



**UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA**

**DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES**

Valparaiso - Chile

**ANÁLISIS COMPARATIVO DE MODELOS DE ABLACIÓN  
GLACIAR Y SU RELACIÓN CON LA INFLUENCIA  
ANTROPOGÉNICA LOCAL**

**CASOS DE ESTUDIO: GLACIAR PALOMA NORTE Y GLACIAR YESO, ANDES  
CENTRALES, CHILE**

**Felipe McCracken Trejo**

Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil

Diciembre, 2025



**UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA**

**DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES**

Valparaiso - Chile

# **ANÁLISIS COMPARATIVO DE MODELOS DE ABLACIÓN GLACIAR Y SU RELACIÓN CON LA INFLUENCIA ANTROPOGÉNICA LOCAL**

**CASOS DE ESTUDIOS: GLACIAR PALOMA NORTE Y GLACIAR YESO, ANDES  
CENTRALES, CHILE**

Memoria de Título presentada por

**Felipe McCracken Trejo**

como requisito para optar al grado de

**Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil**

**Profesor Guía**

Dra. Lina Mabel Castro Heredia

**Profesor Co-guía**

Dr. Francisco Cereceda-Balic

Dr. Gonzalo Barcaza

Diciembre, 2025



## CONSTANCIA DE VALIDACIÓN Y CONFIDENCIALIDAD DE MONOGRAFÍA A REPOSITORIO ACADÉMICO

### 1.- IDENTIFICACIÓN DEL TRABAJO ACADÉMICO

**Tipo de monografía (marcar una opción):**  Memoria o trabajo de título  Tesis de Postgrado

**Título del trabajo:** ANÁLISIS COMPARATIVO DE MODELOS DE ABLACIÓN GLACIAR Y SU RELACIÓN CON LA INFLUENCIA ANTROPOGÉNICA LOCAL. CASOS DE ESTUDIO: GLACIAR PALOMA NORTE Y GLACIAR YESO, ANDES CENTRALES, CHILE

**Nombre del candidato(a):** Felipe McCracken Trejo

**Carrera / Grado:** Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil

**Campus:** Casa Central **Departamento:** Obras Civiles

### 2.- VALIDACIÓN DEL PROFESOR GUÍA/DIRECTOR DE TESIS

Yo, Dr.a Lina Mabel Castro Heredia, en mi calidad de profesor(a) guía/director(a) del trabajo académico mencionado anteriormente **DEJO CONSTANCIA** que:

- He revisado esta versión del documento y corresponde a la versión final aprobada del trabajo.
- El trabajo cumple con los requisitos académicos y de formato establecidos por la institución.

### 3.- EVALUACIÓN DE CONFIDENCIALIDAD POR PROPIEDAD INDUSTRIAL (marcar una opción)

El trabajo **NO contiene** información que amerite confidencialidad y puede ser publicado de inmediato en repositorio con acceso abierto.

El trabajo **CONTIENE** información con potenciales implicancias de propiedad industrial o intelectual y requiere un periodo de confidencialidad (**embargo**) por (**marcar una opción**):

6 meses  12 meses  2 años  3 años  5 años  10 años

**Fundamentación de la necesidad de confidencialidad (obligatorio si se solicita embargo):**

---

---

---

### 4.- FIRMAS

**Profesor(a) guía o director(a) de memoria o tesis:**

**Fecha:** 22 dic 2025

**Firma:**

*Lina Mabel Castro H*

**Estudiante o Candidato(a):**

**Fecha:** 22-12-2025

**Firma:**

*[Firma manuscrita]*

*Este formulario debe ser insertado como página 2 de la memoria o tesis, completado y firmado por estudiante y profesor(a) antes de la entrega en portal PRISMA de Biblioteca USM.*

## Agradecimientos

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mis padres, Sergio y Paula, por su apoyo incondicional y por acompañarme en cada etapa de mi vida, siempre enseñándome que con esfuerzo y perseverancia se alcanzan grandes metas. A mi familia y amigos, por estar siempre presentes y dispuestos a compartir momentos de desconexión (muy necesarios en cada semestre), y en especial a mi pareja Catalina, quien fue mi principal motor y apoyo cotidiano en los momentos de dudas y altibajos, impulsándome constantemente a ser mejor.

Agradezco también a mis profesores y mentores que me acompañaron durante este proceso y que marcaron mi camino académico y personal en los últimos años. En particular, al Dr. Francisco Cereceda, por su apoyo y la oportunidad brindada desde el inicio para emprender este desafío, a mi profesora guía, la Dra. Lina Castro, por su confianza y soporte constante en las distintas etapas del programa, lo que me permitió llegar de la mejor forma a la meta. Asimismo, agradezco a los doctores María Florencia Ruggeri, Tomás Bolaño, Magín Lapuerta y Gonzalo Barcaza, investigadores con los cuales tuve la oportunidad de compartir en distintas instancias del magíster, de quienes he aprendido enormemente sobre la ciencia, los desafíos y las oportunidades que se presentan en la investigación, siempre confiando en mi trabajo.

Extiendo mi gratitud a mis compañeros del magíster, con quienes compartí aprendizajes, discusiones y experiencias que enriquecieron este proceso.

La presente investigación se ha realizado con el apoyo financiero de la Universidad Técnica Federico Santa María, el CETAM-UTFSM y los Proyectos Internos Multidisciplinarios PI\_M\_2020\_58 y PI\_M\_24\_03. Asimismo, se agradece el financiamiento de los proyectos de ANID, pertenecientes al Ministerio de Ciencia, Tecnología, Conocimiento e Innovación de Chile: Fondecyt de Iniciación N° 11220525 y N° 11220482; Fondecyt Regular N° 1221526; FOVI210064; y el Proyecto Anillo ACONCAGUA N° ACT210021.



DEPARTAMENTO DE  
OBRAS CIVILES  
UNIVERSIDAD TÉCNICA  
FEDERICO SANTA MARÍA



*"El éxito no es un accidente. Es trabajo duro, perseverancia, aprendizaje, estudio, sacrificio y, sobre todo, amor por lo que estás haciendo o aprendiendo a hacer." — Pelé*

## Tabla de contenido

<b>RESUMEN</b> .....	i
<b>I. INTRODUCCIÓN</b> .....	2
<b>II. MATERIALES Y METODOLOGÍA</b> .....	4
<b>1. Área de interés</b> .....	4
<b>1.1. Ubicación y zona de estudio</b> .....	4
<b>1.2. Clima</b> .....	7
<b>1.3. Contexto geomorfológico de la zona</b> .....	8
<b>1.4. Geología local</b> .....	9
<b>2. Datos</b> .....	11
<b>2.1. Imágenes satelitales (Landsat)</b> .....	11
<b>2.2. Datos altitudinales y de elevación glaciar</b> .....	11
<b>2.3. Datos de composición atmosférica (CAM5 y MERRA-2)</b> .....	12
<b>2.4. Datos meteorológicos</b> .....	14
<b>2.5. Observaciones atmosféricas in situ (Laboratorios NUNATAKS)</b> .....	16
<b>2.6. Modelación de trayectorias atmosféricas: HYSPLIT</b> .....	16
<b>3. Metodología</b> .....	18
<b>3.1. Caracterización superficial de glaciares a partir de sensores remotos</b> ... 19	
3.1.1. Delimitación glaciar y cálculo de parámetros morfométricos .....	19
3.1.2. Estimación de albedo superficial.....	20
3.1.3. Estimación del balance de masa geodésico .....	21
<b>3.2. Datos meteorológicos y reanálisis atmosférico</b> .....	22
3.2.1. Estaciones DGA.....	22
3.2.2. Reanálisis meteorológico: CR2MET, ERA5 y Explorador solar .....	23
3.2.3. Reanálisis de aerosoles: CAM5 y MERRA-2 .....	24
<b>3.3. Modelación del transporte de aerosoles</b> .....	26
3.3.1. Simulación de trayectorias con HYSPLIT .....	26
3.3.2. Integración con eventos de contaminación .....	27
3.3.3. Análisis de frecuencia de trayectorias.....	27
<b>3.4. Modelamiento glaciológico con COSIPY</b> .....	28
<b>3.5. Análisis multivariable y atribución de cambios glacioclimáticos</b> .....	33
3.5.1. Análisis de tendencias climáticas y glaciológicas .....	33
3.5.2. Limitaciones y criterios de selección temporal .....	34

3.5.3. Regresión múltiple y contribuciones porcentuales.....	34
<b>III. RESULTADOS.....</b>	<b>36</b>
<b>1. Caracterización superficial de glaciares a partir de sensores remotos .....</b>	<b>36</b>
1.1. Delimitación glaciar y cálculo de parámetros morfométricos .....	36
1.2. Estimación de albedo superficial.....	41
1.3. Estimación del balance de masa geodésico .....	45
<b>2. Datos meteorológicos y reanálisis atmosférico .....</b>	<b>49</b>
2.1. Estaciones DGA.....	49
2.2. Análisis y validación de reanálisis Meteorológico: CR2MET y ERA5 .....	50
2.3. Explorador solar.....	52
<b>3. Reanálisis de aerosoles .....</b>	<b>53</b>
<b>4. Modelación del transporte de aerosoles .....</b>	<b>59</b>
4.1. Retrotrayectorias asociadas a eventos extremos de BC y OC (GPN y GY)	60
4.2. Trayectorias forward desde focos emisores regionales (casos	63
seleccionados).....	
4.3. Conectividad y ventanas críticas de deposición estacional.....	70
<b>5. Modelamiento glaciológico .....</b>	<b>71</b>
5.1. Calibración geodésica por periodos .....	71
5.2. GPN – Balance de masa y energía superficiales .....	72
5.3. GY – Balance de masa y energía superficiales.....	78
5.4. Comparación de escenarios y glaciares.....	83
<b>6. Análisis multivariable y atribución .....</b>	<b>86</b>
6.1. Análisis preliminar: Tendencias y relaciones bivariadas .....	86
6.2. Modelos multivariables y contribución de factores .....	88
6.3. Atribución del retroceso glaciar: Clima vs. Contaminación.....	92
<b>IV. DISCUSIÓN .....</b>	<b>94</b>
<b>1. Efecto local en el retroceso de Paloma Norte .....</b>	<b>95</b>
<b>2. Dinámica y control climático en el Glaciar Yeso .....</b>	<b>96</b>
<b>3. Limitaciones del estudio y perspectivas de investigación futura .....</b>	<b>96</b>
<b>V. CONCLUSIÓN .....</b>	<b>98</b>
<b>VI. REFERENCIAS .....</b>	<b>100</b>
<b>VII. ANEXOS .....</b>	<b>113</b>

## Índice de figuras

Fig. 1. Área de estudio, con los glaciares de interés indicados por los rectángulos verde (GY) y celeste (GPN). .....	4
Fig. 2. Ubicación de los Clúster glaciares a los que pertenecen el GPN (recuadro celeste) y GY (recuadro verde). Ambos están asociados al clúster DA2 (fondo azul). .....	6
Fig. 3. Zonas climáticas de Chile. Cuadro rojo indica aproximadamente la limitación de la cuenca del río Maipo, las zonas de interés. ....	7
Fig. 4. Comparación de las curvas hipsométricas de las cuencas río Olivares y Yeso, Andes Centrales. Se observa una distribución altitudinal característica de cuencas de montaña andinas, con predominio de altitudes intermedias y altas pendientes, representativas de un relieve joven en equilibrio erosivo dentro de un orógeno activo como los Andes Centrales. ....	8
Fig. 5. Mapa geológico simplificado. En el recuadro celeste se delimita el área de estudio del GPN y en el recuadro verde claro, el área de estudio del GY. ....	10
Fig. 6. Diagrama metodológico integrado para la evaluación del retroceso glaciar en los Andes Centrales de Chile (Parte 1). .....	18
Fig. 7. Diagrama metodológico integrado para la evaluación del retroceso glaciar en los Andes Centrales de Chile (Parte 2). .....	19
Fig. 8. Esquema del funcionamiento interno de COSIPY .....	28
Fig. 9. Variación superficial de los glaciares GPN y GY entre 1990 y 2024. ....	36
Fig. 10. Distribución de la orientación del glaciar GPN. ....	38
Fig. 11. Distribución de la pendiente del glaciar GPN. ....	38
Fig. 12. Distribución de la orientación del glaciar GY. ....	39
Fig. 13. Distribución de la pendiente del glaciar GY. ....	40
Fig. 14. Curvas hipsométricas acumuladas de los glaciares GPN y GY. ....	41
Fig. 15. Variación interanual del albedo en los glaciares GPN y GY durante el verano austral (1990–2024). ....	42
Fig. 16. Distribución espacial del albedo superficial derivado de Landsat 8 y ubicación de las estaciones glaciológicas DGA utilizadas para la validación. a) Validación referencial en GOA, donde la estación GOA se localiza a aproximadamente 300 m al noroeste del frente glaciar (escena del 26 de enero de 2020). b) Validación directa en GY, cuya estación se encuentra directamente sobre la superficie del hielo (escena del 9 de enero de 2014). Los contornos glaciares corresponden al IPG 2022, versión 2. ....	43
Fig. 17. Validación del albedo de Landsat 8 con datos in situ de la estación glaciológica DGA sobre el Glaciar Yeso (GY). ....	44
Fig. 18. Validación referencial del albedo de Landsat 8 con datos in situ de la estación glaciológica 05706005-0 asociada al glaciar GOA. ....	44
Fig. 19. Distribución del balance de masa geodésico (m w.e./año) para los glaciares Paloma Norte y Yeso, obtenidas a partir de la comparación entre (a) SRTM y ALOS World 3D y (b) ICESat-2 y ALOS World 3D. Se muestran los valores centrales, rango intercuartil y bigotes limitados a $1.0 \times IQR$ . ....	45
Fig. 20. Distribución de la precipitación anual acumulada y la temperatura media anual para las estaciones Yeso Embalse (YE) y Río Olivares ante junta Río Colorado (RO) durante el periodo hidrológico 1990–2020. Se incluyen las tendencias de Mann–Kendall y el coeficiente de correlación de Pearson entre series. ....	50

Fig. 21. Distribución de la precipitación anual acumulada y la temperatura media anual para los datos de reanálisis de CR2Met (a) y ERA5 (b) durante el periodo hidrológico 1990–2020. Se incluyen las tendencias de Mann–Kendall y el coeficiente de correlación de Pearson entre series.

..... 51

Fig. 22. Distribución de la radiación global anual ( $W/m^2$ ) en los glaciares GPN y GY para condiciones de exposición directa (izquierda) y de sombra topográfica (derecha) durante el periodo 2004-2016.

..... 53

Fig. 23. Distribución de la concentración superficial de BC en GPN y GY (MERRA-2, 1990-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de las concentraciones diarias ( $\mu g\ m^{-3}$ ) en ambos glaciares. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de BC de ambos glaciares.

..... 55

Fig. 24. Distribución de la concentración superficial de MD en GPN y GY (MERRA-2, 1990-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de las concentraciones diarias ( $\mu g\ m^{-3}$ ) en ambos glaciares. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de MD ambos glaciares.

..... 55

Fig. 25. Distribución de la concentración superficial de OC en GPN y GY (MERRA-2, 1990-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de las concentraciones diarias ( $\mu g\ m^{-3}$ ) en ambos glaciares. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de OC de ambos glaciares.

..... 56

Fig. 26. Distribución del flujo de emisión mensual de BC antropogénico en GPN y GY (CAMSGLOB-ANT, 2000-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de los flujos de emisión mensuales ( $\mu g/m^2/año$ ) en el píxel correspondiente a cada glaciar. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de BC de ambos glaciares.

..... 57

Fig. 27. Distribución del flujo de emisión mensual de OC antropogénico en GPN y GY (CAMSGLOB-ANT, 2000-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de los flujos de emisión mensuales ( $\mu g/m^2/año$ ) en el píxel correspondiente a cada glaciar. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de BC de ambos glaciares.

..... 57

Fig. 28. Comparación mensual entre concentraciones de BC de MERRA-2 y observaciones en superficie para NNTK-1 (MAAP; a-b) y NNTK-2 (MAGEE; c-d). Se muestran las relaciones para las series crudas (a, c) y corregidas (b, d), junto con los valores de correlación (r), error cuadrático medio (RMSE) y sesgo. La corrección elimina el sesgo y reduce significativamente el RMSE en ambos sitios, mejorando la correspondencia entre el reanálisis y los datos observados. ....	59
Fig. 29. Frecuencia acumulada (%) de retrotrayectorias de 72 h asociadas a eventos extremos BC+OC (percentil 95) en GPN para 2007–2019. Intervalos de clase de 10 %. La ☆ amarilla representa de forma referencial la ciudad de Santiago.....	61
Fig. 30. Frecuencia acumulada (%) de retrotrayectorias de 72 h asociadas a eventos extremos BC+OC (percentil 95) en GY para 2007–2019. Intervalos de clase de 10 %. La ☆ amarilla representa de forma referencial la ciudad de Santiago.....	62
Fig. 31. Trayectorias forward de 72 h desde Codelco Andina (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAMS. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.....	64
Fig. 32. Trayectorias forward de 72 h desde Los Bronces (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAMS. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.....	65
Fig. 33. Trayectorias forward de 72 h desde La Perla (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAMS. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.....	66
Fig. 34. Trayectorias forward de 72 h desde Romeral (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAMS. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.....	67
Fig. 35. Trayectorias forward de 72 h desde ciudad de Santiago (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAMS. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.....	68
Fig. 36. Serie temporal del SMB anual (barras azules) y de la temperatura media del aire (línea negra) para el glaciar GPN durante 1990–2023, bajo los escenarios de albedo SL (panel a) y SC (panel b). ....	74
Fig. 37. Serie temporal del SEB anual modelado para el glaciar GPN bajo escenarios SL y SC en el período 1990–2023. ....	75
Fig. 38. Distribución espacial promedio interanual del SMB y SEB (1990–2023) para el glaciar GPN bajo escenarios SC (real) y SL (ideal). ....	77
Fig. 39. Serie temporal del SMB anual (barras azules) y de la temperatura media del aire (línea negra) para el glaciar GY durante 1990–2023, bajo los escenarios de albedo SL (panel a) y SC (panel b). ....	79
Fig. 40. Serie temporal del SEB anual modelado para el glaciar GY bajo escenarios SL y SC en el período 1990–2023. ....	80
Fig. 41. Distribución espacial promedio interanual del SMB y SEB (1990–2023) para el glaciar GY bajo escenarios SC (real) y SL (ideal).....	82
Fig. 42. Boxplots del SEB anual para los glaciares GPN y GY bajo los escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC), incluyendo el coeficiente de tendencia de Mann–Kendall ( $\tau$ ) y su significancia estadística (p) para el período 1990–2023. ....	84

Fig. 43. Boxplots del SMB anual para los glaciares GPN y GY bajo los escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC), incluyendo el coeficiente de tendencia de Mann–Kendall ( $\tau$ ) y su significancia estadística ( $p$ ) para el período 1990–2023. ....	84
Fig. 44. Métricas de ajuste ( $R^2$ , RMSE, MAE) de los modelos univariados que relacionan el área glaciaria anual con cada predictor individual (MD, BC+OC, $T^\circ$ , Pp) para GPN (gris claro) y GY (gris oscuro).....	88
Fig. 45. Métricas de ajuste ( $R^2$ , RMSE, MAPE) de los modelos multivariable que relacionan el área glaciaria anual con cada predictor individual (MD, $T^\circ$ , Pp, BC+OC) para GPN (azul) y GY (morado). ....	90
Fig. 46. Aporte acumulado al cambio de área glaciaria ( $\text{km}^2$ ) de cada predictor (BC+OC, MD, $T^\circ$ y Pp) en los glaciares GPN y GY durante el período 1990–2021, estimado a partir de los coeficientes no estandarizados del modelo de regresión multivariable y de las tendencias temporales de cada variable. ....	91

## Índice de tablas

Tabla 1. Resumen de imágenes Landsat seleccionadas .....	11
Tabla 2. Tracks ICESat-2 por glaciar y año.....	12
Tabla 3. Comparación de cobertura altimétrica.....	12
Tabla 4. Comparación de productos utilizados para caracterización de aerosoles atmosféricos.....	13
Tabla 5. Descripción de estaciones de monitoreo meteorológico de la DGA utilizadas en el estudio.....	14
Tabla 6. Comparación de los productos grillados de reanálisis climáticos. ....	15
Tabla 7. Especificaciones técnicas de productos de reanálisis de aerosoles. ....	26
Tabla 8. Parámetros de entrada del modelo COSIPY .....	29
Tabla 9. Ajustes de las constantes o parámetros libres de COSIPY.....	30
Tabla 10. Evolución de la superficie glaciar del GPN entre 1990 y 2024, con variación porcentual acumulada por período. ....	37
Tabla 11. Evolución de la superficie glaciar del GY entre 1990 y 2024, con variación porcentual acumulada por período. ....	37
Tabla 12. Comparación del balance de masa geodésico entre GPN y GY para el periodo ~2000-2010 (SRTM – ALOS). ....	46
Tabla 13. Comparación del balance de masa geodésico entre GPN y GY para el periodo ~2010-2024 (ICESat-2 – ALOS). ....	46
Tabla 14. Comparación entre las tasas de balance de masa estimadas en este estudio para el GPN y las reportadas en la literatura. Se incluyen los autores, el periodo de análisis, el número de años y el valor del balance medio específico en metros de agua equivalente por año (m.a.e./año). ....	47
Tabla 15. Comparación entre los resultados obtenidos en este estudio para el GY y los reportes disponibles en la literatura científica. Se detallan las fuentes, el periodo considerado, la duración del intervalo y el valor del balance de masa específico en m.a.e./año. ....	48
Tabla 16. Resumen de los estadísticos de validación (KGE y correlación de Pearson) para las variables de precipitación y temperatura de los reanálisis CR2MET y ERA5, evaluados contra el conjunto de estaciones de referencia DGA.....	51
Tabla 17. Distribución estacional de los eventos extremos coincidentes entre glaciares para los años 2007 a 2019.....	63
Tabla 18. Desempeño de la calibración geodésica del modelo COSIPY para los glaciares GPN y GY en los periodos 2000–2010 y 2011–2023. Se indica el error sistemático (MB_mod – MB_geo), la raíz del error cuadrático medio (RMSE), la desviación estándar de los residuos ( $\sigma$ ) y la evaluación cualitativa según el criterio de Temme et al. (2023).....	72
Tabla 19. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GPN en el subperíodo 1990–2010, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico $\tau$ de Mann–Kendall, su significancia ( $p$ ) y la pendiente de Theil–Sen. ....	72
Tabla 20. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GPN en el subperíodo 2010–2023, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico $\tau$ de Mann–Kendall, su significancia ( $p$ ) y la pendiente de Theil–Sen. ....	73

Tabla 21. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GY en el subperíodo 1990–2010, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico $\tau$ de Mann–Kendall, su significancia (p) y la pendiente de Theil–Sen.....	78
Tabla 22. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GY en el subperíodo 2010–2023, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico $\tau$ de Mann–Kendall, su significancia (p) y la pendiente de Theil–Sen.....	78
Tabla 23. Comparación del SEB y SMB anuales entre los glaciares GPN y GY para el período 1990–2010, bajo escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC). La diferencia absoluta se define como $GY - GPN$ y el cambio relativo (%) se calcula tomando el valor de GPN como referencia. ....	84
Tabla 24. Comparación del SEB y SMB anuales entre los glaciares GPN y GY para el período 2011–2023, bajo escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC). La diferencia absoluta se define como $GY - GPN$ y el cambio relativo (%) se calcula tomando el valor de GPN como referencia. ....	85
Tabla 25. Coeficientes de correlación de Pearson entre el área glaciar y las variables climáticas ( $T^\circ$ , $P_p$ , SEB, SMB) y de contaminación (BC+OC, MD) en GPN y GY. ....	87
Tabla 26. Coeficientes estandarizados ( $\beta$ ), porcentaje de contribución al $R^2$ y coeficientes de inflación de la varianza (VIF) para los predictores seleccionados en los modelos multivariados de GPN y GY. ....	89
Tabla 27. Coeficientes estandarizados ( $\beta$ ), porcentaje de contribución al $R^2$ y coeficientes de inflación de la varianza (VIF) para los predictores seleccionados en los modelos multivariados de GPN y GY. ....	91
Tabla 28. Síntesis comparativa de indicadores clave para GPN y GY en el período 1990-2024. ....	94

## **RESUMEN**

Esta investigación cuantifica la diferencia en el retroceso de los glaciares Paloma Norte (GPN) y Yeso (GY) en los Andes Centrales de Chile durante el período 1990–2024. A pesar de su proximidad y de estar sometidos al mismo forzante climático regional (megasecuía), el GPN ha perdido ~78 % de su superficie, mientras que el GY ha perdido ~47 %, y el oscurecimiento ha sido aproximadamente el doble en GPN. La hipótesis central es que esta divergencia no se explica solo por el clima regional, sino por un fuerte gradiente local de exposición a aerosoles absorbentes de luz (LAPs) asociados a fuentes antropogénicas próximas (faenas mineras a <3 km del GPN).

Para evaluarlo, se aplicó un enfoque metodológico integrado. Primero, se cuantificaron la pérdida de área y la reducción del albedo mediante teledetección para 1990–2024. Segundo, se modeló el balance de masa superficial (SMB) y el balance de energía (SEB) con el modelo físico COSIPY bajo dos escenarios de albedo: uno prístino/ideal (SL) y otro observado/real (SC) para 1990–2010 y 2011–2023. Tercero, el modelo fue calibrado y validado rigurosamente frente a balances de masa geodésicos obtenidos a partir de ICESat-2 y AW3D30 (2011–2023). Finalmente, se aplicaron modelos de regresión lineal múltiple (MRLM, 1990–2021) y un análisis de atribución física para descomponer el retroceso en contribuciones asociadas a forzantes climáticos ( $T^\circ$  y  $P_p$ ) y de carga de aerosoles (carbono negro; BC, carbono orgánico; OC y polvo mineral; MD).

La validación geodésica respalda la robustez del modelado: para 2011–2023, el SMB simulado en escenario real (SC) fue de  $-1.50$  m w.e.  $a^{-1}$  en GPN y  $-1.05$  m w.e.  $a^{-1}$  en GY, en estrecha concordancia con los balances geodésicos de  $-1.49$  y  $-0.91$  m w.e.  $a^{-1}$ , respectivamente. Los experimentos de escenarios muestran que el cambio de un albedo ideal (SL) a uno real (SC) intensifica drásticamente la ablación: en GPN, el SMB pasa de  $\approx -0.59$  a  $\approx -1.50$  m w.e.  $a^{-1}$ , mientras que en GY lo hace de  $\approx -0.15$  a  $\approx -1.05$  m w.e.  $a^{-1}$ . Estos contrastes son coherentes con un incremento sostenido de BC+OC sobre el GPN, cuyas concentraciones medias fueron  $\approx 2.5$  veces mayores que sobre el GY en 1990–2024, y con la conectividad atmosférica recurrente entre GPN y fuentes emisoras cercanas evidenciada por HYSPLIT.

El análisis multivariable y de atribución confirma que la carga de aerosoles es el factor dominante en el GPN: los predictores asociados a LAPs (BC+OC y MD) explican en conjunto  $\approx 71.8$  % de la pérdida de área modelada, mientras que el bloque climático ( $T^\circ$  y  $P_p$ , más  $\frac{1}{2}$ MD) aporta  $\approx 28.2$  %. En el GY, en cambio, la descomposición es prácticamente equilibrada, con  $\approx 49.5$  % del retroceso asociado a la carga de aerosoles y  $\approx 50.5$  % al clima. Esta diferencia radica en la composición: mientras GPN es dominado por BC+OC (antropogénico), el GY presenta un régimen mixto controlado por la  $T^\circ$  y el polvo mineral (MD), sin la influencia determinante de fuentes industriales directas. En síntesis, la vulnerabilidad diferencial de estos glaciares vecinos responde a la superposición del forzante climático regional con un fuerte gradiente local de exposición: el GPN opera bajo un régimen de “estrés compuesto” (clima + alta carga de aerosoles locales), mientras que el GY representa un glaciar de “control relativo” sometido principalmente al cambio climático y a una carga de aerosoles regional de fondo. Estos resultados indican que la protección de los sistemas criosféricos andinos requiere complementar las políticas de mitigación climática con medidas específicas de gestión de calidad del aire y control de emisiones en entornos de alta montaña.

**Palabras claves:** Ablación glaciar, Carbono Negro (BC, en su sigla en inglés), Albedo, Contaminación atmosférica, Andes Centrales de Chile.

## **I. INTRODUCCIÓN**

A lo largo de la segunda mitad del siglo XX, diversas investigaciones han alertado sobre un desequilibrio generalizado del sistema climático global, en gran medida atribuido al aumento de la contaminación antropogénica en la atmósfera (IPCC, 2021). Este fenómeno ha sido ampliamente documentado como parte de la aceleración del Antropoceno (Steffen, et al., 2015) y del incremento del forzamiento radiativo derivado de emisiones humanas (Hansen, et al., 2010). Este proceso ha estado acompañado de un incremento sostenido de las temperaturas y una disminución significativa de las precipitaciones en numerosas regiones del planeta (Christensen, et al., 2007), coherente con las tendencias globales reportadas en el IPCC AR4 (Trenberth, et al., 2014). En Chile central, estas mismas tendencias incluyen una disminución estadísticamente significativa de las precipitaciones invernales (Boisier, et al., 2016).

En Chile, la combinación de factores topográficos y climáticos ha intensificado esta vulnerabilidad (MMA, 2020), observándose fenómenos como la prolongada megasequía (Garreaud, et al., 2020) y el continuo incremento de las emisiones de aerosoles contaminantes en zonas urbanas e industriales (CR2, 2020). Entre los recursos naturales más afectados por esta variabilidad se encuentran los glaciares, cuya estabilidad depende fuertemente del alza de las temperaturas y de la reducción de las precipitaciones sólidas (Molina, et al., 2015). Cuando la superficie nival se reduce y la recarga glaciar es insuficiente, se produce un efecto de retroalimentación positiva que intensifica la ablación.

Estos fenómenos resultan de especial importancia para la seguridad hídrica, particularmente en cuencas cordilleranas de Chile central con alta proporción de superficie nival o glaciar, donde la descarga estival depende mayoritariamente de la fusión de nieve y, en menor medida, de glaciares, especialmente durante primavera y verano (Masiokas, et al., 2006; Masiokas, et al., 2020; Vicuña, et al., 2012; Ayala, et al., 2020). Esta dependencia hidrológica ya había sido documentada históricamente en la cordillera durante la década de 1980, particularmente en estudios de balance hídrico como (Peña & Nazarala, 1987) y en registros históricos de evolución glaciar (Rivera, et al., 2000).

No obstante, estos cambios no son atribuibles únicamente al clima. La deposición de partículas absorbentes de luz (LAPs), como el carbono negro (BC), el carbono orgánico (OC) y el polvo mineral (MD), reduce el albedo natural de nieve y hielo (Cereceda-Balic, et al., 2022; Baradun, et al., 2022), aumentando la absorción de radiación solar en el espectro visible (400–750 nm) (Skiles, et al., 2018). En los Andes de Chile central, mediciones recientes muestran concentraciones elevadas de BC en nieve asociadas a emisiones urbanas e industriales (Rowe, et al., 2019). Investigaciones previas han documentado el retroceso acelerado de glaciares (Dussaillant, et al., 2019; 2025; Malmros, et al., 2016; Farías-Barahona, et al., 2020) y la intensificación del derretimiento por acumulación de estas LAPs (Shaw, et al., 2020; Cereceda-Balic, et al., 2018; 2020; 2025; Bonilla, et al., 2023; Ruggeri, et al., 2024).

Pese a estos avances, sigue siendo necesario evaluar cómo la cercanía a fuentes antropogénicas modifica diferencialmente la ablación glaciar. Esto plantea preguntas relevantes sobre hasta qué punto la proximidad a zonas urbanas, industriales o mineras modula la dinámica glaciar más allá del forzante climático regional (Caro, 2025). Esta discusión adquiere especial relevancia en los Andes centrales de Chile, donde numerosas cuencas dependen de la fusión nivoglaciar estacional (Masiokas, et al., 2020). Estudios

sobre control topoclimático de la ablación muestran que diferencias relativamente pequeñas en altitud, exposición, sombreado y geometría local producen variaciones significativas en el balance energético y en las tasas de derretimiento, generando respuestas contrastantes incluso entre glaciares cercanos (Ohmura, 2001; Pellicciotti, et al., 2008; Caro, et al., 2021).

Por ello, la presente investigación propone evaluar y comparar la pérdida superficial de dos glaciares con condiciones comparables en términos de altitud media, exposición, orientación y régimen climático (Caro, et al., 2021), diferenciados principalmente por su grado de proximidad a fuentes de emisión. De manera específica, se pretende: (OE1) identificar las forzantes meteorológicas y morfométricas que rigen la ablación de los glaciares estudiados desde 1990 hasta 2024; (OE2) desarrollar un modelo de ablación que integre el balance de energía y el efecto radiativo derivado de la contaminación por LAPs; y (OE3) cuantificar la contribución de estos contaminantes en el proceso de derretimiento a través de análisis estadísticos multicriterio. A partir de estos objetivos, se plantea la hipótesis de que la cercanía a las fuentes de emisión de aerosoles ejerce una influencia más acentuada en los desequilibrios del balance energético glaciar que la observada en glaciares ubicados a mayor distancia de dichas fuentes, reduciendo el albedo y acelerando la ablación. La verificación o refutación de esta hipótesis no solo aportará fundamentos científicos para la gestión de cuencas y la preservación de glaciares, sino que también sentará bases para futuras investigaciones enfocadas en la respuesta de la criósfera ante escenarios de mayor presión ambiental.

## II. MATERIALES Y METODOLOGÍA

### 1. Área de interés

#### 1.1. Ubicación y zona de estudio

La presente investigación se centra en dos glaciares de valle de los Andes Centrales de Chile: Paloma Norte (GPN) en la subcuenca del río Olivares ( $33^{\circ}10'44''$  S,  $70^{\circ}14'46''$  O; altitud media 4.597 m s.n.m.) y Yeso (GY) en la subcuenca del río Yeso ( $33^{\circ}31'55''$  S,  $69^{\circ}55'23''$  O; altitud media 4.420 m s.n.m.). Ambos glaciares se emplazan en la Región Metropolitana de Santiago, dentro de la cuenca del río Maipo, a aproximadamente 50 km (GPN) y 70 km (GY) al este del centro urbano, y separados entre sí por cerca de 50 km (Fig. 1). Estos glaciares pertenecen a la zona glaciológica centro ( $32^{\circ}$ – $36^{\circ}$  S), según la clasificación de la Estrategia Nacional de Glaciares (Ministerio de Obras Públicas, 2009). Esta zona representa aproximadamente 869,5 km<sup>2</sup> de superficie glaciada (Barcaza, et al., 2017), equivalente al 3,6% del total nacional, siendo la segunda en extensión tras la Patagonia. Además, dentro de esta zona glaciológica, la cuenca del río Maipo destaca por concentrar cerca del 44,6% de dicha superficie (388,3 km<sup>2</sup>), con una altitud media de 3.700 m s.n.m. y una orientación predominante sursureste (65%).

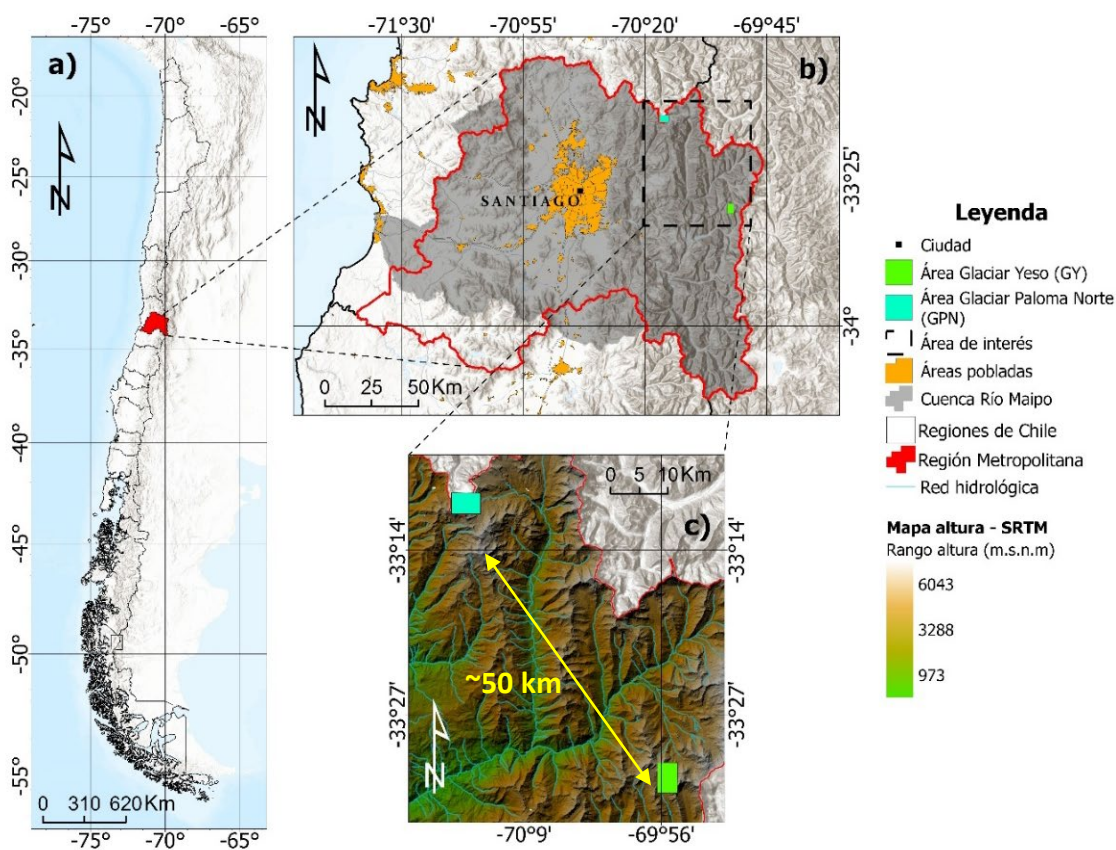


Fig. 1. Área de estudio, con los glaciares de interés indicados por los rectángulos verde (GY) y celeste (GPN).

Fuente: Elaboración propia.

Para la caracterización morfométrica oficial de los casos de estudio se utilizan los parámetros del Inventario Público de Glaciares (IPG 2022 v2), considerando sus respectivas fechas de fuente para la delimitación: imágenes SPOT 6 del 30 de enero de 2015 para el GY y restitución fotogramétrica de 2019 para el GPN. Según este registro, el GY presenta una orientación predominante Sur, una superficie de 2,59 km<sup>2</sup> y una pendiente media de 20,6°, con un rango altitudinal entre 3.828 y 5.020 m s.n.m.; su espesor medio de 40 m permite estimar un volumen total de hielo de 0,103 km<sup>3</sup>. Por su parte, el GPN exhibe una orientación Norte, una superficie de 1,09 km<sup>2</sup> y una pendiente más suave de 14,8°, distribuyéndose entre los 4.463 y 4.868 m s.n.m.; con un espesor medio de 29,4 m, su volumen estimado asciende a 0,032 km<sup>3</sup>.

Pese a las diferencias geométricas y la distinta temporalidad de la línea base del inventario, la selección de estos casos responde a criterios de comparabilidad topo-climática y morfológica de fondo, tal como lo establece la clasificación de (Caro, et al., 2021), de acuerdo con parámetros como la altitud, radiación, temperatura y precipitación. Según esta clasificación, los glaciares se pueden agrupar en clústeres según sus características en común, donde el GPN y el GY se agrupan específicamente dentro del clúster DA2 (Dry Andes 2), el cual está definido por glaciares con elevaciones promedio en torno a los 4.500 m s.n.m., pendientes medias de 24–26°, y condiciones climáticas caracterizadas por precipitaciones anuales cercanas a los 480 mm (concentradas en invierno) y temperaturas mínimas invernales inferiores a -10 °C (Fig. 2). Esta pertenencia común al clúster DA2 permite establecer un marco de comparación controlado, al minimizar diferencias en propiedades morfológicas y climáticas intrínsecas que podrían interferir en la evaluación del impacto de factores externos. No obstante, ambos glaciares presentan una diferencia clara en su contexto local particularmente en cuanto a su grado de exposición a fuentes de emisión antropogénicas, asociadas principalmente a actividades mineras de alta montaña. Así, el análisis comparativo de su evolución interanual permite discriminar el peso relativo de estos factores externos, como la deposición de LAPs, frente al forzamiento climático global.

Este enfoque adquiere especial relevancia al considerar el rol estratégico de los glaciares andinos como reservas de agua dulce, particularmente en años secos. En tales condiciones, estos cuerpos de hielo pueden aportar desde un 34% del caudal total anual (Ayala , et al., 2020) hasta un 67% en situaciones de sequía extrema, como lo reportan estudios históricos (Peña & Nazarala, 1987). Estudios más recientes indican que, durante la megasequía que afecta a Chile desde 2010, los glaciares han contribuido significativamente al caudal de los ríos. Por ejemplo, en la cuenca del río Maipo, durante los meses más críticos de la megasequía (marzo y abril), hasta un 80% de la escorrentía superficial podría provenir del derretimiento glaciar (Cetaqua Chile & Aguas Andinas, 2025). Este patrón coincide con estudios globales que advierten que incluso en cuencas con baja cobertura glaciar, la pérdida de masa de hielo puede tener un impacto hidrológico considerable durante los meses de deshielo (Huss & Hock, 2018).

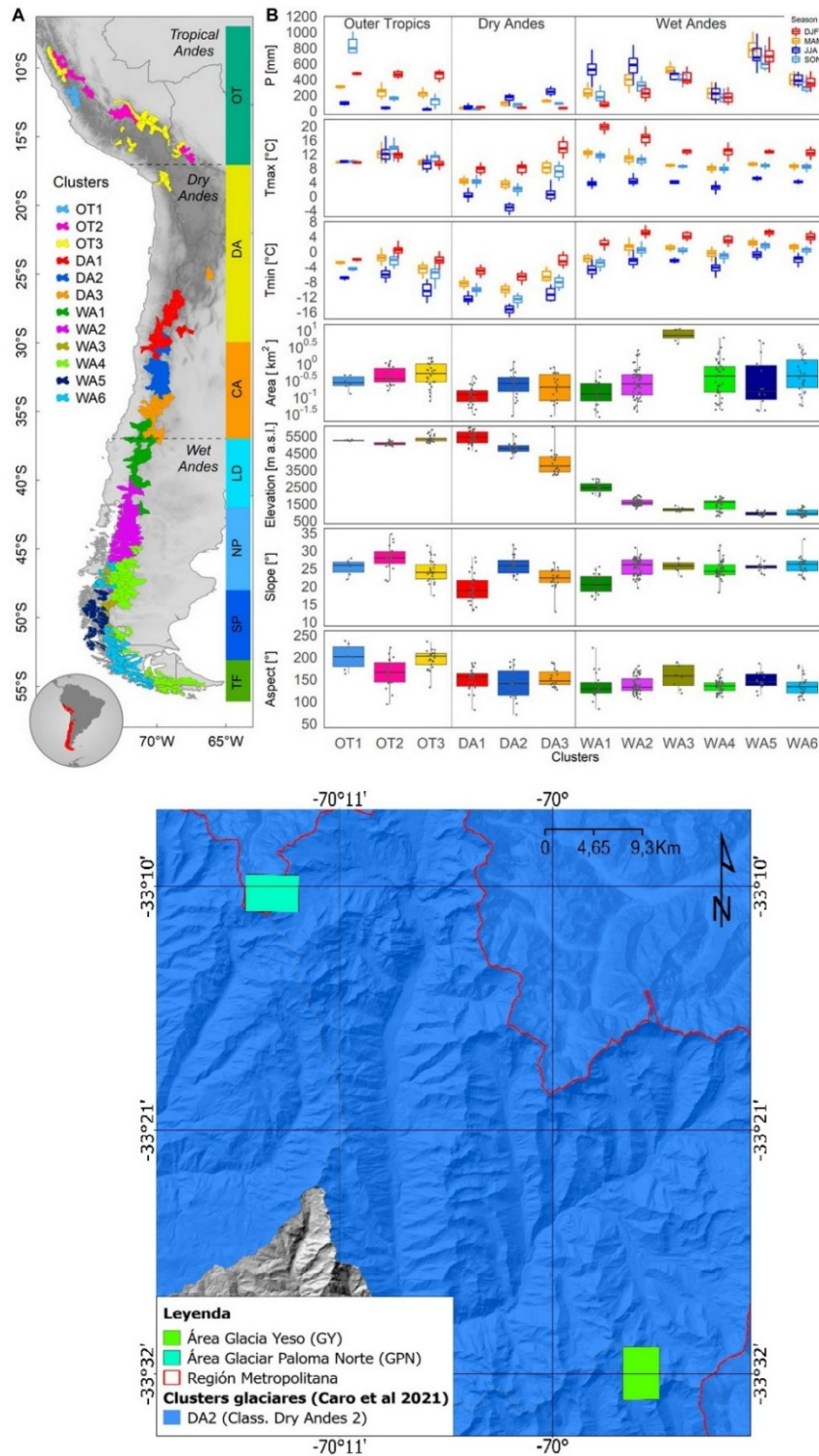


Fig. 2. Ubicación de los Clúster glaciares a los que pertenecen el GPN (recuadro celeste) y GY (recuadro verde). Ambos están asociados al clúster DA2 (fondo azul).

Fuente: Realizado a partir de los datos de Clúster glaciares de (Caro, et al., 2021).

## 1.2. Clima

El área de estudio presenta un clima templado mediterráneo, caracterizado por un marcado régimen estacional con precipitaciones concentradas en el invierno (frío y húmedo) y un período estival seco y cálido (Uribe, 2015; Sarricolea, et al., 2017). Sin embargo, este patrón regional es modificado drásticamente por el gradiente altitudinal en la alta cordillera, donde se ubican los glaciares estudiados. En esta zona, sobre los 3.000 m s.n.m., predominan condiciones de clima frío de altura (tundra alpina), y las precipitaciones ocurren mayoritariamente en forma sólida. La topografía genera fuertes contrastes térmicos, con temperaturas mensuales que oscilan entre 5°C en verano y -5°C en invierno (Sagredo & Lowell, 2012) y mínimas invernales que pueden alcanzar los -15°C (Videla, 2013). Esta marcada estacionalidad influye directamente en la dinámica de acumulación y ablación, estableciendo una línea de equilibrio de masas glaciares (ELA) en torno a los 4.000 m s.n.m. (Thiele, 1980).

Es fundamental destacar que estos patrones climáticos históricos han sido profundamente afectados por el cambio climático global. Dicha alteración ha dado lugar a balances de masa glaciar marcadamente negativos en los Andes Centrales, una tendencia observada de forma consistente desde mediados del siglo XX (Ferrando, 2003; Farías-Barahona, et al., 2020; Malmros, et al., 2016) (Fig. 3).

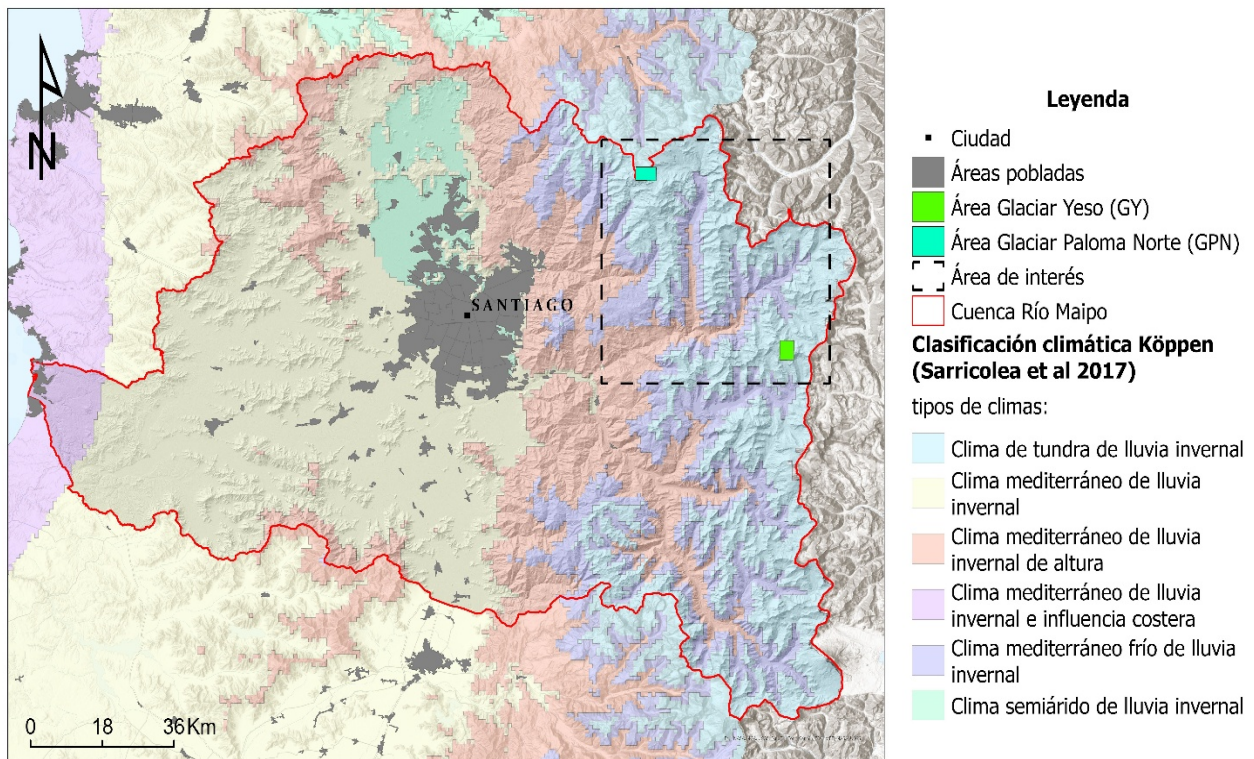


Fig. 3. Zonas climáticas de Chile. Cuadro rojo indica aproximadamente la limitación de la cuenca del río Maipo, las zonas de interés.

