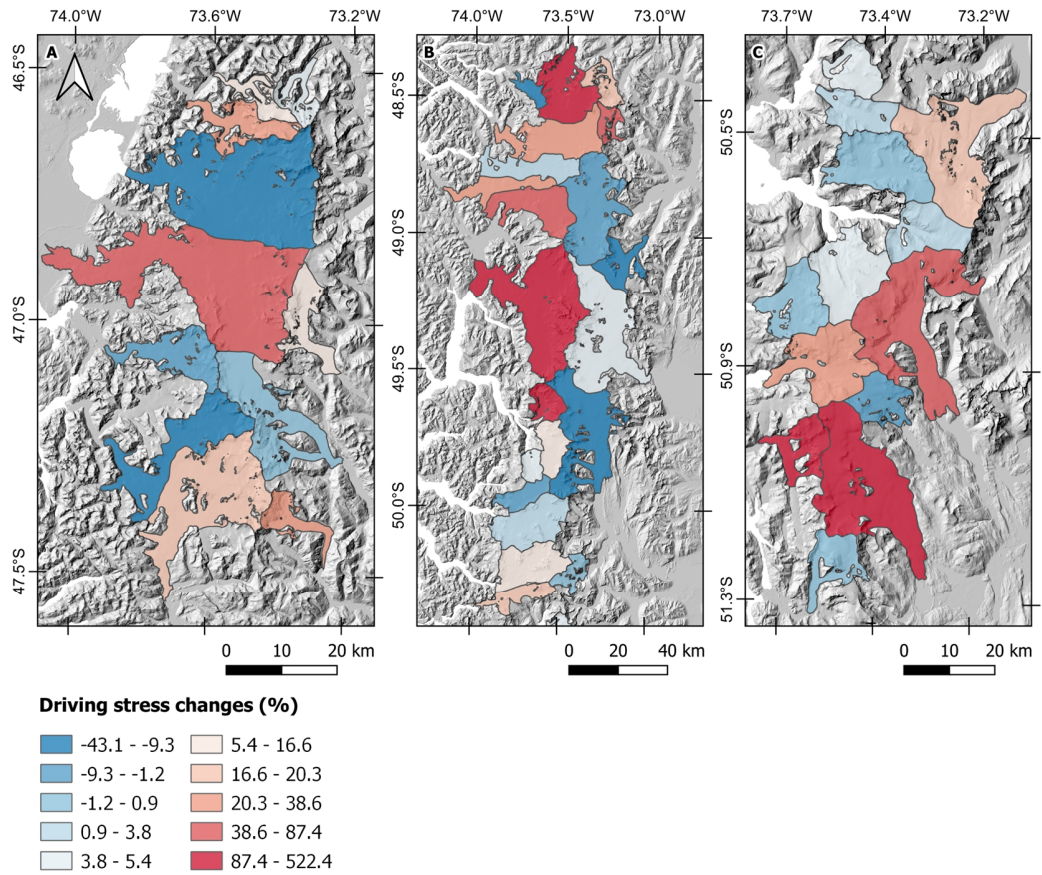


Anexo 3. Cambios porcentuales del balance de fuerza respecto al número de Péclét para los primeros 5 km del término en glaciares de PI durante el periodo 2000-2018. Los glaciares que terminan en mar se representan en forma de círculo y los que terminan en lago como triangulo invertido. A) Cambios porcentuales del arrastre basal respecto al número de Péclét. B) Cambios porcentuales del estrés de conducción respecto al número de Péclét. C) Cambios porcentuales del arrastre lateral respecto al número de Péclét. D) Cambios porcentuales del

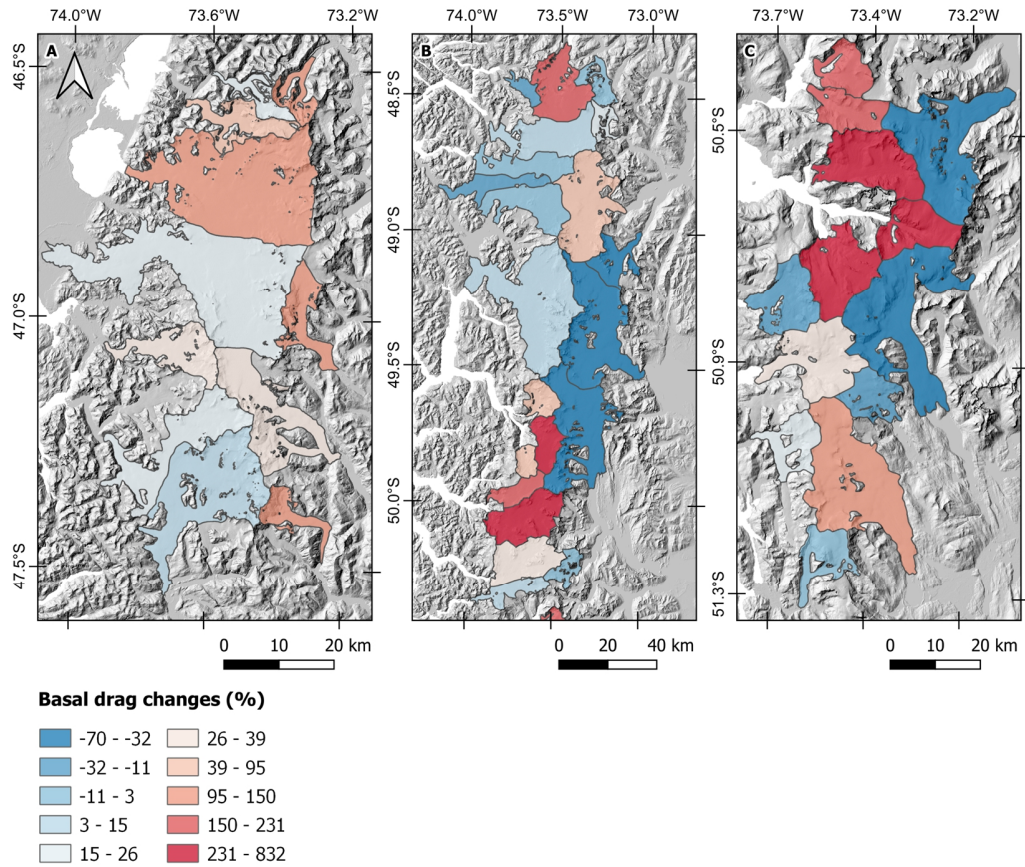
acoplamiento longitudinal respecto al número de Péclet. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.