Fuente: Modificado de (Sarricolea, et al., 2017)

### 1.3. Contexto geomorfológico de la zona

El relieve que caracteriza la zona de estudio corresponde a una típica morfología de alta cordillera andina, donde destacan cumbres rocosas, glaciares descubiertos y cubiertos por detritos, valles glaciofluviales y estructuras volcánicas. Se trata de un entorno abrupto y montañoso, con laderas de alta pendiente que confieren una morfodinámica activa, evidenciada en depósitos coluviales y procesos de remoción en masa. La influencia glaciaria es un factor clave en la modelación del paisaje, producto de la constante erosión del hielo que genera laderas escarpadas y acumulaciones de material morrénico (Pincetti, 2016). Complementariamente, en las zonas periglaciales se observan procesos de crioturbación y meteorización mecánica, además de una escasa cobertura vegetal, lo que constituye evidencia de un clima severo controlado por la altitud (Videla, 2013). En conjunto, estos rasgos reflejan el equilibrio dinámico entre los procesos glaciares, periglaciares y gravitacionales que definen la fisiografía regional.

En este contexto fisiográfico, donde la altitud se incrementa gradualmente hacia el oriente, el límite de nieves perpetuas se ha situado históricamente sobre los 4.000 m s.n.m. y la cobertura nival invernal en torno a los 3.000 m s.n.m. (Thiele, 1980). Sin embargo, estudios recientes confirman un ascenso sostenido de estas cotas en las últimas décadas, asociado al alza térmica regional (Aranda, et al., 2023; Barria, et al., 2019; Saavedra, et al., 2018).

En este marco se ubican los glaciares GPN y GY, insertos respectivamente en las subcuencas de los ríos Olivares y Yeso, ambas pertenecientes a la cuenca del Maipo. Las curvas hipsométricas de estas subcuencas (Fig. 4) reflejan la distribución altitudinal del relieve a escala regional, característica de cuencas de montaña en equilibrio morfodinámico dentro de un orógeno activo como los Andes (Pincetti, 2016). La topografía regional constituye un factor clave en el control del flujo de energía y masa en estos sistemas, afectando tanto su balance térmico superficial como los procesos de erosión y transporte asociado (Bennett & Glasser, 2009).

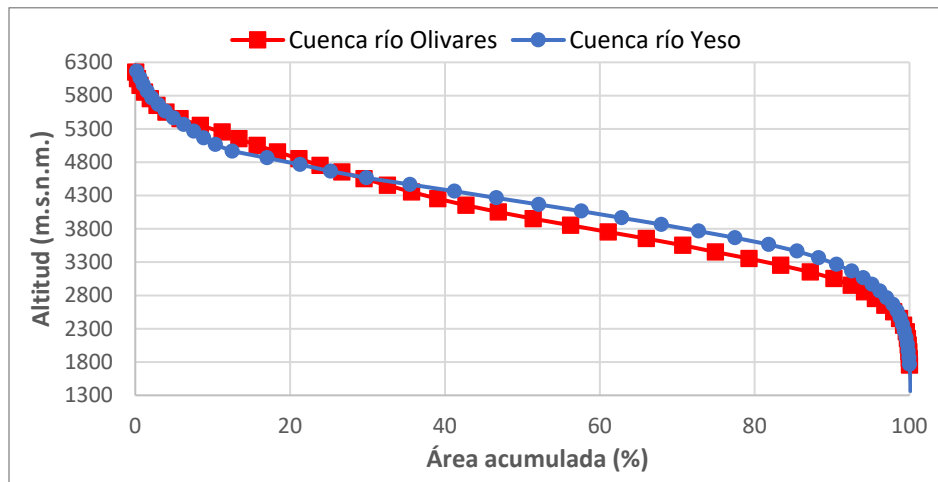


Fig. 4. Comparación de las curvas hipsométricas de las cuencas río Olivares y Yeso, Andes Centrales. Se observa una distribución altitudinal característica de cuencas de montaña andinas, con predominio de altitudes intermedias y altas pendientes, representativas de un relieve joven en equilibrio erosivo dentro de un orógeno activo como los Andes Centrales.

Fuente: Elaboración propia a partir de DEM Alos Palsar.

#### **1.4. Geología local**

La geología regional del sector cordillerano de los Andes Centrales está dominada por un conjunto de unidades volcánicas, sedimentarias e intrusivas que abarcan desde el Jurásico hasta el Cenozoico, como se observa en la cartografía geológica del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN, 2003) (Fig. 5). En general, el área presenta un predominio de rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Mioceno, equivalentes a las formaciones Farellones y Abanico, según la nomenclatura utilizada en trabajos regionales clásicos (Thiele, 1980), (Fock, 2005) y (Charrier, et al., 2002a), que junto a intrusivos miocenos y depósitos cuaternarios de origen glaciar conforman el basamento sobre el cual se emplazan los glaciares de estudio, cada uno con un sustrato litológico distintivo que es fundamental para esta investigación. El GPN yace sobre un basamento de rocas intrusivas del Mioceno superior (unidad Msh) y rocas volcánicas del Mioceno inferior (unidad M3i), donde destacan los pórfidos andesíticos asociados comúnmente a mineralización de tipo pórfido cuprífero. En contraste, el glaciar Yeso (GY) se asienta sobre una secuencia geológica más diversa y antigua, con predominancia de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, como calizas, lutitas y areniscas calcáreas (unidades JK1m y Js1m).

En síntesis, ambos glaciares reposan sobre un basamento predominantemente volcánico, sedimentario e intrusivo, configurado por eventos geológicos que abarcan desde el Jurásico hasta el Mioceno. La presencia de depósitos cuaternarios en sectores bajos también evidencia la acción reciente de glaciaciones pleistocénicas. Esta complejidad geológica entrega un marco litológico diverso que, si bien no constituye el foco principal de esta investigación, permite entender el contexto geomorfológico y los sustratos que subyacen a los cuerpos de hielo en estudio, los cuales pueden influir en propiedades como la disponibilidad y tipo de material resuspendible, el albedo, la estabilidad térmica y la interacción geo-hidroclimática en ambientes de alta montaña.

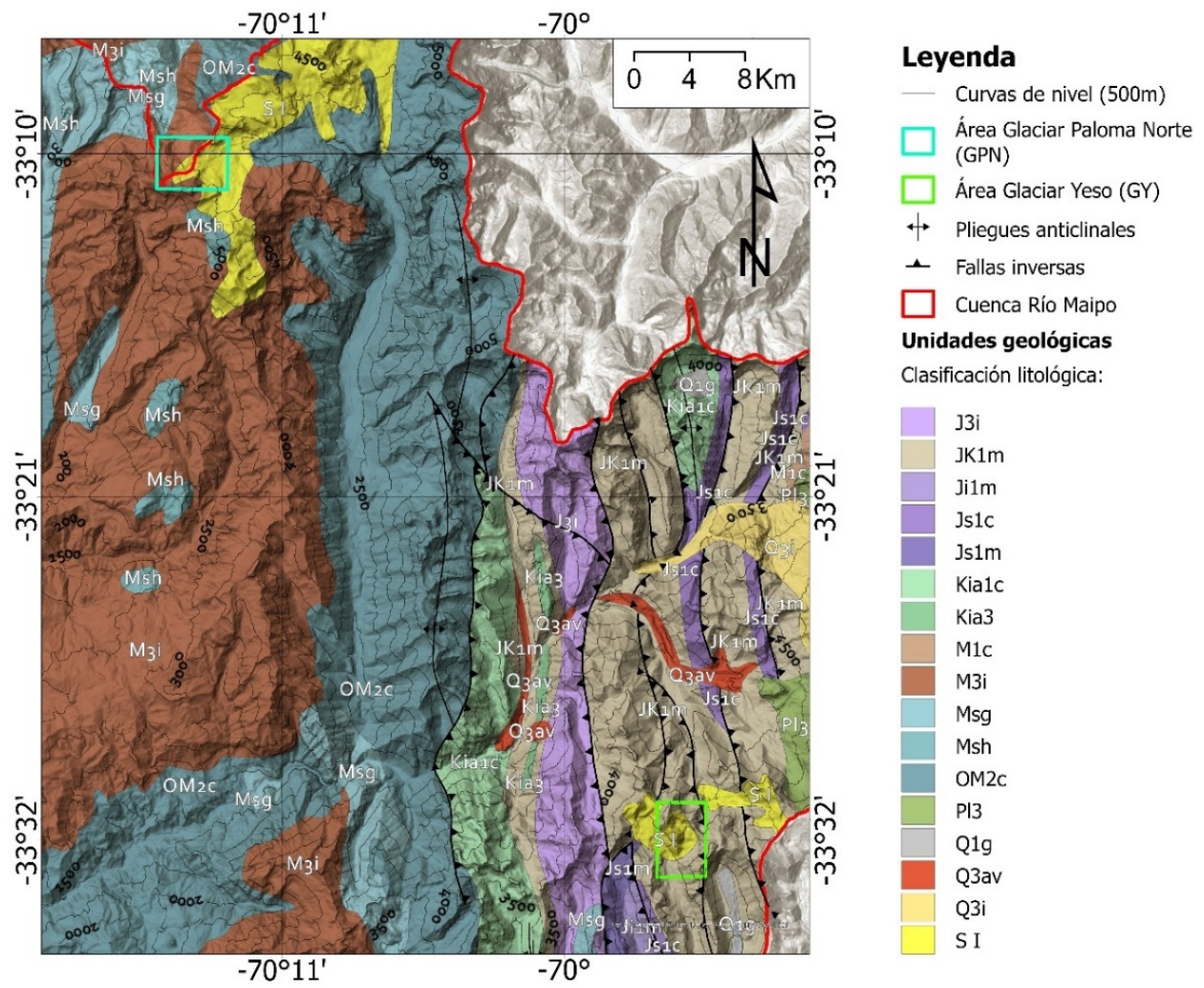


Fig. 5. Mapa geológico simplificado. En el recuadro celeste se delimita el área de estudio del GPN y en el recuadro verde claro, el área de estudio del GY.

Fuente: Modificado de (Sernageomin, 2003).

## 2. Datos

### 2.1. Imágenes satelitales (Landsat)

Para evaluar la evolución superficial de los glaciares, los cambios de área y las variaciones en el albedo, se utilizaron 131 imágenes ópticas multitemporales correspondientes a los sensores Landsat 5 (TM), Landsat 8 y 9 (OLI) (Tabla 1). Estas imágenes, obtenidas desde el portal Earth Explorer del USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), permiten tanto identificar el contorno glaciar expuesto durante los periodos de ablación como estimar las condiciones de albedo superficial de cada glaciar. Las escenas corresponden al Path 233 y Row 83 de la colección 2 Nivel 1, con una resolución espacial de 30 m. El rango temporal considerado fue desde 1990 a 2024 (34 años), restringido a los meses del verano austral (diciembre-abril) con el fin de capturar la extensión glaciar durante el periodo de máxima ablación y mínima cobertura nival, facilitando la discriminación de la superficie de hielo expuesto (Paul, et al., 2013).

Tabla 1. Resumen de imágenes Landsat seleccionadas

Sensor	Path	Row	Rango de Fecha	Sun Elevation (°) *	Nubosidad (%)	Categoría (Tier)	N° Imágenes
Landsat 5 (+TM)	233	83	1990-2011	25-70	0-20	Tier 1	52
Landsat 8-9 (OLI)	233	83	2013-2024	25-70	0-20	Tier 1	73

\*Rango de elevación solar seleccionado para evitar imágenes con sombras topográficas excesivas y minimizar efectos geométricos y radiométricos indeseados (Hall, et al., 1995; Paul, et al., 2013).

Fuente: Elaboración propia.

### 2.2. Datos altitudinales y de elevación glaciar

Para estimar cambios altitudinales y de volumen glaciar, se utilizaron dos fuentes principales de datos altimétricos de libre acceso, seleccionadas por su desempeño validado en ambientes de montaña: el modelo ALOS World 3D y las observaciones satelitales del producto ICESat-2 ATL06. La combinación de ambas permite establecer diferencias de elevación multitemporales, necesarias para el cálculo del balance de masa glaciar mediante el método geodésico.

- a) **Modelo ALOS World 3D (AW3D30):** Este modelo digital de elevación, con una resolución espacial de 30 m, fue generado por la agencia espacial japonesa (JAXA) a partir de imágenes estereoscópicas del sensor PRISM del satélite ALOS, adquiridas entre 2006 y 2011. Fue utilizado como superficie de referencia altitudinal en el año disponible (~2010). Estudios de validación en los Andes Centrales de Chile han demostrado que AW3D30 presenta la mayor precisión y exactitud vertical entre modelos globales disponibles, especialmente en terrenos de alta montaña, superando incluso a productos como ASTER-GDEM y TanDEM-X (Soza & Falaschi, 2020). En zonas estables evaluadas con puntos de control GNSS e ICESat-2, AW3D30 presentó errores verticales inferiores a  $\pm 5$  m (RMSEz), siendo por tanto una base robusta para detectar cambios altitudinales glaciar a largo plazo.

b) **ICESat-2 (ATL06):** Se utilizaron perfiles altimétricos del producto ATL06 generados por el instrumento ATLAS del satélite ICESat-2 (NASA). Debido a que el satélite opera en una órbita casi polar (inclinación de 92°) con un ciclo de repetición de 91 días, la cobertura de trazas sobre glaciares en latitudes medias como los Andes Centrales es limitada y su posición varía en cada pasada. Por esta razón, se trabajó con el número total de tracks únicos que interceptaron cada glaciar durante el período de estudio (Tabla 2). El producto ATL06 entrega medidas de altura superficial precisas, con una incertidumbre vertical típica inferior a 0.15 m en zonas estables, aunque puede aumentar en regiones con topografía abrupta (Smith, et al., 2023; Brunt, et al., 2019). Estos datos fueron descargados desde el portal NSIDC (<https://nsidc.org/data/atl06/versions/6>) y utilizados para caracterizar el estado actual de la superficie glaciar en el periodo 2018–2024.

Tabla 2. Tracks ICESat-2 por glaciar y año.

Glaciar	Año	N° Tracks únicos*	Meses cubiertos
Paloma Norte	2019-2024	8	Feb-Mar-May
Yeso	2022-2024	3	Mar-Abr

\*Corresponde al número total de trayectorias únicas que interceptaron el área del glaciar durante todo el período de estudio.

Fuente: Elaboración propia.

Las diferencias altimétricas entre ALOS y ICESat-2 permitirán la estimación de la pérdida de espesor glaciar en dos escalas: una multidecenal (ALOS–ICESat-2) y otra interanual (entre diferentes tracks de ICESat-2) (Tabla 3). Estos valores serán convertidos en variaciones de volumen y balance de masa utilizando una densidad promedio de hielo de 850 kg/m<sup>3</sup> (Huss, 2013). Se aplicarán filtros topográficos para excluir zonas inestables o cubiertas por nieve estacional.

Tabla 3. Comparación de cobertura altimétrica.

Producto	Año referencia	Resolución espacial	Precisión vertical	Fuente
ALOS AW3D30	~2010 (mosaico 2006-2011) *	30 m	±5 m	Soza y Falaschi (2020)
ICESat-2	2018-2024 (serie multitemporal)	Perfiles (~ 17 m (footprint))	< 0.15 m (en terreno plano)	NSIDC**

\*El modelo ALOS World 3D se construye a partir de imágenes estereoscópicas adquiridas entre 2006 y 2011. Los datos se organizan como un mosaico global compuesto, sin una fecha única asociada por píxel. Para este estudio se asume una referencia promedio del año ~2010, considerando la cobertura regional de los mosaicos disponibles (JAXA, 2015; Falaschi, et al., 2019).

\*\*National Snow and Ice Data Center (NSIDC). <https://nsidc.org>.

Fuente: Elaboración propia.

### 2.3. Datos de composición atmosférica (CAM5 y MERRA-2)

Para caracterizar la composición atmosférica y su posible influencia en la dinámica glaciar, se utilizaron productos de reanálisis de concentraciones de aerosoles obtenidos de las bases de datos CAM5 (Copernicus Atmosphere Monitoring Service) y MERRA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2) (Tabla 4). El análisis se centró en los componentes de BC, OC y MD, por su

impacto comprobado en la disminución del albedo glaciar y el forzamiento radiativo en regiones de alta montaña (Skiles, et al., 2018).

- a) **MERRA-2 (M2T1NXAER)**: proporciona concentraciones horarias de masa de aerosoles en el aire ambiente cercano a la superficie del modelo (resolución regrillada a  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) para los componentes BCSMASS (BC), OCSMASS (OC) y DUSMASS (MD). Estas variables, expresadas en  $\text{kg m}^{-3}$ , representan la carga atmosférica de aerosoles en la capa más baja del modelo, y no corresponden a deposición directa en nieve ni a concentraciones superficiales en el suelo. En este estudio se emplean como proxy de la carga atmosférica disponible sobre los glaciares, dada la ausencia de mediciones continuas de deposición sobre estos. La selección del producto se basa en su disponibilidad específica para los componentes clave del análisis, sin incluir otras fracciones como sulfatos o sales marinas.
- b) **Inventarios globales de emisiones (CAM5-GLOB-ANT v5.3)**: Para estimar las posibles fuentes de emisiones regionales de BC y OC, se integraron los datos de CAM5 Global Emission Inventories. Estos inventarios proporcionan emisiones antropogénicas con resolución espacial de  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ , provenientes de sectores como energía, transporte y residencial, en formato NetCDF con resolución mensual y en unidad de Teragramos (Tg). Este producto permite identificar patrones espaciales y temporales de emisión regional relevantes para la zona de estudio.

Tabla 4. Comparación de productos utilizados para caracterización de aerosoles atmosféricos.

Característica	MERRA-2 (M2T1NXAER)	CAMS-GLOB-ANT v5.3
Tipo de producto	Reanálisis	Inventario de emisiones
Resolución espacial	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (regrid)	$0.1^\circ \times 0.1^\circ$
Resolución temporal	1 hora	Mensual
Periodo de datos	1990-2024	2000-2024
Componentes utilizados	BCSMASS, OCSMASS, DUSMASS	BC y OC (suma de sectores) *
Unidad de medida	$\text{Kg/m}^3$	Tg/año
Enfoque metodológico	Diagnóstico superficial	Fuentes antropogénicas agregadas
Fuente/ Acceso	<a href="#">GES DISC</a>	<a href="#">Copernicus</a>

\*Los datos del inventario global de emisiones vienen distribuidos por tipo de fuente (residencial, energía, transporte, entre otros) o directamente como la suma de todas ellas. En este caso utilizamos esta última para así evaluar la distribución de estos componentes de forma global en las áreas de estudio.

Fuente: Elaboración propia.

Cabe señalar que los productos MERRA-2 y CAMS-GLOB-ANT cumplen funciones complementarias dentro del análisis, ya que el primero corresponde a un reanálisis atmosférico de concentraciones superficiales, mientras que el segundo constituye un inventario de emisiones antropogénicas. Por lo tanto, no son directamente comparables: MERRA-2 (M2T1NXAER) representa concentraciones de aerosoles en aire cercano a la superficie del modelo ( $\text{kg m}^{-3}$ ), en tanto que CAMS-GLOB-ANT entrega flujos de emisión antropogénica en superficie ( $\text{Tg año}^{-1}$ ). La integración de ambos permite relacionar las fuentes de emisión regionales con las variaciones de concentración sobre los glaciares, mitigando las limitaciones propias de la resolución vertical y temporal de los satélites.

Asimismo, ambos conjuntos de datos cuentan con validación frente a observaciones terrestres en sus respectivas publicaciones de referencia: MERRA-2 fue contrastado con observaciones de AERONET y redes de PM2.5/PM10 (Randles, et al., 2017), mientras que CAMS-GLOB-ANT se validó frente a inventarios regionales y mediciones de referencia (Granier, et al., 2019; Soulie, et al., 2024).

## 2.4. Datos meteorológicos

Para caracterizar las condiciones atmosféricas, se integraron registros meteorológicos tanto de estaciones terrestres como de productos de reanálisis climáticos. Esta combinación permite obtener series de alta resolución temporal y espacial, extendiendo la cobertura donde los datos in situ son limitados.

- a) **Estaciones terrestres:** Se utilizaron datos recopilados de la Dirección General de Aguas (DGA), correspondientes a estaciones meteorológicas y de monitoreo nivoglaciológico (Anexo A1). Estas estaciones se ubican en la cuenca alta del río Maipo y registran variables como temperatura del aire, precipitación líquida (Pp), presión atmosférica, radiación solar, humedad relativa, con cobertura temporal y espacial variable.

Del total de estaciones, se destacan en negrita en la Tabla 5, dos estaciones base principales por su amplitud temporal y continuidad de registros diarios: Yeso Embalse (para la cuenca del GY) y Río Olivares ante junta Río Colorado (cuenca GPN). Estas estaciones fueron utilizadas como referencia para analizar la evolución térmica e hídrica regional de ambas subcuencas.

Las demás estaciones, mostradas también en la Tabla 5, a pesar de su menor cobertura temporal, fueron seleccionadas por su cercanía a los glaciares de estudio, lo que permite su uso como puntos de validación adicionales para los productos meteorológicos de reanálisis descritos en la siguiente sección.

Tabla 5. Descripción de estaciones de monitoreo meteorológico de la DGA utilizadas en el estudio.

Estación	Código	Latitud	Longitud	Cuenca	Resolución temporal	Altitud	Data disponible	Glaciar analizado	Distancia al glaciar analizado
<b>Río Olivares ante junta Río Colorado (RO)</b>	<b>05706001-8</b>	<b>33°29'35"</b>	<b>70°08'15"</b>	<b>Río Olivares</b>	<b>1991 - actualidad</b>	<b>1500</b>	<b>Precipitación y Temperatura</b>	<b>GPN</b>	<b>~36.7 km</b>

Estación	Código	Latitud	Longitud	Cuenca	Resolución temporal	Altitud	Data disponible	Glaciar analizado	Distancia al glaciar analizado
Valle Olivares (VO)	05706003-4	33°11'15"	70°06'44"	Río Olivares	2014 - actualidad	2787	Precipitación y Temperatura	GPN	~12.1 km
Glaciar Olivares Alfa (GOA)	05706005-0	33°10'43"	70°13'05"	Río Olivares	2018 - actualidad	4230	Temperatura	GPN	~2.4 km
Yeso Embalse (YE)	05703008-9	33°40'33"	70°05'19"	Río Yeso	1963 - actualidad	2475	Precipitación y Temperatura	GY	~22.4 km
Glaciar Bello Bajo (GBB) (EMAM*)	05703016-K	33°31'30"	69°56'49"	Río Yeso	2014 - actualidad	4405	Temperatura	GY	~2.8 km

\*Estación automática móvil: son estaciones esporádicas asociados a campañas de monitoreo específicas.

Fuente: Elaboración propia.

#### b) Productos de reanálisis climáticos:

Se complementaron las mediciones de terrenos con productos satelitales y reanalizados (Tabla 6), en particular:

- **CR2MET v2.5:** Base de datos nacional de Chile (<https://explorador.cr2.cl/>), desarrollada por el Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR2), el cual proporciona series diarias de temperatura y precipitación con resolución de 0.05° (~5 km), para el periodo de 1960-2021, integrando observaciones en superficie, interpolación estadística y modelos topográficos (CR2, 2020).
- **ERA5:** Producto de reanálisis global del ECMWF (<https://cds.climate.copernicus.eu/>), con resolución espacial de 0.25° y temporalidad diaria, utilizada como fuente de entrada principal para forzamiento meteorológico del modelo glaciológico COSIPY que permite simular el balance energético y la dinámica glaciar.
- **Explorador solar:** Plataforma desarrollada por el Ministerio de Energía de Chile (<https://exploradorsolar.minenergia.cl/>) que entrega estimaciones horarias de radiación solar global (GHI) en superficie, con base en imágenes satelitales GOES calibradas con estaciones de terreno. Se utilizó como referencia para validar los flujos radiativos simulados por COSIPY sobre los glaciares GPN y GY, en ausencia de mediciones directas en las zonas de interés.

Tabla 6. Comparación de los productos grillados de reanálisis climáticos.

Producto	Resolución espacial	Resolución temporal	Variables	Periodo disponible	Fuente
CR2Met	0.05° (~5 km)	Diaria	T°, Pp	1960-2021	<a href="https://explorador.cr2.cl">https://explorador.cr2.cl</a>

<b>ERAS</b>	0.25°	Horaria	T°, Pp, Vel. Viento, Radiación (SW/LW), Presión, Nieve	1940 - actualidad	<a href="https://cds.climate.copernicus.eu">https://cds.climate.copernicus.eu</a>
<b>Explorador solar</b>	0.04° (~4 km)	Horaria	Radiación	2004-2016	<a href="https://exploradorsolar.minenergia.cl/">https://exploradorsolar.minenergia.cl/</a>

Fuente: Elaboración propia.

## 2.5. Observaciones atmosféricas in situ (Laboratorios NUNATAKs)

Como complemento a los datos de reanálisis, se utilizaron observaciones instrumentales in situ obtenidas por la red de laboratorios-refugio NUNATAK-1 (NNTK-1) y NUNATAK-2 (NNTK-2), instalados en la Cordillera de los Andes Centrales de Chile en el marco del Proyecto NUNATAK-CHILE, iniciativa orientada a estudiar la interacción atmósfera–criósfera y el impacto de la contaminación sobre los glaciares de montaña (Anexo A2). Estos laboratorios fueron creados, desarrollados, instalados y operados por el Centro de Tecnologías Ambientales (CETAM), perteneciente a la Universidad Técnica Federico Santa María (UTFSM).

El NNTK-1 (Portillo; -32.844, -70.129; 3000 m s.n.m.) y el NNTK-2 (Embalse El Yeso; -33.665, -70.086; 2500 m s.n.m.) están equipados con instrumentación para monitoreo continuo de aerosoles y meteorología, incluyendo:

- Aethalómetro AE-33 (BC), micro-aethalómetro MA350
- Espectrómetro láser de aerosoles (OPC/EDM-107)
- Estación meteorológica completa (T°, HR, P°, viento)
- Radiómetro neto CNR4 para radiación incidente, reflejada y albedo
- Sensor ultrasónico de altura de nieve
- Monitoreo en línea de gases (NO<sub>x</sub>, O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, COVs) mediante ETL-ONE

En este estudio, los registros se utilizan como referencia independiente para una validación cualitativa de las estimaciones de deposición de BC derivadas de los productos de reanálisis atmosférico.

## 2.6. Modelación de trayectorias atmosféricas: HYSPLIT

Como insumo para analizar el transporte de aerosoles y su conexión con potenciales fuentes emisoras, se utilizó el modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), desarrollado por la NOAA (Stein, et al., 2015). Este modelo permite calcular trayectorias de masas de aire y evaluar su posible contribución en la deposición de contaminantes sobre los glaciares. Para este estudio, se generaron retrotrayectorias y trayectorias forward desde y hacia los glaciares Paloma Norte y Yeso, utilizando datos meteorológicos GDAS (Global Data Assimilation System) con resolución 0.5° y cada 3 horas, disponibles a través de la plataforma READY (<https://www.ready.noaa.gov/>). GDAS corresponde a un sistema global de asimilación de datos que combina observaciones y modelos numéricos para entregar campos tridimensionales consistentes de viento, temperatura, presión y humedad, adecuados para forzar simulaciones de trayectorias en la troposfera baja (Stein, et al., 2015; Rolph, et al., 2017).

Las simulaciones se enfocaron en el período 2007–2023, seleccionando fechas asociadas a eventos extremos de concentración de BC y OC identificados en MERRA-2 y CAMS. Las trayectorias se modelaron a 500 m, 1000 m y 1500 m AGL (Above Ground Level), donde AGL corresponde a la altura medida desde la superficie del terreno local en el punto de inicio, y no a la altitud sobre el nivel del mar. Este detalle es relevante en zonas de alta montaña, ya que implica que las trayectorias comienzan en niveles atmosféricos situados por encima del glaciar y no a alturas absolutas fijas. Las trayectorias se calcularon con una duración de 72 horas, para identificar posibles rutas de transporte y vinculación con focos emisores (Cereceda-Balic, et al., 2022). Los resultados se utilizaron para contextualizar espacialmente la carga de aerosoles observada, validar patrones identificados en los inventarios de emisiones y definir ventanas temporales críticas para los análisis.

Cabe señalar que, debido al uso de GDAS (0.5° y 3 h), las simulaciones representan trayectorias de escala sinóptica-regional y no reproducen circulaciones locales de valle-montaña (vientos anabáticos y catabáticos). En consecuencia, las trayectorias permiten identificar rutas de transporte a gran escala, pero no capturan dinámicas horarias ni flujos canalizados entre valles específicos.

### 3. Metodología

Este capítulo describe las herramientas, fuentes de información y procedimientos utilizados para analizar la evolución superficial y energética de los glaciares Paloma Norte y Yeso en los Andes Centrales de Chile. La metodología se basa en una integración secuencial de datos satelitales, observaciones meteorológicas, productos de reanálisis atmosférico y modelación física, orientada a estimar balances de masa y energía, evaluar la influencia de forzantes climáticas y determinar el posible impacto de contaminantes atmosféricos sobre el retroceso glaciar.

La sección se organiza en cinco bloques principales (Fig. 6 y 7): (1) caracterización superficial de glaciares a partir de sensores remotos, que incluye la delimitación glaciar, cálculo de parámetros morfométricos, estimación de albedo y balance geodésico; (2) recopilación y validación de datos meteorológicos y de aerosoles atmosféricos, tanto in situ como de productos de reanálisis remotos; (3) modelación del transporte de aerosoles utilizando trayectorias atmosféricas simuladas con HYSPLIT; (4) modelamiento glaciológico, mediante el uso del modelo COSIPY y la simulación de escenarios con distinto albedo superficial; (5) análisis estadístico multivariable para evaluar la influencia de cada variables respecto a su posible efecto en el retroceso glaciar, asegurando así una correcta trazabilidad metodológica y replicabilidad.

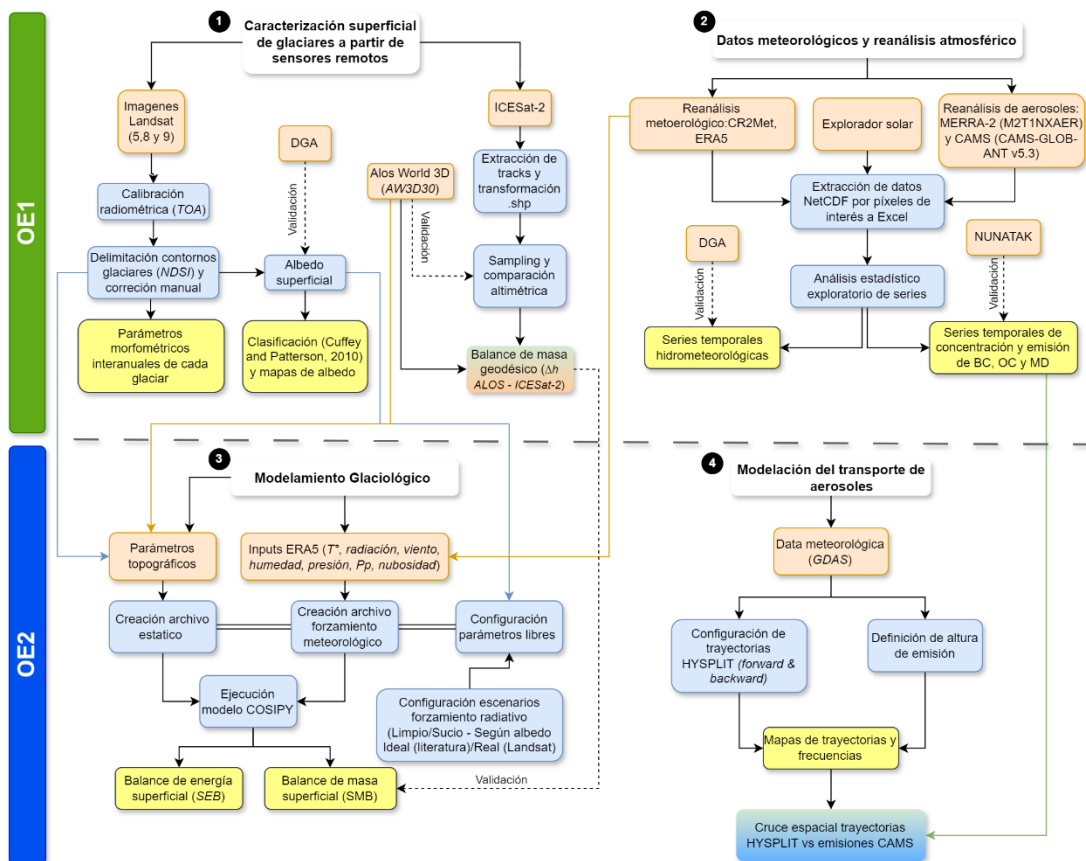


Fig. 6. Diagrama metodológico integrado para la evaluación del retroceso glaciar en los Andes Centrales de Chile (Parte 1).

Fuente: Elaboración propia.

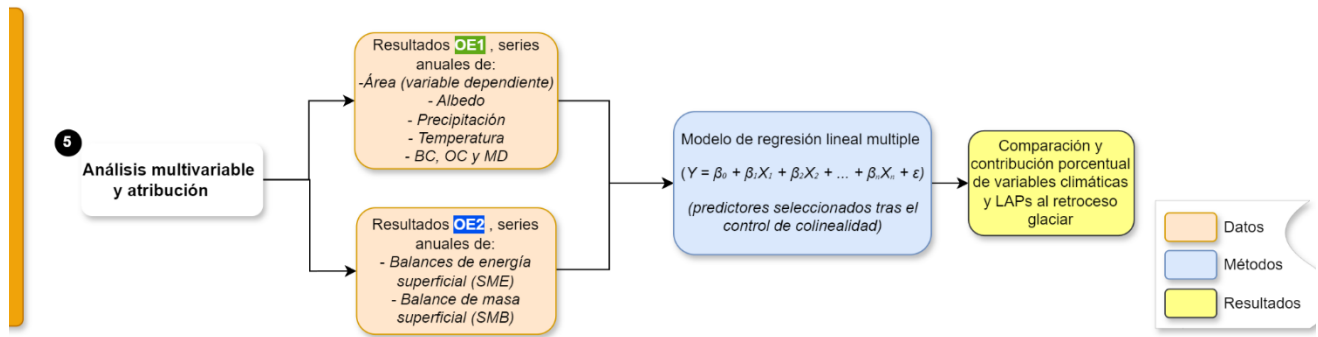


Fig. 7. Diagrama metodológico integrado para la evaluación del retroceso glaciar en los Andes Centrales de Chile (Parte 2).

Fuente: Elaboración propia.

### 3.1. Caracterización superficial de glaciares a partir de sensores remotos

#### 3.1.1. Delimitación glaciar y cálculo de parámetros morfométricos

Para mapear la extensión de los glaciares y evaluar sus cambios superficiales, se utilizan imágenes satelitales multiespectrales de la serie Landsat 5 (+TM), 8 y 9 (OLI) para el periodo 1990 a 2024. Estas imágenes, con resolución espacial de 30 m y frecuencia cada 16 días, permitieron identificar nieve/hielo expuesto gracias a su alta reflectividad en bandas visibles y del infrarrojo cercano. Previo al análisis, las imágenes Landsat fueron corregidas radiométricamente para convertir los Números Digitales (ND) en valores de reflectancia en superficie en el tope de la atmósfera (TOA) con el fin de minimizar los efectos de dispersión y absorción atmosférica provocada por aerosoles y partículas (IDEAM, 2011). Se seleccionaron escenas libres de nubosidad o con mínima cobertura de nubes en la zona de los glaciares de interés (< 20%).

Una vez calibradas las imágenes, la delimitación de los contornos glaciares se realizó mediante un método semi-automático apoyado en índices espectrales. Principalmente se utilizó el Normalized Difference Snow Index (NDSI) (1) el cual resalta la diferencia espectral entre los píxeles de una superficie y otra, permitiendo distinguir la nieve/hielo (valores altos de NDSI) frente a otros tipos de materiales. Se aplicó un umbral apropiado de NDSI (típicamente ~0.4–0.6) (Dozier, 1989; Hall, et al., 1995; Cereceda-Balic, et al., 2022) para obtener un mapa binario inicial de nieve/hielo.

$$NDSI = \frac{TM_{Band2} - TM_{Band5}}{TM_{Band2} + TM_{Band5}} \quad (\text{ecuación 1})$$

Para el sensor TM+ de Landsat 5, el NDSI utilizó las bandas 2 (verde visible, 0.52-0.60µm) y la banda 5 (infrarrojo medio, 1.55-1.75µm). Sin embargo, para el sensor OLI se aplicó una conversión de bandas como el de (Liang, 2001), donde sus equivalentes son las bandas 3 y 6 correspondientes a las bandas del verde y SWIR (infrarrojo de onda corta) en Landsat 8 y 9. Adicionalmente, se empleó la razón de bandas TM4/TM5 (infrarrojo cercano sobre infrarrojo medio) para refinar la detección en zonas de hielo desnudo y reducir falsas detecciones en sombras o áreas húmedas. Los polígonos resultantes fueron editados manualmente donde es necesario, especialmente en sectores de glaciares cubiertos de detritos donde la señal espectral puede confundir hielo con roca descubierta.

Finalmente, se obtuvieron los contornos vectoriales de cada glaciar para cada fecha analizada con el objetivo de calcular sobre estos contornos sus áreas y parámetros morfométrico, con su respectiva incertidumbre (o margen de error), asociado a la resolución espacial de las imágenes y sus errores de co-registro. Este procedimiento permite ajustar la precisión de la delimitación glaciar y establecer su desviación (Ye, et al., 2006; Abimelec, 2020; Paul, et al., 2013).

Complementariamente, se derivaron parámetros geomorfológicos clave a partir del DEM, incluyendo mapas de pendiente y aspecto para cada glaciar, así como la curva hipsométrica de cada unidad glaciar, con el fin de caracterizar su distribución altitudinal y su sensibilidad geométrica frente a los cambios de área.

### 3.1.2. Estimación de albedo superficial

Para estimar el albedo de onda corta sobre la superficie glaciar, se utilizaron en paralelo las imágenes ópticas de Landsat 5, 8 y 9 calibradas radiométrica y atmosféricamente del apartado anterior, permitiendo obtener información espectral ajustada a condiciones de superficie.

El albedo superficial, definido como la fracción de la radiación solar incidente que es reflejada por la superficie terrestre, se estimó a partir de una combinación ponderada de reflectancias de bandas espectrales entre el visible, NIR y SWIR. Para ello se aplicó la fórmula empírica propuesta por (Liang, 2001), la cual permite convertir reflectancias de banda estrecha en una estimación del albedo de onda corta (2):

$$\text{Albedo } (\alpha) = 0.356 b_1 + 0.130 b_3 + 0.373 b_4 + 0.085 b_5 + 0.072 b_7 - 0.0018 \text{ (ecuación 2)}$$

Donde  $b_i$  representa la reflectancia terrestre de banda estrecha de Landsat 5 (+TM) en la banda  $i$ . Para el caso de Landsat 8 (OLI), las bandas correspondientes se ajustaron según la equivalencia espectral propuesta por (Liang, 2001), siendo estas:  $b_1 = B_2$ ,  $b_3 = B_4$ ,  $b_4 = B_5$ ,  $b_5 = B_6$ ,  $b_7 = B_7$ . Este enfoque ha sido validado en diversos estudios sobre glaciares, destacando su aplicación en superficies de nieve y hielo con buena correlación frente a mediciones in situ (Naegeli, et al., 2017; Naegeli, et al., 2019).

El resultado del procesamiento del albedo se expresa en mapas de albedo superficial distribuido a 30 m de resolución espacial para cada glaciar y cada fecha analizada. A partir de estos valores, se aplica una clasificación discreta de tipos de superficie glaciar, basada en los rangos de albedo propuestos por (Cuffey & Paterson, 2010), que distinguen las clases de nieve fresca, firn, hielo expuesto y superficie sucia o rica en detritos. Esta clasificación mejora la interpretación de los cambios de superficie, ya que, más allá de las fluctuaciones interanuales del albedo (que pueden deberse a factores meteorológicos o deposición de aerosoles), un “cambio de clase” se define como la transición de un píxel entre dos categorías de superficie distintas (por ejemplo, de nieve fresca a firn, o de firn a hielo expuesto), lo que implica una modificación estructural real del estado superficial del glaciar. De este modo, el análisis resulta más robusto y menos sensible a variaciones meteorológicas puntuales.

Finalmente, la estimación satelital del albedo se validó mediante comparación con mediciones in situ obtenidas desde estaciones glaciológicas de la DGA. Se emplearon dos tipos de verificación:

- (i) **una validación directa**, utilizando los registros de la estación instalada sobre el GY durante la campaña de 2014 (DGA, 2015).

- (ii) **una validación referencial**, utilizando la estación GOA, ubicada en un afloramiento rocoso adyacente al frente del glaciar. En este segundo caso, debido a ausencia de medidas directas sobre GPN, la información no corresponde al glaciar propiamente tal, pero permite evaluar la representatividad regional del albedo derivado de Landsat en el entorno inmediato del GPN.

Para fechas coincidentes entre los puntos de validación con las imágenes Landsat, se compararon los valores de albedo satelital y los observados, calculándose métricas de desempeño como RMSE y sesgo. Esta verificación permitió confirmar la consistencia de las estimaciones basadas en el algoritmo de Liang (2001) en superficies nivosas y de hielo de la zona de estudio.

### 3.1.3. Estimación del balance de masa geodésico

El balance de masa geodésico fue estimado mediante la comparación de datos altimétricos provenientes del satélite ICESat-2 (producto ATL06) y el modelo digital de elevación ALOS World 3D (AW3D30), con el objetivo de calcular cambios de elevación glaciar en el periodo 2019–2024 (ATL06) respecto a una superficie de referencia en torno al año 2010 (AW3D30). Este enfoque se basa en la metodología de comparación puntual de alturas y posterior conversión a masa, siguiendo criterios estandarizados para la densidad del hielo.

Los datos ICESat-2 fueron obtenidos para intervalos de fechas acotados (enero a mayo; periodo ablación glaciar) entre 2019 y 2024 para cada glaciar, sobre los contornos definidos anteriormente por el NDSI para cada año individual. Para garantizar la comparabilidad altimétrica entre los datos ICESat-2 y el DEM ALOS World 3D, fue necesario convertir las alturas elipsoidales ( $h$ ) proporcionadas por ICESat-2 a alturas ortométricas ( $H$ ). Esta transformación se realizó mediante un ajuste geoidal (Dirección de vialidad, 2018) (3) y utilizando como referencia vertical ( $N$ ) el modelo EGM96 (EPSG:5773).

$$h = H + N \text{ (ecuación 3)}$$

donde  $h$  es la altura elipsoidal (obtenida de ICESat-2),  $H$  es la altura ortométrica (compatible con la altimetría de ALOS World 3D) y  $N$  es el modelo geoidal o diferencia entre el geode y el elipsoide en el punto de observación (Soza & Falaschi, 2020).

Las alturas ortométricas obtenidas de ICESat-2 fueron comparadas espacialmente con los valores de elevación de ALOS World 3D mediante muestreo puntual, generando una serie de diferencias de altura  $\Delta h$ , entre los datos de ICESat-2 y Alos Worlds 3D (4).

$$\Delta h = Z_{ICESat-2} - Z_{ALOS} \text{ (ecuación 4)}$$

donde  $\Delta h$ , es la diferencia de elevación,  $Z_{ICESat-2}$  son las elevaciones de los distintos tracks de ICESat-2 y  $Z_{ALOS}$  los datos del DEM AW3D30, la más antigua.

A partir de estas diferencias de altura, se estimó el balance de masa específico utilizando un factor de conversión de densidad constante de  $850 \pm 60 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  (5), ampliamente validado en estudios regionales (Huss, 2013; Podgórski, et al., 2019). El cálculo se expresa como:

$$\text{Balance de masa } (\Delta M) = \Delta h * 0.85 \text{ (ecuación 5)}$$

Este procedimiento se aplicó a todos los perfiles de ICESat-2 disponibles, calculando primero las diferencias de elevación puntuales ( $\Delta h$ ) al comparar la altura de cada track de ICESat-2 con el valor del píxel subyacente del DEM ALOS. A partir de estos valores, se generaron series temporales para estimar las tasas de pérdida de hielo, dividiendo el cambio de elevación por el número de años entre cada par de datos. El conjunto de puntos de diferencia ( $\Delta M$ ) resultante fue filtrado para remover valores atípicos (outliers) mediante el método de rango intercuartil (IQR)) (Soza & Falaschi, 2020). Posteriormente, los datos depurados se agruparon en bandas altitudinales de 50 m, promediando los valores dentro de cada banda tras excluir diferencias mayores a tres desviaciones estándar respecto a la media (Ruiz, et al., 2017; Berthier, et al., 2004). Finalmente, sobre el conjunto total de diferencias puntuales ajustadas, se calcularon métricas estadísticas descriptivas (cambio medio, MAE y RMSE) para caracterizar la magnitud y variabilidad del adelgazamiento glaciar obtenidos por este método.

La incertidumbre asociada al cambio de elevación ( $\Delta h$ ) se estimó mediante el análisis de diferencias altimétricas en zonas estables (rocas), externas al glaciar, siguiendo el enfoque de (Varas, 2023). Para ello, se comparó la variabilidad de  $\Delta h$  en estas áreas de control con la observada sobre el glaciar, obteniendo así una medida del error sistemático inherente a los datos de elevación empleados (6).

$$Incertidumbre = \sqrt{\frac{\frac{dh}{dh_{ze}}}{\frac{dh}{dh_{to}}}} \text{ (ecuación 6)}$$

donde,  $\frac{dh}{dt}$  es la tasa de adelgazamiento anual,  $\frac{dh}{dh_{ze}}$  es la diferencia en elevación en cada período sobre la zona estable y  $\frac{dh}{dh_{to}}$  es la tasa de adelgazamiento anual sobre toda la superficie del glaciar en cuestión.

Finalmente, los valores de incertidumbre obtenidos fueron utilizados para contextualizar el margen de error de las estimaciones de  $\Delta M$  y evaluar la confiabilidad de los resultados. Estos se contrastaron con estudios previos publicados para los glaciares Paloma Norte y Yeso (Dussailant, et al., 2019; Hugonnet, et al., 2021; Farías-Barahona, et al., 2020; Burger, et al., 2018), lo que permitió validar la consistencia de las estimaciones de balance de masa generadas en este trabajo y situarlas dentro del contexto regional de evolución glaciar en los Andes Centrales. Cabe señalar que las comparaciones detalladas con dichos estudios se presentan en la sección de Resultados, donde se muestran los valores obtenidos con ICESat-2 frente a la literatura existente.

### 3.2. Datos meteorológicos y reanálisis atmosférico

#### 3.2.1. Estaciones DGA

Para caracterizar las condiciones atmosféricas regionales en las cuencas de los glaciares GPN y GY, se integraron datos de estaciones meteorológicas convencionales administradas por la Dirección General de Aguas (DGA). Se seleccionaron como estaciones base principales aquellas con mayor cobertura temporal y ubicación estratégica: Yeso Embalse (YE) para GY y Río Olivares ante junta Río Colorado (RO) para GPN, utilizadas como referencia en las series de temperatura y precipitación a nivel de cuenca. Adicionalmente, se incluyeron estaciones secundarias cercanas con el objetivo de realizar validaciones cruzadas y mejorar la representatividad espacial de los datos (Pezoa, 2003; Guajardo-Panes, et al., 2017; Alvarez-Garreton, et al., 2018) (ver Tabla 5). Todas las series fueron sometidas a control de calidad básico,

incluyendo la detección de valores atípicos y el completado de vacíos mediante interpolación lineal en brechas menores a tres días (Pezoa, 2003; Cerlini, et al., 2020). Finalmente, las series fueron agregadas a escalas diaria, mensual y anual, considerando como periodo de referencia el año hidrológico abril–marzo (Bown, et al., 2007; McCarthy, et al., 2022).

Estas estaciones constituyeron además la referencia in situ para evaluar el desempeño de los productos grillados CR2MET y ERA5. Para cada estación se extrajeron las series de temperatura y precipitación del píxel correspondiente en cada reanálisis (o, cuando fue necesario, mediante interpolación bilineal de las cuatro celdas más cercanas), y se compararon con los registros observados mediante estadísticos descriptivos (media, desviación estándar, mínimo y máximo) y métricas de desempeño (MAE, RMSE, sesgo, KGE y coeficiente de correlación de Pearson,  $r$ ). Asimismo, se analizaron tendencias en las series anuales mediante la prueba no paramétrica de Mann–Kendall, con nivel de significancia  $p < 0,05$ , siguiendo metodologías clásicas de análisis hidrometeorológico (Helsel, et al., 2020; Wilks, 2011). Las métricas obtenidas se presentan y discuten en la sección de Resultados, donde se cuantifica explícitamente el sesgo residual de cada producto frente a los datos de terreno.

### 3.2.2. Reanálisis meteorológico: CR2MET, ERA5 y Explorador solar

Para complementar las observaciones in situ y ampliar la cobertura espacial y temporal se utilizaron tres conjuntos de datos meteorológicos grillados: CR2MET, ERA5 y Explorador Solar. Cada producto se describió y evaluó de acuerdo con criterios estadísticos homogéneos, utilizando como referencia las estaciones DGA descritas en el apartado anterior.

- CR2MET v2.5: corresponde a un conjunto de datos hidroclimáticos diarios basado en una regionalización estadística del reanálisis ERA5, calibrada con una extensa red de estaciones de precipitación y temperatura en Chile (DGA, DMC, SERVIMET, INIA, FDF, entre otras agencias) y complementada con predictores satelitales MODIS y variables topográficas, sobre una grilla regular de  $0,05^\circ$  para el periodo 1960–2021 (Boisier, et al., 2018; DGA, 2022). Este producto ha demostrado un buen desempeño frente a observaciones independientes, con sesgos reducidos y alta covariabilidad en temperatura y precipitación en gran parte de Chile, incluyendo la zona central, y valores típicos de KGE superiores a 0,6 en aplicaciones hidrológicas (Alvarez-Garretón, et al., 2018; Baez-Villanueva, et al., 2021; Boisier, et al., 2025). En este estudio, CR2MET se utilizó para extraer las series diarias de temperatura máxima, mínima y precipitación correspondientes a los píxeles que interceptan los glaciares GPN y GY, así como los píxeles que contienen las estaciones YE y RO. El desempeño frente a dichas estaciones se evaluó mediante MAE, RMSE, sesgo, KGE y  $r$ , tanto a escala diaria como anual, y se estimaron tendencias con la prueba de Mann–Kendall. En el caso de la temperatura, se aplicó una corrección de sesgo aditiva previa al análisis, con el fin de alinear la climatología media de CR2MET con la de las estaciones de referencia (Wilks, 2011). Los resultados de esta evaluación se presentan en la sección de Resultados.
- ERA5: reanálisis global de referencia del ECMWF, con resolución espacial de  $0,25^\circ$  y registros horarios desde 1940 (Hersbach, et al., 2020). Estudios recientes muestran que ERA5 proporciona una representación robusta de la temperatura y la precipitación en el Altiplano y

los Andes centrales en comparación con otros reanálisis, aunque presenta sesgos regionales en ciertas estaciones y épocas del año que deben considerarse en su interpretación (Birkel, et al., 2022). En este trabajo ERA5 se utilizó como fuente principal de forzamiento del modelo COSIPY, fundamentado en su carácter de reanálisis global de referencia y en su amplia disponibilidad temporal y espacial. Su aplicabilidad en regiones de alta montaña de Sudamérica ha sido demostrada en estudios recientes; por ejemplo, Temme et al. (2025) emplearon ERA5 como entrada principal para COSIPY en la Cordillera Darwin, validando su desempeño frente a observaciones locales. Siguiendo dicho enfoque, aquí ERA5 se usó para forzar las simulaciones de balance energético y de masa, a partir de las variables de temperatura del aire a 2 m, precipitación total, humedad relativa, velocidad del viento a 10 m, presión superficial y flujos de radiación de onda corta y larga incidente.

Su desempeño en temperatura y precipitación se evaluó frente a las estaciones YE y RO siguiendo el mismo esquema estadístico aplicado a CR2MET (MAE, RMSE, sesgo, KGE, r y prueba de Mann–Kendall).

- Explorador solar: El Explorador Solar es una base nacional de radiación global en superficie desarrollada a partir de imágenes GOES calibradas con estaciones radiométricas de terreno, con resolución espacial cercana a 4 km y cobertura horaria para el periodo 2004–2016 (Molina, et al., 2017). En este estudio se empleó para caracterizar el forzante radiativo en la zona de estudio y como referencia independiente para evaluar la coherencia de la radiación global de ERA5 y de los flujos simulados por COSIPY. Para cada glaciar se seleccionaron dos píxeles representativos (uno con alta exposición y otro con elevada frecuencia de sombra), a partir de los cuales se analizaron diferencias sistemáticas en la irradiancia y se calculó la correlación de Pearson (r) entre GPN y GY.

En conjunto, el uso combinado de estaciones DGA, CR2MET, ERA5 y Explorador Solar permite aprovechar la fortaleza de cada fuente de información: los registros in situ entregan la referencia local necesaria para cuantificar sesgos; CR2MET y ERA5 aportan series largas y espacialmente completas para forzar el modelo y analizar tendencias; y el Explorador Solar proporciona un control adicional sobre la componente radiativa. La validación cruzada descrita en este apartado, respaldada por estudios previos de evaluación regional de CR2MET y ERA5 en Chile y en los Andes, sustenta la utilización de estos productos en el análisis hidroclimático de las cuencas de GPN y GY, al tiempo que permite explicitar las incertidumbres asociadas a su resolución espacial y a la representación de procesos en alta montaña.

### 3.2.3. Reanálisis de aerosoles: CAMS y MERRA-2

Para evaluar la influencia de contaminantes atmosféricos en la ablación glaciar, se emplearon dos productos globales de reanálisis y emisiones de aerosoles, considerando el BC, OC y MD como principales agentes de reducción del albedo (Flanner & Zender, 2006; Skiles, et al., 2018):

- MERRA-2 (M2T1NXAER): El producto M2T1NXAER (Gelaro, et al., 2017; Randles, et al., 2017) entrega concentraciones máxicas atmosféricas horarias de aerosoles (variables BCSMASS, OCSMASS y DUSMASS, en  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) en la capa límite ( $\sim 60$  m AGL), con resolución espacial de  $0,25^\circ$

(≈25 km) para el periodo 1990–2024. En este trabajo, dichas series se interpretan estrictamente como concentraciones en aire en la capa superficial y se utilizan como indicador de la carga atmosférica disponible para depositarse sobre los glaciares; es decir, como proxy de deposición y no como un flujo de deposición efectiva en nieve.

Las concentraciones horarias entregadas por MERRA-2 fueron agregadas siguiendo un procedimiento uniforme con todas las demás variables climáticas del estudio. Primero, se promediaron las 24 observaciones horarias para obtener valores diarios según (7):

$$X_d = \frac{1}{24} \sum_{h=1}^{24} X_h \text{ (ecuación 7)}$$

Posteriormente, los valores diarios se integraron a escala anual mediante (8):

$$X_a = \frac{1}{N} \sum_{d=1}^N X_d \text{ (ecuación 8)}$$

donde  $N$  corresponde al número de días del año hidrológico. Este esquema de agregación (horario, diario, anual) se aplicó de forma idéntica a todas las variables utilizadas en este trabajo, asegurando consistencia metodológica entre glaciares y entre productos.

Es fundamental aclarar que no se realizó ninguna transformación directa de concentración volumétrica ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) a carga superficial ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ), dado que dicha conversión requiere supuestos adicionales sobre procesos de deposición seca y húmeda que escapan de los objetivos de este estudio. En consecuencia, todas las estadísticas y modelos desarrollados se basan en las concentraciones en aire como covariable atmosférica.

La utilización de MERRA-2 bajo este enfoque se sustenta en estudios recientes que han validado las concentraciones superficiales de BC de este reanálisis frente a redes de observación en superficie, reportando correlaciones significativas y sesgos acotados a escala regional (Mao, et al., 2023; Soni, et al., 2021), así como en investigaciones que emplean los campos de MERRA-2 para analizar la relación entre polvo atmosférico y su impacto radiativo en la cobertura de nieve en regiones de alta montaña (Zhao, et al., 2022). Para garantizar la fiabilidad de estos datos en la zona de estudio, la validez local de MERRA-2 fue evaluada mediante una validación cruzada con mediciones independientes de superficie en los laboratorios NUNATAK-1 y NUNATAK-2. Se calcularon métricas de desempeño (MAE, RMSE, sesgo y coeficiente de correlación de Pearson) antes y después de aplicar una corrección lineal de sesgo. Los resultados detallados de esta validación (pendiente, intercepto, sesgo residual y mejora en RMSE) se presentan en el capítulo de Resultados respectivo.

- CAMS-GLOB-ANT v5.3: este inventario proporciona flujos mensuales de emisiones antropogénicas de BC y OC ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ) con resolución espacial de  $0.1^\circ$  (≈10 km), cubriendo el periodo 2000–2024 (Granier, et al., 2019; Innes, et al., 2019). Los datos se integraron a nivel anual sobre los píxeles coincidentes con los glaciares, permitiendo identificar diferencias en la carga de aerosoles entre GPN y GY. Su análisis se complementó con el modelo de trayectorias

atmosféricas HYSPLIT, con el fin de asociar las emisiones regionales con posibles eventos de transporte y deposición.

Finalmente, las tendencias temporales de BC, OC y MD se analizaron mediante la prueba de Mann–Kendall, mientras que la comparación entre glaciares se realizó mediante estadísticas descriptivas y correlaciones intersitio, con el objetivo de identificar patrones regionales y locales de aporte de aerosoles. La Tabla 7 resume especificaciones de los productos de CAMS y MERRA-2 utilizados en este trabajo.

Tabla 7. Especificaciones técnicas de productos de reanálisis de aerosoles.

Producto	Variables	Resolución espacial	Resolución temporal	Periodo	Altura de la columna de aire
<b>MERRA-2 (M2T1NXAER)</b>	BC, OC, MD ( $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ )	0.25° ( $\approx 25$ km)	Horaria	1990-2024	Superficie ( $\sim 60$ m AGL) (Gelaro, et al., 2017)
<b>CAMS-GLOB-ANT v5.3</b>	BC, OC ( $\text{Kg}/\text{m}^2/\text{s}$ )	0.1° ( $\approx 10$ km)	Mensual	2000-2024	N/A (emisiones)

Fuente: Elaboración propia.

### 3.3. Modelación del transporte de aerosoles

#### 3.3.1. Simulación de trayectorias con HYSPLIT

Para analizar el transporte atmosférico de contaminantes hacia los glaciares GPN y GY se utilizó el modelo HYSPLIT v5.4.2 (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), desarrollado por la NOAA (Stein, et al., 2015). Este modelo, que combina esquemas lagrangiano y euleriano, permite calcular trayectorias atmosféricas hacia atrás (retrotrayectorias) y hacia adelante (forward trajectories) considerando la evolución tridimensional de partículas en un campo meteorológico.

Las retrotrayectorias se generaron con el programa de escritorio HYSPLIT v5.4.2, utilizando campos meteorológicos GDAS1 (Global Data Assimilation System) con resolución de 0.5° ( $\approx 50$  km) y frecuencia de 3 horas, adecuados para estudios de transporte regional. Se modelaron trayectorias de 72 h desde los centroides glaciares de GPN y GY, con alturas iniciales de 500, 1000 y 1500 m AGL, para representar la variabilidad del transporte en la capa límite y la troposfera baja.

La selección de fechas se basó en un criterio orientado a identificar los escenarios de mayor impacto potencial y, al mismo tiempo, a mantener la viabilidad computacional del experimento de trayectorias. Se utilizaron únicamente los eventos extremos de aerosoles detectados en MERRA-2, definidos como los días en que BC y OC superaron simultáneamente el percentil 95 en ambos glaciares durante el periodo 2007–2019, lo que resultó en 136 eventos coincidentes. Estos 136 casos se utilizaron íntegramente en los análisis posteriores de integración con emisiones y de frecuencia de trayectorias, sin aplicar filtros adicionales, asegurando la representatividad completa de los episodios extremos en ambos glaciares.

Las simulaciones forward de 72 h se realizaron desde cinco focos emisores regionales seleccionados según su aporte documentado de BC, OC y polvo mineral hacia la región cordillerana: Santiago urbano (MPS urbano de origen vehicular) (Barraza, et al., 2017; Gramsch, et al., 2020); Codelco Andina y Los Bronces (ambas operaciones mineras de cobre en alta montaña generadoras de polvo mineral masivo y BC) (Gramsch, et al., 2020); La Perla y Romeral (operaciones mineras con contribución local de polvo mineral alterado) (MMA, 2021). Las fechas de simulación correspondieron a eventos extremos de BC y OC identificados en el análisis de MERRA-2 (percentil 95 simultáneamente en ambos glaciares durante 2007–2019), seleccionando casos representativos por estación (invierno 2011, verano 2015, primavera 2017 y otoño 2018) para evaluar el potencial de advección diferencial de contaminantes absorbentes de luz bajo condiciones atmosféricas específicas (Rolph, et al., 2017).

### 3.3.2. Integración con eventos de contaminación

La integración se realizó considerando el conjunto completo de los 136 eventos extremos seleccionados (percentil 95 de BC y OC en ambos glaciares durante 2007–2019), de manera que cada trayectoria se vinculó con los inventarios de emisiones correspondientes. Los resultados de HYSPLIT se integraron espacialmente con los inventarios mensuales de emisiones del producto CAMS-GLOB-ANT v5.3 (Granier, et al., 2019), para identificar coincidencias entre trayectorias y zonas emisoras activas de BC y OC (Cereceda-Balic, et al., 2022). Se realizó un cruce espaciotemporal entre las posiciones horarias de cada trayectoria y los valores de emisiones ( $0.1^\circ$ ), evaluando la exposición acumulada únicamente en las fechas correspondientes al 5° percentil superior de concentraciones para cada variable y glaciar, consideradas representativas de eventos extremos en la región. Este tipo de análisis ha sido validado en distintas regiones de montaña, como los Andes peruanos y el Tíbet, donde se combinó el modelado de trayectorias con inventarios de emisiones y análisis estadístico de eventos extremos para evaluar la influencia regional en la deposición de BC sobre glaciares (Sánchez, et al., 2020; Wang, et al., 2015). Adicionalmente, se analizó la estacionalidad de las trayectorias y la frecuencia de coincidencia entre glaciares, con el fin de identificar ventanas críticas de deposición atmosférica —particularmente en primavera y verano— cuando la superficie glaciar está expuesta y es más vulnerable a la reducción del albedo por deposición de partículas absorbentes. Esta aproximación ha sido aplicada en múltiples regiones de montaña para establecer la estacionalidad de la deposición de BC y su influencia acumulada en el balance energético superficial (Gul, et al., 2024).

### 3.3.3. Análisis de frecuencia de trayectorias

Para complementar la interpretación individual de trayectorias, se elaboraron mapas de frecuencia de paso que muestran las zonas de tránsito más recurrentes de las masas de aire. A partir de las 136 retrotrayectorias seleccionadas, se calculó la proporción de ocurrencia sobre cada celda de la grilla meteorológica ( $0.5^\circ$ ), agrupando los resultados en clases de frecuencia acumulada de 10 % (0–10 %, 10–20 %, ..., 90–100 %). Este tipo de análisis ha sido ampliamente utilizado en estudios de transporte atmosférico para identificar “corredores atmosféricos” de conectividad frecuente entre regiones, empleando modelos como HYSPLIT para generar trayectorias y calcular su frecuencia espacial (Richard, et al., 2023).

El análisis de frecuencia, realizado de forma independiente para cada altura inicial (500, 1000 y 1500 m AGL), permitió identificar patrones dominantes de transporte y evaluar la influencia de la

topografía local en la canalización de los flujos atmosféricos, lo que concuerda con observaciones de estudios regionales donde los sistemas montañosos actúan como barreras o guías de las trayectorias (Xu, et al., 2021). Los mapas combinados para GPN y GY reflejan la distribución espacial de las trayectorias con mayor recurrencia, proporcionando una visión estadística integral del transporte y de las zonas con mayor probabilidad de interacción con fuentes emisoras potenciales, metodología también aplicada en el estudio de rutas de dispersión de contaminantes en diversas escalas (Freitag, et al., 2014).

### 3.4. Modelamiento glaciológico con COSIPY

Para simular el balance de masa y energía superficial de los glaciares Paloma Norte y Yeso, se utilizó el modelo físico COSIPY (COupled Snowpack and Ice surface energy and mass balance model in PYthon), desarrollado por (Sauter, et al., 2020). Este modelo permite una representación distribuida del balance de energía de superficie y subsuperficie a escala horaria y espacial, integrando múltiples variables meteorológicas y físicas en una grilla regular. El modelo no considera la dinámica del hielo (flujo o deslizamiento), razón por la cual el balance de masa resultante se denomina balance de masa climático (Cogley, et al., 2011).

COSIPY opera bajo una arquitectura modular que resuelve explícitamente cada componente del balance energético y de masa a través de ecuaciones físicas. Cada ciclo de simulación sigue una secuencia de 13 pasos computacionales que incluyen acumulación, fusión, percolación, recongelamiento y conducción térmica en profundidad (Fig. 8), implementados sobre un esquema vertical de capas móviles que simula la evolución del perfil de nieve/hielo.

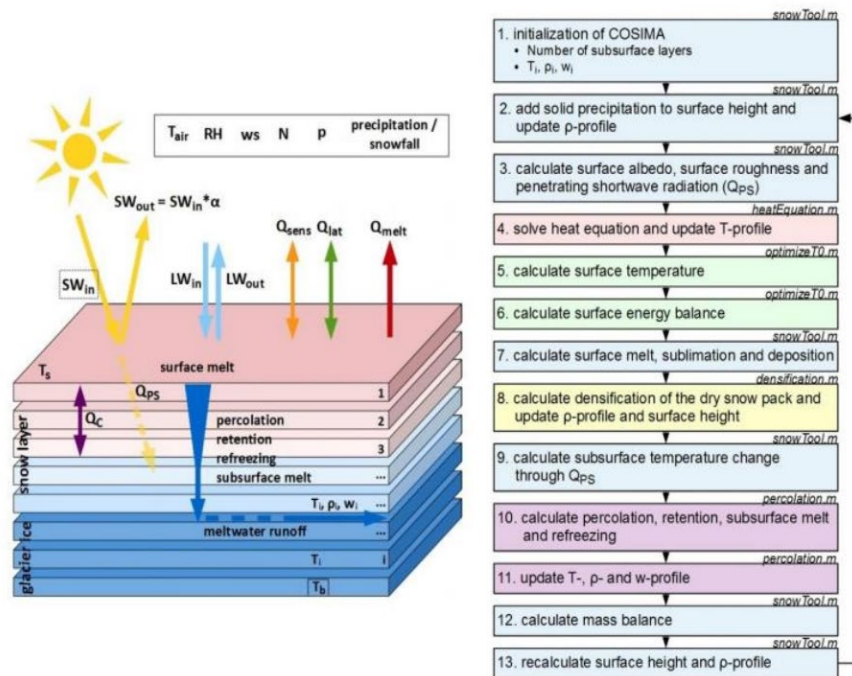


Fig. 8. Esquema del funcionamiento interno de COSIPY

Fuente: Extraído de (Márquez, 2021).

- Fundamentos físicos

El modelo se basa en el balance energético superficial (9), expresado como:

$$Q_m = SW_{in}(1 - \alpha) + LW_{in} - LW_{out} + Q_{sens} + Q_{lat} + Q_{prec} + Q_{melt} \text{ (ecuación 9)}$$

donde,  $Q_m$  es la energía disponible para fusión,  $SW_{in}$  y  $LW_{in/out}$  son las componentes de la radiación solar y terrestre,  $\alpha$  es el albedo,  $Q_{sens}$  y  $Q_{lat}$  corresponden a los flujos turbulentos de calor sensible y latente,  $Q_{prec}$  representa el calor aportado por la precipitación y  $Q_{melt}$  el calor generado por la fusión. Esta energía ( $W m^{-2}$ ) se transfiere hacia el interior del glaciar mediante conducción térmica, modelada por la ecuación del calor (10):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \text{ (ecuación 10)}$$

donde  $T$  es la temperatura,  $k$  la conductividad térmica,  $\rho$  la densidad,  $c$  el calor específico del medio (nieve/hielo) y  $z$  su profundidad. Luego, a partir de esto, se calcula la evolución térmica y densidad del hielo del perfil, la fusión superficial y subsuperficial, el escurrimiento y recongelamiento, entregando finalmente un balance de masa y energía distribuido.

- Estructura computacional y datos de entrada

La simulación se realizó con una resolución espacial de 100 m y temporalidad horaria, abarcando una profundidad máxima de 15 m en la columna de nieve/hielo, profundidad a la cual la onda de temperatura estacional se considera despreciable y que es estándar en este tipo de modelo. COSIPY se forzó con datos meteorológicos del producto ERA5 (Hersbach, et al., 2020), los cuales fueron remuestreados e interpolados sobre la superficie de ambos glaciares. Se optó por el uso del producto ERA5 como forzante meteorológico debido a que proporciona la gama completa de variables requeridas por COSIPY. Aunque productos regionales como CR2MET presentan una mayor resolución y ajuste para temperatura y precipitación en la zona central de Chile, fueron descartados por no contener todas las variables físicas necesarias para forzar el modelo de forma integral, por lo que se decidió utilizar ERA5 para asegurar la coherencia física y temporal de todos los forzantes meteorológicos utilizados. Esta decisión busca priorizar la coherencia interna del forzamiento sobre la precisión puntual de variables individuales. Los datos empleados como entrada se listan en la Tabla 8.

Tabla 8. Parámetros de entrada del modelo COSIPY

Parámetros	Descripción	Unidades
p	Presión atmosférica	hPa
T	Temperatura del aire	K
H <sub>r</sub>	Humedad relativa	%
Pp	Precipitación total	mm
u	Velocidad del viento	ms <sup>-1</sup>
SW	Radiación solar incidente	Wm <sup>-2</sup>
LW	Radiación onda larga incidente	Wm <sup>-2</sup>
N	Nubosidad	%/100

Fuente: Elaboración propia.

Por otro lado, se definieron parámetros físicos libres que controlan las propiedades térmicas, ópticas y estructurales de la nieve y el hielo. En este estudio se usaron valores calibrados desde literatura previa (Mölg, et al., 2012; Gurgiser, et al., 2013a; Oerlemans & Knapp, 1998; Sauter, et al., 2020) y ajustados exploratoriamente. En ausencia de mediciones locales —como rugosidad aerodinámica, densidad inicial o espesor de la capa de nieve— se recurrió a valores de referencia documentados en estudios similares de glaciares de alta montaña. Estos incluyen aplicaciones en los Alpes (Krampe, et al., 2022), en la Cordillera Blanca, Perú (Torres, 2020), y en glaciares de Chile utilizando COSIPY (Márquez, 2021). Dichos valores representan rangos físicamente consistentes para nieve y hielo, y posteriormente fueron ajustados mediante calibración con los balances de masa geodésicos de ambos glaciares. La Tabla 9 presenta los principales parámetros utilizados.

Tabla 9. Ajustes de las constantes o parámetros libres de COSIPY.

Constantes	Valor	Fuente
Longitud de rugosidad del hielo	1,7 mm	(Mölg, et al., 2012)
Longitud de rugosidad de la nieve	4 mm	(Mölg, et al., 2012)
Longitud de rugosidad del firn	0,24 mm	(Mölg, et al., 2012)
Temperatura de fondo fija	273,15 K	(Gurgiser, et al., 2013a)
Densidad de la precipitación sólida	250 kg m <sup>-3</sup>	(Mölg & Scherer, 2012)
Gradiente de la temperatura	-0,65° (100 m) <sup>-1</sup>	Gradiente adiabático
Albedo de la nieve reciente	0,85	(Cuffey & Paterson, 2010)
Albedo del Firn	0,55	(Cuffey & Paterson, 2010)
Albedo del hielo	0,35	(Cuffey & Paterson, 2010)
Escala de tiempo del albedo	1-50 días	(Oerlemans & Knapp, 1998)
Escala del espesor de la capa de nieve	1 cm	(Gurgiser, et al., 2013b)

Fuente: Elaboración propia.

#### ▪ Implementación y resultados del modelo

La simulación se ejecuta de forma distribuida, punto a punto, sobre una grilla regular del glaciar, y en cada paso temporal se resuelven secuencialmente los procesos físicos clave que componen el balance de energía y masa. Estos incluyen: acumulación de nieve, cálculo del albedo, resolución del flujo de calor en profundidad, evaluación del balance energético, fusión y sublimación, y actualización de propiedades físicas del perfil. Todos estos procesos se representan en un esquema modular y acoplado (ver Fig. 8), lo que permite capturar dinámicamente la evolución térmica y de masa del glaciar.

Como producto, COSIPY entrega mapas distribuidos de balance de masa diario, temperatura subsuperficial, contenido de agua líquida, evolución del albedo y profundidad del snowpack. Estos outputs son clave para entender la respuesta energética del glaciar ante cambios meteorológicos.

En este estudio, las simulaciones se realizaron bajo condiciones climáticas idénticas para ambos glaciares. La metodología se centró en modificar únicamente los valores de albedo superficial para

representar dos situaciones contrastantes. Este diseño experimental es central para la metodología, ya que permite aislar y cuantificar de manera explícita el impacto del oscurecimiento superficial sobre el balance de masa, separando el efecto de la contaminación del forzante climático de fondo.

Los escenarios definidos son:

- (i) Superficie limpia (escenario ideal) – SL, en adelante: Representa una línea base climatológica. Se utiliza un albedo ideal constante, que simula una superficie prístina sin deposición de LAPS. Los valores seleccionados se basan en rangos típicos de nieve y hielo limpio documentados en la literatura (Cuffey & Paterson, 2010), derivados principalmente de estudios en glaciares de latitudes medias y altas del hemisferio norte (ej., Alpes, Cordilleras de Norteamérica y Groenlandia), ampliamente utilizados como estándar de referencia en trabajos glaciológicos internacionales.
- (ii) Superficie sucia (escenario real) – SC, en adelante: Representa las condiciones observadas. Se utiliza el albedo anual promedio estimado a partir de imágenes Landsat, aplicando el algoritmo de (Liang, 2001). Este escenario incorpora las variaciones temporales y el oscurecimiento real de la superficie.

De esta manera, es posible cuantificar la incertidumbre que introduce la variabilidad del albedo en las estimaciones de balance de masa, determinando la respuesta glaciológica neta ante el forzante radiativo superficial bajo condiciones climáticas constantes.

- Calibración del modelo COSIPY mediante balance de masa

El modelo COSIPY, si bien está basado en principios físicos, requiere la calibración de diversos parámetros libres que controlan la magnitud de los procesos de acumulación y ablación en superficie. Para asegurar que las simulaciones representen fielmente la realidad física de los glaciares Paloma Norte y Yeso, se implementó una robusta estrategia de calibración utilizando observaciones independientes de balance de masa.

La calibración se realizó siguiendo la estrategia regional propuesta por (Temme, et al., 2023), la cual utiliza balances de masa geodésicos como restricción de calibración independiente. El objetivo es optimizar el conjunto de parámetros libres del modelo para que el balance de masa superficial modelado (MBmod) minimice el error cuadrático medio (RMSE) respecto al balance de masa geodésico observado (MBgeo) para períodos de tiempo definidos.

El proceso de calibración se enfocó en cinco parámetros críticos que ejercen el control más significativo sobre el balance de masa superficial (SMB) en el modelo:

1. **mult\_factor\_RRR (Factor Multiplicador de Precipitación):** Un factor adimensional que corrige la subestimación sistemática de la precipitación total en el reanálisis ERA5, un sesgo común en regiones de topografía compleja. Valores típicos en glaciares de latitudes medias varían entre 1.5 y 3.0.
2. **LAPse\_T (Gradiente Térmico Altitudinal):** expresado en  $K \cdot m^{-1}$ , controla la distribución vertical de la temperatura del aire y, por tanto, la partición lluvia/nieve y las tasas de fusión dependientes de

la temperatura. En este trabajo se aplicó un lapse rate constante a escala horaria, pero calibrado por subperíodos climáticos (2000–2010 y 2011–2023) junto con el resto de los parámetros. No se impuso una estacionalidad explícita de LAPse\_T debido a la ausencia de perfiles verticales de temperatura locales y para evitar una sobreparametrización del modelo; la calibración por subperíodos climáticos permite capturar cambios de régimen (p. ej., la megasequía 2010) sin introducir grados de libertad adicionales (Weidemann, et al., 2018).

3. **roughness\_ice (Longitud de Rugosidad del Hielo):** Medido en milímetros,  $z_0$  regula la intensidad de los flujos turbulentos de calor sensible y latente. Es un componente fundamental del balance energético superficial.
4. **center\_snow\_transfer\_function (Temperatura Umbral de Transición):** Definido en °C, es la temperatura central en la función logística que determina si la precipitación cae como lluvia o nieve. Valores típicos oscilan entre 0.5 y 1.5 °C. Bajo esta formulación logística, la fracción de precipitación sólida decrece suavemente con la temperatura, de modo que es posible obtener fracciones sólidas en verano en cotas altas cuando la temperatura del aire se aproxima a 0 °C, mientras que la probabilidad de nieve se vuelve despreciable para temperaturas claramente positivas ( $\approx 2-3$  °C) (KadKha, et al., 2024).
5. **spread\_snow\_transfer\_function (Amplitud de Transición):** Parámetro adimensional que controla la "suavidad" o el rango de temperatura sobre el cual ocurre la transición de lluvia a nieve.

El procedimiento de optimización se implementó mediante un muestreo factorial completo. Para cada glaciar, se definieron rangos de búsqueda para los cinco parámetros basados en la literatura (Mölg, et al., 2012; Sauter, et al., 2020; Temme, et al., 2023). Se ejecutó una simulación de COSIPY para cada combinación paramétrica posible, generando series temporales de balance de masa anual modelado ( $MB_{mod}$ ).

Posteriormente, se calculó el Error Cuadrático Medio (RMSE) para cada simulación frente al balance geodésico observado ( $MB_{geo}$ ) en el período correspondiente, utilizando la Ecuación 11:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (MB_{mod} - MB_{geo})^2}{N}} \quad (\text{Ecuación 11})$$

donde  $N$  es el número de años en el período de calibración. La combinación paramétrica óptima se definió como aquella que minimizó el RMSE, buscando un error absoluto inferior al criterio de 0.30 m w.e. año<sup>-1</sup>.

Dado que diferentes combinaciones de estos parámetros pueden reproducir balances de masa similares (equifinalidad en el sentido de múltiples conjuntos "comportamentales"; (Herrera, et al., 2022; KadKha, et al., 2024)), se añadieron criterios adicionales para seleccionar la solución final. En particular, se descartaron combinaciones con RMSE bajo, pero con componentes del balance energético superficial ( $SW_{net}$ ,  $LW_{net}$ , flujos turbulentos y calor por precipitación) incompatibles con el régimen glaciológico regional o que produjeran comportamientos incoherentes entre los períodos 2000–2010 y 2011–2023. Se retuvo así el conjunto de parámetros más parsimonioso, que concilia un buen ajuste geodésico con una física interna consistente.

Una consideración metodológica clave fue la decisión de calibrar el modelo en períodos temporales discretos (2000–2010 y 2011–2023), dado que el forzante climático no es estacionario. El período 2011–2023 está fuertemente influenciado por la megasequía, con condiciones de aridez y temperatura diferentes a las de 2000–2010. La calibración en períodos separados permite que el modelo se sintonice con la física de cada glaciar bajo regímenes climáticos específicos. Para el período 1990–2000, sin balance geodésico independiente, se utilizaron los parámetros óptimos de 2000–2010, asumiendo una relativa similitud climática. Esta estrategia de calibración múltiple e independiente, acotada a rangos físicamente plausibles, permite al modelo capturar la física subyacente sin sobreajustarse a un único conjunto de datos de referencia.

Los valores calibrados de estos cinco parámetros para cada glaciar y período, junto con las métricas de desempeño asociadas (error sistemático, RMSE y desviación estándar de los residuos), se presentan en la sección de resultados del modelo.

- Evaluación de desempeño y análisis estadístico

Debido a la ausencia de series continuas de balance de masa observados sobre los glaciares estudiados, la evaluación de desempeño del modelo COSIPY se basó también en el análisis interno de consistencia física y su comparación con valores de referencia regionales reportados en la literatura (Dussailant, et al., 2019; Farías-Barahona, et al., 2020; Baradun, et al., 2022; Caro, et al., 2024).

Se calcularon, para cada escenario y glaciar, los siguientes estadísticos: promedio anual, desviación estándar, valores mínimos y máximos, así como indicadores no paramétricos de tendencia temporal, con el fin de evaluar la estabilidad y coherencia de los resultados. Además, se estimó la correlación interanual entre ambos glaciares mediante el coeficiente de Pearson ( $r$ ,  $p$ -value), considerando tanto el SMB como el balance de energía superficial (SEB) en ambos escenarios.

Estas métricas permiten caracterizar cuantitativamente la sensibilidad del balance de masa y energía frente a la variabilidad climática y a los cambios en el albedo superficial, ofreciendo un marco robusto de comparación con resultados previos para glaciares de la región.

### **3.5. Análisis multivariable y atribución de cambios glacioclimáticos**

#### **3.5.1. Análisis de tendencias climáticas y glaciológicas**

Con el objetivo de caracterizar el comportamiento temporal de las principales variables climáticas y glaciológicas que inciden en la ablación de los glaciares GPN y GY, se realizó un análisis de tendencias sobre series temporales anuales y estacionales desde 1990 hasta 2024. Las variables consideradas incluyeron: temperatura del aire, precipitación total, radiación solar, contenido de aerosoles atmosféricos (BC, OC, MD), albedo superficial, balance de masa y energía modelado.

Las tendencias se evaluaron mediante regresión lineal simple, complementada con el test no paramétrico de Mann-Kendall para determinar la significancia estadística de los cambios, y el test de Sen para estimar la pendiente o tasa de variación en las series con tendencia significativa. Esta combinación permite cuantificar simultáneamente la dirección y magnitud de los cambios en variables climáticas y glaciológicas durante el periodo 1990–2024, contextualizando el retroceso glaciar bajo una perspectiva

climática de largo plazo y sirviendo como insumo para las etapas posteriores de análisis estadístico multivariable (Ayala , et al., 2020; Garreaud, et al., 2017).

### 3.5.2. Limitaciones y criterios de selección temporal

La longitud de las series finalmente incluidas estuvo limitada por la disponibilidad de datos en todas las variables consideradas de manera conjunta para cada glaciar. Aunque existen registros individuales que se extienden desde 1990 (o incluso antes) hasta 2024, el periodo efectivo de análisis quedó restringido a 1990–2021 para ambos glaciares, dado que la base CR2Met solo llega hasta 2021 y, adicionalmente, la selección de imágenes Landsat estuvo condicionada por la presencia de nubosidad, nevadas excepcionales o la ausencia de imágenes de calidad suficiente durante el verano austral en ciertos años. Como resultado, solo se incluyeron años con información completa y válida para todas las variables relevantes; el resto fue excluido automáticamente del análisis estadístico multivariable. Esta restricción garantiza la comparabilidad directa entre predictores y respuesta, pero puede reducir la cantidad total de años respecto a los registros brutos de cada variable.

### 3.5.3. Regresión múltiple y contribuciones porcentuales

Con el objetivo de identificar cuáles variables explicativas tienen mayor peso en el retroceso glaciar observado en los glaciares GPN y GY, se aplicó un modelo de Regresión Lineal Múltiple (RLM), considerando como variable dependiente la variación anual del área glaciar y como predictores las siguientes variables independientes: temperatura media, precipitación, albedo, concentración de BC y OC, SEB y SMB obtenidos desde COSIPY.

El modelo general adoptado fue:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_n X_n + \varepsilon \text{ (ecuación 12)}$$

donde Y corresponde a la variación de superficie glaciar,  $X_n$  son los predictores climáticos y glaciológicos,  $\beta_n$  son los coeficientes estimados y  $\varepsilon$  el término de error.

Los coeficientes obtenidos a partir del modelo de regresión fueron estandarizados con el objetivo de facilitar la comparación entre variables, permitiendo así interpretar la magnitud relativa del efecto de cada predictor sobre la variable dependiente. La estandarización se realizó mediante normalización tipo Z, restando a cada predictor su media y dividiéndolo por su desviación estándar ( $X^* = (X - \bar{X})/SD_X$ ), criterio ampliamente recomendado para la comparación de coeficientes en RLM y para el análisis de contribuciones relativas (Kutner, et al., 2005). Para optimizar la estructura del modelo y evitar problemas de sobreajuste, se aplicó un procedimiento de selección hacia atrás basado en el criterio de información bayesiano (BIC) (Ghosh, et al., 2006), para estimar el número de parámetros que entregan el mejor modelo favoreciendo una representación más parsimoniosa del mismo (Vallejos, 2023).

Previo al ajuste definitivo, se verificaron los supuestos fundamentales del modelo de regresión lineal múltiple. La normalidad de los residuos se evaluó mediante el test de Shapiro-Wilk, mientras que la homocedasticidad (constancia de la varianza de los errores) fue comprobada utilizando el test de Breusch-Pagan. Asimismo, se evaluó la presencia de multicolinealidad entre las variables predictoras mediante el cálculo del factor de inflación de la varianza (VIF), eliminando aquellas variables con VIF superior a 5, valor

indicativo de dependencia lineal fuerte. Finalmente, se examinó la influencia de observaciones individuales sobre el modelo a través del análisis de distancia de Cook y valores de leverage (Hat values), siguiendo los umbrales sugeridos por (Kutner, et al., 2005).

Para evaluar el desempeño del modelo se emplearon múltiples métricas complementarias. Se calculó el coeficiente de determinación ajustado ( $R^2$ ) como medida de la varianza explicada ajustada por el número de predictores; el error absoluto medio (MAE) y la raíz del error cuadrático medio (RMSE) para estimar la magnitud de los errores; y el coeficiente de eficiencia de Kling-Gupta (KGE), que integra correlación, sesgo y variabilidad, proporcionando una medida robusta del ajuste global del modelo. Adicionalmente, se estimó la contribución porcentual de cada variable explicativa al modelo, calculada dividiendo el cuadrado del coeficiente estandarizado de cada predictor por la suma total de los cuadrados de todos los coeficientes estandarizados, y expresada como porcentaje. Este análisis permite determinar el peso relativo de cada variable en la explicación de los cambios observados en el área glaciar y, en consecuencia, inferir el rol dominante de los distintos factores climáticos o de deposición atmosférica sobre la ablación.

Finalmente, los resultados fueron analizados de forma comparativa entre glaciares, considerando su localización, altitud media, orientación y grado de exposición a contaminantes. Esta integración de múltiples líneas de evidencia permite establecer una atribución cuantitativa de las posibles causas principales y sus efectos en el retroceso glaciar observado durante las últimas dos décadas en glaciares de los Andes Centrales.

### III. RESULTADOS

#### 1. Caracterización superficial de glaciares a partir de sensores remotos

##### 1.1. Delimitación glaciar y cálculo de parámetros morfométricos

La delimitación de los glaciares Paloma Norte y Yeso se realizó a partir del procesamiento de imágenes Landsat 5, 8 y 9 corregidas radiométricamente, para el periodo comprendido entre 1990 y 2024. Se utilizó el índice NDSI (Normalized Difference Snow Index) como criterio principal de clasificación, aplicando umbrales entre 0.4 y 0.6 según las condiciones espectrales específicas de cada escena, y ajustando manualmente los contornos en zonas de sombra o cobertura mixta, especialmente en glaciares con presencia de detritos (Cereceda-Balic, et al., 2022; Dozier, 1989).

A partir de los contornos extraídos para cada año, se calculó la variación interanual del área glaciar ( $\text{km}^2$ ) para ambos glaciares durante el periodo 1990–2024. Los resultados evidencian una disminución sostenida de la superficie en ambos casos, con tasas de pérdida diferenciadas. El glaciar GPN pasó de  $2.96 \text{ km}^2$  en 1990 a  $0.66 \text{ km}^2$  en 2024, equivalente a una reducción acumulada del 77.8 % y una tasa promedio de  $-0.075 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  ( $-25.3 \%$  por década). Por su parte, el glaciar GY disminuyó de  $2.47 \text{ km}^2$  a  $1.31 \text{ km}^2$  en el mismo periodo, lo que representa una reducción total del 47.1 % y una tendencia media de  $-0.036 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  ( $-14.4 \%$  por década).

Ambas series presentan una tendencia negativa estadísticamente significativa ( $p < 0.001$ ), con fluctuaciones interanuales que sugieren episodios de acumulación y retroceso abrupto asociados a la variabilidad climática estacional (Fig. 9 y Tablas 10 y 11).

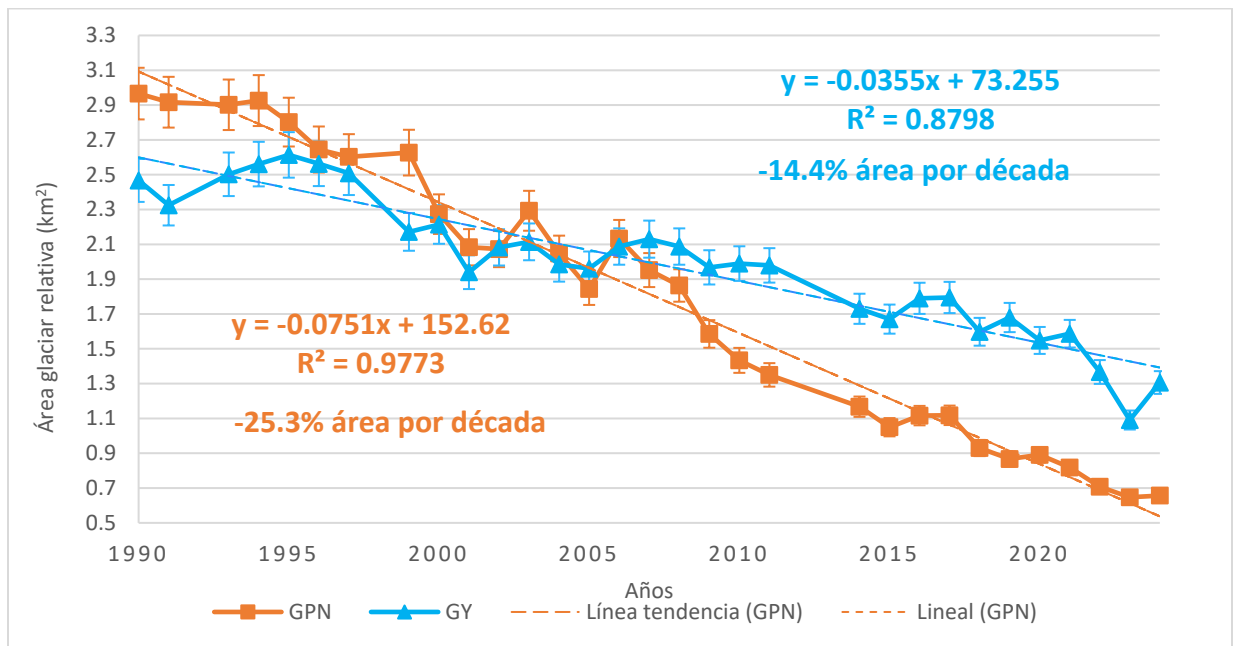


Fig. 9. Variación superficial de los glaciares GPN y GY entre 1990 y 2024.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 10. Evolución de la superficie glaciar del GPN entre 1990 y 2024, con variación porcentual acumulada por período.

Año	GPN (km <sup>2</sup> )	Variación por década (%)	Variación total 1990–2024 (%)
1990	2.957	—	—
2000	2.273	<b>-23.1</b>	<b>-23.1</b>
2011	1.349	<b>-40.6</b>	<b>-63.7</b>
2024	0.657	<b>-51.3</b>	<b>-77.8</b>

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 11. Evolución de la superficie glaciar del GY entre 1990 y 2024, con variación porcentual acumulada por período.

Año	GY (km <sup>2</sup> )	Variación por década (%)	Variación total 1990–2024 (%)
1990	2.467	—	—
2000	2.213	<b>-10.3</b>	<b>-10.3</b>
2011	1.979	<b>-10.6</b>	<b>-19.7</b>
2024	1.306	<b>-34.0</b>	<b>-47.1</b>

Fuente: Elaboración propia.

Además de las series temporales de área, se derivaron parámetros morfométricos clave para caracterizar la geometría de cada glaciar, incluyendo el aspecto (orientación) y la pendiente superficial. Estos parámetros permiten evaluar diferencias estructurales relevantes para la acumulación, la ablación y la recepción de radiación.

En el GPN, la distribución del aspecto muestra una predominancia hacia noroeste, norte y este, orientaciones que en el hemisferio sur reciben mayor radiación solar directa, siendo el norte la de mayor exposición. En regiones de alta radiación como los Andes Centrales, estas orientaciones pueden favorecer una ablación más intensa respecto de las vertientes de umbría (sur). En cuanto a la pendiente, la mayor parte del glaciar corresponde a clases suavemente inclinadas (2–6°) e inclinadas (6–13°), especialmente en el tramo central y la lengua, mientras que las pendientes más fuertes (>25°) se concentran en cabeceras y flancos. Esta combinación de orientaciones expuestas y pendientes moderadas sugiere una respuesta heterogénea a la radiación (Fig. 10 y Fig. 11).

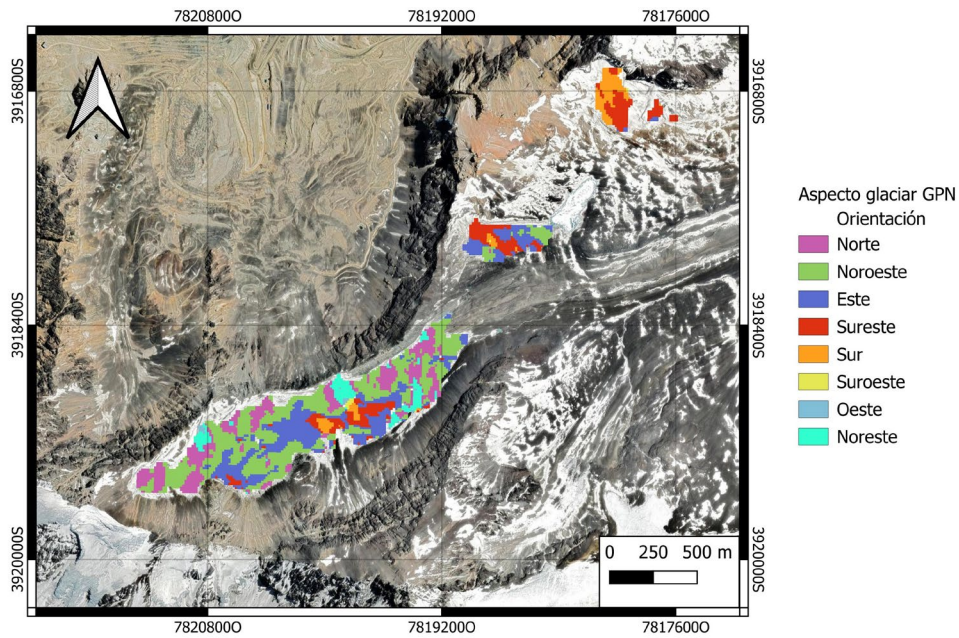


Fig. 10. Distribución de la orientación del glaciar GPN.

Fuente: Elaboración propia

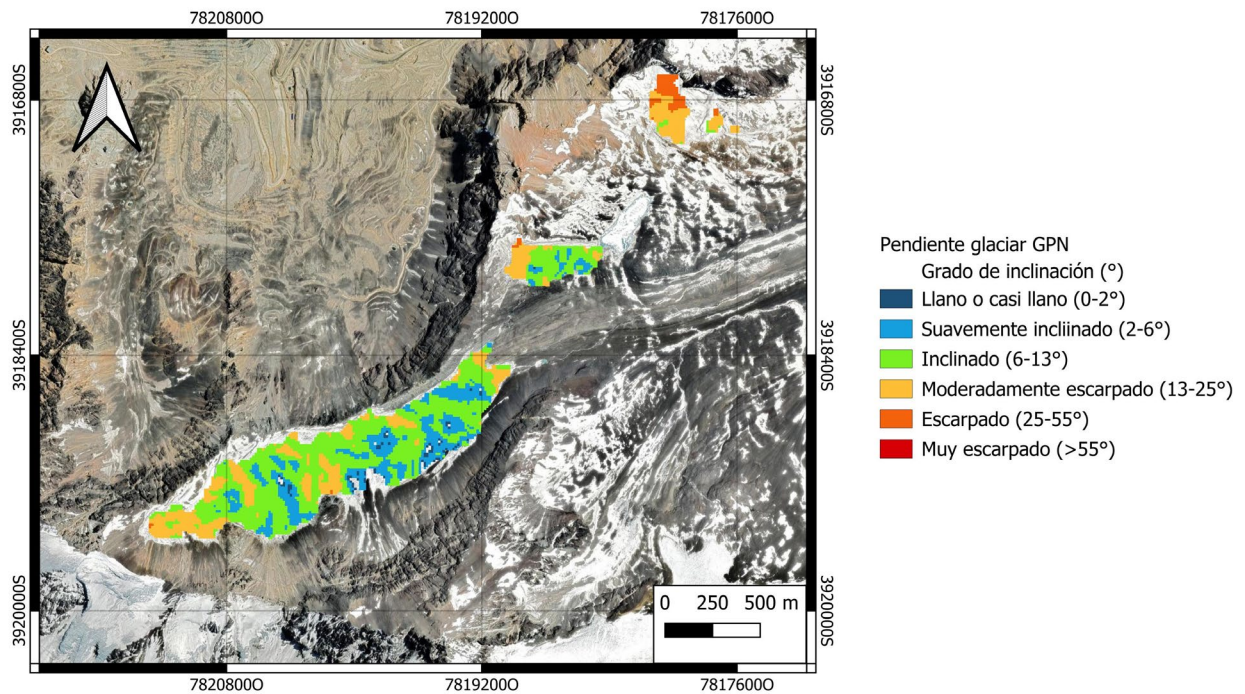


Fig. 11. Distribución de la pendiente del glaciar GPN.