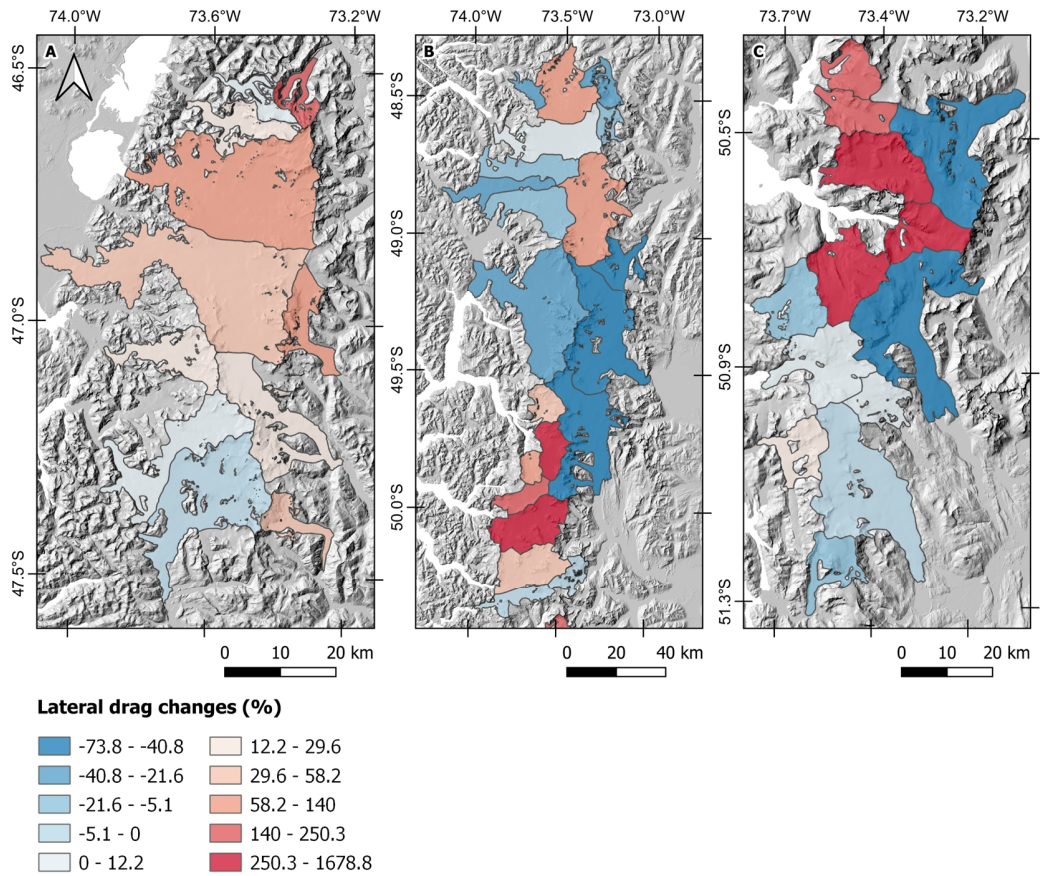
Anexo 4. Cambios del balance de fuerza respecto al número de Péclet para los primeros 5 km del término en glaciares de PI durante el periodo 2000-2018. A) Cambios del arrastre basal respecto al número de Péclet. B) Cambios del estrés de conducción respecto al número de Péclet. C) Cambios del arrastre lateral respecto al número de Péclet. D) Cambios del acoplamiento longitudinal respecto al número de Péclet. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.