Fuente: Elaboración propia

En el GY, el aspecto está dominado por orientaciones sur, sureste y suroeste, que corresponden a la vertiente de umbría en el hemisferio sur y reciben menor radiación solar directa. Esto favorece una mayor persistencia de nieve respecto de superficies norte. Asimismo, GY presenta una proporción relevante de áreas moderadamente escarpadas (13–25°) y escarpadas (>25°), especialmente en los flancos laterales y el sector superior, mientras que las zonas más suaves (<6°) se concentran en la parte baja. Esta morfometría más abrupta, junto con orientaciones menos expuestas, modula la respuesta energética del glaciar (Fig. 12 y Fig. 13).

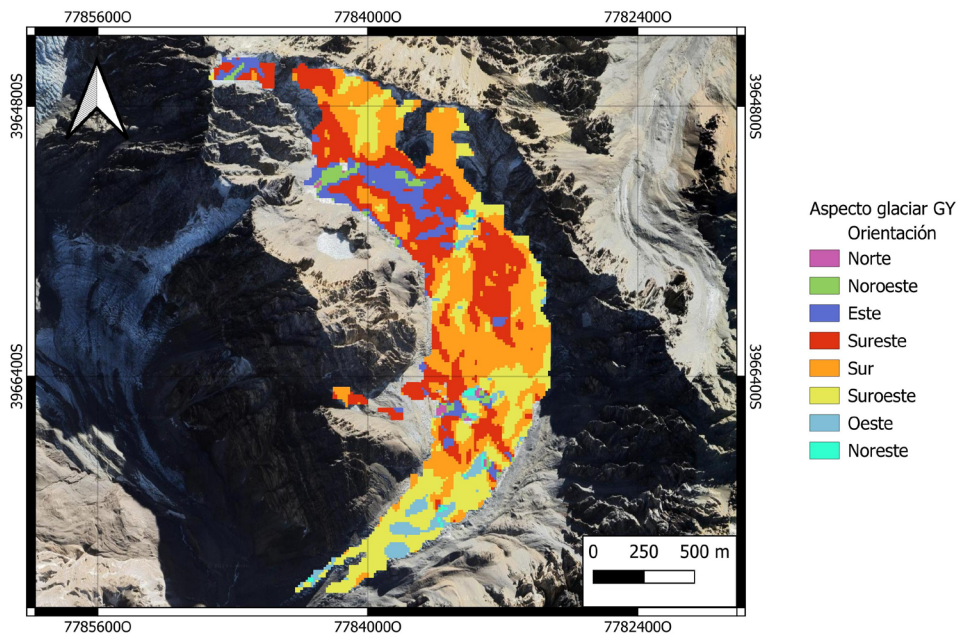


Fig. 12. Distribución de la orientación del glaciar GY.

Fuente: Elaboración propia

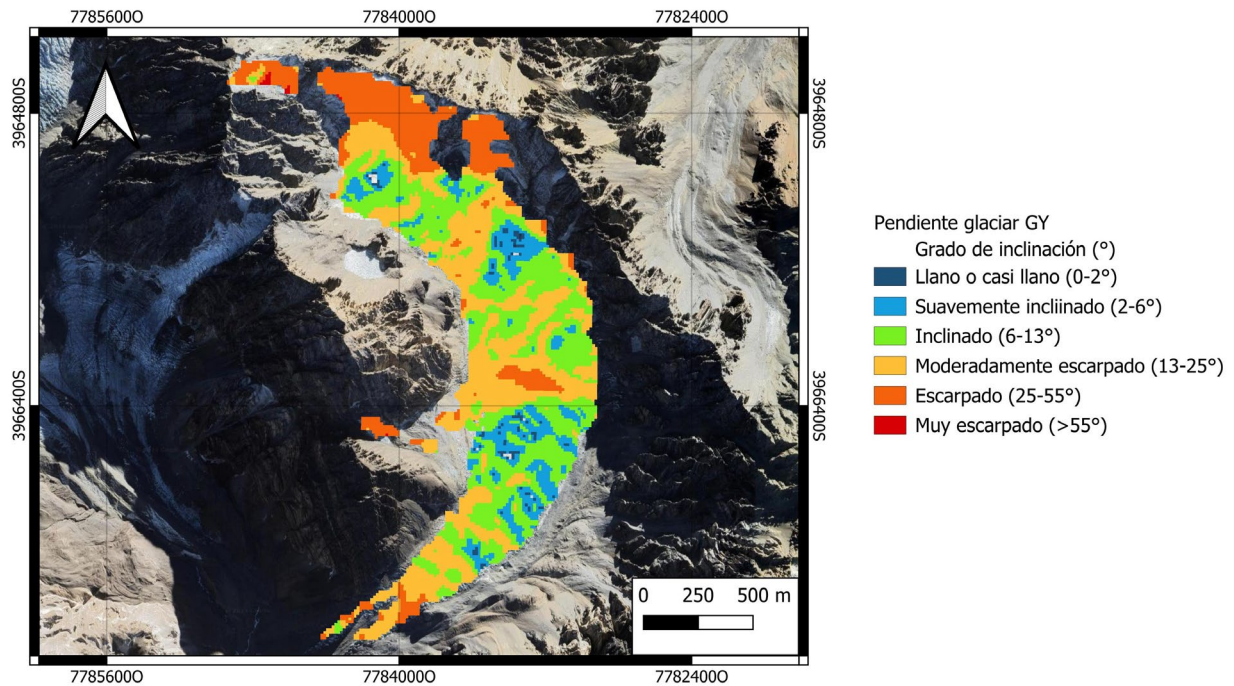


Fig. 13. Distribución de la pendiente del glaciar GY.

Fuente: Elaboración propia

En conjunto, estas diferencias geométricas reflejan que GPN posee una topografía más suave con orientaciones diversificadas hacia sectores expuestos, mientras que GY es más empinado y con orientación dominante hacia umbría, condicionando diferencias en su sensibilidad térmica y dinámica de fusión. No obstante, ambos glaciares comparten un mismo contexto topoclimático regional: altitudes comparables, condiciones atmosféricas similares, tipos de precipitación equivalentes, y un régimen radiativo común. Por ello, las diferencias morfométricas describen la estructura local de cada glaciar, pero no explican por sí solas la marcada divergencia en las tasas de retroceso documentadas entre ambos. La evaluación integrada de forzantes —incluyendo deposición de aerosoles, variaciones en albedo y balance energético— es necesaria para interpretar adecuadamente sus trayectorias de cambio.

Complementariamente, se construyeron curvas hipsométricas para ambos glaciares, con el fin de analizar la distribución altitudinal de su superficie. Estas curvas representan el porcentaje acumulado del área en función de la altitud y permiten evaluar de manera indirecta la sensibilidad del glaciar frente a variaciones en la línea de equilibrio (Furbish & Andrews, 1984).

Los resultados (Fig. 14) muestran que ambos glaciares exhiben curvas hipsométricas de forma continua y similar, propias de glaciares de valle en relativo equilibrio morfodinámico (Furbish & Andrews, 1984; Rivera, et al., 2009). El GY presenta un rango altitudinal ligeramente más amplio, con mayor proporción de superficie en cotas elevadas, mientras que el GPN concentra más área en cotas medias. Estas diferencias sutiles podrían implicar una respuesta térmica comparable entre ambos sistemas, aunque con una leve mayor estabilidad potencial del GY ante fluctuaciones menores en la línea de equilibrio (De Angelis, 2014).

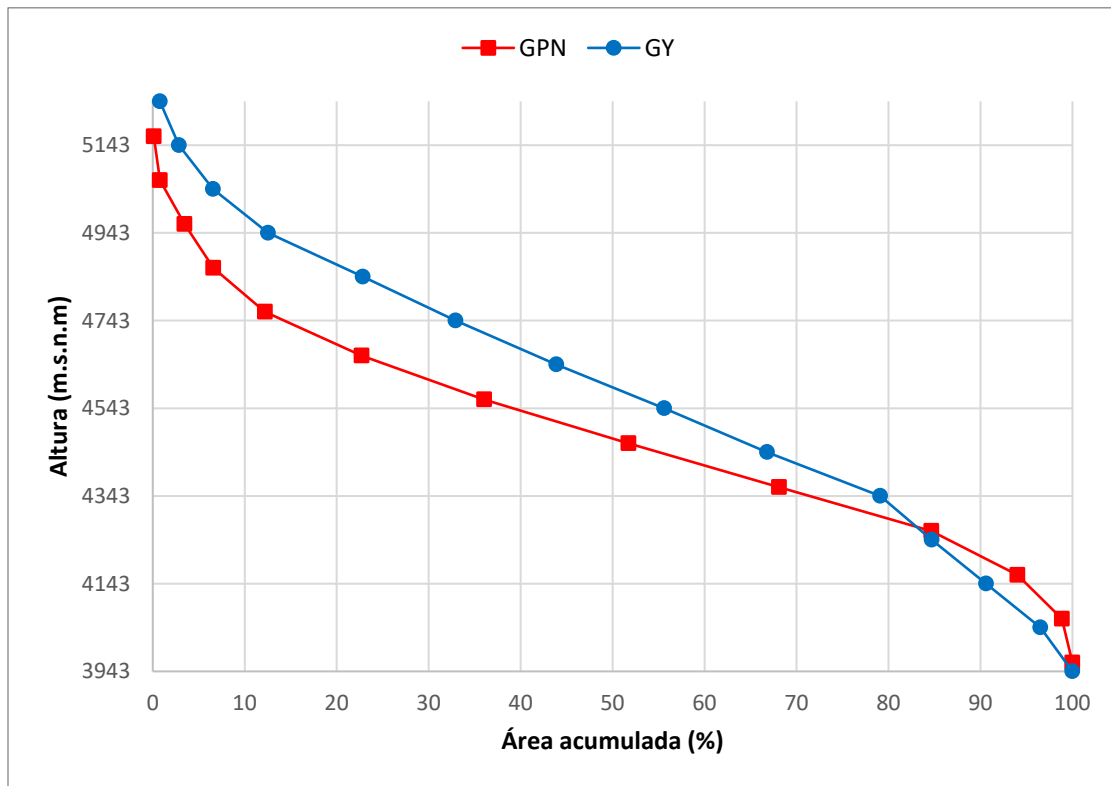


Fig. 14. Curvas hipsométricas acumuladas de los glaciares GPN y GY.

Fuente: Elaboración propia

## 1.2. Estimación de albedo superficial

El albedo superficial fue estimado a partir de 131 imágenes Landsat corregidas atmosféricamente, correspondientes a los veranos australes entre 1990 y 2024. Este parámetro, que representa la fracción de radiación solar reflejada por la superficie glaciar (Cuffey & Paterson, 2010), es de naturaleza discontinua y presenta una marcada variabilidad interanual, influenciada por la ocurrencia de nevadas estivales, la exposición del hielo subyacente y la deposición de partículas absorbentes (Skiles, et al., 2018; Bond, et al., 2013; Cereceda-Balic, et al., 2022). A pesar de esta variabilidad natural, la evolución temporal muestra comportamientos claramente diferenciados entre los glaciares analizados (Fig. 15).

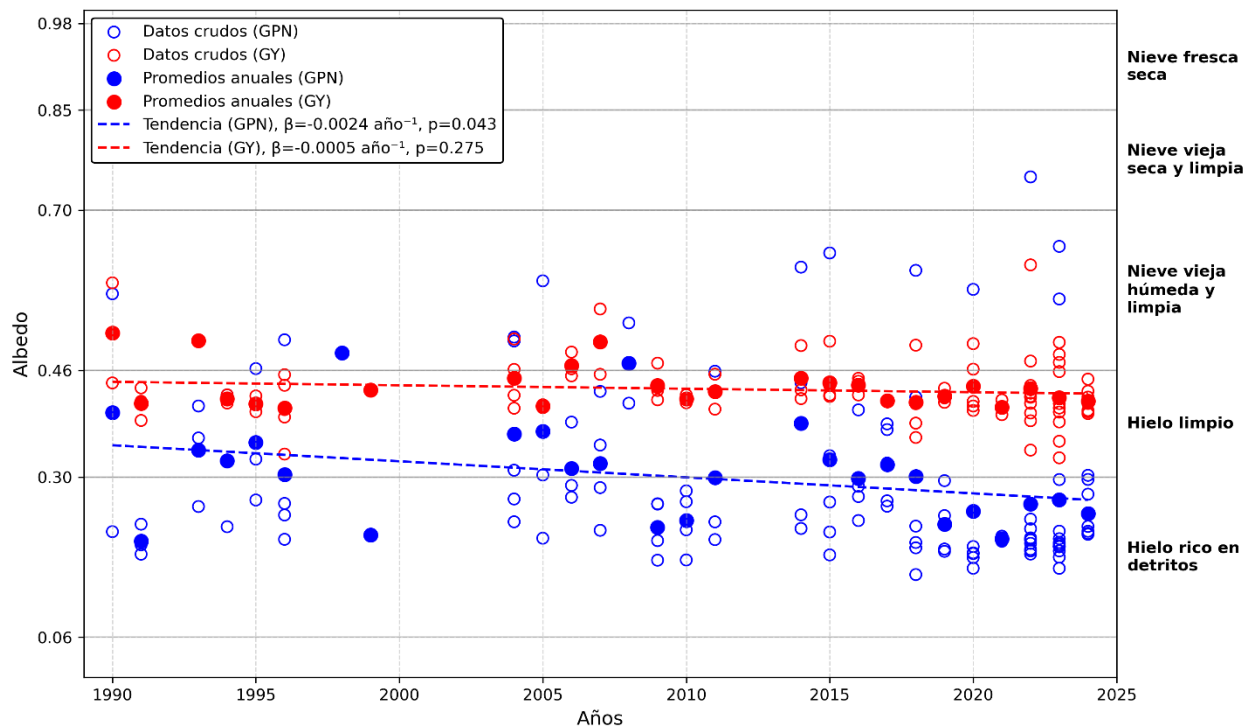


Fig. 15. Variación interanual del albedo en los glaciares GPN y GY durante el verano austral (1990–2024).

Fuente: Elaboración propia

En el GPN se observa una tendencia negativa significativa ( $p = 0.043$ ), con una pendiente de  $-0.0024$  por año, lo que indica un oscurecimiento progresivo de la superficie. El albedo promedio anual descendió desde  $0.397$  en 1990 hasta  $0.246$  en 2024, equivalente a una reducción del  $38.1\%$  en el periodo analizado. Este cambio no solo refleja una pérdida sostenida de reflectancia, sino también un cambio de clase óptica, al pasar del rango característico de hielo limpio ( $0.30-0.46$ ) al de hielo rico en detritos ( $0.06-0.30$ ), según la clasificación de (Cuffey & Paterson, 2010). Tal transición sugiere un aumento sostenido de LAPS superficiales o la exposición del hielo basal, procesos que favorecen una mayor absorción de energía y, en consecuencia, una aceleración de la ablación.

En contraste, el GY no presenta una tendencia estadísticamente significativa ( $p = 0.275$ ) y mantiene una estabilidad interanual a lo largo del periodo de estudio. Su albedo promedio anual disminuyó levemente de  $0.516$  en 1990 a  $0.419$  en 2023, equivalente a una reducción del  $18.8\%$ , sin que ello implique un cambio de clase. El GY permanece dentro del rango de hielo limpio, lo que sugiere una menor exposición a procesos de ensuciamiento y una mayor persistencia de la cobertura nival estival. En conjunto, los resultados evidencian que, aunque el albedo glaciar es un parámetro naturalmente variable, el GPN ha experimentado una degradación óptica progresiva y estadísticamente comprobable, mientras que el GY conserva un comportamiento estable, sin indicios de cambio de clase ni oscurecimiento significativo.

La validación de los valores de albedo derivados de Landsat 8 se realizó mediante la comparación con registros de las estaciones glaciológicas de la DGA, obteniéndose resultados diferenciados entre ambos sitios (Fig. 16). En el GY, donde la estación se encuentra instalada directamente sobre el hielo (DGA,

2015), la correlación entre los valores satelitales y las observadas in situ fue elevada ( $R^2 = 0.96$ ;  $RMSE = 0.028$ ), lo que confirma una adecuada representatividad de la estimación remota (Fig. 17). Este resultado coincide con lo reportado por (Ulloa, 2020), quien aplicó la misma metodología utilizando datos Landsat y observaciones de esta estación, obteniendo concordancia equivalente para el periodo 1990–2019.

En el caso del GPN, ante la ausencia de una estación instalada sobre el hielo, se empleó como referencia la estación GOA, ubicada en un sector rocoso adyacente al frente glaciar (aprox. 300 metros al noroeste). La comparación entre el albedo promedio diario obtenido de Landsat y los registros horarios de dicha estación referencial mostró una relación coherente con las características de una superficie dominada por detritos o hielo sucio ( $R^2 = 0.62$ ;  $RMSE = 0.051$ ) (Fig. 18).

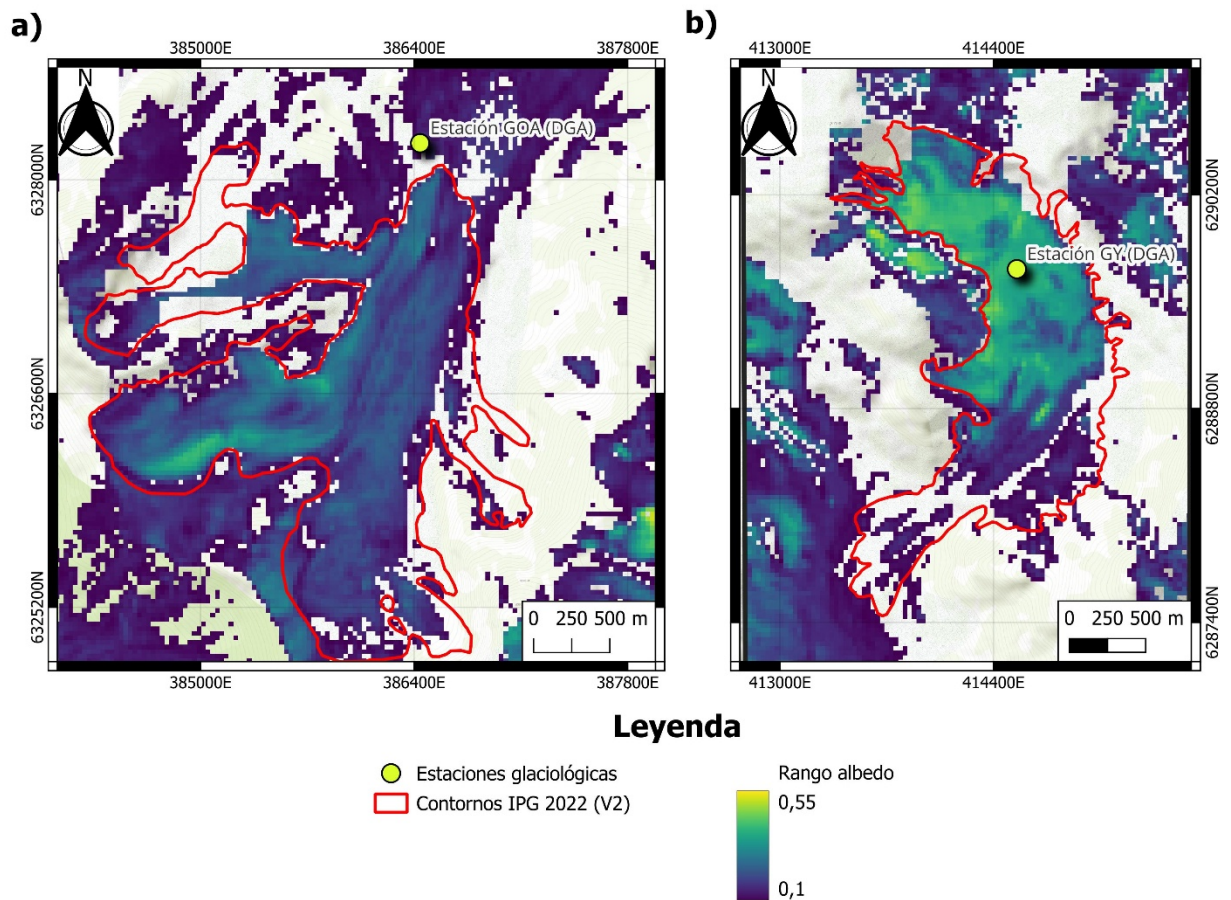


Fig. 16. Distribución espacial del albedo superficial derivado de Landsat 8 y ubicación de las estaciones glaciológicas DGA utilizadas para la validación. a) Validación referencial en GOA, donde la estación GOA se localiza a aproximadamente 300 m al noroeste del frente glaciar (escena del 26 de enero de 2020). b) Validación directa en GY, cuya estación se encuentra directamente sobre la superficie del hielo (escena del 9 de enero de 2014). Los contornos glaciares corresponden al IPG 2022, versión 2.

Fuente: Elaboración propia

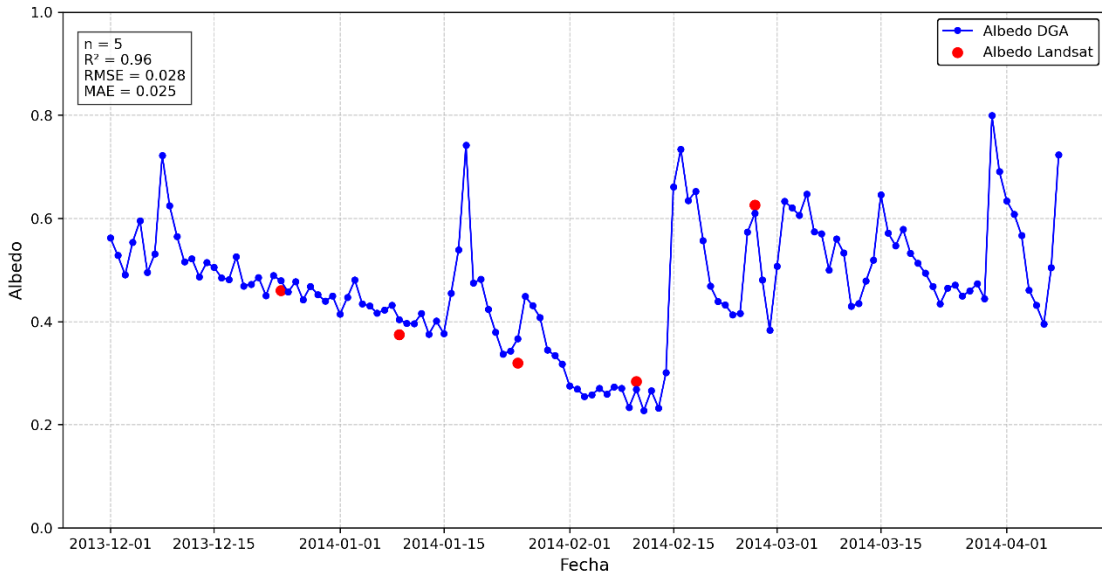


Fig. 17. Validación del albedo de Landsat 8 con datos in situ de la estación glaciológica DGA sobre el Glaciar Yeso (GY).

Fuente: Elaboración propia a partir de los registros de la estación GY del estudio (DGA, 2015).

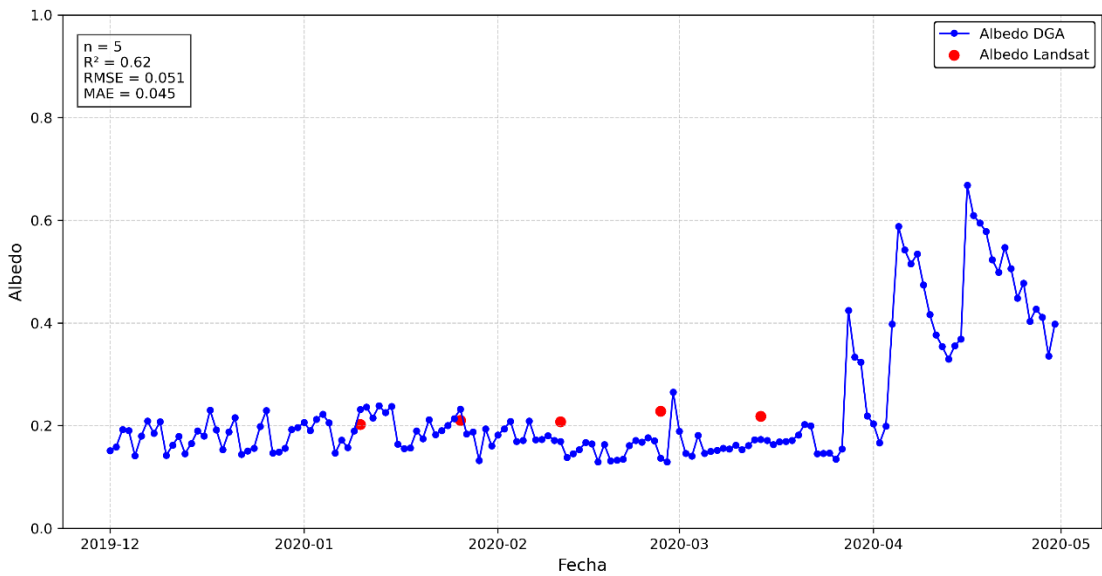


Fig. 18. Validación referencial del albedo de Landsat 8 con datos in situ de la estación glaciológica 05706005-0 asociada al glaciar GOA.

Fuente: Elaboración propia

La alta correlación obtenida en el GY (Fig. 17) y la coherencia de los datos referenciales del GPN (Fig. 18) validan la metodología de Landsat 8, otorgando robustez a los hallazgos de largo plazo (Fig. 15). Estos resultados demuestran que, más allá de la variabilidad estacional, el oscurecimiento progresivo del GPN representa un cambio de clase óptica de 'hielo limpio' a 'hielo rico en detritos'. Esta disminución

sostenida del albedo implica un aumento de la absorción de radiación solar, intensificando la energía disponible para la fusión y acelerando los procesos de ablación superficial.

### 1.3. Estimación del balance de masa geodésico

En esta sección se presentan los resultados del balance de masa geodésico obtenidos a partir de la comparación entre datos altimétricos de ICESat-2 (ATL06) y el modelo digital de elevación ALOS World 3D (AW3D30), referenciado al año 2010. Este análisis, cuantificado para los glaciares GPN y GY, revela una pérdida de masa acelerada y sustancial en ambos casos, particularmente en el periodo posterior a 2010. Los resultados provienen de la comparación de SRTM y ALOS World 3D para el LAPso ~2000-2010, y de la comparación entre ICESat-2 y ALOS World 3D para el LAPso ~2010-2024, con el fin de establecer un contexto temporal de la evolución reciente.

La Fig. 19 ilustra la distribución del balance de masas (m w.e./año) obtenido de las tasas de cambio altimétrico (m/año) para ambos periodos de estudio. Los diagramas de caja y bigotes exponen visualmente una mediana de adelgazamiento más pronunciada y una mayor variabilidad en el periodo reciente (~2010-2024) (panel b) comparado con el periodo ~2000-2010 (panel a). Esta visualización es un indicador directo de la aceleración del proceso de ablación en la última década. Específicamente en GPN, la dispersión de los datos es notablemente mayor en ambos periodos en comparación con GY, lo que refleja procesos de ablación más heterogéneos y de mayor magnitud.

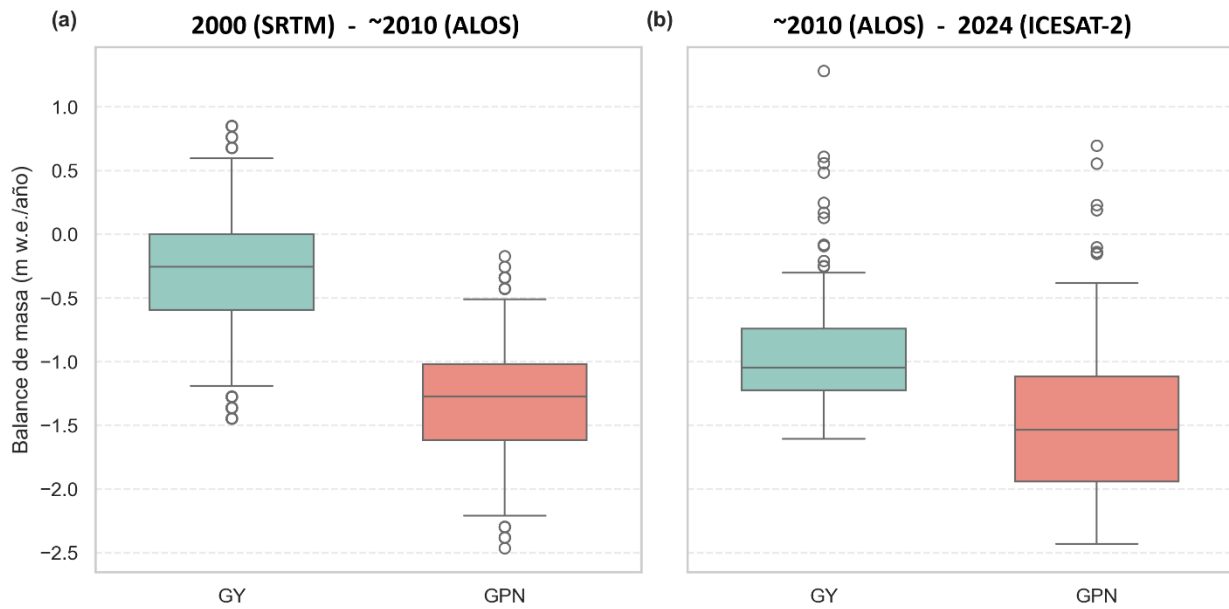


Fig. 19. Distribución del balance de masa geodésico (m w.e./año) para los glaciares Paloma Norte y Yeso, obtenidas a partir de la comparación entre (a) SRTM y ALOS World 3D y (b) ICESat-2 y ALOS World 3D. Se muestran los valores centrales, rango intercuartil y bigotes limitados a  $1.0 \times IQR$ .

Fuente: Elaboración propia

El análisis cuantitativo de los balances de masa confirma las tendencias observadas en la Figura 19. Para el GPN, se estimó un balance de masa promedio de -1.33 m w.e./año para el periodo ~2000–2010 (Tabla 12). Este valor se intensificó en el periodo posterior (~2010–2024) (Tabla 13), alcanzando -1.49 m

w.e./año, lo que representa un incremento en la tasa de pérdida de masa del 12.5%. En el caso del GY, la aceleración del retroceso es drásticamente más significativa: el balance para el periodo ~2000–2010 fue de -0.30 m w.e./año (Tabla 11), mientras que para el periodo ~2010–2024 se incrementó a -0.91 m w.e./año (Tabla 12), lo que representa una aceleración relativa de ~200% en la tasa de ablación. Así, en el periodo ~2010–2024, si bien los intervalos de incertidumbre presentan un solapamiento marginal (-1.86 a -1.12 para GPN y -1.34 a -0.48 para GY), la diferencia de magnitud entre ambos glaciares excede el error combinado de la medición, confirmando que se trata de señales estadísticamente diferentes bajo los criterios estándar de propagación de error (Nuth & Kääb, 2011).

Tabla 12. Comparación del balance de masa geodésico entre GPN y GY para el periodo ~2000-2010 (SRTM – ALOS).

Glaciar	Sensores utilizados	Periodo analizado	Balance de masa promedio (m w.e./año)	Variación relativa del balance de masa entre periodos*
GPN	SRTM – ALOS	2000–2010	-1.33	—
GY	SRTM – ALOS	2000–2010	-0.30	-343% (4.43 veces menor que GPN)

\*La variación relativa se calculó como el cociente entre el cambio del balance y el valor absoluto del mayor valor entre periodos:

$$Var. relativa = \frac{|B_2| - |B_1|}{|B_1|} * 100$$

Fuente: Elaboración propia

Tabla 13. Comparación del balance de masa geodésico entre GPN y GY para el periodo ~2010-2024 (ICESat-2 – ALOS).

Glaciar	Sensores utilizados	Periodo analizado	Balance de masa promedio (m w.e./año)	Variación relativa del balance de masa entre periodos*	Incertidumbre
GPN	ICESat-2 – ALOS	2010–2024	-1.49	-	±0.367
GY	ICESat-2 – ALOS	2010–2024	-0.91	-64% (1.64 veces menor que GPN)	±0.426

\*La variación relativa se calculó como el cociente entre el cambio del balance y el valor absoluto del mayor valor entre periodos:

$$Var. relativa = \frac{|B_2| - |B_1|}{|B_1|} * 100$$

Fuente: Elaboración propia

La comparación directa entre glaciares revela patrones diferentes. En el periodo ~2000-2010, la tasa de pérdida de GPN (-1.33 m w.e./año) ya era más de cuatro veces superior a la de GY (-0.30 m w.e./año). En el periodo reciente (~2010-2024), si bien la pérdida absoluta de GPN (-1.49 m w.e./año) sigue siendo mayor, la brecha se redujo significativamente, siendo un 64% superior a la de GY (-0.91 m w.e./año). Estos resultados sugieren dinámicas de ablación diferenciadas: la drástica aceleración en GY (203.7%) es coherente con una fuerte sensibilidad a factores climáticos, como la aridificación y el aumento de temperaturas asociados a la megasequía (Garreaud, et al., 2020), fenómeno que además favorece condiciones propicias para mayor resuspensión de polvo y aumento en la ocurrencia de incendios forestales, con el consiguiente incremento potencial de emisiones y deposición de BC en la región (Bianchi, et al., 2017; Carrasco-Escaff, et al., 2024).

En contraste, el GPN mantiene una tasa de pérdida elevada desde al menos los años 2000 y solo evidencia un incremento moderado (12.5%) en la última década, lo que sugiere la presencia de un forzante local persistente adicional al forzante climático regional. Esto insinúa que la diferencia observada podría deberse a la influencia de factores locales o antrópicos, o una mezcla de ambos, que ya impactaban al glaciar antes del inicio de la megasequía. En conjunto, este comportamiento indica que antes de la megasequía, el GPN ya mostraba una ablación alta y sostenida, mientras que el GY mantenía pérdidas más moderadas; tras la megasequía, ambos glaciares aceleran su adelgazamiento, pero el aumento relativo es mucho mayor en GY, coherente con una respuesta dominada principalmente por el clima regional. Por otro lado, la incertidumbre asociada a las estimaciones del periodo reciente (ICESat–ALOS) se cuantificó en  $\pm 0.368$  m w.e./año para GPN y  $\pm 0.427$  m w.e./año para GY, valores derivados de la variabilidad altimétrica observada en zonas estables (roca descubierta,  $\Delta h$  roca), lo que respalda la solidez de las diferencias observadas.

Finalmente, al comparar los balances de masa (m w.e./año) obtenidos con estudios previos (Tabla 14 y 15), se observa que los valores calculados en este trabajo se encuentran dentro del rango reportado. Para GPN, el balance de  $-1.49$  m w.e./año (periodo  $\sim 2010$ –2024) muy similar al reportado por (Dussaillant, et al., 2019) ( $-1.49 \pm 0.17$  m.a.e./año), con solo diferencias en la incertidumbre establecida, y coherente con (Gómez, 2022), quien reportó  $-1.55 \pm 0.11$  m.a.e./año (2012–2015). El valor de  $-1.33$  m w.e./año para el periodo  $\sim 2000$ –2010 también se alinea con estas tendencias como los estudios de (Baradun, et al., 2022; Hugonnet, et al., 2021; Caro, et al., 2024). Para GY, el balance de  $-0.91$  m w.e./año ( $\sim 2010$ –2024) es directamente comparable con los  $-1.00 \pm 0.08$  m.a.e./año (Farías-Barahona, et al., 2020) y los  $-1.08 \pm 0.15$  m.a.e./año (Burger, et al., 2018). La tasa marcadamente menor de  $-0.30$  m w.e./año ( $\sim 2000$ –2010) obtenida en este estudio para GY es, a su vez, comparable con la reportada por (Burger, et al., 2018) para el periodo 2000–2013 ( $-0.30 \pm 0.09$  m.a.e./año) y con la de (Dussaillant, et al., 2019) ( $-0.46 \pm 0.17$  m.a.e./año).

Tabla 14. Comparación entre las tasas de balance de masa estimadas en este estudio para el GPN y las reportadas en la literatura. Se incluyen los autores, el periodo de análisis, el número de años y el valor del balance medio específico en metros de agua equivalente por año (m.a.e./año).

Fuente	Período	N° años	Balance (m.a.e./año)	Fuente de datos / DEM utilizados
Dussaillant et al. (2019)	2000–2018	18	$-1.49 \pm 0.17$	ASTER stereo DEMs (ASTERIX) sobre glaciares de los Andes centrales
Gómez (2022)	2012–2015	3	$-1.55 \pm 0.11$	LiDAR aéreo DGA, puntos GPS de control, interpolación IDW
Hugonnet et al. (2021)	2000–2020	20	$-1.06 \pm 0.22$	ASTER stereo DEMs + ICESat / ICESat-2 para validación
Baradun et al. (2022)	2000–2020	20	$-1.05 \pm 0.26$	ASTER + Landsat (albedo), análisis de LAIs y reflectancia
SEA (2019)	1955–2011	56	$-2.10 \pm 0.001$	Cartas topográficas 1:50.000 + fotointerpretación + DEM regional

Farías-Barahona et al. (2020)	2012–2015	3	$-1.81 \pm 0.14$	LiDAR aéreo + SRTM (2000) + TanDEM-X (2013–2015) para diferencias de elevación
Caro et al. (2024)	2000–2019	19	$-1.102 \pm 0.50^*$	OGGM (modelo físico calibrado con MB in situ, validado contra Hugonnet 2021)
<b>Este estudio (~2000–2010)</b>	<b>2000–~2010</b>	<b>10</b>	<b>-1.33</b>	<b>Diferencia DEM entre SRTM (C-band, ~2000) y ALOS/World3D (~2010)</b>
<b>Este estudio (~2010–2024)</b>	<b>~2010–2024</b>	<b>14</b>	<b><math>-1.49 \pm 0.369</math></b>	<b>Altimetría ICESat-2 (ATLAS) + superficie de referencia ALOS/World3D</b>

\* Comparación respecto a glaciar Paloma Oeste, si bien, no corresponde al GPN, este se ubica a menos de 2km al oeste del GPN.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 15. Comparación entre los resultados obtenidos en este estudio para el GY y los reportes disponibles en la literatura científica. Se detallan las fuentes, el periodo considerado, la duración del intervalo y el valor del balance de masa específico en m.a.e./año.

Fuente	Período	N° años	Balace (m.a.e./año)	Fuente de datos / Método
Dussailant et al. (2019)	2000–2018	18	$-0.46 \pm 0.17$	ASTER stereo DEMs (ASTERIX) sobre glaciares de los Andes centrales
Farías-Barahona et al. (2020)	2009–2015	6	$-1.00 \pm 0.08$	LiDAR aéreo + SRTM (2000) + TanDEM-X (2013–2015) para diferencias de elevación
Burger et al. (2018)	2000–2013	13	$-0.30 \pm 0.09$	Modelo hidrológico forzado con datos meteorológicos, calibrado con SRTM y mediciones de terreno
Burger et al. (2018)	2013–2015	2	$-1.08 \pm 0.15$	Igual metodología; representa aceleración de pérdida bajo mega-sequía
<b>Este estudio (~2000–2010)</b>	<b>2000–~2010</b>	<b>10</b>	<b>-0.30</b>	<b>Diferencia DEM entre SRTM (C-band, ~2000) y ALOS/World3D (~2010)</b>
<b>Este estudio (~2010–2024)</b>	<b>~2010–2024</b>	<b>14</b>	<b><math>-0.91 \pm 0.427</math></b>	<b>Altimetría ICESat-2 (ATLAS) + superficie de referencia ALOS/World3D</b>

Fuente: Elaboración propia

En conjunto, los resultados confirman que el GPN ha experimentado una pérdida de masa más intensa y sostenida que el GY durante todo el periodo analizado. Para el periodo más reciente (post-2010), el balance de masa es más negativo en GPN ( $-1.49$  m w.e./año) que en GY ( $-0.91$  m w.e./año). Esta tendencia es aún más marcada en el periodo previo (~2000–2010), donde la comparación entre SRTM y ALOS revela una tasa de pérdida para GPN ( $-1.33$  m w.e./año) más de cuatro veces superior a la de GY ( $-0.30$  m w.e./año). Este patrón persistente de mayor ablación en GPN es coherente con su mayor

reducción superficial (~78% frente a ~47% en GY) y muestra que este glaciar ha mantenido tasas elevadas de pérdida de masa desde al menos antes de los 2000, en lugar de responder únicamente a cambios recientes en el forzante climático regional. Si bien ambos glaciares muestran una aceleración en su pérdida de masa en la última década, los resultados ratifican que GPN ha sido, de manera concluyente, el más afectado del sector, lo que es coherente con la hipótesis de un glaciar sometido simultáneamente al forzante climático regional y a un forzante local persistente asociado probablemente a las fuentes antrópicas cercanas, a diferencia de GY, cuya evolución se explica predominantemente por el cambio climático regional.

## **2. Datos meteorológicos y reanálisis atmosférico**

### **2.1. Estaciones DGA**

Los registros de las estaciones Yeso Embalse (YE) y Río Olivares ante junta Río Colorado (RO) constituyen la línea base observacional para el periodo hidrológico 1990-2020. El análisis estadístico de estas series revela diferencias en las magnitudes, consistentes con su ubicación. La precipitación media anual en YE es de 562.8 mm (mediana de 548.9 mm), mientras que en RO es de 436.3 mm (mediana de 422.5 mm). Para la temperatura media anual, los valores son de 2.9 °C en RO y 9.0 °C en YE, evidenciando el gradiente altitudinal de la zona.

Más allá de los promedios, el análisis de tendencias de Mann-Kendall muestra una señal de cambio climático consistente en ambas estaciones. Para la temperatura, se observa una tendencia general al calentamiento, siendo estadísticamente significativa en la estación RO ( $\text{Tau}=0.27$ ;  $p<0.05$ ) y positiva, aunque no significativa, en YE ( $\text{Tau}=0.21$ ;  $p>0.05$ ). Por su parte, la precipitación registra una tendencia negativa (sequía) que resulta estadísticamente significativa tanto en la estación YE ( $\text{Tau} = -0.35$ ,  $p<0.01$ ) como en la estación RO ( $\text{Tau}=-0.24$ ;  $p=0.057$ ).

A pesar de las variaciones locales propias de cada cuenca, la coherencia en la variabilidad interanual entre ambos sectores es sobresaliente. El coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) alcanza valores de  $r=0.92$  para la precipitación y  $r=0.88$  para la temperatura. Esta fuerte correlación confirma que ambos sitios responden de manera sincronizada a la misma señal climática regional de calentamiento y sequía, validando su comparabilidad topoclimática. La Fig. 20 presenta la síntesis visual de estas distribuciones y métricas.

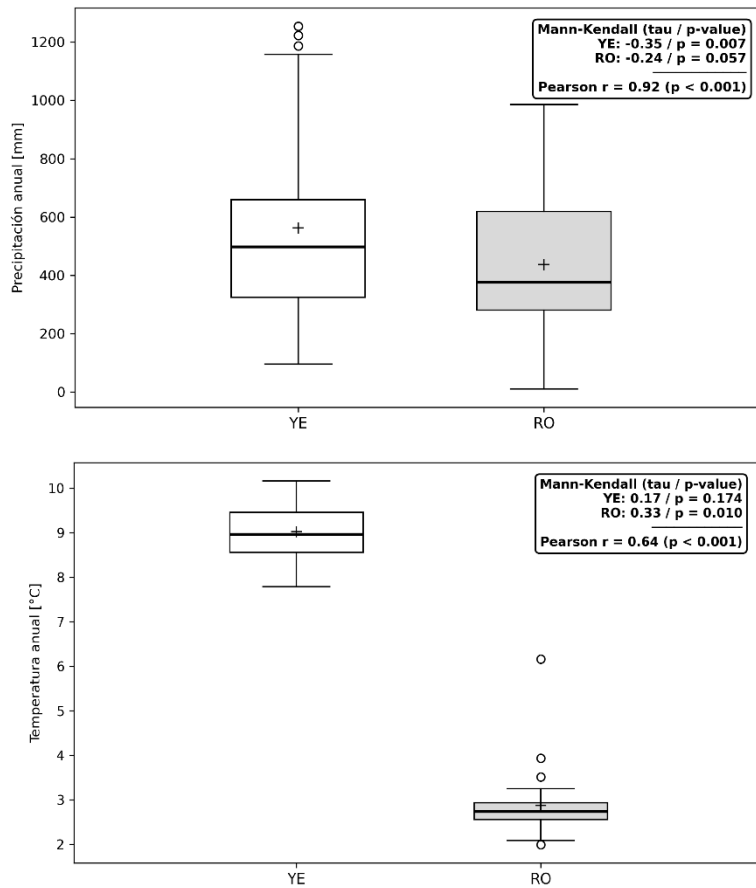


Fig. 20. Distribución de la precipitación anual acumulada y la temperatura media anual para las estaciones Yeso Embalse (YE) y Río Olivares ante junta Río Colorado (RO) durante el periodo hidrológico 1990–2020. Se incluyen las tendencias de Mann–Kendall y el coeficiente de correlación de Pearson entre series.

Fuente: Elaboración propia

## 2.2. Análisis y validación de reanálisis Meteorológico: CR2MET y ERA5

Para complementar los registros de las estaciones DGA, se analizaron y validaron los productos de reanálisis CR2MET y ERA5 para el mismo período hidrológico 1990-2020. Esta evaluación se centró tanto en la capacidad de los modelos para replicar las tendencias climáticas de largo plazo como en su desempeño cuantitativo a escala mensual.

En el análisis de tendencias anuales (Fig. 21), se observan discrepancias esperadas en las magnitudes absolutas, atribuibles a la diferencia de escala espacial; por ejemplo, la precipitación media anual del píxel CR2MET en la zona del Yeso es de 964.5 mm, en contraste con los 563.1 mm registrados por la estación YE. Sin embargo, el aspecto más relevante es la capacidad de los reanálisis para capturar las tendencias de calentamiento y sequía identificadas en las estaciones DGA (Sección 2.1). En efecto, los productos grillados replican la señal observada: para la precipitación, tanto CR2MET (Tau = -0.21, p<0.05) como ERA5 (Tau = -0.23, p<0.05) reflejan la tendencia decreciente registrada en la estación YE. De igual forma, la señal de calentamiento documentada en la estación RO es replicada fielmente por ambos reanálisis, con coeficientes Tau de +0.29 para CR2MET (p<0.01) y +0.31 para ERA5 (p<0.01). Esta fuerte

coherencia en las tendencias demuestra que, más allá de las diferencias en los valores absolutos, los productos capturan adecuadamente la evolución y variabilidad del clima en la zona de estudio.

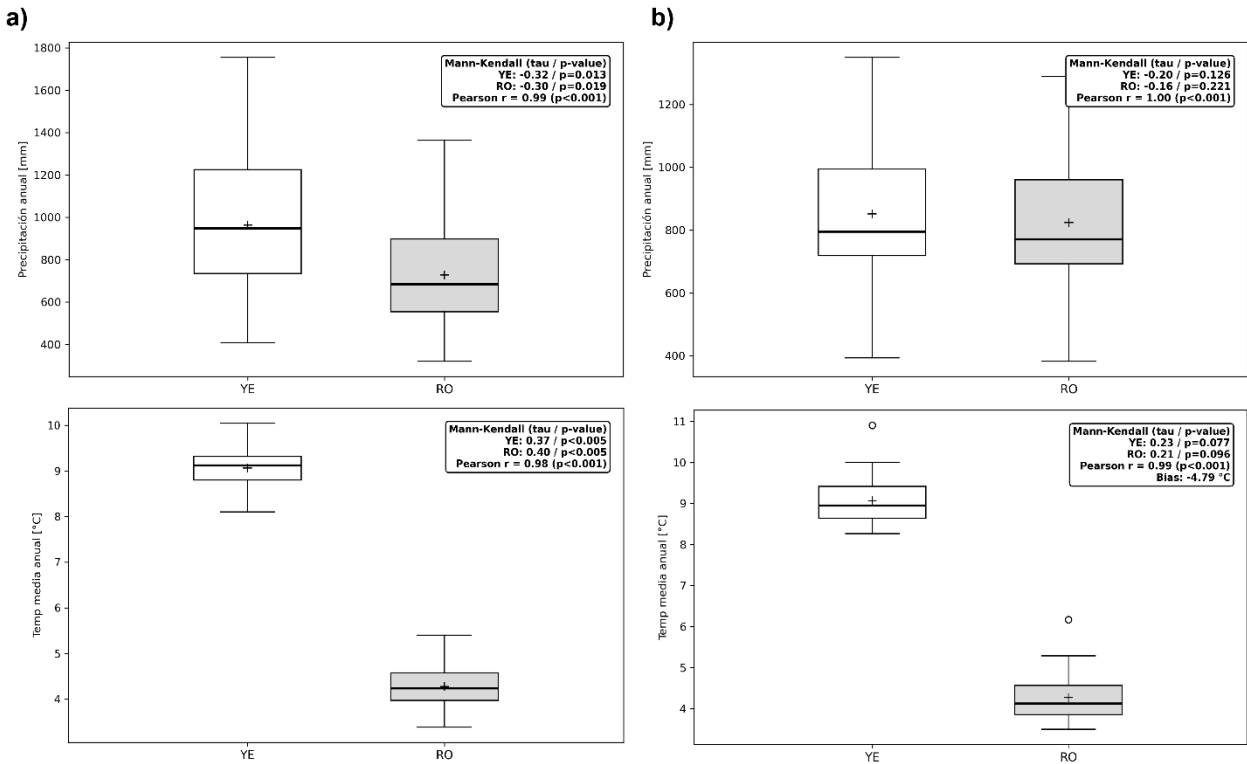


Fig. 21. Distribución de la precipitación anual acumulada y la temperatura media anual para los datos de reanálisis de CR2Met (a) y ERA5 (b) durante el periodo hidrológico 1990–2020. Se incluyen las tendencias de Mann–Kendall y el coeficiente de correlación de Pearson entre series.

Fuente: Elaboración propia

Para la evaluación cuantitativa del desempeño a escala mensual, se compararon las series temporales de ambos productos con los registros de las estaciones de referencia (Tabla 16). El análisis se centra en el coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ), que indica la correspondencia en la variabilidad estacional, y en el índice Kling-Gupta (KGE), el cual resume simultáneamente la correlación, el sesgo medio y la relación entre las desviaciones estándar del modelo y las observaciones, proporcionando una medida integrada de desempeño (Gupta, et al., 2009).

Tabla 16. Resumen de los estadísticos de validación (KGE y correlación de Pearson) para las variables de precipitación y temperatura de los reanálisis CR2MET y ERA5, evaluados contra el conjunto de estaciones de referencia DGA.

Producto	Variable	Estación	KGE	r
CR2MET	Pp	RO	-0.02	0.85
		VO	-3.57	0.44
		YE	0.09	0.9
	T°	GBB	-0.25	-0.02
		GOA	-0.62	-0.44

Producto	Variable	Estación	KGE	r
		VO	-0.7	-0.58
		YE	-0.67	-0.65
ERA5	Pp	RO	-0.5	0.86
		VO	-5.82	0.34
		YE	0.42	0.88
	T°	GBB	-0.12	0.66
		GOA	0.77	0.79
		VO	0.37	0.95
		YE	0.64	0.97

Fuente: Elaboración propia

Los resultados de esta validación indican que el análisis de la temperatura revela un desempeño superior y más consistente por parte de ERA5. Este producto alcanza valores KGE positivos y correlaciones altas ( $r > 0.79$ ) en estaciones clave como GOA (KGE=0.77), VO (KGE=0.37) y YE (KGE=0.64). En contraste, CR2MET muestra un desempeño deficiente para la temperatura en todas las estaciones, con valores KGE fuertemente negativos. En el caso de la precipitación, el desempeño de los productos es más variable y, en general, deficiente, como lo evidencian los múltiples valores KGE negativos (ej. RO, VO). Si bien las correlaciones ( $r$ ) son altas (ej.  $r > 0.85$  en YE y RO), indicando que los productos capturan bien la estacionalidad (lo cual se puede visualizar en las series de tiempo del Anexo A3), los bajos KGE señalan dificultades de los modelos para representar la magnitud y variabilidad de los eventos. No obstante, al comparar los productos en la estación Yeso Embalse (YE), ERA5 (KGE=0.42) muestra un desempeño marcadamente superior a CR2MET (KGE=0.09). En función de estos resultados, se selecciona ERA5 como el producto de reanálisis para forzar el modelo glaciológico. A pesar de las debilidades detectadas en la precipitación, ERA5 demuestra ser el modelo más robusto en la zona, con un desempeño consistentemente superior para la temperatura en la mayoría de las estaciones (GOA, VO, YE) y, crucialmente, también obtiene el mejor indicador KGE para la precipitación en la estación clave de Yeso Embalse.

### 2.3. Explorador solar

Para caracterizar el principal forzante energético superficial asociado a los procesos de ablación, se empleó el producto de radiación que entrega el Explorador Solar de Chile. Este modelo, validado a nivel nacional, permite estimar la radiación de onda corta incidente considerando factores de alta resolución como la nubosidad y, de forma crucial para este estudio, el efecto de las sombras proyectadas por la topografía (Molina, et al., 2017). El análisis se enfocó en cuantificar la diferencia sistemática en la irradiancia recibida por los glaciares GPN y GY, distinguiendo entre condiciones de exposición solar directa y de sombra topográfica.

El análisis comparativo se presenta en la Figura 22. Es importante notar que estos diagramas de caja agrupan el conjunto completo de datos horarios (2004-2016) que cumplen con los criterios de filtrado (sin nubes). En consecuencia, la amplia variabilidad observada en cada caja (la dispersión desde los mínimos a los máximos) refleja la variabilidad natural de la irradiancia debida a los ciclos diurnos (diferencias mañana/tarde vs. mediodía) y estacionales (invierno vs. verano). El foco del análisis no está en esta variabilidad esperada, sino en la diferencia sistemática entre las tendencias centrales (medias y

medias) de ambos glaciares. En los sitios expuestos directamente al sol (Fig. 22, izquierda), la diferencia energética entre ambos glaciares es mínima, con una media anual de apenas  $8.4 \text{ W/m}^2$  (un 0.9% adicional para GPN). En contraste, el análisis para los sitios bajo sombra topográfica (Fig. 22, derecha) muestra una diferencia mucho más marcada, donde el glaciar GPN recibe en promedio  $36.0 \text{ W/m}^2$  más que GY, lo que equivale a un 6.6% de energía adicional proveniente de la radiación difusa.

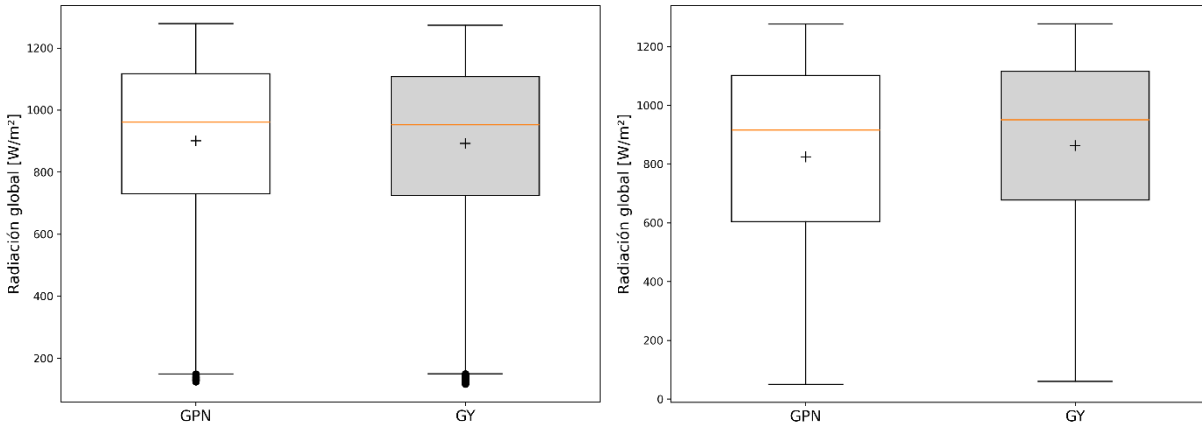


Fig. 22. Distribución de la radiación global anual ( $\text{W/m}^2$ ) en los glaciares GPN y GY para condiciones de exposición directa (izquierda) y de sombra topográfica (derecha) durante el periodo 2004-2016.

Fuente: Elaboración propia

La variabilidad temporal de la radiación es, no obstante, altamente sincrónica. Para los sitios expuestos, el coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) a escala anual es casi perfecto ( $r=0.99$ ), indicando que ambos glaciares responden de forma idéntica a la señal de radiación directa (es decir, ambos experimentan los mismos ciclos diarios y estacionales). Para los sitios en sombra, la correlación sigue siendo muy fuerte ( $r=0.88$ ), aunque ligeramente menor, reflejando la sutil influencia de la topografía local en la radiación difusa.

Estos resultados consolidan un hallazgo clave: ambos glaciares son climáticamente comparables en su forzante energético. Si bien los sitios en sombra (radiación difusa) presentan una diferencia local del 6.6% atribuible a factores topográficos, el forzante principal —la radiación en sitios expuestos directamente al sol— es prácticamente idéntico, con una diferencia media de apenas 0.9% ( $8.4 \text{ W/m}^2$ ) y una correlación temporal casi perfecta ( $r=0.99$ ). Esta fuerte similitud en el forzante energético incidente es un pilar central del estudio, ya que permite aislar el factor diferenciador en las propiedades de la superficie. Esto sugiere que, aunque el forzante de radiación directa es prácticamente idéntico para ambos, la respuesta final de cada glaciar —su balance energético y sus tasas de ablación— dependerá de la evolución de las propiedades de su superficie, principalmente del albedo. Dicho albedo es, a su vez, fuertemente sensible a la deposición de LAPS que oscurecen estas superficies, tales como el polvo en resuspensión y aerosoles como el BC, OC y MD, cuyo análisis se aborda en la siguiente sección.

### 3. Reanálisis de aerosoles

#### 3.1. Análisis y validación de datos de reanálisis de aerosoles: CAMS y MERRA-2

Para cuantificar la exposición diferencial a aerosoles absorbentes de luz en los glaciares de estudio, se integraron dos fuentes complementarias de información atmosférica: (i) las concentraciones máxicas superficiales reanalizadas del producto MERRA-2 y (ii) los flujos de emisión antropogénica del inventario global CAMS-GLOB-ANT. El análisis se centró en tres tipos de partículas con potencial de forzamiento radiativo sobre nieve y hielo: BC, OC y MD. La deposición de estos aerosoles sobre superficies de alta reflectancia reduce el albedo y aumenta la absorción de energía solar, especialmente en los rangos visible (~400–700 nm) e infrarrojo cercano (NIR; ~0.7–1.3  $\mu\text{m}$ ) como se ha documentado en diversos estudios (Flanner & Zender, 2006; Zhang, et al., 2018; Kang, et al., 2022). El BC presenta una absorción casi espectralmente continua y muy eficiente; el OC exhibe absorción selectiva en el ultravioleta y azul según su composición (“brown carbon”); mientras que fracciones del MD ricas en óxidos de hierro absorben fuertemente en el visible cercano y parte del NIR. Este efecto combinado puede acelerar la ablación glaciar al incrementar el flujo de energía disponible para fusión (Flanner & Zender, 2006; Bond, et al., 2013; Skiles, et al., 2018), constituyendo un factor clave en la aceleración de estos procesos. En este estudio, las series de MERRA-2 se utilizan exclusivamente como un indicador de la carga atmosférica disponible en la capa de aire cercana a superficie, sin transformarlas a deposición ni a concentraciones en nieve, tal como se describe en la sección de Datos y Metodología.

- Concentraciones atmosféricas superficiales de LAPs (MERRA-2)

Se extrajeron las concentraciones atmosféricas en aire cercano a superficie ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) de BC, OC y MD del producto MERRA-2 M2T1NXAER, regrillado a  $0.25^\circ$ , para el período 1990–2024 (años hidrológicos). Los valores horarios fueron promediados a diarios y luego agregados para obtener estadísticos anuales (como promedios, medianas y tendencias) sobre los píxeles que interceptan cada glaciar. La distribución estadística de las series diarias (Fig. 23–25) evidencia que el GPN presenta concentraciones sistemáticamente superiores y más variables que el GY para BC y OC; en MD las diferencias centrales son insignificantes. En promedio anual, la concentración de BC en GPN es de  $0.39 \mu\text{g m}^{-3}$  frente a  $0.12 \mu\text{g m}^{-3}$  en GY (GY  $\approx 69\%$  menor; GPN  $\approx 3.2 \times$  GY). Para OC, las concentraciones son de  $1.22 \mu\text{g m}^{-3}$  en GPN frente a  $0.61 \mu\text{g m}^{-3}$  en GY (GY  $\approx 50\%$  menor; GPN  $\approx 2.0 \times$  GY). En el caso de MD, las concentraciones son casi idénticas, con  $2.58 \mu\text{g m}^{-3}$  en GPN y  $2.55 \mu\text{g m}^{-3}$  en GY (diferencia  $< 2\%$ ; estadísticamente no significativa). Las pruebas de tendencia de Mann-Kendall muestran incrementos positivos significativos en BC y OC para ambos glaciares ( $\tau \geq 0.60$ ;  $p < 0.001$ ), mientras que las tendencias en polvo no son significativas ( $p > 0.05$ ). La correlación intersitio es alta ( $r \geq 0.97$ ;  $p < 0.001$ ), lo que indica que los aumentos y disminuciones de BC, OC y MD ocurren prácticamente en las mismas fechas en ambos glaciares, es decir, responden a un mismo forzante regional de fondo (situaciones sinópticas, transporte a gran escala). Sin embargo, el hecho de que las concentraciones medias y los máximos diarios extremos (por ejemplo, OC  $> 120 \mu\text{g m}^{-3}$ ; MD  $> 55 \mu\text{g m}^{-3}$  y BC  $> 6.78 \mu\text{g m}^{-3}$ ) se presenten principalmente en GPN muestra que, sobre ese trasfondo regional común, se superpone un aporte adicional localizado, que incrementa la carga de carbono en GPN respecto de GY y da origen a episodios de transporte particularmente intenso sobre este glaciar, lo más probable relacionado a la actividad minera cercana, como se ha observado en otras investigaciones en la zona, como el trabajo de (Cereceda-Balic, et al., 2022) (estadísticas y series de tiempo en Anexo A4).

Para evaluar si las diferencias observadas presentan cambios asociados al inicio de la megasequía, se calcularon promedios separados para los periodos 1990–2009 y 2010–2024. En GPN, las concentraciones medias de BC aumentan de  $0.35$  a  $0.45 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  (+29%), las de OC de  $1.00$  a  $1.53 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  (+53%) y las de MD de  $2.39$  a  $2.84 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  (+19%). En GY se observa un comportamiento similar, con

incrementos de 0.093 a 0.125  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en BC (+34%), de 0.49 a 0.78  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en OC (+58%) y de 2.36 a 2.82  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en MD (+20%). Estos aumentos casi paralelos en ambas cuencas refuerzan la idea de un forzante regional común, mientras que el hecho de que las concentraciones absolutas sean persistentemente mayores en GPN —en ambos periodos— indica un aporte adicional de origen local que se superpone al trasfondo regional. Los valores detallados se presentan en el Anexo A4.

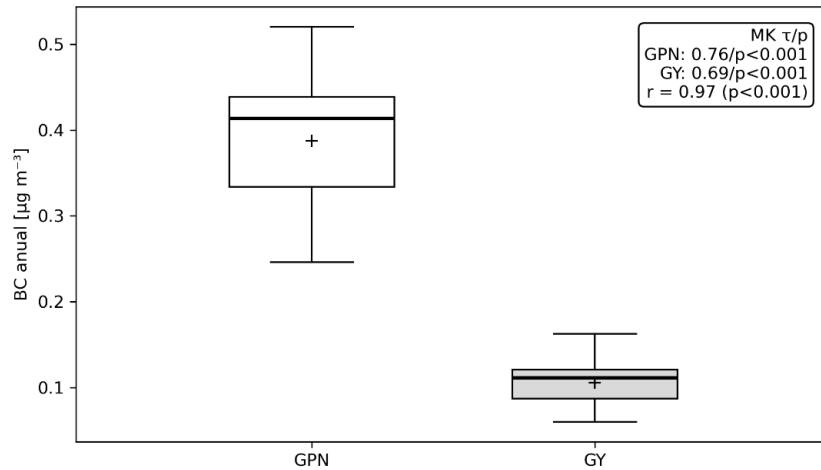


Fig. 23. Distribución de la concentración superficial de BC en GPN y GY (MERRA-2, 1990-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de las concentraciones diarias ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) en ambos glaciares. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de BC de ambos glaciares.

Fuente: Elaboración propia

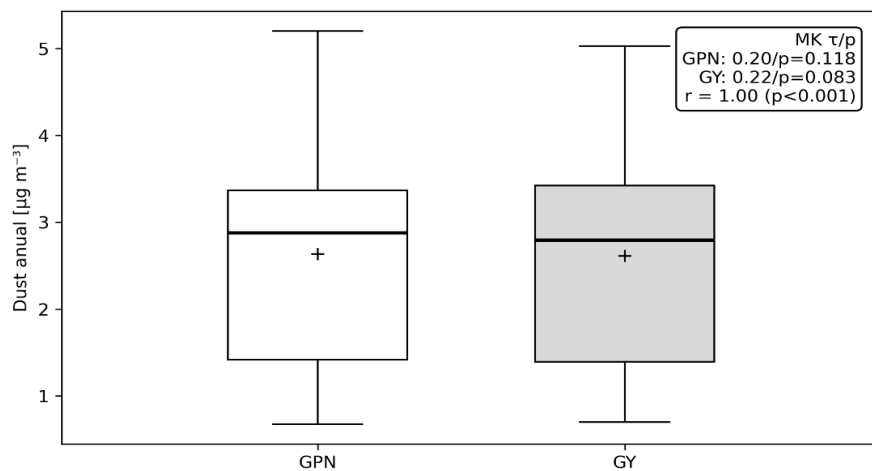


Fig. 24. Distribución de la concentración superficial de MD en GPN y GY (MERRA-2, 1990-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de las concentraciones diarias ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) en ambos glaciares. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de MD ambos glaciares.

Fuente: Elaboración propia

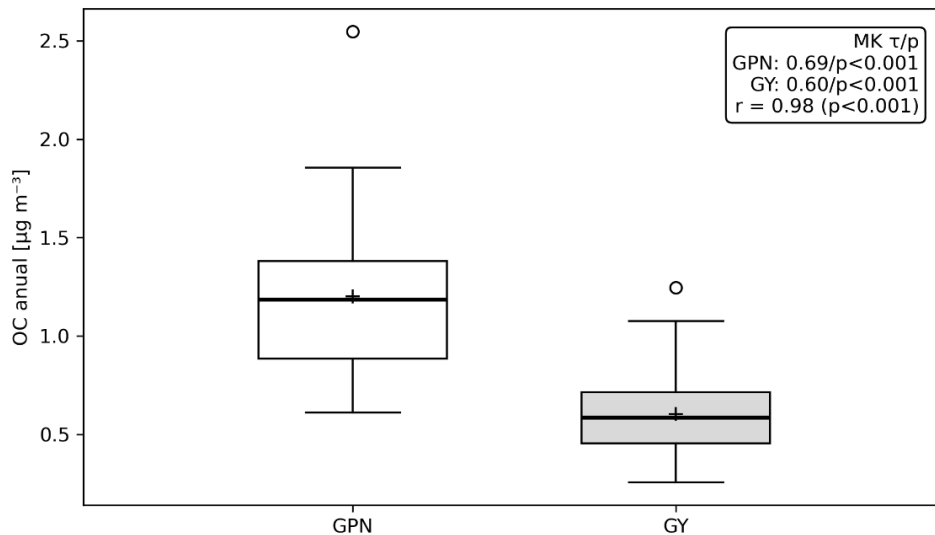


Fig. 25. Distribución de la concentración superficial de OC en GPN y GY (MERRA-2, 1990-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de las concentraciones diarias ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) en ambos glaciares. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de OC de ambos glaciares.

Fuente: Elaboración propia

- Flujos de emisión antropogénicos de aerosoles carbonáceos (CAM5)

Para aislar la señal de las emisiones antropogénicas como un indicador de la intensidad de las fuentes, se analizaron los flujos de emisión mensuales de BC y OC del inventario CAM5-GLOB-ANT v5.3 (0.1°; 2000–2024). Estos flujos de emisión corresponden a la cantidad de masa emitida hacia la atmósfera por unidad de superficie y tiempo ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), agregados a nivel de celda de grilla y provenientes de los distintos sectores emisores del inventario (transporte, industria, energía, residencial, etc) (Granier, et al., 2019). Es fundamental aclarar que estos valores CAM5 representan las emisiones estimadas en la columna de aire de cada celda de grilla (expresados en  $\text{mg m}^{-2} \text{año}^{-1}$ ) y no equivalen directamente a las concentraciones superficiales (en  $\mu\text{g m}^{-3}$ ) ni deposición sobre nieve, y se utilizan en este estudio únicamente como un indicador de la intensidad regional de fuentes antropogénicas potencialmente vinculadas al aporte de LAPs a los glaciares. Asimismo, el producto CAM5-GLOB-ANT incluye únicamente emisiones de BC y OC; dado que no dispone de flujos de MD, razón por la cual este último no se analiza bajo este enfoque.

Para el análisis, se utilizaron las emisiones sectoriales totales y se integraron los 12 meses para obtener los promedios anuales por glaciar (promedio de las celdas que interceptan cada polígono). Los resultados (Figs. 26 y 27) confirman la señal de mayor carga de estos aerosoles (BC+OC) en GPN: el flujo anual promedio de BC en GPN es de  $7.71 \text{ mg m}^{-2}$  frente a  $1.07 \text{ mg m}^{-2}$  en GY (GY  $\approx 86\%$  menor; GPN  $\approx 7.2\times$  GY). Para OC, GPN alcanza  $27.30 \text{ mg m}^{-2}$  vs  $6.26 \text{ mg m}^{-2}$  en GY (GY  $\approx 77\%$  menor; GPN  $\approx 4.4\times$  GY). Las tendencias de Mann-Kendall son positivas y significativas ( $\tau \geq 0.43$ ;  $p \leq 0.005$  en BC;  $\tau \geq 0.64$ ;  $p < 0.001$  en OC), y las emisiones en ambos sitios se correlacionan con buen ajuste ( $r \approx 0.84\text{--}0.88$ ;  $p < 0.001$ ). Esta alta correlación temporal sugiere que ambos sitios responden a una variabilidad regional común; sin embargo,

la drástica diferencia en los valores absolutos confirma que, sobre este trasfondo, en GPN se superpone una fuente local intensa que amplifica la carga de aerosoles en casi un orden de magnitud, lo cual es consistente con su mayor proximidad a complejos de minería de alta montaña (Anexo A5).

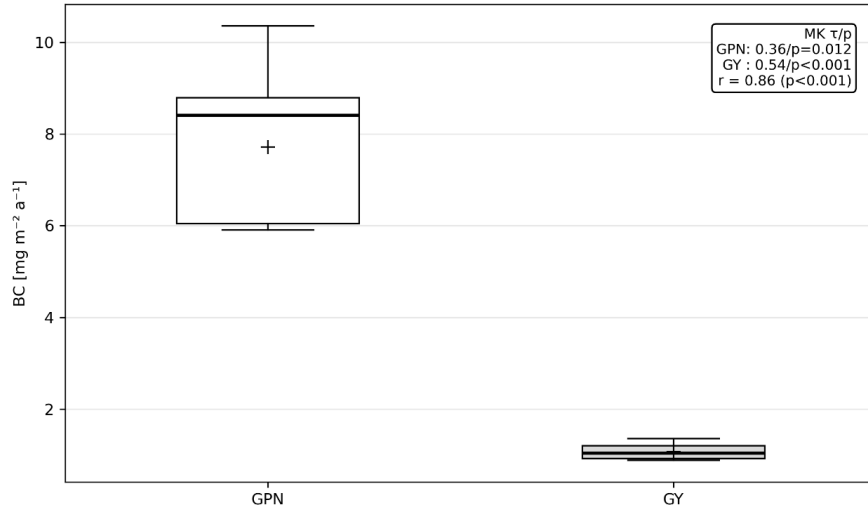


Fig. 26. Distribución del flujo de emisión mensual de BC antropogénico en GPN y GY (CAMS-GLOB-ANT, 2000-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de los flujos de emisión mensuales ( $\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{año}$ ) en el píxel correspondiente a cada glaciar. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de BC de ambos glaciares.

Fuente: Elaboración propia

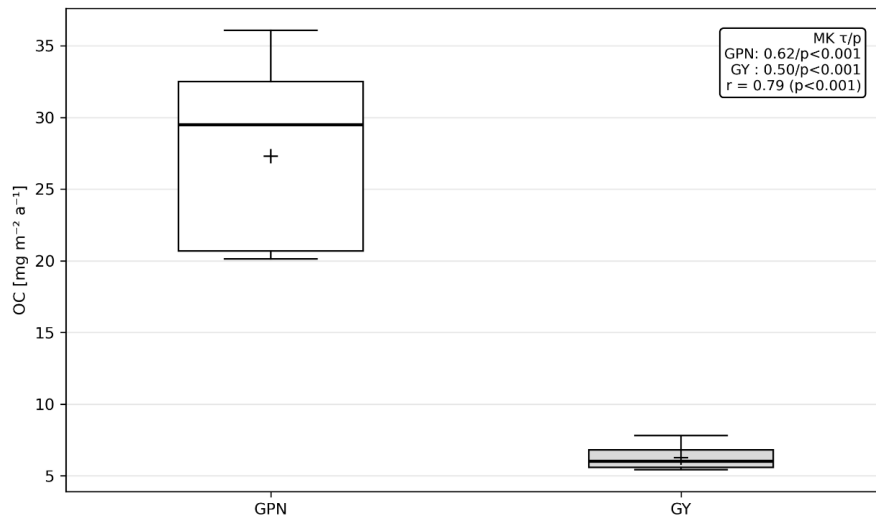


Fig. 27. Distribución del flujo de emisión mensual de OC antropogénico en GPN y GY (CAMS-GLOB-ANT, 2000-2024). El diagrama de caja compara la distribución estadística de los flujos de emisión mensuales ( $\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{año}$ ) en el píxel correspondiente a cada glaciar. La línea central representa la mediana, la caja el rango intercuartílico (IQR), los bigotes 1.5 veces el IQR y los puntos los valores atípicos y el signo “+” la media. El recuadro superior derecho (MK  $\tau/p$ ) muestra, para cada glaciar, el estadístico  $\tau$  de la prueba de tendencia de Mann–Kendall y su p-valor, mientras que  $r$  corresponde al coeficiente de correlación de Pearson entre las series anuales de BC de ambos glaciares.

Fuente: Elaboración propia.

- Validación del reanálisis de aerosoles: MERRA-2

Para evaluar la representatividad del producto MERRA-2 en el área de estudio, se realizó una validación cuantitativa de las concentraciones atmosféricas de BC frente a observaciones instrumentales en superficie. Se utilizaron las series de datos de los laboratorios NNTK-1 (MAAP) y NNTK-2 (MAGEE), comparando los registros horarios y sus agregados mensuales con el píxel correspondiente de MERRA-2. En ambos sitios, el reanálisis entrega concentraciones sistemáticamente menores que las observadas en tierra, con un sesgo negativo que alcanza  $-0.24 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  ( $-64\%$ ) frente a NNTK-1 y  $-0.14 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  ( $-42\%$ ) frente a NNTK-2 a escala mensual. Aunque se observa una correlación moderada a alta entre las concentraciones mensuales observadas en NNTK-1/NNTK-2 y las simuladas por MERRA-2 (coeficiente de Pearson  $r = 0.43$  para NNTK-1 vs. MERRA-2 y  $r = 0.89$  para NNTK-2 vs. MERRA-2), el error cuadrático medio (RMSE) entre ambas series sigue siendo considerable, lo que justifica la necesidad de aplicar un ajuste local a los datos del reanálisis antes de su uso.

Para corregir este sesgo, se aplicó un ajuste lineal específico para cada sitio, definido mediante regresión entre las observaciones instrumentales y las simulaciones de MERRA-2, siguiendo la ecuación de la recta:

$$BC_{\text{corregido}} = a * BC_{\text{MERRA-2}} + b \text{ (ecuación 13)}$$

Donde  $BC_{\text{corregido}}$  es la concentración de BC ajustada,  $BC_{\text{MERRA-2}}$  es la concentración del reanálisis crudo, y  $a$  (pendiente) y  $b$  (intercepto) son los coeficientes de regresión calculados para cada sitio. Tras la corrección, el sesgo medio se redujo a valores despreciables ( $\approx 0.00 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ), una consecuencia matemática esperada del método de regresión lineal que centra la distribución de los residuos en cero. Sin embargo, la variabilidad residual se refleja en el RMSE, el cual se redujo significativamente a  $0.16 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en NNTK-1 y a  $0.08 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en NNTK-2 (escala mensual). A escala diaria, la mejora fue similar: el sesgo sistemático se eliminó y el error aleatorio (RMSE) disminuyó de  $0.34$  a  $0.23 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en NNTK-1, y de  $0.23$  a  $0.15 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en NNTK-2. Todos los parámetros del ajuste ( $a$ ,  $b$ ) y las métricas de error detalladas (MAE, RMSE,  $R^2$ , NSE) se presentan en el Anexo A6. Estas mejoras se reflejan en la mayor correspondencia entre ambas series (Fig. 28), permitiendo que la serie corregida de MERRA-2 represente de forma mucho más fiel la variabilidad y el rango de concentraciones observadas en superficie. La serie corregida de MERRA-2 es la utilizada en los análisis posteriores que involucran concentraciones atmosféricas de BC en este estudio. Es importante destacar que tanto MERRA-2 como los NNTK se expresan en unidades de concentración en aire ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ), por lo que la comparación se efectúa en un mismo espacio métrico y no implica conversión a deposición ni a carga en nieve.

En síntesis, el ajuste aplicado a MERRA-2 presenta un desempeño diferenciado entre ambos sitios: en NNTK-2 el modelo corregido muestra un desempeño alto, con una reducción sustantiva del error y una correlación elevada que indica una buena capacidad para reproducir tanto la magnitud como la variabilidad temporal de las concentraciones observadas. En NNTK-1, si bien la corrección elimina eficazmente el sesgo sistemático y reduce el error, la correlación moderada evidencia limitaciones en la capacidad del reanálisis para capturar la variabilidad temporal local, asociadas a la instrumentación disponible y a la mayor complejidad del sitio. Estas diferencias respaldan el uso de la serie corregida de MERRA-2 para análisis regionales, considerando explícitamente las incertidumbres a escala local.

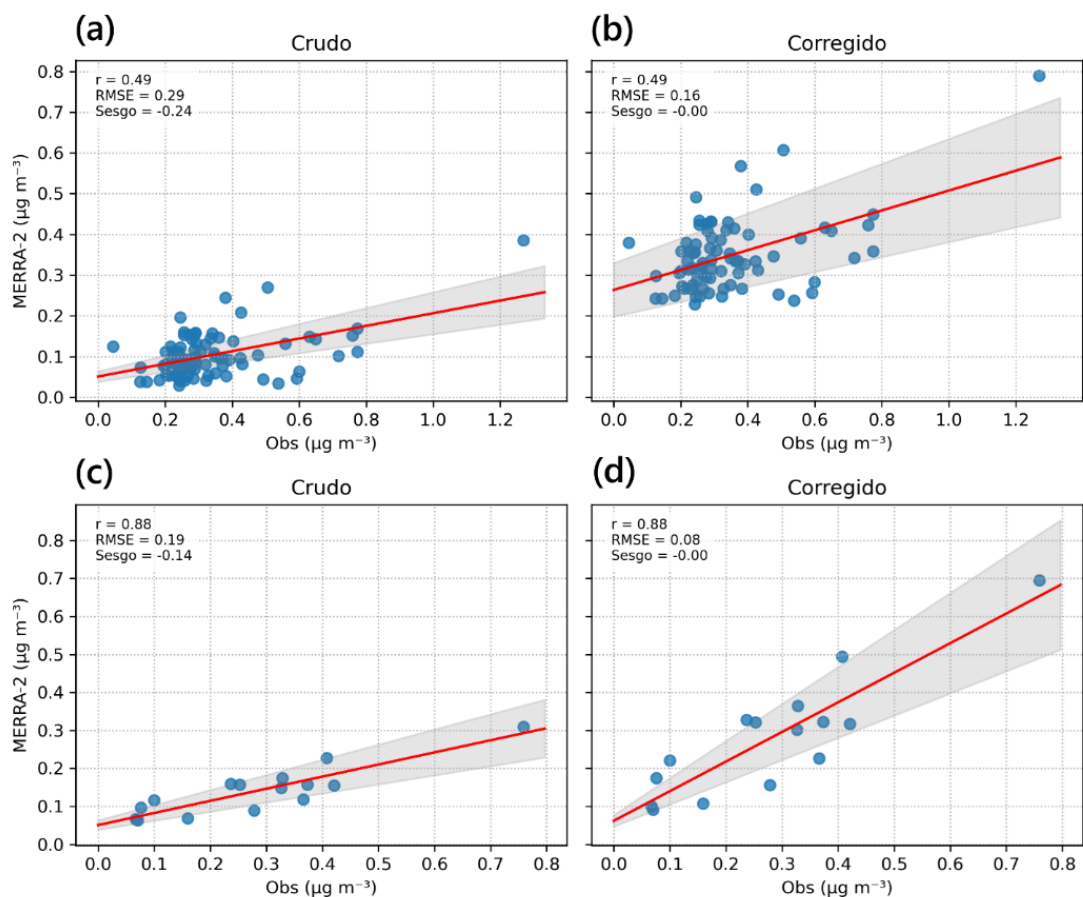


Fig. 28. Comparación mensual entre concentraciones de BC de MERRA-2 y observaciones en superficie para NNTK-1 (MAAP; a-b) y NNTK-2 (MAGEE; c-d). Se muestran las relaciones para las series crudas (a, c) y corregidas (b, d), junto con los valores de correlación ( $r$ ), error cuadrático medio (RMSE) y sesgo. La corrección elimina el sesgo y reduce significativamente el RMSE en ambos sitios, mejorando la correspondencia entre el reanálisis y los datos observados.

Fuente: Elaboración propia

#### 4. Modelación del transporte de aerosoles

Esta sección presenta los resultados del modelamiento de trayectorias atmosféricas con HYSPLIT orientado a evaluar la conectividad aerotransportada entre focos emisores regionales de aerosoles —BC, OC y MD— y los glaciares GPN y GY. Se combinaron dos aproximaciones complementarias: (i) retrotrayectorias de 72 h asociadas a eventos extremos simultáneos de BC y OC identificados en las series MERRA-2 sobre ambos glaciares; y (ii) trayectorias forward de 72 h proyectadas desde cinco focos emisores potenciales situados en la zona de estudio, seleccionadas para fechas que coinciden con episodios extremos de aerosoles. La selección de estos focos se fundamenta en su magnitud y ubicación relativa respecto a los glaciares de estudio:

- **Santiago Urbano:** Representa la principal fuente de emisiones antropogénicas a escala regional (transporte, calefacción), actuando como referencia de transporte lejano.

- **Codelco Andina y Los Bronces:** Corresponden a megaminería a rajo abierto de alta montaña, fuentes intensivas de material particulado y emisiones por maquinaria pesada, ubicadas en la proximidad inmediata (<3 km) del GPN.
- **La Perla y Romeral:** Representan actividades industriales y extractivas de media escala (caliza, cemento) en el valle, potenciales fuentes de polvo resuspendido hacia la cuenca alta.

Para contextualizar la exposición y deposición potencial, se superpusieron las trayectorias sobre los campos mensuales de emisiones BC+OC del inventario CAMS-GLOB-ANT (0,1°). La configuración del modelo, los datos meteorológicos GDAS (0,5°, 3 h) y las referencias técnicas se basan en (Stein, et al., 2015; Rolph, et al., 2017; Draxler & Hess, 1998).

#### 4.1. Retrotrayectorias asociadas a eventos extremos de BC y OC (GPN y GY)

Para analizar el origen de las masas de aire durante episodios de alta contaminación, se identificaron 136 eventos extremos coincidentes de BC y OC en el período 2007–2019. Estos eventos se determinaron interceptando las fechas en que las concentraciones horarias de BC y OC de MERRA-2 superaron simultáneamente el percentil 95 en ambos glaciares. Para cada uno de estos 136 eventos, se generaron retrotrayectorias de 72 horas mediante el modelo HYSPLIT v5.4.2, partiendo desde los centroides de GPN y GY a tres alturas iniciales (500, 1000 y 1500 m AGL). Dado que los glaciares se ubican en torno a 4.500 m s.n.m., estas alturas AGL corresponden aproximadamente a niveles absolutos entre 5.000 y 6.000 m s.n.m., es decir, dentro de la capa límite y la troposfera baja directamente adyacente a la superficie glaciar, donde ocurre el transporte y la deposición efectiva de aerosoles. Las simulaciones utilizaron campos meteorológicos GDAS (resolución 0,5°, 3 h), obtenidos a través de la plataforma READY (Stein, et al., 2015; Rolph, et al., 2017). El análisis de estas simulaciones se centró en los mapas de frecuencia de paso, definidos como el porcentaje de posiciones horarias de todas las trayectorias que atraviesan cada celda de la rejilla, con el fin de identificar los corredores atmosféricos dominantes.

El análisis de frecuencia de estas retrotrayectorias (Fig. 29 y 30) revela que, si bien existen diferencias en la dispersión espacial, el mecanismo de transporte dominante para ambos glaciares parece ser la circulación local y regional de corto alcance. En GPN (Fig. 29), los mapas de frecuencia muestran una alta recurrencia (>70%) confinada al entorno cordillerano inmediato, con las frecuencias más altas (60% a 90%) proyectadas en una orientación preferente norte-sur. Este patrón es coherente con un fuerte encauzamiento topográfico (Kossmann & Sturman, 2003) que canalizaría la circulación local valle-montaña (Whiteman, 2000; Barry, 2008; Huneus, et al., 2021). En este tipo de régimen, los flujos anabáticos (ascendentes durante el día) y catabáticos (descendentes durante la noche) podrían redistribuir el aire y las partículas dentro de la cuenca. Dicho mecanismo favorecería la resuspensión de material desde fuentes locales, como las emisiones de faenas mineras circundantes (situadas a 2–4 km), por sobre un transporte de largo alcance (Lapere, et al., 2021; Csavina, et al., 2012). En términos espaciales, los sectores donde se emplazan las faenas Los Bronces y Andina se ubican dentro de clases de frecuencia superiores al 70% y 80%, respectivamente, lo que indica que una proporción importante de las trayectorias extremas de BC y OC intersecta de manera recurrente estas áreas del glaciar. En términos de advección, la alineación del núcleo de alta frecuencia con el eje del valle sugiere un transporte preferente de masas de aire desde el entorno minero hacia el glaciar, reforzando la conexión directa entre estas fuentes locales y la deposición sobre la superficie glaciar (Zhang, et al., 2025).

Paralelamente, se observa un patrón secundario más distal en dirección oeste-sureste, pero con frecuencias menores (20% a 40%), lo que probablemente representa una baja tasa de trayectorias asociadas al transporte lejano o regional, dado que estas trayectorias son las que cubren distancias desde ~50 hasta >150 km en 72 h. Esto es coherente con la ausencia de una conexión directa en el mapa de frecuencia (Fig. 29) con focos potenciales distales como Santiago (utilizada como referencia de fuente lejana), que no alcanza a superar los niveles de frecuencia asociados a los núcleos de alta recurrencia en el entorno inmediato de GPN, sugiriendo preliminarmente que la contribución desde estas áreas es baja en el contexto de los eventos extremos de BC y OC considerados.

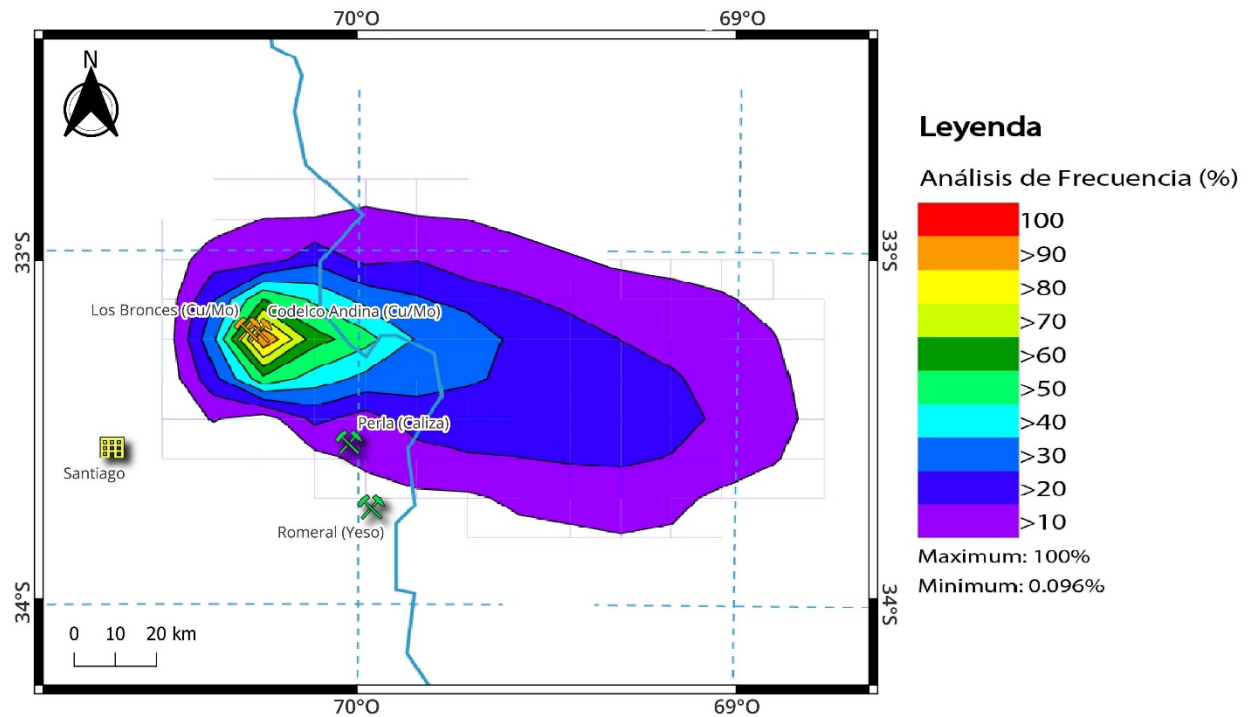


Fig. 29. Frecuencia acumulada (%) de retrotrayectorias de 72 h asociadas a eventos extremos BC+OC (percentil 95) en GPN para 2007–2019. Intervalos de clase de 10 %. La ☆ amarilla representa de forma referencial la ciudad de Santiago.

Fuente: Elaboración propia

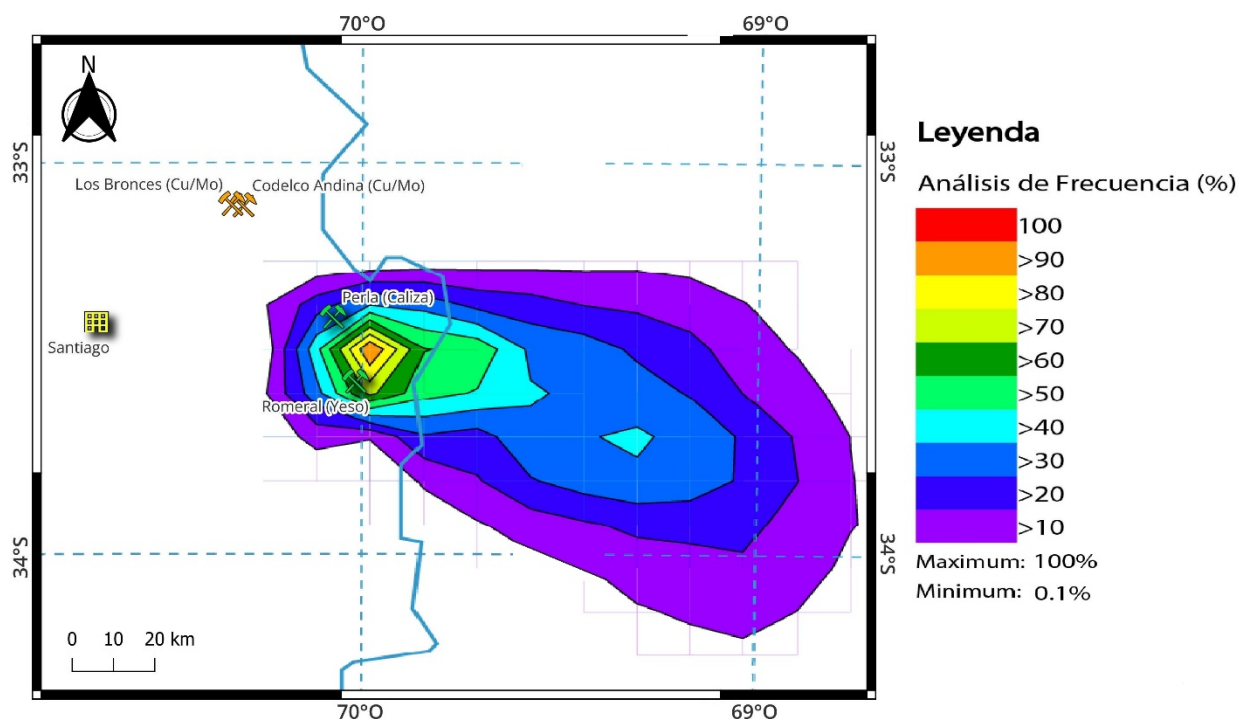


Fig. 30. Frecuencia acumulada (%) de retrotrayectorias de 72 h asociadas a eventos extremos BC+OC (percentil 95) en GY para 2007–2019. Intervalos de clase de 10 %. La ☆ amarilla representa de forma referencial la ciudad de Santiago.

Fuente: Elaboración propia

El GY (Fig. 30) presenta un patrón análogo, aunque con una distribución ligeramente más compacta. Las mayores frecuencias (>80%) también se orientan en un eje norte-sur en las proximidades del glaciar, con contribuciones secundarias variables desde el sursureste. Aunque GY está topográficamente más aislado y a mayor distancia de fuentes antropogénicas cercanas (>10 km), la similitud en los patrones de alta frecuencia (40% a 90%) acotados a las cercanías de los glaciares sugiere un mecanismo común. Este mecanismo es probablemente la circulación local valle-montaña característica de relieves abruptos (Kossmann & Sturman, 2003; Lapere, et al., 2021), la cual estaría modulada en GY por la geometría del valle del río Yeso y por divisorias topográficas intermedias. En este caso, los sectores donde se emplazan las faenas Romeral y La Perla se ubican dentro de clases de frecuencia del orden de >60% y >30%, respectivamente, lo que indica que, si bien estas áreas son interceptadas por una fracción relevante de las trayectorias extremas, su contribución sería más moderada y dependiente de condiciones específicas de canalización atmosférica en comparación con el caso de GPN. En cambio, las trayectorias de escala regional (frecuencias <30%) se muestran más dispersas y son probablemente episódicas. En este caso, las celdas con menor frecuencia de paso indican que solo una fracción limitada de las trayectorias interseca sectores más distantes, lo que refuerza la idea de que el aporte asociado a transporte lejano es secundario. Por consiguiente, los aportes contaminantes durante eventos extremos en GPN parecen estar principalmente asociados a la resuspensión de material local y actividad minera, mientras que en GY podrían vincularse a fuentes más difusas, como el tránsito vehicular y la remoción de suelos en el valle, entendidos aquí como depósitos sueltos y poco consolidados (por ejemplo, taludes, escombreras, caminos

no pavimentados y sedimentos finos expuestos) que pueden ser fácilmente erosionados y puestos en suspensión (Shao, 2008; Kok, et al., 2021).

El análisis temporal de estos 136 eventos extremos coincidentes revela una marcada estacionalidad bimodal (Tabla 17). El máximo de ocurrencia se concentra en el verano austral (diciembre–febrero), agrupando el 50,7% de los casos, seguido por un máximo secundario en primavera (septiembre–noviembre) con el 30,9%. Las estaciones de otoño (13,2%) e invierno (5,1%) presentan una participación significativamente menor. Esta concentración de eventos extremos en los períodos estival y primaveral es hidrológicamente crítica, ya que coincide con el período de máxima ablación y mínima cobertura de nieve estacional en la zona de estudio. Desde el punto de vista meteorológico, este patrón estacional también es coherente con la evolución de la capa límite atmosférica en la región: en invierno, la presencia más frecuente de inversiones térmicas y una capa límite más baja restringen la ventilación vertical y limitan la llegada de masas de aire contaminado desde la cuenca de Santiago u otros polos urbanos-industriales hasta alturas del orden de 4.500–6.000 m s.n.m. En verano y, en menor medida, en primavera, el mayor calentamiento diurno favorece una capa límite más profunda y una convección más intensa, lo que facilita el transporte de corto alcance y la mezcla de aerosoles dentro de la troposfera baja sobre los glaciares (Whiteman, 2000; Barry, 2008). Por consiguiente, es precisamente en esta etapa cuando la deposición de partículas absorbentes de luz ejerce el efecto más perjudicial sobre el albedo y el balance de energía superficial glaciar (Skiles, et al., 2018; Bond, et al., 2013).