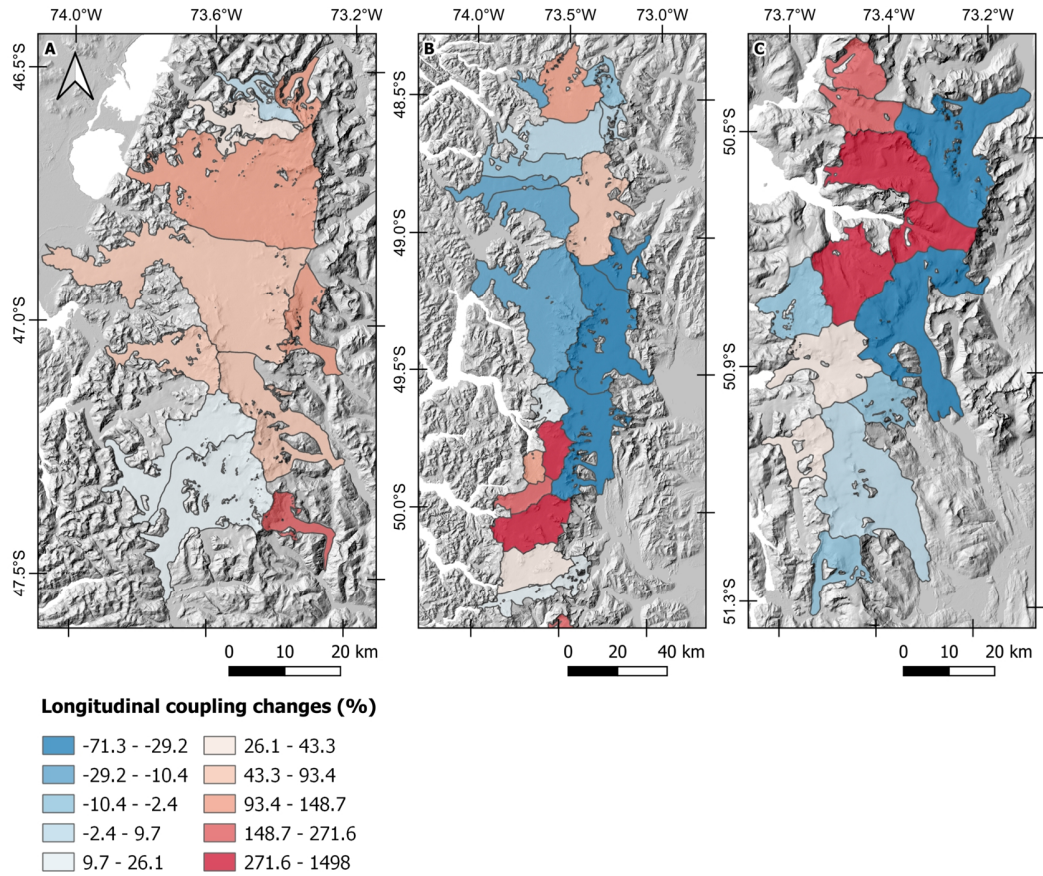
Anexo 5. Cambios porcentuales del estrés de conducción para los primeros 5 km del término en glaciares de PI durante el periodo 2000-2018. A) NPI. B) SPI. C) Continuación SPI.



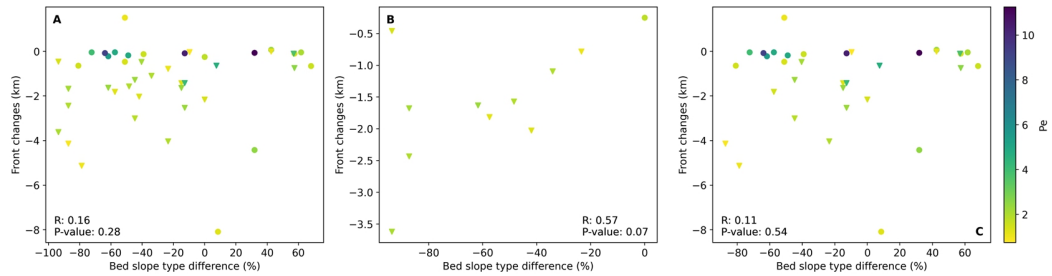
Anexo 6. Cambios porcentuales del arrastre basal para los primeros 5 km del término en glaciares de PI durante el periodo 2000-2018. A) NPI. B) SPI. C) Continuación SPI.



Anexo 7. Cambios porcentuales del arrastre lateral para los primeros 5 km del término en glaciares de PI durante el periodo 2000-2018. A) NPI. B) SPI. C) Continuación SPI.



Anexo 8. Cambios porcentuales del acoplamiento longitudinal para los primeros 5 km del término en glaciares de PI durante el periodo 2000-2018. A) NPI. B) SPI. C) Continuación SPI.



Anexo 9. A) Cambios terminales respecto a la diferencia del tipo de pendiente del lecho en glaciares de PI. B) Cambios terminales respecto a la diferencia del tipo de pendiente del lecho en glaciares de NPI. C) Cambios terminales respecto a la diferencia del tipo de pendiente del lecho en glaciares de SPI. Los glaciares que terminan en mar se representan en forma de circulo y los que terminan en lago como triangulo invertido. El p-valor en los gráficos deriva de un ajuste lineal.