Tabla 17. Distribución estacional de los eventos extremos coincidentes entre glaciares para los años 2007 a 2019.

Estación	Número de eventos	Porcentaje (%)
Otoño (M-M)	18	13.20%
Invierno (J-A)	7	5.10%
Primavera (S-N)	42	30.90%
Verano (D-F)	69	50.70%

Fuente: Elaboración propia

#### 4.2. Trayectorias forward desde focos emisores regionales (casos seleccionados)

Para evaluar la direccionalidad potencial del transporte hacia los glaciares bajo configuraciones meteorológicas concretas se calcularon trayectorias forward de 72 h desde cinco posibles focos emisores: Santiago urbano, Codelco Andina (Cu/Mo), Los Bronces (Cu/Mo), La Perla (caliza) y Romeral (yeso). Se seleccionaron cuatro fechas contrastantes que coinciden con episodios extremos en las series de aerosoles: 25-07-2011 (invierno), 12-12-2015 (verano), 03-09-2017 (invierno tardío–primavera) y 20-05-2018 (otoño) (Fig. 31-35). Las corridas se efectuaron a múltiples niveles de salida, definidos en la interfaz READY, que abarcan aproximadamente desde  $\approx 1$  hasta  $\approx 4$  km por sobre la elevación de cada punto fuente (Santiago: 554 m s.n.m.; Romeral: 3120 m s.n.m.; La Perla: 2148 m s.n.m.; Los Bronces: 3406 m s.n.m.; Andina: 3536 m s.n.m.). De este modo, para cada foco emisor se explora un intervalo vertical que incluye niveles típicamente contenidos dentro de la capa límite convectiva diurna en los Andes centrales (Lapere, et al., 2023; De Wekker & & Kossmann, 2015) y, en los niveles superiores, capas inmediatamente suprayacentes de la troposfera inferior (Stull, 1988; Stein, et al., 2015; Rolph, et al., 2017).

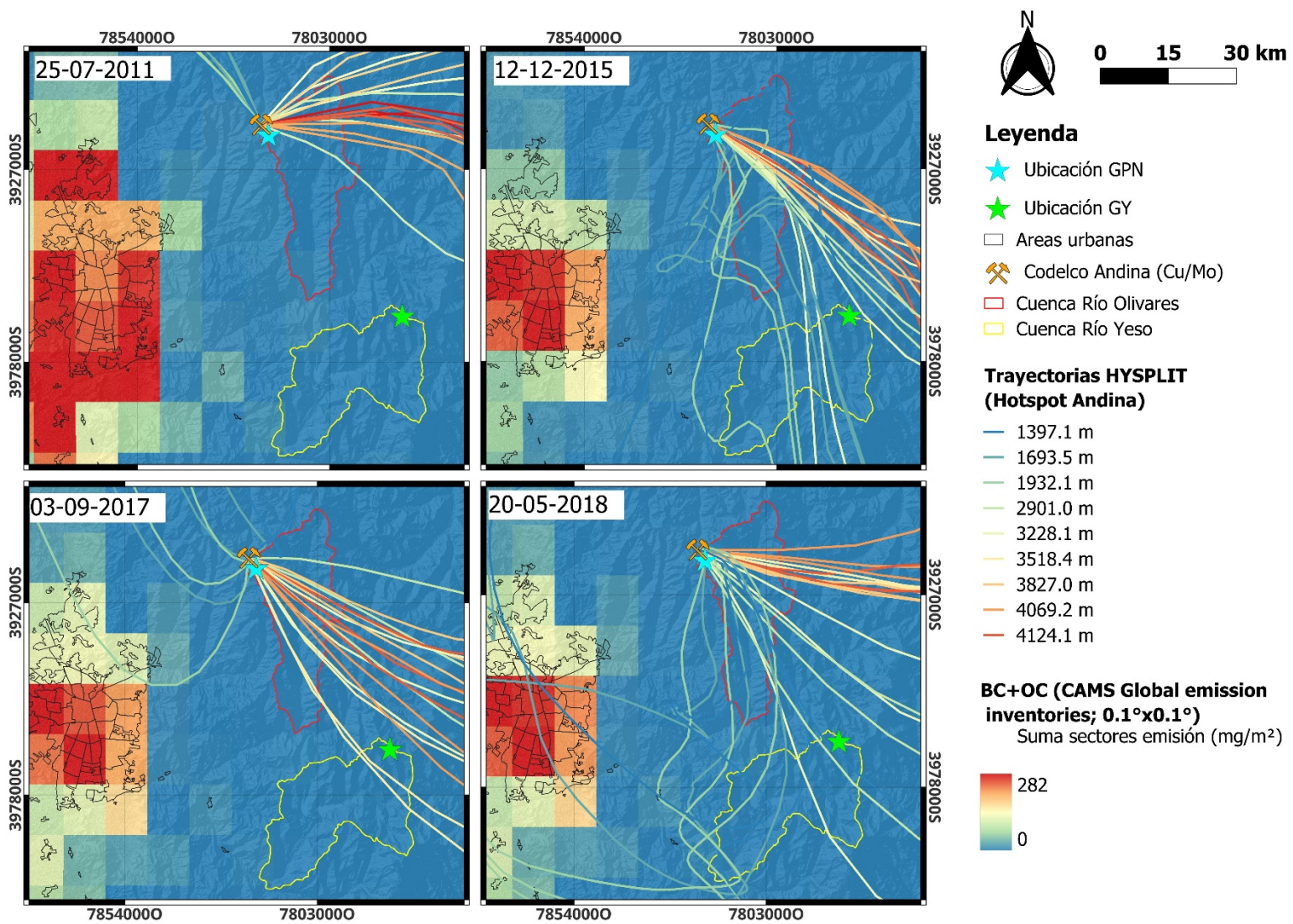


Fig. 31. Trayectorias forward de 72 h desde Codelco Andina (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAM5. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.

Fuente: Elaboración propia

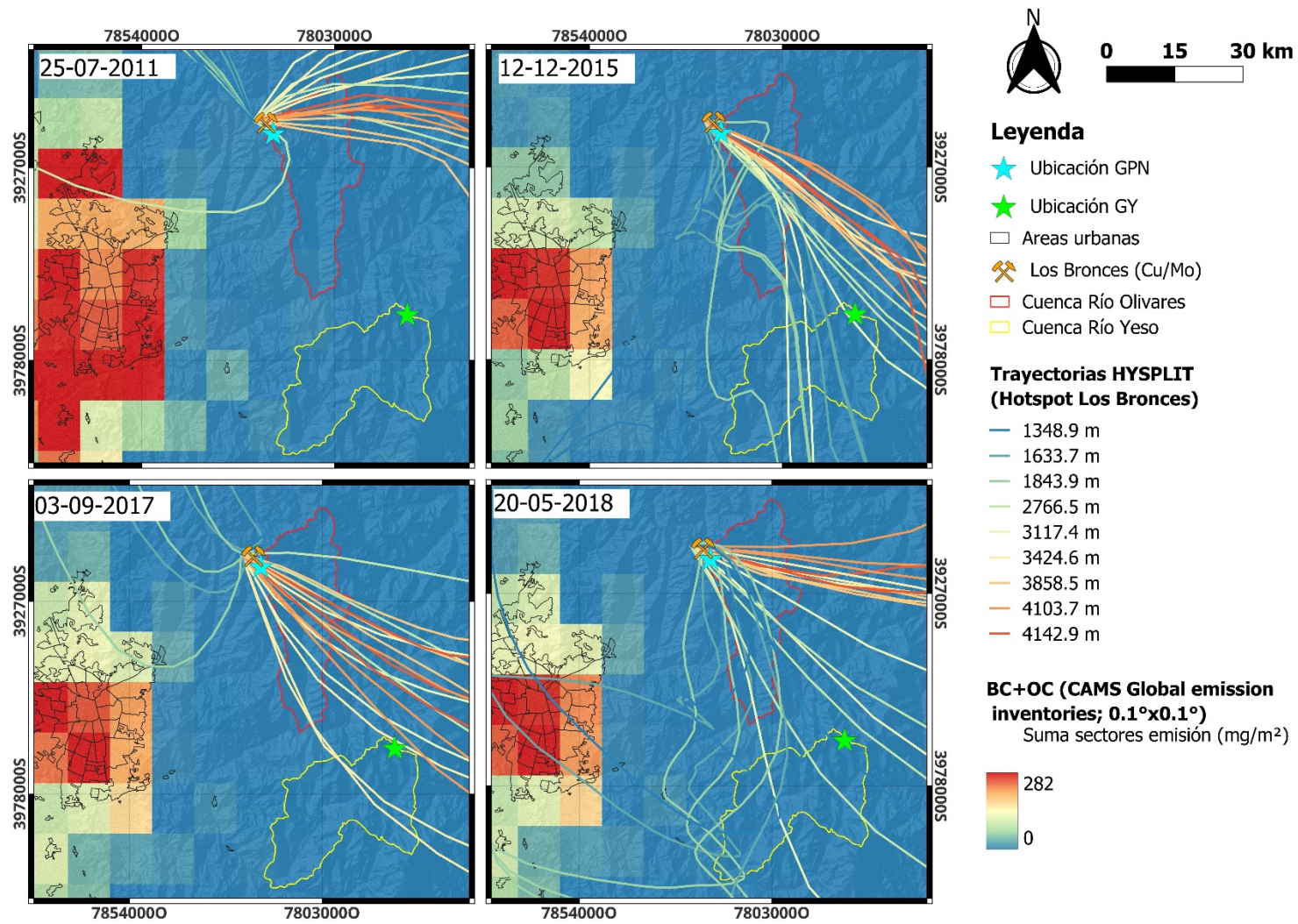


Fig. 32. Trayectorias forward de 72 h desde Los Bronces (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAM5. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.

Fuente: Elaboración propia

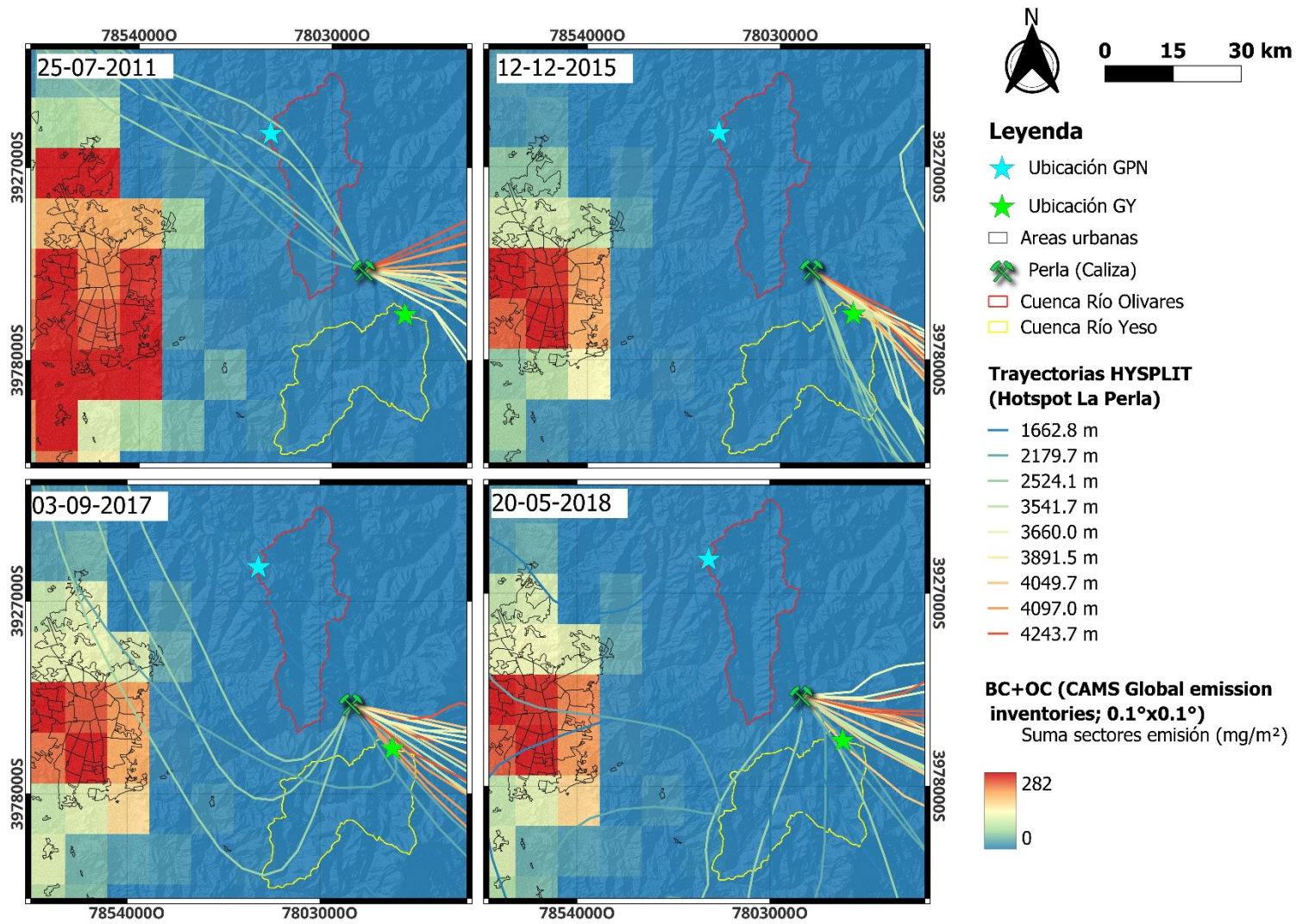


Fig. 33. Trayectorias forward de 72 h desde La Perla (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAM5. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.

Fuente: Elaboración propia

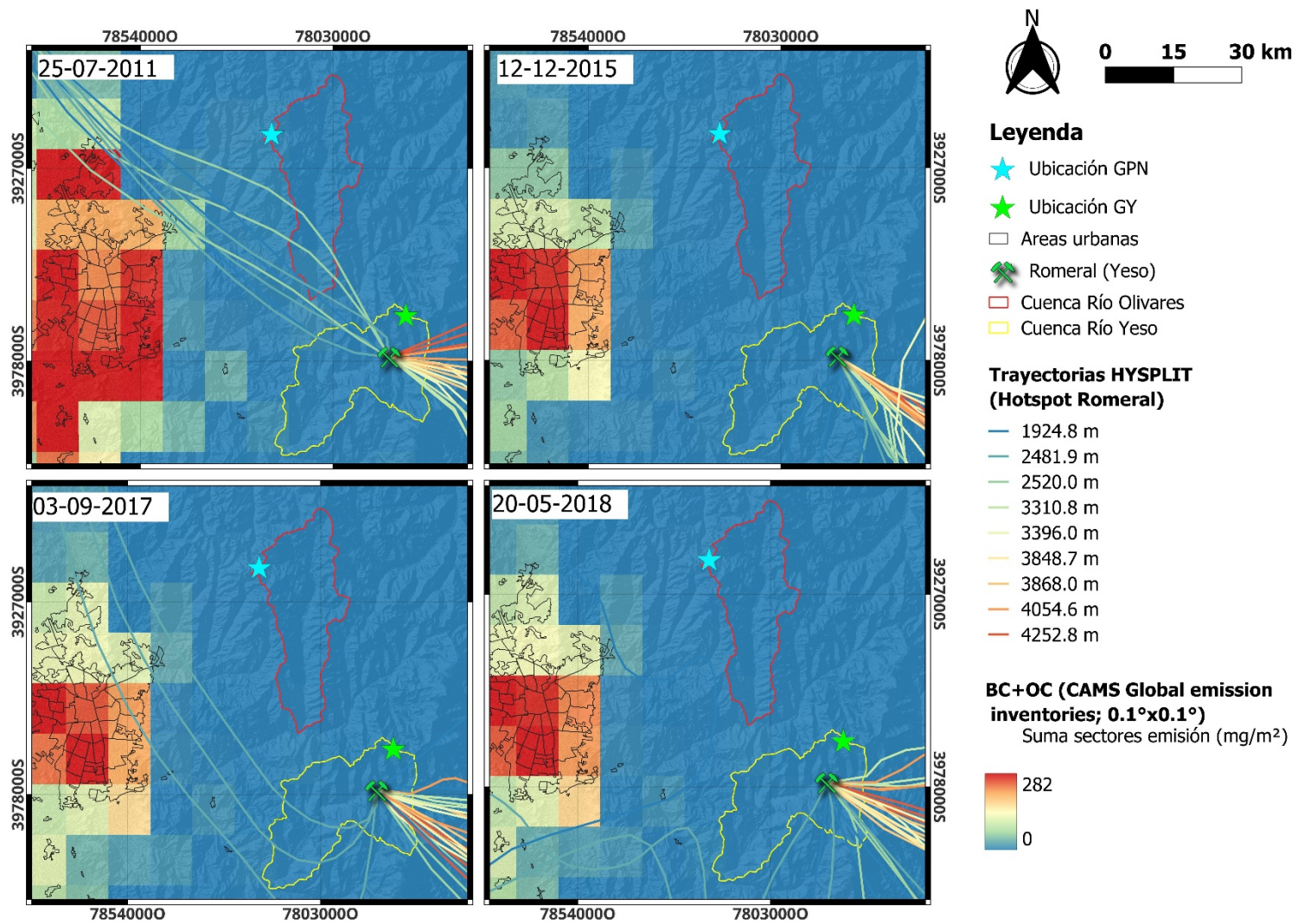


Fig. 34. Trayectorias forward de 72 h desde Romeral (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAM5. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.

Fuente: Elaboración propia

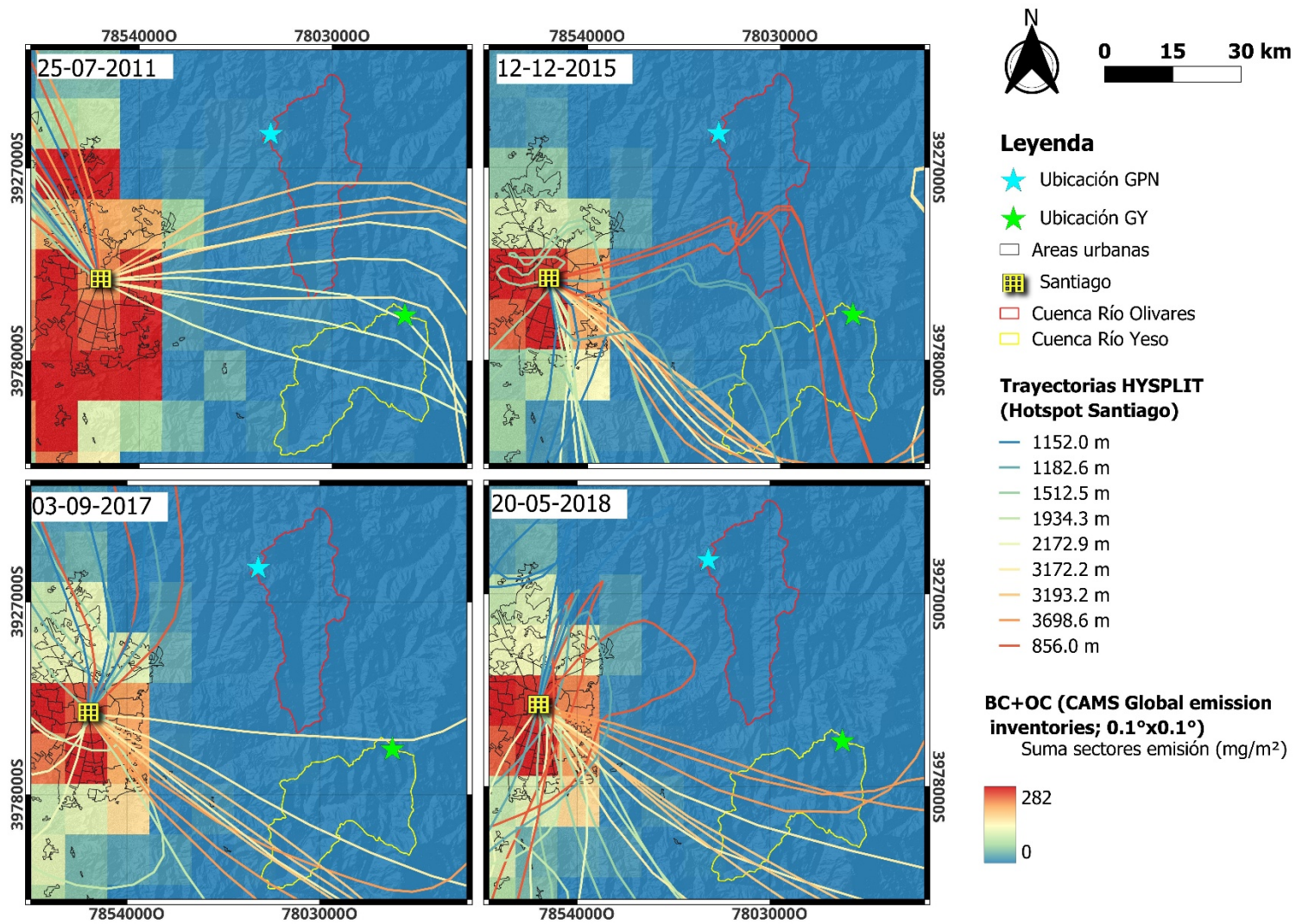


Fig. 35. Trayectorias forward de 72 h desde ciudad de Santiago (25-07-2011; 12-12-2015; 03-09-2017; 20-05-2018) sobre emisiones mensuales BC+OC CAMS. Contornos de GPN (azul), GY (verde) y límites de subcuencas Olivares/Yeso.

Fuente: Elaboración propia

Los mapas multipanel producidos para cada foco (Fig. 31–35) muestran las trayectorias superpuestas sobre los campos mensuales de emisiones de BC+OC del inventario CAMS correspondientes al mes/año del evento. En este contexto, las trayectorias modeladas corresponden a la posición horaria de las partículas de aire simuladas durante las 72 h posteriores a su emisión, mientras que los campos CAMS representan los flujos de emisión de BC+OC. La combinación de ambas capas permite comparar la dirección del flujo atmosférico con la distribución espacial de las fuentes emisoras: las zonas donde se concentran numerosos segmentos de trayectorias (alta frecuencia de paso) sobre celdas con mayores tasas de emisión CAMS se interpretan como corredores preferentes de transporte desde fuentes regionales hacia el ámbito glaciar.

En las fuentes mineras de alta montaña (Codelco Andina; Fig. 31 y Los Bronces; Fig. 32), las trayectorias revelan un patrón consistente de conexión atmosférica con GPN en las cuatro fechas analizadas. En verano 2015 y primavera 2017, varias trayectorias inician sobre las faenas y cruzan el polígono de GPN dentro de las primeras 12–24 horas de simulación, describiendo recorridos casi lineales a escala de cuenca. Este comportamiento indica que, bajo esas configuraciones meteorológicas, una fracción de las masas de aire que pasan sobre Andina y Los Bronces alcanzan el GPN en tiempos relativamente cortos, con una dispersión limitada en el espacio. En los mismos eventos, las trayectorias emitidas desde los niveles superiores del rango modelado (es decir, aquellas que parten a mayor altura relativa dentro del intervalo 1,1–4,2 km) tienden a curvarse hacia el sureste y pasar incluso sobre el dominio de GY tras recorridos más prolongados. Sin embargo, considerando la distancia lineal de aproximadamente 50 km entre el sector minero Andina–Los Bronces y GY, así como la presencia de divisorias topográficas intermedias, estos cruces se interpretan como episodios puntuales o insignificantes. Por tanto, los resultados sugieren que las faenas Andina y Los Bronces constituyen fuentes locales con alta probabilidad de influir de manera recurrente sobre GPN, mientras que su contribución potencial sobre GY sería esporádica y condicionada a configuraciones específicas de la estructura vertical del viento. Cabe destacar que HYSPLIT sólo resuelve trayectorias de masas de aire; la naturaleza del contaminante se infiere al combinar estas trayectorias con las emisiones de BC+OC de CAMS y con la actividad de las faenas, por lo que no es posible distinguir directamente entre BC, OC y MD en el modelo de trayectorias.

Las simulaciones desde Santiago urbano (Fig. 35) muestran un comportamiento distinto. En ninguno de los cuatro casos analizados las trayectorias forward cruzan el polígono de GPN, y sólo en una fecha (25-07-2011) una trayectoria iniciada en los niveles superiores se aproxima al entorno de GY tras recorrer una trayectoria larga y curvada. En las demás fechas, las trayectorias se dispersan sobre el valle central y se curvan típicamente hacia el sureste o el noroeste, sin alcanzar la divisoria principal de los Andes en las proximidades de GPN y GY (alturas del orden de 4.000–5.000 m s.n.m.). Estas trayectorias largas, con recorridos horizontales extensos y cambios de dirección, favorecen la disminución progresiva de las concentraciones de BC y OC por mezcla con aire más limpio y la deposición parcial en sectores intermedios, de acuerdo con los tiempos de vida típicos y los procesos de remoción de BC descritos en la literatura (Bond, et al., 2013; IPCC, 2021; Rowe, et al., 2019; Lapere, et al., 2023). En consecuencia, los resultados de este estudio indican que la contribución directa de Santiago a la deposición de BC/OC sobre GPN y GY es nula en los casos analizados, como también se ha comprobado en estudios como el de (Cereceda-Balic, et al., 2022).

En La Perla (Fig. 33), faena minera de recursos industriales no metálicos (caliza) ubicada al norte del GY, las trayectorias muestran predominantemente un flujo hacia el sureste, con intersección de aproximadamente un 20–30 % de las trayectorias simuladas con el entorno de GY. Bajo configuraciones de circulación con componente noreste, algunos casos alcanzan el sector de GPN (especialmente en septiembre de 2017). No obstante, el tiempo de tránsito es mayor y la fracción de trayectorias que intersectan los glaciares es claramente inferior a la observada para Andina y Los Bronces (donde más del 80 % de las trayectorias cruzan el entorno de GPN). Dada la distancia a GY ( $\approx 14$  km) y la naturaleza de los materiales expuestos (caliza, depósitos poco consolidados y sedimentos locales), estos resultados son coherentes con un posible aporte local de polvo mineral a GY en condiciones de vientos débiles o recirculación de valle (Shao, 2008; Kok, et al., 2021; Jarrah, et al., 2020). En conjunto, estos factores sugieren que el aporte de La Perla a la carga de BC y OC sobre GY sería secundario y que su contribución sobre GPN es despreciable en el marco de este estudio.

Las modelaciones desde la faena de Romeral (Fig. 34) (recursos industriales no metálicos; yeso), ubicada al sur del GY, en el valle del río Yeso, permanecen mayormente confinadas dentro de la propia cuenca en invierno de 2011 y otoño de 2018, con direcciones principales hacia el sur y, ocasionalmente, hacia el noroeste. Las trayectorias forward describen recorridos cortos que se ajustan a la geometría del valle y, en ninguno de los casos analizados, interceptan los polígonos de GY o GPN. Por ende, su contribución a la carga de BC y OC sobre GY y GPN puede descartarse en la práctica.

#### 4.3. Conectividad y ventanas críticas de deposición estacional

La lectura conjunta de las retrotrayectorias extremas y las trayectorias forward de los cinco focos emisores permite proponer un peso relativo de las fuentes. GPN presenta una clara conectividad de corto alcance con Andina y Los Bronces, consistente con la proximidad espacial y la orientación dominante de flujo en los eventos extremos; en estas condiciones, la deposición de BC, OC y MD sobre este glaciar puede ocurrir en plazos del orden de horas. En el contexto minero, las fuentes plausibles de BC y OC corresponden principalmente a la combustión de diésel en maquinaria y camiones, al uso de explosivos y a la generación energética local, mientras que el MD se asocia a la remoción mecánica de roca, al chancado, a depósitos poco consolidados y al tránsito en caminos no pavimentados (Bond, et al., 2013; Shao, 2008; Kok, et al., 2021).

En contraste, GY se encuentra más distante de las grandes operaciones de cobre y separado de ellas por divisorias topográficas intermedias, lo que reduce la probabilidad de una conexión directa y recurrente. En este glaciar, los resultados indican que hay una conexión de posibles aportes locales de polvo mineral (La Perla, probablemente por procesos de remoción de suelos, más las emisiones asociadas a tronaduras y movimiento del material), mientras que sólo en situaciones meteorológicas particulares se observa señal de advección desde faenas mineras más distantes o desde el valle central. Para los casos analizados, las trayectorias forward muestran que la influencia directa de Santiago sobre la deposición en GY o GPN es nula y no se observa una conexión con los polígonos glaciares; en este marco, su contribución se considera despreciable frente al rol de las fuentes mineras de alta montaña y de los aportes locales (Bond, et al., 2013; IPCC, 2021; Cereceda-Balic, et al., 2022; Baradun, et al., 2022).

Finalmente, el análisis de la estacionalidad de estos eventos es crítico: las ventanas de mayor probabilidad de impacto de deposición de LAPs sobre la superficie de hielo y nieve de GPN y GY corresponden a verano y primavera, cuando la superficie glaciar está ampliamente expuesta. Es en esta

etapa cuando la deposición de partículas absorbentes de luz ejerce el máximo efecto sobre el albedo y la absorción de radiación en la superficie glaciar (Skiles, et al., 2018; Bond, et al., 2013). Esta coincidencia temporal es clave para interpretar los descensos de albedo reportados en la Sección 4.1 y su eventual relación con la presencia de LAPs en los glaciares estudiados.

## 5. Modelamiento glaciológico

En esta sección se presentan y analizan los resultados del modelo COSIPY aplicados al SMB y al SEB para los glaciares GPN y GY bajo dos escenarios de albedo: SL (escenario idealizado, constante) y SC (escenario real, con albedo anual promedio derivado de imágenes Landsat mediante el algoritmo de (Liang, 2001)). El caso SL representa condiciones prístinas, aproximándose al máximo teórico de albedo según literatura de nieve/hielo (Cuffey & Paterson, 2010), mientras que el caso SC incorpora la reducción real del albedo asociada a procesos naturales y/o antropogénicos, como lo es el transporte y deposición de LAPs o las variaciones interanuales de las condiciones climáticas de cada glaciar. Así, el contraste entre ambos escenarios permite cuantificar el impacto del albedo superficial en la respuesta glaciológica, siendo el caso SC el que mejor representa las condiciones actuales observadas. La comparación entre glaciares permite, además, evaluar la sensibilidad diferencial de cada sistema a los forzantes climáticos y superficiales.

### 5.1. Calibración geodésica por periodos

Siguiendo la metodología de calibración descrita en el capítulo de métodos, COSIPY se ajustó de forma independiente para cada glaciar (GPN y GY) y para dos periodos climáticamente contrastantes: 2000–2010 y 2011–2023. En ambos casos, el criterio de ajuste se basó en minimizar la discrepancia entre el balance de masa superficial modelado ( $MB_{mod}$ ) y el balance de masa geodésico ( $MB_{geo}$ ) obtenido a partir de las combinaciones ICESat-2–AW3D30, utilizando como métrica principal la raíz del error cuadrático medio (RMSE), de forma análoga a lo propuesto por (Temme, et al., 2023).

El proceso de optimización factorial arrojó un conjunto de parámetros físicos óptimos para cada glaciar y periodo, restringidos a rangos físicamente plausibles reportados en la literatura. Los valores calibrados de  $mult\_factor\_RRR$  (entre 1,95 y 2,70),  $LAPse\_T$  (entre  $-0,0064$  y  $-0,0067$   $K \cdot m^{-1}$ ),  $roughness\_ice$  ( $\approx 4,3$ – $5,0$  mm) y los parámetros de la función de transición lluvia/nieve ( $center\_snow\_transfer\_function$  entre  $0,92$  y  $1,07$   $^{\circ}C$ ;  $spread\_snow\_transfer\_function$  entre  $1,08$  y  $1,25$ ) se mantienen dentro de los intervalos típicos para glaciares de montaña en latitudes medias (Temme, et al., 2023; Sauter, et al., 2020; Mölg, et al., 2012; Gampierakis, 2024; Temme, et al., 2025; Weidemann, et al., 2018). En el Anexo A7 se resumen estos parámetros junto con los rangos de referencia, mostrando que el ajuste no requiere valores extremos ni no realistas, lo que respalda la coherencia física del modelo calibrado.

La efectividad de los parámetros óptimos se evaluó comparando  $MB_{mod}$  y  $MB_{geo}$  para cada combinación glaciar–periodo. La Tabla 18 resume el error sistemático ( $MB_{mod} - MB_{geo}$ ), el RMSE y la desviación estándar de los residuos ( $\sigma$ ). En todos los casos, el error sistemático se mantiene por debajo de  $\pm 0,08$  m w.e.  $a\tilde{no}^{-1}$  y el RMSE es claramente inferior al umbral de  $0,30$  m w.e.  $a\tilde{no}^{-1}$  sugerido por (Temme, et al., 2023) como criterio de “buen” desempeño. Para el GPN, el modelo calibrado en 2000–2010 alcanza un RMSE de  $0,029$  m w.e.  $a\tilde{no}^{-1}$ , mientras que en 2011–2023 el RMSE se mantiene bajo ( $0,081$  m w.e.

año<sup>-1</sup>). En el caso del GY, el ajuste es incluso más estrecho en el primer periodo (RMSE = 0,012 m w.e. año<sup>-1</sup>) y se mantiene en rangos muy satisfactorios en 2011–2023 (RMSE = 0,098 m w.e. año<sup>-1</sup>).

En conjunto, estos resultados indican que COSIPY, una vez calibrado por periodos geodésicos, reproduce de forma robusta y físicamente consistente los balances de masa observados en ambos glaciares (Tabla 18). Esto entrega una base sólida para interpretar las simulaciones continuas 1990–2023 bajo los escenarios de albedo SL y SC, así como para analizar de forma comparativa la respuesta diferencial entre GPN y GY en los apartados siguientes.

Tabla 18. Desempeño de la calibración geodésica del modelo COSIPY para los glaciares GPN y GY en los periodos 2000–2010 y 2011–2023. Se indica el error sistemático (MB\_mod – MB\_geo), la raíz del error cuadrático medio (RMSE), la desviación estándar de los residuos ( $\sigma$ ) y la evaluación cualitativa según el criterio de Temme et al. (2023).

Glaciar	Período	MB_mod [m w.e. a <sup>-1</sup> ]	MB_geo [m w.e. a <sup>-1</sup> ]	Error [m]	RMSE [m]	$\sigma$ [m]
GPN	2000–2010	-1,301 ± 0,775	-1,33	+0,029	0,029	0,775
GPN	2011–2023	-1,504 ± 0,591	-1,49	-0,014	0,014	0,591
GY	2000–2010	-0,300 ± 0,731	-0,30	≈0,000	0,001	0,731
GY	2011–2023	-1,051 ± 0,463	-0,91	-0,141	0,141	0,463

Fuente: Elaboración propia

En base a esta calibración geodésica por periodos, a continuación, se analiza la evolución del SMB y SEB simulados por COSIPY para el GPN y el GY en el periodo completo 1990–2023 bajo los escenarios de albedo SL y SC.

## 5.2. GPN – Balance de masa y energía superficiales

El análisis del GPN se centra en la evolución del SMB y del SEB bajo los escenarios de albedo SL (ideal) y SC (real) para el periodo 1990–2023, distinguiendo explícitamente entre los subperiodos 1990–2010 y 2010–2023. Las principales estadísticas descriptivas y de tendencia para cada combinación de escenario y variable se resumen en las Tablas 19 y 20.

Tabla 19. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GPN en el subperiodo 1990–2010, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico  $\tau$  de Mann–Kendall, su significancia ( $p$ ) y la pendiente de Theil–Sen.

Glaciar	Escenario	Variable	Media	Std	$\tau$ MK	$p$ MK	Slope (Theil-Sen)
GPN (1990-2010)	SL	SMB	-0.387	0.622	-0.162	$p=0.319$	-0.030
	SC	SMB	-1.248	0.723	-0.238	$p=0.139$	-0.044
GPN (1990-2010)	SL	SEB	26.103	3.429	0.371	$p=0.020$	0.306
	SC	SEB	40.960	4.481	0.562	$p<0.001$	0.537

Fuente: Elaboración propia

Tabla 20. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GPN en el subperíodo 2010–2023, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico  $\tau$  de Mann–Kendall, su significancia ( $p$ ) y la pendiente de Theil–Sen.

Glaciar	Escenario	Variable	Media	Std	$\tau$ MK	$p$ MK	Slope (Theil-Sen)
GPN (2010- 2023)	SL	SMB	-0.592	0.512	0.000	$p=1.000$	0.000
	SC	SMB	-1.504	0.591	-0.205	$p=0.360$	-0.036
GPN (2010- 2023)	SL	SEB	29.795	4.089	0.154	$p=0.502$	0.312
	SC	SEB	48.009	3.745	0.128	$p=0.583$	0.140

Fuente: Elaboración propia

Bajo el escenario SL, que corresponde a una superficie prístina (albedo alto, sin variación interanual), el GPN presenta en el período 1990–2010 un SMB medio anual de  $-0,39$  m w.e.  $a^{-1}$ , con una desviación estándar de  $0,62$  m w.e.  $a^{-1}$  y valores que oscilan entre  $-1,53$  y  $+0,58$  m w.e.  $a^{-1}$  (Tabla 19). Esto implica un régimen ya dominado por pérdidas netas de masa incluso bajo condiciones ideales de albedo, aunque con algunos años puntuales cercanos al equilibrio o levemente positivos. La tendencia temporal para este subperíodo es negativa ( $\tau = -0,16$ ;  $p = 0,319$ ), con una pendiente de Theil–Sen de  $-0,03$  m w.e.  $a^{-1}$ , lo que sugiere un deterioro progresivo pero moderado del SMB dentro de un contexto climático aún menos extremo que el de las últimas décadas.

En el subperíodo 2010–2023, que coincide con la fase más intensa de las condiciones cálidas y secas en Chile central, el SMB medio anual bajo SL desciende hasta  $-0,59$  m w.e.  $a^{-1}$ , con una desviación estándar de  $0,51$  m w.e.  $a^{-1}$  y un rango entre  $-1,73$  y  $+0,17$  m w.e.  $a^{-1}$  (Tabla 20). La serie no muestra una tendencia monótona clara dentro de este tramo ( $\tau = 0,00$ ;  $p = 1,000$ ; pendiente de Theil–Sen  $\approx 0,00$  m w.e.  $a^{-1}$ ), lo que indica que el empeoramiento del SMB se explica principalmente como un cambio brusco en las condiciones entre períodos (de  $-0,39$  a  $-0,59$  m w.e.  $a^{-1}$ ), más que por una tendencia lineal fuerte al interior del intervalo 2010–2023. En conjunto, el GPN mantiene un régimen sistemáticamente negativo bajo SL a lo largo de todo 1990–2023, coherente con un forzante climático regional cálido y seco. Esto se aprecia en la Fig. 36a, donde los años con SMB más negativo coinciden con temperaturas del aire más elevadas.

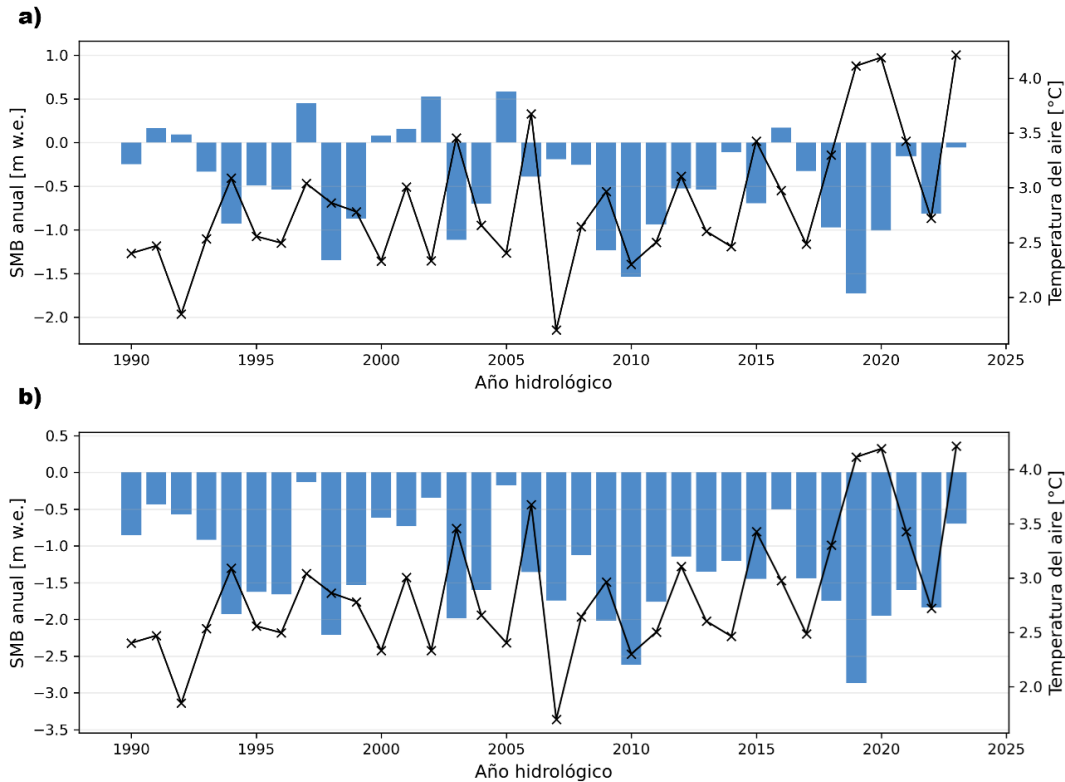


Fig. 36. Serie temporal del SMB anual (barras azules) y de la temperatura media del aire (línea negra) para el glaciar GPN durante 1990–2023, bajo los escenarios de albedo SL (panel a) y SC (panel b).

Fuente: Elaboración propia

Bajo el escenario SC —que utiliza el albedo anual promedio derivado de Landsat— el SMB del GPN se vuelve marcadamente más negativo en ambos períodos. Entre 1990 y 2010, el SMB medio anual desciende a  $-1,25 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (desviación estándar  $0,72 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ), con un rango entre  $-2,62$  y  $-0,14 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (Tabla 19). En este tramo no se registran años con balances positivos, lo que indica un régimen persistentemente deficitario incluso antes de la intensificación de las condiciones más secas. La tendencia es negativa ( $\tau = -0,24$ ;  $p = 0,139$ ) y la pendiente de Theil–Sen alcanza  $-0,044 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , sugiriendo un deterioro gradual del SMB, aunque sin significancia estadística.

En el período 2010–2023, el SMB medio anual bajo SC se reduce aún más hasta  $-1,50 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (desviación estándar  $0,59 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ), con valores entre  $-2,86$  y  $-0,50 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (Tabla 20). La tendencia sigue siendo negativa ( $\tau = -0,21$ ;  $p = 0,360$ ) con una pendiente de Theil–Sen de  $-0,036 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , lo que refuerza la idea de un régimen de pérdida neta sostenida, donde prácticamente no se observan años con recuperación significativa de masa. La comparación entre períodos muestra que el paso de 1990–2010 a 2010–2023 implica un empeoramiento adicional del SMB medio de aproximadamente  $-0,25 \text{ m w.e. a}^{-1}$  bajo SC, superpuesto a un aumento progresivo previo. En la Fig. 36b se observa que, bajo el escenario SC, los años con los valores de SMB más bajos coinciden con las temperaturas del aire más altas, especialmente durante la megasequía, reforzando el acoplamiento entre calentamiento atmosférico, reducción del albedo y pérdida de masa.

El SEB anual responde de forma igualmente marcada a la variación del albedo y a los cambios entre períodos. Bajo SL, el GPN exhibe un SEB medio de  $26,10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  entre 1990 y 2010 (desviación estándar  $3,43 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), con valores entre  $20,64$  y  $33,20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (Tabla 19). La tendencia es positiva y estadísticamente significativa ( $\tau = 0,37$ ;  $p = 0,020$ ), con una pendiente de Theil–Sen de aproximadamente  $+0,31 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  por año, lo que indica un incremento sostenido de la energía neta disponible para fusión incluso bajo condiciones ideales de albedo. En el subperíodo 2010–2023, el SEB medio bajo SL aumenta hasta  $29,80 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (desviación estándar  $4,09 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), con un rango entre  $21,17$  y  $36,57 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (Tabla 20). La tendencia se mantiene positiva ( $\tau = 0,15$ ;  $p = 0,502$ ) y la pendiente de Theil–Sen ( $+0,31 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  por año) es similar a la del período anterior, aunque la significancia estadística disminuye por el menor número de años. Esto sugiere que el GPN ha experimentado un aumento sostenido del SEB desde 1990, y que el período reciente se caracteriza por valores medios más altos y una energía superficial persistentemente elevada.

El contraste es aún más evidente bajo el escenario SC. Entre 1990 y 2010, el SEB medio alcanza  $40,96 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (desviación estándar  $4,48 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), con un rango de  $32,67$  a  $51,54 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (Tabla 19). La tendencia es fuertemente positiva ( $\tau = 0,56$ ;  $p < 0,001$ ) y la pendiente de Theil–Sen ( $+0,54 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  por año) indica una intensificación rápida de la energía absorbida por la superficie oscurecida. En el período 2010–2023, el SEB medio bajo SC se incrementa aún más hasta  $48,01 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (desviación estándar  $3,75 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), con valores entre  $39,41$  y  $53,85 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (Tabla 20). En este subperíodo, la tendencia es positiva pero no estadísticamente significativa ( $\tau = 0,13$ ;  $p = 0,583$ ; pendiente de Theil–Sen  $\approx +0,14 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  por año), lo que indica que el SEB se mantiene en un nivel alto y aproximadamente estable, más que seguir aumentando de forma sostenida. La Fig. 37 resume este aumento sostenido del SEB sobre 1990–2023, mostrando el desplazamiento sistemático hacia valores más altos, especialmente bajo SC.

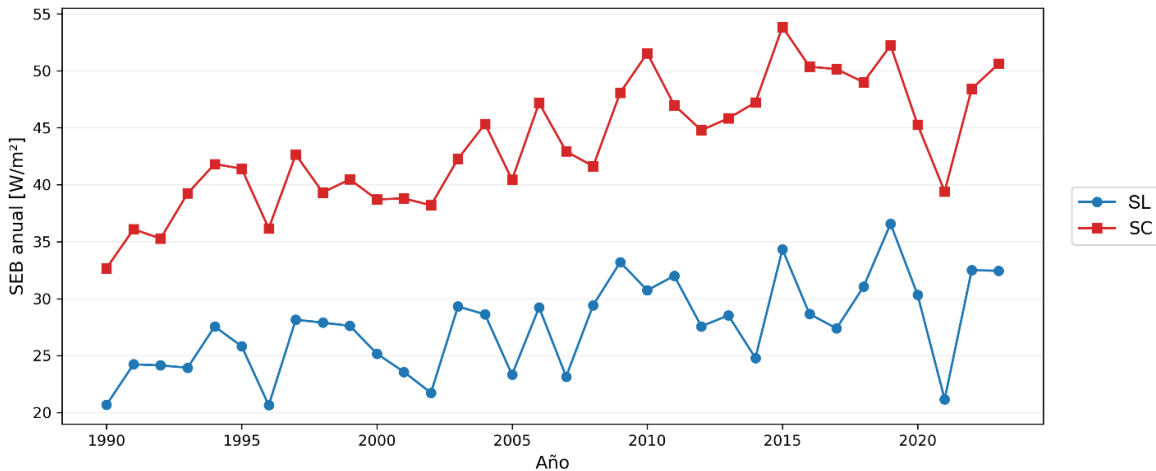


Fig. 37. Serie temporal del SEB anual modelado para el glaciar GPN bajo escenarios SL y SC en el período 1990–2023.

Fuente: Elaboración propia

El análisis altitudinal (Anexo A8) indica que las cotas bajas del GPN concentran los mayores valores de SEB tanto en el escenario SL como en el SC, con diferencias de varias decenas de  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  respecto a las zonas altas. Bajo escenario SC, este gradiente vertical se acentúa y las bandas altitudinales inferiores alcanzan SEB promedio superiores a  $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , lo que sugiere un frente glaciar altamente eficiente en absorber energía debido a su menor albedo y mayor exposición solar. En conjunto, este patrón altitudinal

indica que la pérdida neta de masa no es homogénea y que está condicionada por la combinación entre altitud, pendiente y la variabilidad estacional del albedo, probablemente asociada a la deposición de LAPS (BC, OC y MD de origen minero y regional), en concordancia con lo documentado en los capítulos de albedo, aerosoles y retrotrayectorias. Además, el reforzamiento de este contraste a partir de 2010 coincide con la persistencia de la megasequía en Chile central, lo que habría intensificado unas condiciones de alta energía superficial ya preexistentes; ambos factores sugieren un posible bucle de retroalimentación positiva que favorece una ablación acelerada como la observada en el GPN.

La Fig. 38 complementa este análisis temporal al mostrar la distribución espacial promedio interanual del SMB y del SEB para el período 1990–2023 bajo los escenarios SL y SC en el GPN. Bajo SC se observa un núcleo compacto de balances de masa más negativos y SEB elevados concentrado en el frente y en el tercio inferior del glaciar, mientras que en el escenario SL esos mismos sectores presentan balances menos negativos y valores de SEB claramente menores. Este contraste espacial indica que el oscurecimiento superficial intensifica la ablación principalmente en las zonas bajas y medias del GPN, donde la combinación entre menor albedo y mayor carga de LAPS favorece una absorción de energía más alta y una respuesta más rápida del balance de masa.

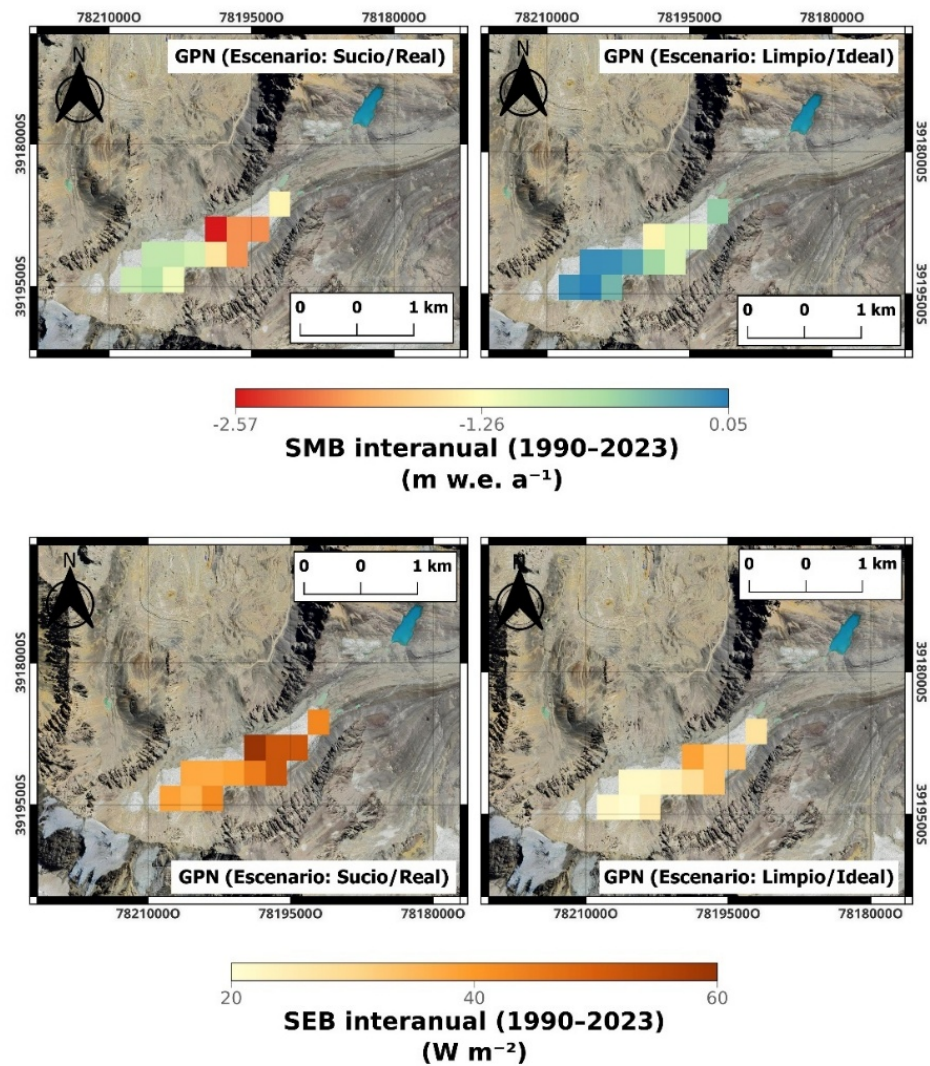


Fig. 38. Distribución espacial promedio interanual del SMB y SEB (1990–2023) para el glaciar GPN bajo escenarios SC (real) y SL (ideal).

Fuente: Elaboración propia

### 5.3. GY – Balance de masa y energía superficiales

Para el GY, considerado glaciar de referencia o “control” del sistema, el comportamiento del SMB y del SEB bajo los escenarios de albedo SL (ideal) y SC (real) es más moderado que en el GPN, pero sigue mostrando señales claras de deterioro recientes. Al igual que en el caso del GPN, se distinguen explícitamente los subperíodos 1990–2010 y 2010–2023, con el objetivo de capturar el cambio de régimen asociado al forzante climático reciente y al oscurecimiento superficial debido a la deposición de LAPs. Las estadísticas descriptivas y de tendencia para cada combinación de escenario y variable se resumen en las Tablas 21 y 22.

Tabla 21. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GY en el subperíodo 1990–2010, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico  $\tau$  de Mann–Kendall, su significancia ( $p$ ) y la pendiente de Theil–Sen.

Glaciar	Escenario	Variable	Media	Std	$\tau$ MK	p MK	Slope (Theil-Sen)
GY (1990-2010)	SL	SMB	0.653	0.688	-0.105	p=0.526	-0.027
	SC	SMB	-0.385	0.783	-0.076	p=0.651	-0.013
GY (1990-2010)	SL	SEB	19.474	2.581	0.276	p=0.085	0.153
	SC	SEB	36.634	2.816	0.229	p=0.156	0.140

Fuente: Elaboración propia

Tabla 22. Estadísticos descriptivos y métricas de tendencia del SMB y del SEB anual simulados con COSIPY para el glaciar GY en el subperíodo 2010–2023, bajo los escenarios de albedo SL y SC; se indican la media, la desviación estándar, el estadístico  $\tau$  de Mann–Kendall, su significancia ( $p$ ) y la pendiente de Theil–Sen.

Glaciar	Escenario	Variable	Media	Std	$\tau$ MK	p MK	Slope (Theil-Sen)
GY (2010-2023)	SL	SMB	-0.147	0.424	-0.103	p=0.669	-0.013
	SC	SMB	-1.051	0.463	-0.026	p=0.951	-0.006
GY (2010-2023)	SL	SEB	22.745	3.651	0.359	p=0.100	0.579
	SC	SEB	37.947	3.389	0.205	p=0.360	0.281

Fuente: Elaboración propia

Bajo el escenario SL (albedo ideal), el GY muestra en el subperíodo 1990–2010 un SMB medio anual positivo de +0,65 m w.e. a<sup>-1</sup>, con una desviación estándar de 0,69 m w.e. a<sup>-1</sup> (Tabla 21). Esto indica un régimen dominado por años de acumulación neta, aunque se alternan eventos con balances negativos que reflejan la sensibilidad del glaciar a la variabilidad climática interanual. La tendencia temporal estimada mediante Mann–Kendall es levemente negativa ( $\tau = -0,11$ ;  $p = 0,526$ ) y la pendiente de Theil–Sen ( $-0,027$  m w.e. a<sup>-1</sup>) sugiere un debilitamiento moderado del SMB, pero sin evidencia estadística robusta de una tendencia monótona en este primer tramo.

En el subperíodo 2010–2023, el SMB medio bajo SL disminuye hasta  $-0,15$  m w.e. a<sup>-1</sup>, con una desviación estándar de  $0,42$  m w.e. a<sup>-1</sup> (Tabla 22). Es decir, el glaciar pasa desde un régimen levemente positivo a uno cercano al equilibrio o ligeramente deficitario incluso bajo condiciones de albedo idealizado. La tendencia interna de este tramo sigue siendo débil y no significativa ( $\tau = -0,10$ ;  $p = 0,669$ ; pendiente de

Theil–Sen  $\approx -0,013 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ), de modo que, al igual que en el GPN, el cambio más relevante se expresa como un descenso del nivel medio del SMB entre períodos, más que como una tendencia lineal fuerte dentro de cada subintervalo. Esta transición se aprecia en la Fig. 39a, donde los años posteriores a 2010 tienden a mostrar barras más cercanas a valores negativos, especialmente en los años con temperaturas del aire más elevadas.

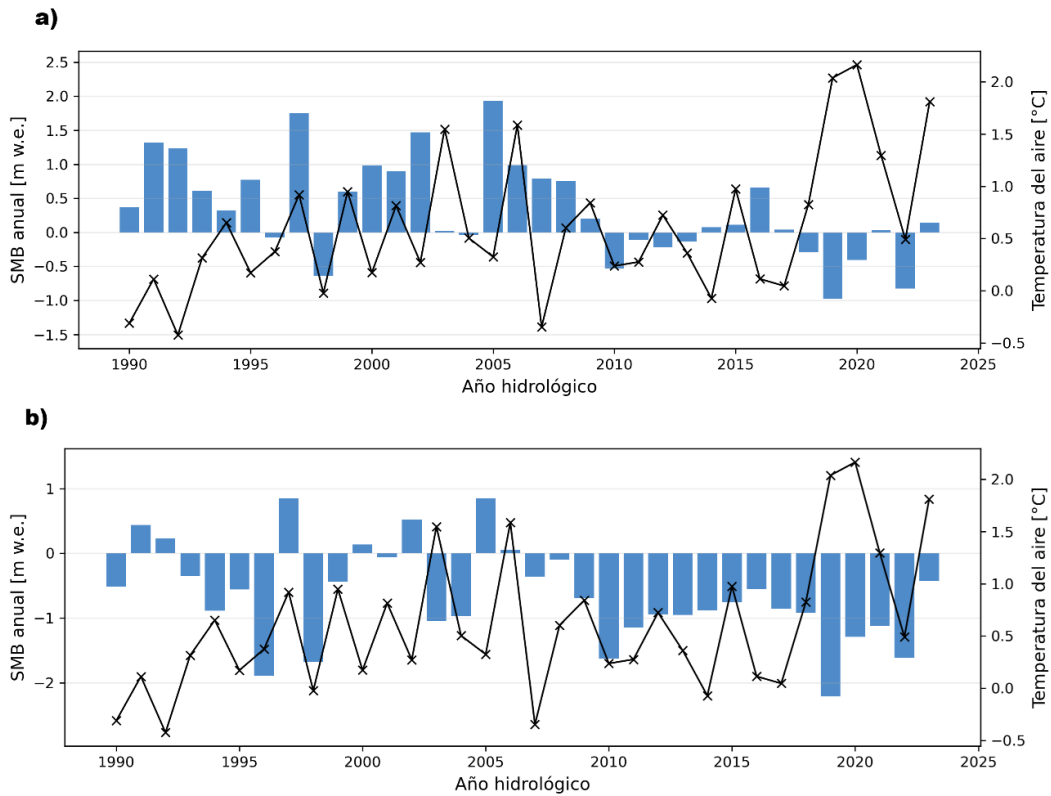


Fig. 39. Serie temporal del SMB anual (barras azules) y de la temperatura media del aire (línea negra) para el glaciar GY durante 1990–2023, bajo los escenarios de albedo SL (panel a) y SC (panel b).

Fuente: Elaboración propia

Bajo el escenario SC (albedo real derivado de Landsat), el GY presenta un comportamiento intermedio entre un glaciar en equilibrio y uno claramente en retroceso. Entre 1990 y 2010, el SMB medio anual alcanza  $-0,39 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (desviación estándar  $0,78 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ; Tabla 21), lo que indica un régimen ligeramente deficitario, pero aun relativamente cercano al equilibrio, con alternancia de años poco negativos y episodios de mayor pérdida de masa. La tendencia temporal es negativa, pero débil y no significativa ( $\tau = -0,08$ ;  $p = 0,651$ ; pendiente de Theil–Sen  $\approx -0,013 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ), lo que sugiere que, en este primer período, el glaciar ya experimenta pérdidas moderadas bajo albedo real, pero sin un deterioro acelerado, lo cual es consistente con balance de masa evaluados en otros estudios para esos periodos (Tabla 14 y 15 del capítulo 1.3).

En contraste, en 2010–2023 el SMB medio anual bajo SC desciende a  $-1,05 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (desviación estándar  $0,46 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ; Tabla 22), evidenciando un cambio hacia un régimen claramente dominado por la ablación. La tendencia interna en este tramo es casi nula y no significativa ( $\tau = -0,03$ ;  $p = 0,951$ ), con una

pendiente de Theil–Sen de apenas  $-0,006 \text{ m w.e. a}^{-1}$ . Esto indica que, al igual que en el caso del SL, el principal cambio se expresa como una caída del nivel medio del SMB entre períodos (de  $\approx -0,4$  a  $\approx -1,0 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ), más que como un incremento progresivo dentro del propio intervalo 2010–2023. En la Fig. 38b se aprecia cómo, bajo SC, los años posteriores a 2010 se concentran mayoritariamente en valores negativos de mayor magnitud, con escasos episodios cercanos al equilibrio.

El SEB del GY también muestra un aumento entre períodos, aunque más moderado que en el GPN y con gradientes menos pronunciados. Bajo SL, el SEB medio es de  $19,47 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  en 1990–2010 (desviación estándar  $2,58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) y aumenta a  $22,75 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  en 2010–2023 (desviación estándar  $3,65 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ; Tablas 21 y 22). Las tendencias son positivas en ambos subperíodos ( $\tau = 0,28$ ,  $p = 0,085$  en 1990–2010;  $\tau = 0,36$ ,  $p = 0,100$  en 2010–2023), pero con significancia estadística marginal, y las pendientes de Theil–Sen ( $+0,15$  y  $+0,58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  por año, respectivamente) indican un aumento sostenido de la energía disponible para fusión bajo condiciones ideales de albedo, aunque menos intenso que en el GPN.

Bajo el escenario SC, el SEB medio se sitúa en  $36,63 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  para 1990–2010 (desviación estándar  $2,82 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) y aumenta hasta  $37,95 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  en 2010–2023 (desviación estándar  $3,39 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ; Tablas 21 y 22). Las tendencias son nuevamente positivas, pero no significativas ( $\tau = 0,23$ ,  $p = 0,156$  y  $\tau = 0,21$ ,  $p = 0,360$ , respectivamente), con pendientes de Theil–Sen de  $+0,14$  y  $+0,28 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  por año. En conjunto, estos resultados sugieren que el GY ha experimentado un incremento moderado del SEB en las últimas décadas, con un salto de nivel menos abrupto que en el GPN y con valores medios de energía sistemáticamente inferiores, especialmente en SL. La Fig. 40 ilustra esta evolución del SEB anual para ambos escenarios, mostrando el desplazamiento hacia valores más altos bajo SC y el carácter más gradual de los cambios en el GY.

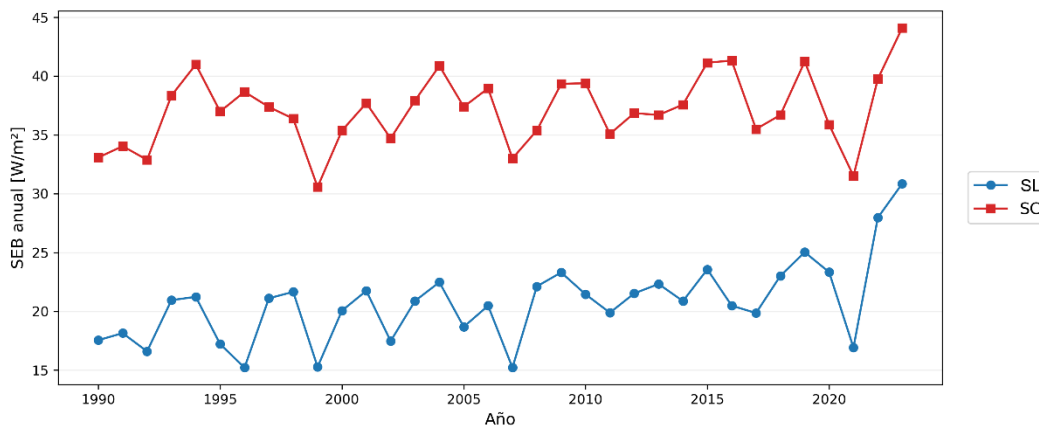


Fig. 40. Serie temporal del SEB anual modelado para el glaciar GY bajo escenarios SL y SC en el período 1990–2023.

Fuente: Elaboración propia

Las curvas altitudinales (Anexo A8) indican que el GY presenta un gradiente energético más suave y continuo que el GPN, coherente con su topografía más regular y una distribución de área más homogénea. Bajo SL, se mantienen zonas de acumulación en las cotas altas, mientras que bajo SC el incremento del SEB es relativamente uniforme a lo largo del perfil, intensificando la ablación, pero sin el contraste tan marcado entre el frente y las partes altas que se observa en el GPN. Esto sugiere que el GY

experimenta una fusión más equilibrada en todo el glaciar y conserva cierta resiliencia frente al oscurecimiento superficial.

La Fig. 41 sintetiza este comportamiento espacial, mostrando la distribución promedio interanual del SMB y del SEB para el período 1990–2023 bajo los escenarios SL y SC. En comparación con el GPN, el GY exhibe bandas altitudinales altas que mantienen balances relativamente menos negativos y SEB más moderados, lo que es coherente con un menor impacto relativo de la reducción del albedo superficial. Esta menor sensibilidad podría estar asociada, al menos parcialmente, a una menor carga de LAPS (BC, OC y MD) sobre su superficie, en concordancia con los resultados de albedo, concentración de aerosoles y retrotrayectorias atmosféricas discutidos en capítulos previos. Además, el empeoramiento observado a partir de 2010 coincide con la persistencia de la megasequía en Chile central, lo que habría intensificado un forzante térmico ya presente, pero sin generar el mismo nivel de retroalimentación positiva que en el GPN. En consecuencia, el GY se comporta como un glaciar más resiliente dentro del sistema, aunque igualmente sometido a un contexto de pérdida de masa creciente bajo condiciones más relacionadas al efecto natural del cambio climático más que aun respuesta a factores externos como el vislumbrado en GPN.

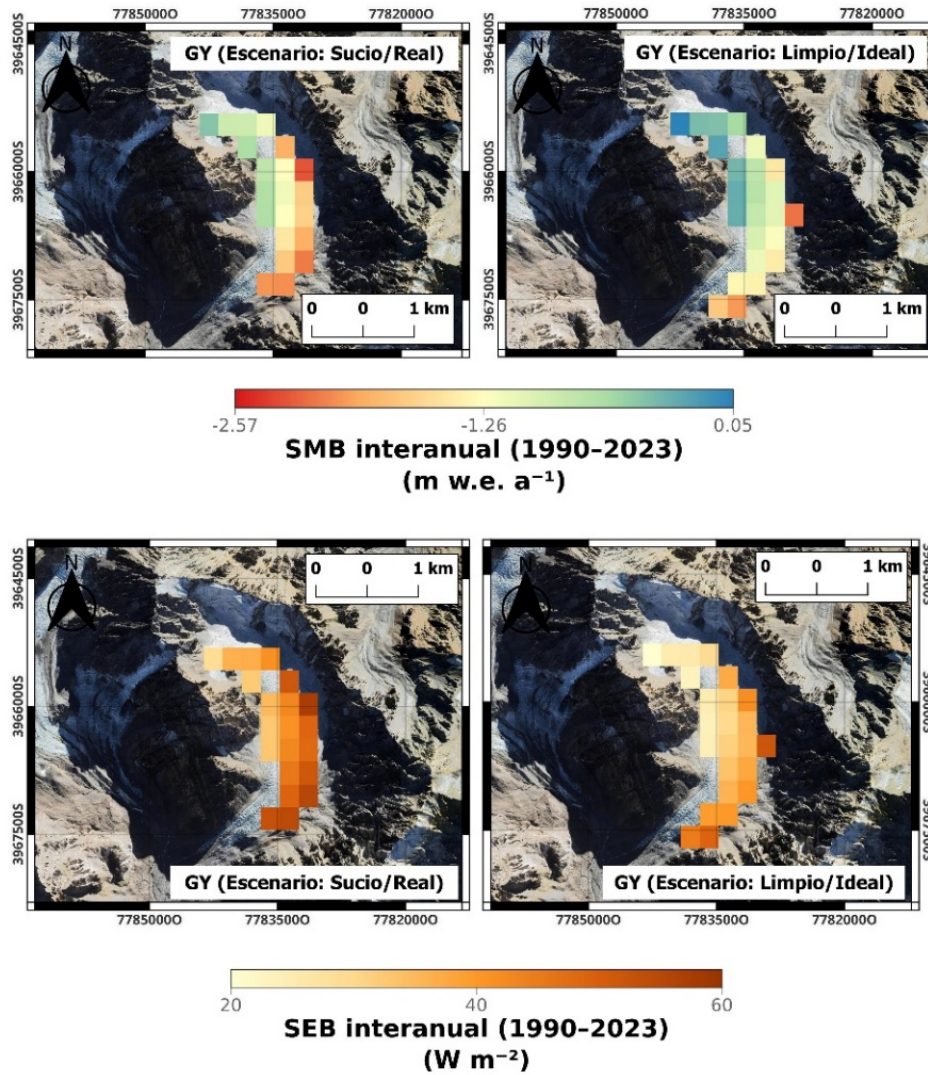


Fig. 41. Distribución espacial promedio interanual del SMB y SEB (1990–2023) para el glaciar GY bajo escenarios SC (real) y SL (ideal).

Fuente: Elaboración propia

#### 5.4. Comparación de escenarios y glaciares

La comparación entre ambos glaciares confirma que la transición desde un albedo idealizado (SL) a un albedo real (SC) tiene un impacto sistemáticamente más severo en el GPN que en el GY. Para el período completo 1990–2023, el paso de SL a SC implica en el GPN un cambio desde un SMB medio levemente negativo a valores fuertemente negativos (casi 4 veces mayor en SL), acompañado por un aumento cercano al doble en el SEB medio. En el GY, el deterioro del SMB al pasar de SL a SC es menor en magnitud (2.7 veces mayor en SC), y el incremento del SEB también es casi el doble como en el GPN. Este contraste es coherente con lo observado en los capítulos previos: el GPN presenta albedos sistemáticamente más bajos (2 veces más bajo que GY), mayor oscurecimiento superficial (2.5 veces más concentraciones de BC+OC que GY) y tasas de retroceso más altas (1.42 veces más rápido que el GY), en concordancia con estudios recientes para glaciares de la cuenca del río Maipo en los Andes centrales con fuerte influencia de LAPS superficiales (Farías-Barahona, et al., 2020; Baradun, et al., 2022; Cereceda-Balic, et al., 2022).

Las Figuras 42 y 43 resumen estas diferencias mediante boxplots del SMB y del SEB anual bajo SL y SC. En el caso del SEB (Fig. 42), todas las combinaciones glaciar–escenario muestran tendencias positivas de Mann–Kendall, con  $\tau \approx 0,41$ – $0,60$  y  $p < 0,001$  para el GPN y  $\tau \approx 0,39$  ( $p < 0,005$ ) y  $0,22$  ( $p \approx 0,075$ ) para el GY. Es decir, la energía neta disponible para fusión aumenta de forma sostenida en ambos glaciares, más intensamente en el GPN y bajo el escenario SC. Para el SMB (Fig. 43), el GPN mantiene balances anuales claramente negativos en ambos escenarios, con tendencias débiles y no significativas ( $\tau \approx -0,15$  a  $-0,20$ ;  $p > 0,05$ ), mientras que el GY muestra tendencias negativas estadísticamente significativas, especialmente bajo SL ( $\tau \approx -0,38$ ;  $p < 0,005$ ) y SC ( $\tau \approx -0,29$ ;  $p \approx 0,015$ ). En conjunto, los boxplots indican que el GPN se encuentra de manera persistente en un régimen de pérdida de masa, mientras que el GY transita desde un estado cercano al equilibrio hacia pérdidas sostenidas, particularmente en el escenario SC.

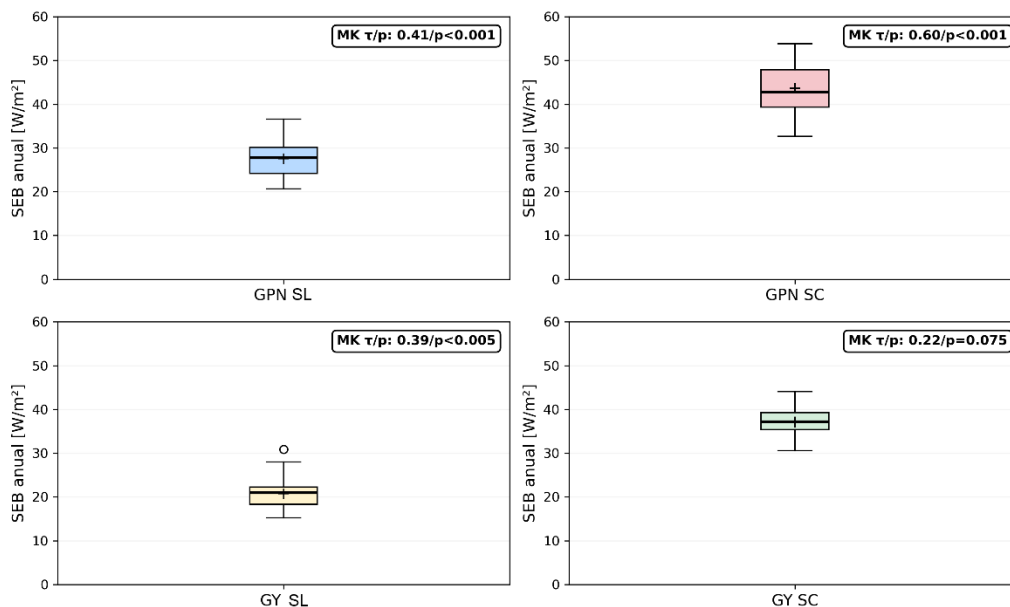


Fig. 42. Boxplots del SEB anual para los glaciares GPN y GY bajo los escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC), incluyendo el coeficiente de tendencia de Mann–Kendall ( $\tau$ ) y su significancia estadística ( $p$ ) para el período 1990–2023.

Fuente: Elaboración propia

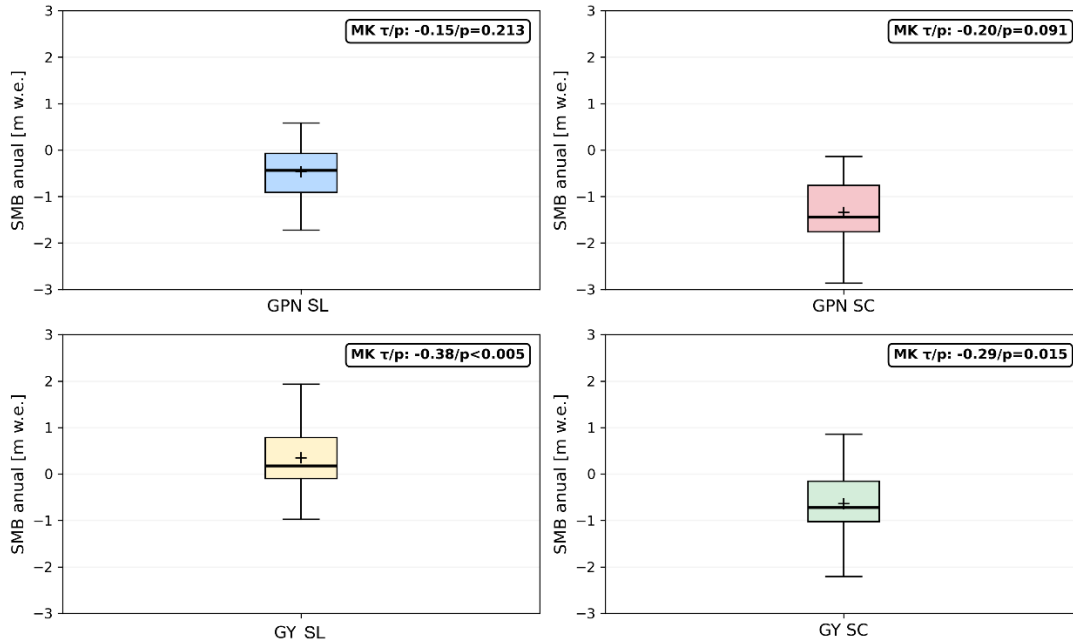


Fig. 43. Boxplots del SMB anual para los glaciares GPN y GY bajo los escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC), incluyendo el coeficiente de tendencia de Mann–Kendall ( $\tau$ ) y su significancia estadística ( $p$ ) para el período 1990–2023.

Fuente: Elaboración propia

Las Tablas 23 y 24 profundizan esta comparación separando el período previo a la megasequía (1990–2010) del período reciente (2011–2023). En 1990–2010, el GPN ya muestra un SMB medio negativo bajo ambos escenarios ( $-0,39$  m w.e.  $a^{-1}$  en SL y  $-1,25$  m w.e.  $a^{-1}$  en SC), mientras que el GY se mantiene claramente más benigno: bajo SL presenta un SMB medio positivo de  $+0,65$  m w.e.  $a^{-1}$  y bajo SC un SMB solo levemente negativo ( $-0,39$  m w.e.  $a^{-1}$ ). Si se toma al GPN como referencia, el GY presenta, en este primer período, un SMB aproximadamente  $1,0$  m w.e.  $a^{-1}$  más alto bajo en SL y  $0,86$  m w.e.  $a^{-1}$  más alto bajo el escenario SC. En términos de energía, el GPN también recibe más SEB que el GY:  $\sim 26$  frente a  $19$   $W \cdot m^{-2}$  en SL y  $\sim 41$  frente a  $37$   $W \cdot m^{-2}$  en SC, lo que implica un exceso relativo de  $\sim 25$  % y  $\sim 11$  %, respectivamente. Esta combinación de SEB más alto y SMB más negativo indica que, aun antes del cambio de régimen climático reciente (megasequía), el GPN operaba ya en un estado de ablación persistente, mientras que el GY funcionaba como un glaciar cercano al equilibrio o con ligera ganancia de masa.

Tabla 23. Comparación del SEB y SMB anuales entre los glaciares GPN y GY para el período 1990–2010, bajo escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC). La diferencia absoluta se define como  $GY - GPN$  y el cambio relativo (%) se calcula tomando el valor de GPN como referencia.

Variable	Escenario	Media GPN (1990–2010)	Media GY (1990–2010)	Diferencia absoluta (GY – GPN)	Cambio relativo (%)
<b>SMB</b>	SL	-0,39	0,65	1,04	268,6

<b>SMB</b>	SC	-1,25	-0,39	0,86	69,1
<b>SEB</b>	SL	26,10	19,47	-6,63	-25,4
<b>SEB</b>	SC	40,96	36,63	-4,33	-10,6

Fuente: Elaboración propia

Tabla 24. Comparación del SEB y SMB anuales entre los glaciares GPN y GY para el período 2011–2023, bajo escenarios de albedo ideal (SL) y real (SC). La diferencia absoluta se define como  $GY - GPN$  y el cambio relativo (%) se calcula tomando el valor de GPN como referencia.

Variable	Escenario	Media GPN (2011–2023)	Media GY (2011–2023)	Diferencia absoluta (GY – GPN)	Cambio relativo (%)
<b>SMB</b>	SL	-0,59	-0,15	0,45	75,2
<b>SMB</b>	SC	-1,50	-1,05	0,45	30,1
<b>SEB</b>	SL	29,80	22,74	-7,05	-23,7
<b>SEB</b>	SC	48,01	37,95	-10,06	-21,0

Fuente: Elaboración propia

En el período 2011–2023 ambos glaciares empeoran, pero por vías parcialmente diferentes. El GY experimenta un cambio más marcado entre períodos: su SMB pasa de positivo a negativo bajo SL (de +0,65 a  $-0,15 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ) y se vuelve marcadamente más negativo bajo SC (de  $-0,39$  a  $-1,05 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ). El SEB también aumenta, desde  $\sim 19,5$  a  $\sim 22,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  en SL y desde  $\sim 36,6$  a  $\sim 38,0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  en SC. Esta transición sugiere que el GY responde con alta sensibilidad a la transición climática reciente, probablemente asociada a la megasequía en Chile central y a las condiciones de calentamiento regional descritas en la literatura (Schaefer, et al., 2020; Farías-Barahona, et al., 2020; Garreaud, et al., 2020). Es decir, los resultados de este estudio apuntan a que el GY pasó desde un régimen próximo al equilibrio a uno de pérdida sostenida de masa, principalmente en respuesta al cambio del forzante climático regional.

En el GPN, en cambio, el SMB ya era fuertemente negativo en 1990–2010 y se hace entre un 17–34% más negativo en 2011–2023 (de  $-0,39$  a  $-0,59 \text{ m w.e. a}^{-1}$  en SL y de  $-1,25$  a  $-1,50 \text{ m w.e. a}^{-1}$  en SC). El SEB también aumenta, desde  $\sim 26$  a  $\sim 29,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  en SL y desde  $\sim 41$  a  $\sim 48 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  en SC (siendo esto aproximadamente entre un 12.75 a 14.58% más según escenario). La megasequía, por tanto, intensifica un estado de déficit que ya estaba instalado en el GPN, pero el “salto” entre períodos es relativamente menor que en el GY porque el glaciar partía de condiciones mucho más desfavorables. En todos los casos, el GPN mantiene SEB más altos (entre un 10 a 25%) y SMB más negativos que el GY (entre 30.1 a 268.6%).

La comparación con los capítulos de albedo, aerosoles y retro trayectorias atmosféricas ayuda a interpretar esta asimetría. Nuestros resultados, basados en teledetección y modelación COSIPY, sugieren que ambos glaciares comparten un forzante climático regional común, pero que el GPN está sometido además a un forzante local adicional asociado a la reducción del albedo por deposición de LAPS. La proximidad del GPN a focos emisores de aerosoles (BC, OC y MD) —específicamente las faenas mineras Andina y Los Bronces, ubicadas a menos de  $\sim 3 \text{ km}$ — explica esta sobrecarga. El BC y el OC se pueden asociar al uso de motores diésel en camiones de alto tonelaje, maquinaria pesada, equipos auxiliares y generación energética interna, junto con otros procesos de combustión propios del funcionamiento continuo de estas operaciones. El MD, por su parte, se origina principalmente en tronaduras, chancado y

molienda de mineral, manipulación de áridos, tráfico de vehículos en caminos no pavimentados y remoción mecánica de material suelto (SEA, 2019; Cereceda-Balic, et al., 2022).

Esta combinación explica porque el GPN presenta niveles persistentemente más altos de BC, OC y MD en los campos evaluados por MERRA-2, así como una mayor frecuencia de trayectorias HYSPLIT que interceptan directamente su superficie, reforzando la evidencia de un oscurecimiento inducido por aerosoles antropogénicos. Por el contrario, el GY, más alejado de estas fuentes y con menor conectividad atmosférica directa, muestra una evolución más coherente con el forzante climático regional y la intensificación de la megasequía. Este contraste es consistente con lo reportado en estudios previos sobre el impacto de emisiones industriales y polvo mineral en el albedo glaciar en los Andes centrales (Cereceda-Balic, et al., 2022; Baradun, et al., 2022; Farías-Barahona, et al., 2020).

De esta forma, las Figuras 40–42 y las Tablas 20–21 muestran un cuadro coherente: el GPN se presenta como el glaciar más vulnerable del sistema, sometido a la superposición de un forzante climático regional adverso y un forzante local de reducción del albedo asociado a emisiones antropogénicas cercanas, como lo han demostrado diversos estudios (Cereceda-Balic, et al., 2022; Baradun, et al., 2022; Farías-Barahona, et al., 2020); el GY, en cambio, actúa como un glaciar de referencia relativamente más resiliente, cuya degradación reciente está fuertemente más relacionado con el cambio climático regional que a un impacto antropogénico, como se ha evaluado en glaciares cercanos como Glaciar Bello (GB) (Cereceda-Balic, et al., 2022), demostrando este mismo comportamiento. Si bien el enfoque basado en sensores remotos y modelación numérica no permite establecer causalidades absolutas, la consistencia entre los patrones de SMB y SEB, los campos de albedo, las concentraciones de aerosoles y las trayectorias de masas de aire respalda la interpretación de que las diferencias en las tasas de ablación entre GPN y GY responde a la combinación de estos ,forzantes (climático y aerosoles) por lo mismo en el capítulo siguiente se desarrolla un análisis multivariable de atribución que permite cuantificar hasta qué punto el forzante climático regional y la carga de LAPS superficiales (BC+OC y MD) explican el retroceso diferencial de los glaciares Paloma Norte y Yeso.

## **6. Análisis multivariable y atribución**

En este capítulo se integra la evidencia climática, glaciológica y de contaminación atmosférica para cuantificar qué factores se asocian más fuertemente al retroceso superficial de los glaciares GPN y GY durante 1990–2021. A diferencia de los capítulos anteriores, centrados en la descripción física (SEB, SMB, albedo, aerosoles), aquí se emplean modelos estadísticos lineales para evaluar la capacidad explicativa conjunta de las variables climáticas ( $T^{\circ}$ , Pp) y de contaminación (BC+OC y MD), para estimar su contribución relativa a la variabilidad interanual del área glaciar. El objetivo principal es discernir por qué dos glaciares ubicados en el mismo entorno topoclimático muestran tasas de pérdida tan distintas: GPN, fuertemente deteriorado y cercano (<3 km) a dos grandes faenas mineras de rajo abierto, y GY, más aislado de estas fuentes emisoras.

### **6.1. Análisis preliminar: Tendencias y relaciones bivariadas**

Los registros climáticos de las últimas tres décadas confirman un contexto de calentamiento y megasequía en la cuenca alta del río Maipo. La  $T^{\circ}$  media anual aumenta del orden de 0,6 °C en el período, mientras que la Pp anual acumulada se reduce en aproximadamente 45–50 %, en concordancia con la prolongada megasequía de Chile (Garreaud, et al., 2020). En términos de energía disponible para derretimiento, los resultados del modelamiento glaciológico indican que el SEB presenta una tendencia

positiva moderada en GPN, mientras que en GY no se detecta una señal significativa. En paralelo, los forzantes de contaminación muestran aumentos marcados, agravando la exposición diferencial ya documentada: las concentraciones de BC+OC se incrementan de forma significativa en ambos glaciares, reflejando una tendencia positiva tanto en GPN (con un aumento aproximado de 28% desde sus valores base de 1990;  $p < 0.001$ ) como en GY (donde se observa un aumento del 31% respecto a 1990;  $p < 0.001$ ). El MD también muestra tendencias positivas robustas, con aumentos que implican, en promedio, casi una duplicación de las concentraciones superficiales entre 1990 y 2021. Estas tendencias son consistentes con el aumento de emisiones antropogénicas y con una mayor resuspensión y transporte de partículas; fenómenos que la literatura ha vinculado a cambios en los patrones de viento y en la dinámica del vórtice polar (Cereceda-Balic, et al., 2025; Carrasco-Escaff, et al., 2024; Bianchi, et al., 2017; MMA, 2021), los cuales favorecen el aporte de aerosoles a las cuencas de alta montaña y, por tanto, la reducción del albedo superficial. Las series de área glaciar confirman un retroceso muy asimétrico entre ambos cuerpos de hielo. GPN perdió del orden de 78 % de su superficie inicial, mientras que GY retrocedió cerca de 47 %. Esta diferencia se superpone a fluctuaciones interanuales, con episodios puntuales de estabilidad relativa (por ejemplo, años húmedos o fríos) seguidos de contracciones abruptas, lo que indica que condiciones excepcionalmente favorables pueden amortiguar temporalmente la tendencia de largo plazo.

La matriz de correlación de Pearson (Tabla 25) sintetiza la co-variabilidad entre el área glaciar y los distintos forzantes. En GPN, el área anual presenta correlaciones negativas muy altas con BC+OC ( $r \approx -0,81$ ) y alta con MD ( $r \approx -0,66$ ), mientras que la  $T^\circ$  muestra una relación negativa moderada ( $r \approx -0,42$ ) y la Pp una correlación positiva pero baja ( $r \approx +0,3$ ). En GY el patrón general se mantiene, aunque con coeficientes algo menores: el área se correlaciona negativamente con BC+OC ( $r \approx -0,71$ ) y MD ( $r \approx -0,65$ ), en forma moderada con  $T^\circ$  ( $r \approx -0,45$ ) y positivamente con una Pp marginal ( $r \approx +0,27$ ).

Tabla 25. Coeficientes de correlación de Pearson entre el área glaciar y las variables climáticas ( $T^\circ$ , Pp, SEB, SMB) y de contaminación (BC+OC, MD) en GPN y GY.

	GPN					
GY \		Área (Km <sup>2</sup> )	BC+OC (µg/m <sup>3</sup> )	MD (µg/m <sup>3</sup> )	T° (°C)	Pp (mm)
Área (Km <sup>2</sup> )			-0.811***	-0.661***	-0.423**	0.298*
BC+OC (µg/m <sup>3</sup> )		-0.714***		0.673***	0.325*	-0.135
MD (µg/m <sup>3</sup> )		-0.654***	0.658***		0.153	0.077
T° (°C)		-0.446**	0.383*	0.050		-0.374*
Pp (mm)		0.271	-0.281	-0.091	-0.263	

\*Correlación baja ( $0.30 \leq |r| < 0.40$ ), \*\*Correlación moderada ( $0.40 \leq |r| < 0.60$ ), \*\*\*Correlación alta ( $|r| > 0.60$ ).

Fuente: Elaboración propia

En conjunto, estas correlaciones sugieren que: (i) la pérdida de superficie en ambos glaciares está fuertemente asociada a incrementos de aerosoles absorbentes y polvo, (ii) las variables climáticas de gran escala ( $T^\circ$  y Pp) modulan el retroceso en ambos casos, pero con menor fuerza que los forzantes ligados a contaminación y radiación, particularmente en GPN.

Las regresiones simples entre el área glaciar y cada predictor, sintetizadas en la Fig. 44, evidencian un patrón consistente con esto. En ambos glaciares, BC+OC es el predictor individual con mayor capacidad explicativa: en GPN alcanza  $R^2 \approx 0,8$  y en GY  $R^2 \approx 0,7$ . Además, presenta consistentemente los menores

errores (RMSE y MAE), lo que indica una alta precisión predictiva. El MD ocupa el segundo lugar, con R cercanos a 0,65 en ambos glaciares. La T° y la Pp muestran relaciones más débiles: R se sitúa en torno a 0,4 para T° y <0,35 para Pp, con errores relativamente más altos. Estas métricas indican que, de manera aislada, los aerosoles absorbentes de luz (BC+OC) y el polvo mineral (MD) son los mejores predictores estadísticos del retroceso de área, mientras que las variables climáticas actúan como moduladores de menor peso cuando se consideran por separado. No obstante, estas relaciones bivariadas no permiten separar los efectos combinados, lo que motiva el uso de modelos multivariados.

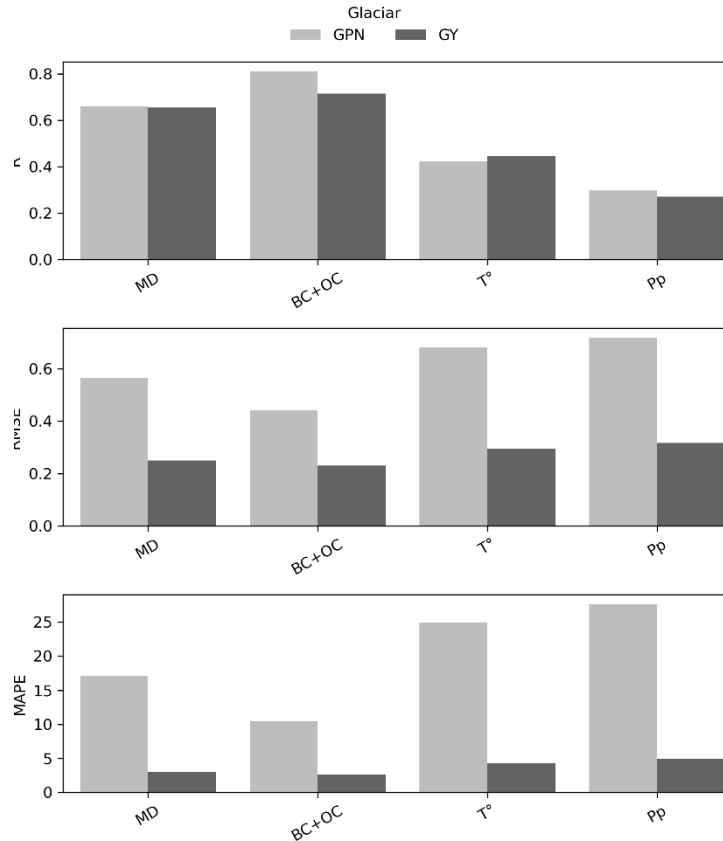


Fig. 44. Métricas de ajuste ( $R^2$ , RMSE, MAE) de los modelos univariados que relacionan el área glaciar anual con cada predictor individual (MD, BC+OC, T°, Pp) para GPN (gris claro) y GY (gris oscuro).

Fuente: Elaboración propia

## 6.2. Modelos multivariados y contribución de factores

Para separar los efectos combinados del clima y la contaminación se ajustaron modelos de regresión lineal múltiple específicos para cada glaciar, utilizando como predictores la T°, la Pp, el BC+OC y el MD. Todas las variables explicativas fueron previamente estandarizadas —restando su media y dividiendo por su desviación estándar— con el fin de obtener coeficientes estandarizados ( $\beta$ ) directamente comparables entre variables con distintas unidades. La multicolinealidad se evaluó mediante el Variance Inflation Factor (VIF), que cuantifica cuánto aumenta la varianza de un coeficiente debido a la correlación entre predictores; valores <5 indican ausencia de colinealidad problemática. La validez estadística del

ajuste se complementó con diagnósticos visuales de normalidad, homocedasticidad e independencia de residuos (Anexo A9), sin evidencias de violaciones severas a los supuestos lineales.

Los modelos de regresión múltiple integran simultáneamente los cuatro predictores para cada glaciar, resultando en las siguientes ecuaciones estandarizadas (14) y (15):

$$\text{Área}_{GPN} = \beta_{BC+OC}(BC + OC) + \beta_{MD}(MD) + \beta_{T^\circ}(T^\circ) + \beta_{Pp}(Pp) + \beta_0 \text{ Ecuación 14}$$

$$\text{Área}_{GY} = \beta_{BC+OC}(BC + OC) + \beta_{MD}(MD) + \beta_{T^\circ}(T^\circ) + \beta_{Pp}(Pp) + \beta_0 \text{ Ecuación 15}$$

donde los términos  $\beta$  corresponden a coeficientes estandarizados. El modelo multivariable para GPN alcanza un  $R^2 \approx 0,91$ , mientras que para GY el  $R^2$  es del orden de 0,75 (Tabla 27), lo que indica que los predictores seleccionados explican una fracción sustancial de la variabilidad interanual del área glaciar, especialmente en GPN.

La Tabla 26 y la Fig. 45 resumen un indicador de peso estadístico relativo de cada predictor dentro del modelo multivariable. Para obtener estos porcentajes, los coeficientes estandarizados ( $\beta$ ) se transformaron en una medida comparable de importancia relativa elevando cada  $\beta$  al cuadrado y normalizándolo respecto de la suma total de los cuadrados ( $\frac{\beta_i^2}{\sum \beta^2}$ ). Este procedimiento entrega únicamente el peso estadístico de cada predictor dentro del modelo, mientras que la fracción del retroceso físico acumulado se evalúa posteriormente a partir de la Fig. 46. En GPN, BC+OC domina claramente el ajuste estadístico, aportando la mayor fracción del peso estadístico relativo del modelo (68.55%), seguido por MD (18.8%); las variables climáticas  $T^\circ$  y Pp tienen contribuciones más modestas, aunque no nulas (3.63%  $T^\circ$  y 9.02% Pp). En GY, en cambio, el reparto es más equilibrado: MD pasa a ser el predictor con mayor peso relativo (52.58%), mientras que BC+OC y  $T^\circ$  muestran contribuciones similares (22.78% el BC+OC y 23.25% la  $T^\circ$ ) y Pp queda relegada a un rol menor (1.40%). Este patrón confirma que, en términos puramente estadísticos, GPN está fuertemente condicionado por BC+OC, mientras que en GY la señal combinada de MD y  $T^\circ$  adquiere mayor relevancia.

Tabla 26. Coeficientes estandarizados ( $\beta$ ), porcentaje de contribución al  $R^2$  y coeficientes de inflación de la varianza (VIF) para los predictores seleccionados en los modelos multivariables de GPN y GY.

Glaciar	Variable	$\beta$	% Contribución	VIF
GPN	BC+OC	-0.41	68.55	2.06
	MD	-0.22	18.80	1.93
	$T^\circ$	-0.10	3.63	1.28
	Pp	0.15	9.02	1.22
GY	BC+OC	-0.10	22.78	2.35
	MD	-0.15	52.58	1.94
	$T^\circ$	-0.10	23.25	1.31
	Pp	0.02	1.40	1.13

Fuente: Elaboración propia

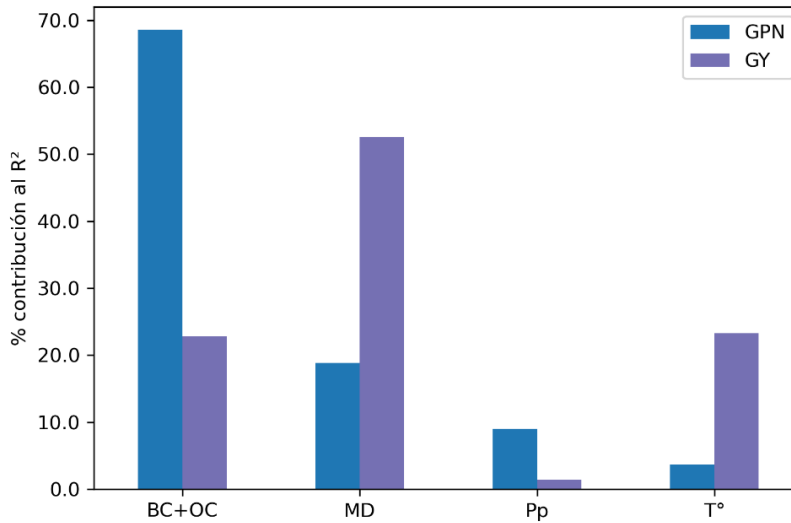


Fig. 45. Métricas de ajuste ( $R^2$ , RMSE, MAPE) de los modelos multivariable que relacionan el área glaciar anual con cada predictor individual (MD,  $T^\circ$ , Pp, BC+OC) para GPN (azul) y GY (morado).

Fuente: Elaboración propia

No obstante, la importancia estadística medida a través de métricas como  $R$ ,  $R^2$  o el peso relativo de cada predictor en el modelo multivariable no equivale automáticamente a una cuantificación directa del aporte físico de masa glaciar atribuible a cada forzante. En este estudio, el área glaciar se utiliza como descriptor geométrico integrado del estado y evolución del glaciar, cuya variación ha sido documentada mediante sensores remotos en análisis multitemporales (Paul, et al., 2013; Silverio, et al., 2017). Esta aproximación es particularmente relevante en regiones donde no existen mediciones continuas de balance de masa o espesor del hielo, limitando la posibilidad de realizar atribuciones volumétricas directas (Cogley, et al., 2011).

El cambio de área refleja de manera indirecta la pérdida acumulada de masa superficial, pero su relación con el volumen o el espesor del hielo no es lineal, ya que depende adicionalmente de la geometría del glaciar, su distribución altitudinal y la dinámica interna del flujo de hielo (Huss & Farinotti, 2012; Pellicciotti, et al., 2014). En consecuencia, la atribución presentada en este capítulo debe interpretarse como una descomposición relativa del retroceso geométrico observado, y no como un balance volumétrico ni dinámico formal (aspectos abordados de manera independiente mediante la modelación del balance de masa obtenido anteriormente con COSIPY), manteniendo explícitas las limitaciones inherentes al enfoque. Es por ello, que con el fin de proporcionar una interpretación cuantitativa coherente con el objetivo estadístico del análisis, se utilizó el modelo multivariable y sus coeficientes no estandarizados, combinados con las tendencias temporales de cada predictor, para estimar la contribución acumulada de cada forzante al retroceso de área durante el período 1990–2021 (Fig. 46). En términos prácticos, se calculó (16):

$$\Delta A_i = \beta_i^* * \Delta X_i \text{ Ecuación 16}$$

donde  $\beta_i^*$  es el coeficiente de regresión en unidades físicas ( $\text{km}^2$  por unidad de predictor) y  $\Delta X_i$  es el cambio total de cada variable en el período según su tendencia lineal con el tiempo.

Bajo este enfoque, los resultados indican que en el GPN las concentraciones de BC+OC explican aproximadamente  $-1,08 \text{ km}^2$  del retroceso acumulado, seguidas por el polvo mineral ( $-0,47 \text{ km}^2$ ), mientras que la temperatura del aire y la precipitación presentan contribuciones del orden de  $-0,14 \text{ km}^2$  cada una. En el GY, las contribuciones acumuladas alcanzan aproximadamente  $-0,24 \text{ km}^2$  para BC+OC,  $-0,31 \text{ km}^2$  para polvo mineral,  $-0,14 \text{ km}^2$  para la temperatura y  $-0,03 \text{ km}^2$  para la precipitación (Fig. 46).

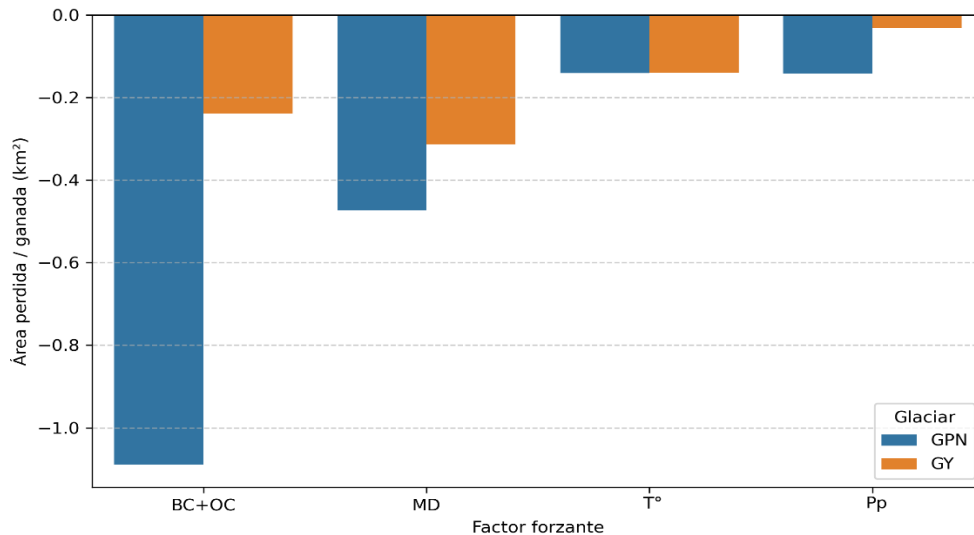


Fig. 46. Aporte acumulado al cambio de área glaciar ( $\text{km}^2$ ) de cada predictor (BC+OC, MD, T° y Pp) en los glaciares GPN y GY durante el período 1990–2021, estimado a partir de los coeficientes no estandarizados del modelo de regresión multivariable y de las tendencias temporales de cada variable.

Fuente: Elaboración propia

Al normalizar estas contribuciones por el total de área perdida en cada glaciar, se obtiene que BC+OC y MD explican, en conjunto,  $\approx 59,1 \%$  y  $\approx 25,6 \%$  del retroceso de GPN, respectivamente, mientras que T° y Pp aportan  $\approx 7,6 \%$  y  $\approx 7,7 \%$ . En GY, los porcentajes relativos son  $\approx 33,0 \%$  para BC+OC,  $\approx 43,3 \%$  para MD,  $\approx 19,3 \%$  para T° y  $\approx 4,4 \%$  para Pp. En otras palabras, los porcentajes de la Tabla 26 describen la importancia relativa en el ajuste estadístico, mientras que los porcentajes obtenidos a partir de la Fig. 46 describen la porción del retroceso acumulado del cambio de área atribuible a cada forzante.

Por otro lado, la Tabla 27 sintetiza el rol particular de la Pp al comparar el  $R^2$  del modelo completo con el de un modelo sin Pp y con el de la regresión simple área–Pp. En GPN, la inclusión de Pp aumenta el  $R^2$  del modelo multivariable en torno a 0,045 (de  $\approx 0,87$  a  $\approx 0,91$ ), mientras que en GY su aporte marginal es prácticamente nulo. Esto sugiere que la Pp mantiene un efecto mitigador sobre el retroceso de GPN cuando se controla por el resto de los predictores, mientras que en GY su señal interanual queda enmascarada por la combinación de T° y LAPs. En síntesis, los modelos multivariables confirman que: (i) en GPN el modelo está fuertemente dominado por BC+OC y MD, con las variables climáticas actuando como moduladores secundarios, y (ii) en GY la T° comparte el protagonismo con MD, mientras que el BC+OC tienen contribuciones intermedias y la Pp juega un rol muy limitado.

Tabla 27. Coeficientes estandarizados ( $\beta$ ), porcentaje de contribución al  $R^2$  y coeficientes de inflación de la varianza (VIF) para los predictores seleccionados en los modelos multivariables de GPN y GY.

Glaciar	R <sup>2</sup> multivariable	R <sup>2</sup> multivariable sin Pp	R <sup>2</sup> simple Pp	ΔR <sup>2</sup> Pp
GPN	0.913	0.868	0.089	0.045
GY	0.750	0.734	0.074	0.016

\* ΔR<sup>2</sup> Pp corresponde al incremento en el coeficiente de determinación del modelo multivariable al incluir la precipitación (Pp) como predictor adicional.

Fuente: Elaboración propia

### 6.3. Atribución del retroceso glaciar: Clima vs. Contaminación

A partir de los modelos multivariables se realizó un análisis de atribución que agrupa los predictores en dos bloques conceptuales: un componente “climático” (T°, Pp), un componente de “contaminación” (BC+OC) y uno mixto (MD), siguiendo la lógica de descomposición de la varianza explicada propuesta por (Lindeman, et al., 1980). La idea no es establecer una causalidad absoluta, sino estimar qué fracción del poder explicativo del modelo se asocia, en promedio, a forzantes de gran escala (clima regional y megasequía) y qué fracción se vincula a la deposición de LAPS en la superficie glaciar.

De lo anterior tenemos que, agrupando las contribuciones físicas de la Fig. 46 en dos bloques conceptuales —un componente climático (T° y Pp) y un componente de contaminación (BC+OC), considerando además que el MD puede tener un origen mixto (natural, como el polvo en resuspensión; y/o antropogénico), se asigna un 50 % de su efecto a cada bloque— se obtiene que en GPN los predictores asociados a contaminación explican ≈71,8 % de la pérdida acumulada de área, lo cual es coherente con su cercanía a fuentes emisoras de gran minería (ej., camiones diésel, maquinaria, transporte, tronaduras, chancado, resuspensión de caminos, etc), un albedo sistemáticamente más bajo y balances de masa y energía más negativos que el GY, como se obtuvo en el Capítulo 5. Mientras que el componente climático aporta de forma secundaria en GPN un ≈28,2 %, mostrando así que el cambio climático regional y la megasequía constituyen un “piso” de estrés glaciológico para este glaciar sobre el cual las LAPS superficiales actúan como un acelerador adicional del derretimiento. Por otro lado, en GY, su descomposición resulta prácticamente equilibrada, con un ≈49,5 % de la pérdida de área atribuida a contaminación y ≈50,5 % al clima. En otras palabras, aunque el análisis basado en R<sup>2</sup> sugiere que en ambos glaciares el clima y la contaminación comparten el poder explicativo, la atribución física en términos de km<sup>2</sup> revela que el retroceso de GPN está fuertemente dominado por BC+OC y MD, mientras que en GY se observa un régimen mixto, donde el calentamiento atmosférico y el oscurecimiento superficial actúan de manera conjunta sobre la pérdida de este glaciar. Este patrón concuerda con la posición más aislada de GY respecto de las fuentes industriales cercanas y con los resultados del Capítulo 5, donde la respuesta de SMB y SEB se interpreta principalmente en términos del forzamiento climático regional y de la intensificación de la megasequía.

En conjunto, el análisis multivariable y de atribución sugiere que la vulnerabilidad diferencial de GPN y GY no puede explicarse únicamente por el clima regional, que afecta de forma similar a ambos glaciares, sino por la superposición de ese forzante con un gradiente local de exposición a aerosoles. En GPN, la alta carga de BC+OC y MD, asociada a fuentes antropogénicas cercanas, está estadísticamente vinculada a un retroceso más rápido y a un régimen de ablación más intenso. En GY, aunque los LAPS también contribuyen al retroceso, la señal dominante sigue siendo la combinación de contaminantes y temperatura (un régimen mixto), donde el aporte de los aerosoles está fuertemente influenciado por MD de origen probablemente natural, más que por BC+OC de origen industrial. Esta lectura es necesariamente

probabilística: los modelos lineales capturan patrones de co-variabilidad condicionados a las series disponibles y no agotan la complejidad de los procesos físicos en juego. Sin embargo, la convergencia entre (i) los resultados glaciológicos del modelamiento SEB/SMB, (ii) los campos de albedo derivados de sensores remotos, (iii) las concentraciones de aerosoles de MERRA-2 y CAMS, y (iv) la estructura de los modelos de regresión respalda la interpretación de que GPN opera bajo un régimen de “estrés compuesto” (clima regional + contaminación local), mientras que el GY responde a un régimen “mixto”, en el que el forzamiento climático de gran escala se combina con una señal de aerosoles dominada por MD de fondo y contaminación más atenuada.

#### IV. DISCUSIÓN

El hallazgo central de esta investigación es la marcada divergencia en la evolución de los glaciares GPN y GY. A pesar de su proximidad y de estar sujetos a un forzante climático regional común (la megasequía), sus respuestas físicas y glaciológicas han sido drásticamente distintas, como se resume en la Tabla 28. El GPN ha experimentado una pérdida de superficie, un oscurecimiento y una tasa de ablación significativamente mayores. Esta diferencia, cuantificada a través de múltiples líneas de evidencia (teledetección, modelamiento físico y análisis estadístico), sugiere una influencia preponderante de factores locales —específicamente la exposición a aerosoles— en la modulación de la respuesta glaciar.

Tabla 28. Síntesis comparativa de indicadores clave para GPN y GY en el período 1990-2024.

Indicador	GPN (Alta Exposición)	GY (Control Relativo)	Diferencia (GPN vs. GY)
Pérdida de superficie (1990–2024)	~78%	~47%	GPN perdió ~1.66 veces más área
Reducción de albedo (1990–2024)	~38.1%	~18.8%	GPN se oscureció ~2 veces más
MB Geodésico (2011–2023)	-1.49 m w.e. a <sup>-1</sup>	-0.91 m w.e. a <sup>-1</sup>	GPN perdió masa ~1.64 veces más rápido
SMB (SC, 2011–2023)	-1.50 m w.e. a <sup>-1</sup>	-1.05 m w.e. a <sup>-1</sup>	GPN retrocede ~1.43 veces más rápido
Concentración media BC+OC (MERRA-2, 1990–2024)	2.02 µgm <sup>-3</sup>	0.82 µgm <sup>-3</sup>	GPN recibe ~2.46 veces más BC+OC
Contribución de Contaminación (BC+OC+MD) al R <sup>2</sup>	≈71.8%	≈49.5%	Dominio claro de contaminantes en GPN
Contribución de Clima (T°+ Pp+MD) al R <sup>2</sup>	≈28.2%	≈50.5%	Clima es un factor secundario en GPN

Fuente: Elaboración propia

La comparación observada en la Tabla 28 muestra que los indicadores de degradación física (pérdida de área, reducción de albedo y balance de masa) se alinean estrechamente con la carga de contaminantes y con los resultados del análisis de regresión y atribución. El GPN no solo retrocede y se oscurece más, sino que está sometido a concentraciones de BC+OC del orden de 2.5 veces superiores a las del GY, y a un régimen en el que la contaminación explica cerca de tres cuartas partes de la variabilidad del retroceso (≈71,8 %), dejando al clima en un rol claramente subordinado (≈28,2 %). En GY, en cambio, la contribución relativa es casi equilibrada entre clima y contaminación (≈50,5 % y ≈49,5 %, respectivamente), coherente con una menor exposición directa a fuentes de emisión antropogénicas cercanas y una mayor sensibilidad a cambios climáticos.

No obstante, si bien en ambos glaciares las LAPs superficiales explican una parte importante de la variabilidad del retroceso (≈71,8 % en GPN y ≈49,5 % en GY), el origen y la composición de estas LAPs son muy distintos. En el GPN, la alta contribución se explica por una exposición directa a BC+OC de origen claramente antropogénico, que por sí solos representan ~59 % de la pérdida de área atribuida a LAPs y alcanzan concentraciones medias ≈2.5 veces superiores a las del GY. En contraste, el ~49,5 % observado en el GY se reparte principalmente en el MD (~43 %), lo que indica que el peso estadístico del bloque

“LAPs” en este glaciar está dominado por polvo mineral, probablemente asociado a procesos regionales y de resuspensión bajo condiciones secas, sin evidencia de una sobrecarga por fuentes de combustión locales comparables a las del GPN (Tabla 26 y Fig. 46). Por lo tanto, el GPN es forzado principalmente por emisiones de combustión vinculadas a la gran minería, mientras que el GY responde a un régimen donde el polvo mineral de fondo y el clima regional modulan su rol como glaciar de control antrópico pese a la presencia de LAPs.

Por otro lado, es importante reconocer que el mecanismo físico que conecta esta mayor carga de aerosoles con un retroceso acelerado es precisamente la retroalimentación positiva del albedo, donde una mayor deposición de LAPs sobre el GPN reduce de forma sostenida su reflectividad, aumentando la absorción de radiación solar y por ende el saldo de energía superficial disponible para la fusión. El excedente de energía acelera la ablación, expone hielo más oscuro o detritos y reduce aún más el albedo, reforzando el ciclo. Los experimentos con COSIPY cuantifican esta amplificación: en un escenario “prístino/ideal” (SL), el GPN habría mantenido un SMB cercano al equilibrio ( $\approx -0,59$  m w.e.  $a^{-1}$ ), mientras que en el escenario “real/observado” (SC) alcanza  $\approx -1,50$  m w.e.  $a^{-1}$ , de modo que la contaminación superficial aporta del orden de 1 m w.e.  $a^{-1}$  adicionales de pérdida cada año. En el GY, el mismo experimento muestra que el paso de SL ( $\approx -0,15$  m w.e.  $a^{-1}$ ) a SC ( $\approx -1,05$  m w.e.  $a^{-1}$ ) multiplica por  $\sim 7$  la pérdida de masa, pasando de un estado casi en equilibrio a uno de fuerte ablación. En conjunto, esto indica que el cambio climático regional es suficiente para inducir balances negativos en ambos glaciares, pero que la presencia de LAPs determina la magnitud del desequilibrio.

Sobre este componente de fondo, el forzante climático regional (aumento de  $T^\circ$  y disminución de  $P_p$  asociados a la megasequía; Garreaud et al., 2020) actúa como un piso de estrés glaciológico común: incluso en el escenario SL, ambos glaciares presentan balances de masa negativos (GPN  $\approx -0,59$ ; GY  $\approx -0,15$  m w.e.  $a^{-1}$ ), evidenciando que el cambio climático por sí solo es suficiente para inducir pérdida de masa. La diferencia clave es que, en el GPN, la superposición con una carga local muy elevada de BC+OC y MD desplaza ese piso hacia un régimen de ablación extrema, mientras que en el GY la respuesta es más moderada coincidente con la megasequía.

Las trayectorias atmosféricas modeladas con HYSPLIT refuerzan esta lectura integrada. Las retrotrayectorias asociadas a eventos extremos de BC+OC muestran una conectividad persistente de corto alcance entre el GPN y las faenas mineras cercanas, con alineamientos dominantes desde el oeste-noroeste coherentes con los patrones de viento regionales. Las trayectorias forward desde estos focos emisores indican que plumas de contaminantes pueden alcanzar el glaciar en pocas horas bajo configuraciones meteorológicas frecuentes, evidenciando un transporte eficiente y una exposición recurrente (Richard et al., 2023). En contraste, el GY presenta trayectorias más dispersas y menor recurrencia de intersección directa, en concordancia con su menor vulnerabilidad a fuentes locales de emisión y con su carácter de glaciar de “control”.

### **1. Efecto local en el retroceso de Paloma Norte**

Debido a estos antecedentes, es que se estima que la aceleración del retroceso del GPN puede explicarse mediante la interacción de múltiples factores identificados y respaldados por todos los componentes de este estudio. El glaciar se ubica a  $<3$  km de grandes operaciones mineras (Anexo XX), donde los análisis de HYSPLIT (Capítulo 4) confirman una conexión recurrente con esas fuentes. Como resultado, el GPN recibe una carga 2–3 veces mayor de BC y OC, lo que provoca una respuesta energética

extrema: en el período 2011–2023, el SEB en el escenario SC fue de  $48,0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , muy superior al escenario SL de  $29,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . El excedente de energía impulsa una fusión intensa, llevando el SMB (SC, 2011–2023) a  $-1,50 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , un deterioro masivo frente al escenario SL ( $-0,59 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ). Esta pérdida modelada es extraordinariamente consistente con el balance de masa geodésico observado para el mismo período ( $-1,49 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ).

Finalmente, el análisis de regresión (Capítulo 6.2) confirma este patrón estadísticamente, identificando al factor puramente antropogénico BC+OC como el predictor dominante del retroceso ( $\approx 53,5 \%$  del  $R^2$ ), seguido por el MD de origen mixto ( $\approx 15,8 \%$ ). En síntesis, el régimen de ablación del GPN está fuertemente impulsado por la radiación (reforzada por el bajo albedo), un cambio de régimen característico de glaciares altamente contaminados (Cereceda-Balic et al., 2022; Baradun et al., 2022).

## 2. Dinámica y control climático en el Glaciar Yeso

El GY sirve como glaciar control. Su evolución (pérdida de área del  $\sim 47 \%$  y balance geodésico de  $-0,91 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ) ha sido sustancial, pero significativamente menor que la del GPN, coherente con una menor exposición directa a fuentes antropogénicas de gran magnitud. El modelo multivariable del Capítulo 6 muestra un régimen claramente mixto: el MD es el predictor con mayor peso relativo en el  $R^2$  ( $\approx 52,6 \%$ ), mientras que la  $T^\circ$  y el BC+OC presentan contribuciones muy similares ( $\approx 23,3 \%$  y  $\approx 22,8 \%$ , respectivamente), y la Pp queda relegada a un rol marginal ( $\approx 1,4 \%$ ). En conjunto, esto indica que el retroceso del GY está controlado por la combinación de un forzante térmico regional y de una carga de aerosoles de origen mixto (natural y antropogénico), que al desagregar los componentes, se evidencia que este peso corresponde principalmente a MD de fondo y no a contaminantes de combustión como el caso del GPN.

El GY no es un glaciar prístino: su albedo se redujo en torno a un  $18,8 \%$  entre 1990 y 2024, y los experimentos con COSIPY muestran que, aunque en un escenario prístino/ideal (SL) habría permanecido cercano al equilibrio ( $\text{SMB} \approx -0,15 \text{ m w.e. a}^{-1}$  en 2011–2023), en el escenario real/observado (SC) alcanza pérdidas del orden de  $-1,05 \text{ m w.e. a}^{-1}$ . La atribución física en términos de  $\text{km}^2$  de área perdida confirma este carácter mixto: al agrupar los predictores en bloques de clima ( $T^\circ + Pp + \frac{1}{2}\text{MD}$ ) y contaminación ( $\text{BC+OC} + \frac{1}{2}\text{MD}$ ), aproximadamente el  $50,5 \%$  de la pérdida de área se asocia al componente climático y el  $49,5 \%$  al componente de contaminación. En otras palabras, el GY define una línea base de retroceso bajo cambio climático regional donde la presencia de LAPs debe interpretarse como una sensibilidad al polvo natural y aerosoles de fondo, mientras que el GPN evidencia cómo una sobrecarga adicional de aerosoles locales puede acelerar notablemente el retroceso glaciar.

## 3. Limitaciones del estudio y perspectivas de investigación futura

A pesar de la solidez de estos resultados, es importante reconocer las limitaciones del enfoque. Primero, los reanálisis (MERRA-2) y los inventarios (CAM5) tienen resoluciones espaciales gruesas que pueden no capturar la dispersión compleja en terreno montañoso. Segundo, no se midió in situ la deposición de LAPs sobre los glaciares, por lo que la relación entre concentración atmosférica y deposición efectiva se asume de acuerdo a la precisión evaluada con los NNTKS a modo referencial de la calidad de estos datos de reanálisis. Finalmente, el modelo COSIPY no incorpora dinámica del hielo (flujo, deslizamientos); aunque nuestros resultados sugieren que la dinámica es secundaria frente a la ablación superficial (dada la alta concordancia COSIPY-Geodésica), su exclusión sigue siendo una limitación. Estas

limitaciones delinean una agenda clara para trabajos futuros: emplear modelos atmosféricos de alta resolución (ej. WRF-Chem) para simular con mayor detalle el transporte y la deposición; realizar campañas de terreno para muestreo de nieve/hielo en GPN y GY para validar LAPs; y acoplar COSIPY con un modelo de dinámica de hielo para una visión completa del balance de masa total.

## V. CONCLUSIÓN

El presente trabajo presenta evidencia empírica y multidimensional que sugiere una atribución diferenciada de los forzantes del balance de masa superficial en dos sistemas vecinos —GPN y GY— en los Andes Centrales de Chile. A través de la integración de teledetección, modelación glaciológica (COSIPY) y análisis estadístico, se cuantificaron los impactos combinados del cambio climático regional, la contaminación local (BC+OC) y los aportes de MD.

En el período de estudio, el GPN perdió del orden de un 78 % de su superficie, frente a ~47 % en el GY, y se oscureció casi el doble, lo que se interpreta como coherente con balances de masa más negativos, sin implicar una atribución directa de dinámica o espesor. Estas diferencias se alinean con un contraste sistemático en la exposición a LAPs: las concentraciones medias de BC+OC sobre el GPN son ≈2,5 veces mayores que sobre el GY, consistente con las trayectorias atmosféricas que vinculan recurrentemente al GPN con focos emisores cercanos (Capítulo 4). La modelación del balance de masa superficial (Capítulo 5) traduce esta diferencia en términos de ablación: en 2011–2023, el escenario SC entrega pérdidas de ≈–1,50 y ≈–1,05 m w.e. a<sup>-1</sup> para GPN y GY, respectivamente, mientras que en el escenario SL los valores se reducen a ≈–0,59 y ≈–0,15 m w.e. a<sup>-1</sup>. La comparación con los balances geodésicos (–1,49 y –0,91 m w.e. a<sup>-1</sup> para GPN y GY) muestra una concordancia muy alta, validando tanto la configuración de COSIPY como la interpretación de que la ablación superficial (modulada por el albedo y la energía disponible) domina el retroceso en ambos glaciares.

El análisis multivariable (Capítulo 6) refuerza este diagnóstico al descomponer estadísticamente los factores que explican la variabilidad interanual del área. En GPN, el modelo de regresión múltiple muestra un dominio claro del BC+OC, que aporta alrededor de dos tercios del R<sup>2</sup> (≈68,6 %), seguido por el MD (≈18,8 %), mientras que las variables puramente climáticas (T° y Pp) explican fracciones menores (≈3,6 % y ≈9,0 %, respectivamente). En GY, en cambio, el reparto es más equilibrado: el MD concentra algo más de la mitad del R<sup>2</sup> (≈52,6 %), mientras que el BC+OC y la T° contribuyen en proporciones similares (≈22,8 % y ≈23,3 %), y la Pp tiene un peso marginal. Cuando estas relaciones estadísticas se traducen a contribuciones físicas en km<sup>2</sup> de área perdida y se agrupan en bloques de clima (T° + Pp), contaminación (BC+OC) y origen mixto (MD), se obtiene que en GPN ≈71,8 % de la pérdida acumulada se asocia a la contaminación y ≈28,2 % al clima, mientras que en GY la descomposición es prácticamente simétrica (≈49,5 % contaminación y ≈50,5 % clima).

En síntesis, la evidencia reunida en este trabajo indica que la vulnerabilidad diferencial de estos glaciares vecinos no responde únicamente al forzante climático regional, sino a la superposición de dicho forzante con un fuerte gradiente local de exposición a aerosoles. El GPN opera bajo un régimen de “estrés compuesto”, en el que el cambio climático y la megasequía actúan como un nivel de fondo sobre el que una alta carga de LAPs locales intensifica el retroceso y la ablación. El GY, por su parte, responde a un régimen “mixto”, en el que la señal climática regional y el aporte de MD de ladera junto con BC+OC se combinan para explicar su degradación.

Estos resultados sugieren que la protección efectiva de glaciares estratégicos en los Andes centrales no puede limitarse a políticas climáticas de escala global o nacional, sino que debe incorporar medidas específicas de gestión de la calidad del aire y de control de emisiones en entornos de alta montaña

sometidos a presión industrial. La degradación acelerada del GPN no es solo un síntoma del cambio climático global, sino también evidencia del alcance que pueden tener las externalidades locales en la transformación rápida de los sistemas criosféricos andinos.

## VI. REFERENCIAS

Abimelec, J., 2020. *Variaciones superficiales de los glaciares de la Sierra Nevada entre los años 1973-2020 mediante imágenes satelitales*. s.l.:Tesis, UdeC, <http://repositorio.udec.cl/jspui/handle/11594/4766>.

Alvarez-Garreton, C. y otros, 2018. *The CAMELS-CL dataset: Catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817–5846. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018> ed. s.l.:s.n.

Aranda, F. A. y otros, 2023. *Snow persistence and snow line elevation trends in a snowmelt-driven basin in the central Andes and their correlations with hydroclimatic variables*. *Remote Sensing*, 15(23), 5556. <https://doi.org/10.3390/rs15235556> ed. s.l.:s.n.

Ayala, Á. y otros, 2020. *Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo river basin, in the semiarid Andes of central Chile*. s.l.:Cryosphere 14, 2005-2027. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2005-2020>.

Baez-Villanueva, O. M. y otros, 2021. *On the selection of precipitation products for the regionalisation of hydrological model parameters*. s.l.:Hydrology and Earth System Sciences, 25, 5805–5837. <https://doi.org/10.5194/hess-25-5805-2021>.

Baradun, M. y otros, 2022. *Anthropogenic influence on surface changes at the Olivares glaciers; Central Chile*. s.l.:Science of The Total Environment, Volume 833,155068,ISSN 0048-9697,<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155068>.

Barcaza, G. y otros, 2017. *Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America*. s.l.:Annals of Glaciology, 58(75), 166–180. <https://doi.org/10.1017/aog.2017.28>.

Barraza, F. y otros, 2017. *Temporal evolution of main ambient PM2.5 sources in Santiago, Chile, from 1998 to 2012*. s.l.:Atmospheric Chemistry and Physics, 17(16), 10093–10107. <https://doi.org/10.5194/acp-17-10093-2017>.

Barria, I., Carrasco, J., Casassa, G. & Barría, P., 2019. *Simulation of long-term changes of the equilibrium line altitude in the Central Chilean Andes Mountains derived from atmospheric variables during the 1958–2018 period*. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 161. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00161> ed. s.l.:s.n.

Barry, R. G., 2008. *Mountain weather and climate (3rd ed.)*. s.l.:Cambridge University Press.

Bennett, M. R. & Glasser, N. F., 2009. *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms (2nd ed.)*. Wiley-Blackwell. ISBN 978-0-470-51690-4 ed. s.l.:s.n.

Berthier, E. y otros, 2004. *Recent rapid thinning of the 'Mer de Glace' glacier derived from satellite optical images*. 31(17), L17401. <https://doi.org/10.1029/2004GL020706> ed. s.l.:Geophysical Research Letters.

Bianchi, E., Solarte, A. & Guozden, T. M., 2017. *Large scale climate drivers for wind resource in Southern South America*. *Renewable Energy*, 114, 708–715. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2017.07.075> ed. s.l.:s.n.

Birkel, S. D. y otros, 2022. *Evaluation of reanalysis temperature and precipitation for the Andean Altiplano and adjacent cordilleras*. s.l.:Earth and Space Science, 9, e2021EA001934. <https://doi.org/10.1029/2021EA001934>.

Boisier, J. P. y otros, 2018. *CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile*. s.l.:Geophysical Research Abstracts, 20, EGU2018-19739..

Boisier, J. P., Alvarez-Garreton, C., Marinao, R. & Galleguillos, M., 2025. *Increasing water stress in Chile revealed by novel datasets of water availability, land use and water use*. s.l.:Hydrology and Earth System Sciences (accepted). EGUspHERE preprint. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-2695>.

Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. & Muñoz, F., 2016. *Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile*. s.l.:Geophysical Research Letters, 43(1), 413–421. <https://doi.org/10.1002/2015GL067265>.

Bond, T. C. y otros, 2013. *Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment*. 118(11), 5380–5552. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50171> ed. s.l.:Journal of Geophysical Research: Atmospheres.

Bonilla, E. y otros, 2023. *Contribution of biomass burning to black carbon deposition on Andean glaciers: consequences for radiative forcing*. *Environmental Research Letters*, 18. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acb371> ed. s.l.:s.n.

Bown, F., Rivera, A., Acuña, C. & Casassa, G., 2007. *Recent glacier mass balance calculations at Volcán Mocho-Choshuenco (40° S), Chilean Lake District*. IAHS Publication, 318, 143–152 ed. s.l.:s.n.

Brunt, K. M., Neumann, T. A. & Smith, B. E., 2019. *Assessment of ICESat-2 ice sheet surface heights, based on comparisons over the interior of the Antarctic ice sheet*. 46(23), 13172–13179. <https://doi.org/10.1029/2019GL084886> ed. s.l.:Geophysical Research Letters.

Burger, F. y otros, 2018. *Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology*. 33 (2), 214–229. <https://doi.org/10.1002/hyp.13354> ed. s.l.:Hydrological Processes.

Caro, A., Condom, T. & Rabatel, A., 2021. *Climatic and morphometric explanatory variables of glacier changes in the Andes (8–55°S): New insights from machine learning approaches*. 9, 713011. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.713011> ed. s.l.:Frontiers in Earth Science.

Caro, A. y otros, 2024. *Hydrological response of Andean catchments to recent glacier mass loss*. s.l.:The Cryosphere, 18, 2487–2507. <https://doi.org/10.5194/tc-18-2487-2024>.

Caro, A. E. S. C. C. & S. A., 2025. *Antecedentes científicos para la incorporación de la medición de polvo en glaciares en el SEA: minería y seguridad hídrica de Santiago*. s.l.:Investigaciones Geográficas, (69), 102–117. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2025.78855>.

Carrasco-Escaff, T. y otros, 2024. *The key role of extreme weather and climate change in the occurrence of exceptional fire seasons in south-central Chile*. *Weather and Climate Extremes*, 45, Article 100716. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2024.100716> ed. s.l.:s.n.

Cereceda-Balic, F. y otros, 2025. *Optical response of pure materials composing mineral dust in Los Andes*. *Atmospheric Environment*, 358, Article 121362. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2025.121362> ed. s.l.:s.n.

Cereceda-Balic, F. y otros, 2022. *Understanding the role of anthropogenic emissions in glaciers retreat in the central Andes of Chile*. s.l.:Environmental Research, Volume 214, Part 1, 113756, ISSN 0013-9351, <https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.113756>.

Cereceda-Balic, F., Vidal, V., Moosmüller, H. & Lapuerta, M., 2018. *Reduction of snow albedo from vehicle emissions at Portillo, Chile*. s.l.:Cold Regions Science and Technology, 146(November 2017), 43–52. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.11.008>.

Cereceda-Balic, F., Vidal, V., Ruggeri, M. F. & González, H., 2020. *Black carbon pollution in snow and its impact on albedo near the Chilean stations on the Antarctic peninsula: First results*. s.l.:Sci. Total Environ. 743, 140801. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140801>.

Cerlini, P., Silvestri, L. & Saracini, C., 2020. *Quality control and gap-filling methods applied to hourly temperature observations over central Italy*. *Meteorological Applications*, 27(3), e1913. <https://doi.org/10.1002/met.1913> ed. s.l.:s.n.

Cetaqua Chile & Aguas Andinas, 2025. *El aporte de los glaciares, decisivo para garantizar la resiliencia hídrica a presente y futuro*. Recuperado de <https://www.cetaqua.com/blog/el-aporte-de-los-glaciares-decisivo-para-garantizar-la-resiliencia-hidrica-a-presente-y-futuro/> ed. s.l.:s.n.

Charrier, R. y otros, 2002a. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, pp. 117-139.

Christensen, J. y otros, 2007. *Regional Climate Projections*. Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor, M.; Miller, H.L. ed. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

Cogley, J. G. y otros, 2011. *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. s.l.:IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, 114 pp.

CR2, 2020. *Resumen para tomadores de decisiones. El aire que respiramos: pasado, presente y futuro – Contaminación atmosférica por MP2,5 en el centro y sur de Chile*. s.l.:Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)2, (ANID/FONDAP/15110009), 16 pp. Disponible en [www.cr2.cl/contaminacion/](http://www.cr2.cl/contaminacion/).

Csavina, J. y otros, 2012. *A review on the importance of metals and metalloids in atmospheric dust and aerosol from mining operations*. s.l.:Science of the Total Environment, 433, 58–73. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.013>.

Cuffey, K. M. & Paterson, W. S., 2010. *The Physics of Glaciers, 4th ed.* s.l.:ButterworthHeinemann, Oxford, U. K, 704 pp.

De Angelis, H., 2014. *Hypsometry and sensitivity of the mass balance to changes in equilibrium-line altitude: The case of the Southern Patagonia Icefield*. Journal of Glaciology, 60(219), 14–28. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J127> ed. s.l.:s.n.

De Wekker, S. F. J. & Kossmann, M., 2015. *Convective Boundary Layer Heights Over Mountainous Terrain—A Review of Concepts*. s.l.:Frontiers in Earth Science, 3, 77. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00077>.

DGA, 2015. *Modelación del balance de masa y descarga de agua en glaciares del Norte Chico y Chile Central*. SIT N°382 ed. s.l.:s.n.

DGA, 2022. *Homologación del cálculo hidrológico para la estimación de la oferta natural de agua histórica y futura en Chile*. SIT N° 524. Santiago de Chile: Ministerio de Obras Públicas, División de Estudios y Planificación.

Dirección de vialidad, 2018. *Manual De Carreteras. Vol. N°2*. Procedimientos de Estudios Viales ed. Santiago, Chile: s.n.

Dozier, J., 1989. *Spectral signature of alpine snow-cover from the Landsat Thematic Mapper*. s.l.:Remote Sensing of Environment, 28, 9 – 22.

Draxler, R. R. & Hess, G. H., 1998. *An overview of the HYSPLIT-4 modelling system of trajectories, dispersion, and deposition*. Australian Meteorological Magazine, 47, 295–308 ed. s.l.:s.n.

Dussaillant, I. y otros, 2019. *Two decades of glacier mass loss along the Andes*. s.l.:Nat. Geosci. 12, 802–808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>.

Dussaillant, I. H. R. H. M. B. E. B. J. P. F. & Z. M., 2025. *Annual mass change of the world's glaciers from 1976 to 2024 by temporal downscaling of satellite data with in situ observations*. s.l.:Earth System Science Data, 17(5), 1977–2006. <https://doi.org/10.5194/essd-17-1977-2025> .

Falaschi, D. y otros, 2019. *Brief communication: Collapse of 4 Mm<sup>3</sup> of ice from a cirque glacier in the Central Andes of Argentina*. 13(3), 997–1004. <https://doi.org/10.5194/tc-13-997-2019> ed. s.l.:The Cryosphere.

Farías-Barahona, D. y otros, 2020. *60 Years of glacier elevation and mass changes in the Maipo river basin, central Andes of Chile*. s.l.:Rem. Sens. 12, 1–19. <https://doi.org/10.3390/rs12101658>.

Ferrando, F., 2003. *Apuntes curso de Introducción a glaciología*. Santiago: Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile, pag. 8-20.

Flanner, M. G. & Zender, C. S., 2006. *Linking snowpack microphysics and albedo evolution*. s.l.:In Journal of Geophysical Research (Vol. 111, p. D12208). <https://doi.org/10.1029/2005JD006834>.

Fock, A., 2005. *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S*, Santiago: Universidad de Chile.

Freitag, S. y otros, 2014. *Combining airborne gas and aerosol measurements with HYSPLIT: a visualization tool for simultaneous evaluation of air mass history and back trajectory consistency*. Atmospheric Measurement Techniques, 7, 107-128. <https://doi.org/10.5194/AMT-7-107-2014> ed. s.l.:s.n.

Furbish, D. J. & Andrews, J. T., 1984. *The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer*. Journal of Glaciology, 30(105), 199–211. <https://doi.org/10.3189/S0022143000005931> ed. s.l.:s.n.

Gampierakis, N. T., 2024. *Modelling Debris Cover with COSIPY: A Case Study for Suldenferner [Master's Thesis]*. s.l.:University of Innsbruck.

Garreaud, R. y otros, 2020. *Drought (2010–2018): a climate dynamics perspective*. s.l.:Int. J. Climatol. 40, 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>.

Garreaud, R. D. y otros, 2017. *The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation*. Hydrology and Earth System Sciences, 21(12), 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017> ed. s.l.:s.n.

Gelaro, R. y otros, 2017. *The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)*. 30(14), 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1> ed. s.l.:Journal of Climate.

Ghosh, J. K., Delampady, M. & Samanta, T., 2006. *An introduction to Bayesian analysis: theory and methods*. New York: Springer. 725 ed. s.l.:s.n.

Gómez, F., 2022. *Balance de masa geodésico en glaciares de los Andes Centrales derivados de altimetría aérea láser y evaluación del albedo glaciar: 2009-2015*. Tesis pregrado. Universidad Federico Santa María ed. s.l.:s.n.

Gramsch, E. y otros, 2020. *Black carbon transport between Santiago de Chile and glaciers in the Andes Mountains*. s.l.:Atmospheric Environment, 232, 117546. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2020.117546>.

Granier, C. y otros, 2019. *CAMS Global Anthropogenic Emissions (CAMSGLOBANT) Dataset Documentation*. [https://atmosphere.copernicus.eu/sites/default/files/2019-06/cams\\_emissions\\_general\\_document\\_apr2019\\_v7.pdf](https://atmosphere.copernicus.eu/sites/default/files/2019-06/cams_emissions_general_document_apr2019_v7.pdf) ed. s.l.:Copernicus Atmosphere Monitoring Service.

Guajardo-Panes, R. A. y otros, 2017. *Validación espacial de datos climatológicos y pruebas de homogeneidad: caso Veracruz, México*. Tecnología y Ciencias del Agua, 8(5), 157–177. <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2017-05-11> ed. s.l.:s.n.

Gul, C. y otros, 2024. *Measured black carbon deposition over the central Himalayan glaciers: Concentrations in surface snow and impact on snow albedo reduction*. Atmospheric Pollution Research. <https://doi.org/10.1016/j.apr.2024.102203> ed. s.l.:s.n.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K. & Martinez, G. F., 2009. *Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling*. Journal of Hydrology, 377(1-2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003> ed. s.l.:s.n.

Gurgiser, W. y otros, 2013a. *Modeling energy and mass balance of Shallap Glacier, Peru*. The Cryosphere, 7(6), 1787-1802. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1787-2013> ed. s.l.:s.n.

Gurgiser, W., Mölg, T., Nicholson, L. & Kaser, G., 2013b. *Mass-balance model parameter transferability on a tropical glacier*. Journal of Glaciology, 59(217), 845-858 ed. s.l.:s.n.

Hall, D. K., Riggs, G. A. & Solomonson, V. V., 1995. *Development of methods for mapping global snow-cover using moderate resolution spectroradiometer data*. s.l.:Remote Sensing of Environment, 54, 127 – 140.

Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M. & Lo, K., 2010. *Global surface temperature change*. s.l.:Reviews of Geophysics, 48(4), RG4004. <https://doi.org/10.1029/2010RG000345>.

Helsel, D. R. y otros, 2020. *Statistical methods in water resources*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 4, chap. A3, 458 p., <https://doi.org/10.3133/tm4a3>. [Supersedes USGS Techniques of Water-Resources Investigations, book 4, chap. A3, version 1.1.] ed. s.l.:s.n.

Herrera, C. y otros, 2022. *Parameter estimation and uncertainty analysis in physically based hydrological modeling: A review of recent developments and applications*. s.l.:WIREs Water, 9(1), e1569. <https://doi.org/10.1002/wat2.1569>.

Hersbach, H. y otros, 2020. *The ERA5 global reanalysis*. 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803> ed. s.l.:Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.

Hugonnet, R. y otros, 2021. *Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century*. 592(7856), 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z> ed. s.l.:Nature.

Huneus, N. y otros, 2021. *Deep winter intrusions of urban black carbon into a canyon near Santiago, Chile: A pathway towards Andean glaciers*. s.l.:Environmental Pollution, 291, 118124. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.118124>.

Huss, M., 2013. *Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change*. s.l.:The Cryosphere, 7(3), 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>.

Huss, M. & Farinotti, D., 2012. *Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe*. s.l.:Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 117, F04010. <https://doi.org/10.1029/2012JF002523>.

Huss, M. & Hock, R., 2018. *Global-scale hydrological response to future glacier mass loss*. Nature Climate Change, 8(2), 135–140. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0081-4> ed. s.l.:s.n.

IDEAM, 2011. *Protocolo de procesamiento digital de imágenes para a cuantificación de la deforestación en Colombia, Nivel Subnacional Escala Gruesa y fina*. s.l.:Bogotá D.C., Colombia. 44 p: Instituto de Hidrología, Meteorología, y Estudios Ambientales.

Innes, A. y otros, 2019. *The CAMS reanalysis of atmospheric composition*. 19(6), 3515–3556. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3515-2019> ed. s.l.:Atmospheric Chemistry and Physics.

IPCC, 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. s.l.:Cambridge University.

Jarrah, M. y otros, 2020. *A review of wind erosion models: Data requirements, processes, and validity*. *Catena*, 187, 104388. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104388> ed. s.l.:s.n.

JAXA, 2015. *ALOS World 3D-30m (AW3D30)*. <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/dataset/aw3d30/> ed. s.l.:Earth Observation Research Center (EORC).

KadKha, S. y otros, 2024. *Glacier energy and mass balance of Mera Glacier, Central Himalaya, using the COSIPY model*. s.l.:*Journal of Glaciology*, 70(272), 1–22. <https://doi.org/10.1017/jog.2024.XX>.

Kang, S. y otros, 2022. *Black carbon and organic carbon dataset on the Third Pole (1998–2018)*. s.l.:*Earth System Science Data*, 14, 683–707. <https://doi.org/10.5194/essd-14-683-2022>.

Kok, J. F. y otros, 2021. *Contribution of the world's main dust source regions to the global cycle of desert dust*. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 8169–8193. <https://doi.org/10.5194/acp-21-8169-2021> ed. s.l.:s.n.

Kossmann, M. & Sturman, A. P., 2003. *Pressure-driven channeling effects in bent valleys*. s.l.:*Journal of Applied Meteorology*, 42(1), 151–158. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042).

Krampe, D., Arndt, A. & Schneider, C., 2022. *Energy and glacier mass balance of Fürkeleferner, Italy: past, present, and future*. *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.814027> ed. s.l.:s.n.

Kutner, M. H., Nachtsheim, C. J., Neter, J. & Li, W., 2005. *Applied Linear Statistical Models*. 5th Edition, McGraw-Hill, Irwin, New York. ed. s.l.:s.n.

Lapere, R. y otros, 2023. *Meteorological export and deposition fluxes of black carbon on glaciers of the central Chilean Andes*. s.l.:*Atmospheric Chemistry and Physics*, 23(3), 1749–1768. <https://doi.org/10.5194/acp-23-1749-2023>.

Lapere, R., Mailler, S., Menut, L. & Huneeus, N., 2021. *Pathways for wintertime deposition of anthropogenic light-absorbing particles on the Central Andes cryosphere*. s.l.:*Environmental Pollution*, 272, 115901. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.115901>.

Liang, S., 2001. *Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms*. s.l.:*Remote Sensing of Environment* 76(2000), 213–238.

Lindeman, R. H., Merenda, P. F. & Gold, R. Z., 1980. *Introduction to Bivariate and Multivariate Analysis*. Glenview, IL: Scott, Foresman ed. s.l.:s.n.

Malmros, J. K. y otros, 2016. *Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955-2013/14*. s.l.:*Journal of Glaciology* 62(232), 391–401. doi: 10.1017/jog.2016.43.

Mao, M., Zhou, Y. & Zhang, X., 2023. *Evaluation of MERRA-2 black carbon characteristics and potential sources over China*. s.l.:*Atmosphere*, 14, 1378. <https://doi.org/10.3390/atmos14091378>.

Márquez, F., 2021. *Aplicación del modelo COSIPY para el cálculo del balance de masa superficial del Glaciar Mocho-Choshuenco*. Tesis magister [Universidad Austral]. <https://glaciouach.cl/wp-content/uploads/2022/08/FelipeMarquez.pdf> ed. s.l.:s.n.

Masiokas, M. H. y otros, 2006. *Snowpack variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region*. s.l.:Journal of Climate, 19(24), 6334–6352. <https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1>.

Masiokas, M. y otros, 2020. *A review of the current state and recent changes of the andean cryosphere*. s.l.:Front. Earth Sci. 8, <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00099>.

McCarthy, M. y otros, 2022. *Glacier contributions to river discharge during the current Chilean megadrought*. *Earth's Future*, 10(10), e2022EF002852. <https://doi.org/10.1029/2022EF002852> ed. s.l.:s.n.

Ministerio de Obras Públicas, 2009. *ESTRATEGIA NACIONAL DE GLACIARES*, Santiago: s.n.

MMA, 2020. *Plan de Acción Nacional de Cambio Climático 2017-2022*. s.l.:División de Cambio Climático del Ministerio del Medio Ambiente.

MMA, 2021. *Informe consolidado de emisiones y transferencias de contaminantes (RETC), 2021*. s.l.:Gobierno de Chile. <https://retc.mma.gob.cl/>.

Mölg, T., Maussion, F., Yang, W. & Scherer, D., 2012. *The footprint of Asian monsoon dynamics in the mass and energy balance of a Tibetan glacier*. *Cryosphere* 6, 1445–1461. doi:10.5194/tc-6-1445-2012 ed. s.l.:s.n.

Mölg, T. & Scherer, D., 2012. *Retrieving important mass-balance model parameters from AWS measurements and high-resolution mesoscale atmospheric modeling*. *Journal of Glaciology*, 58(209), 625–628. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J258> ed. s.l.:s.n.

Molina, A., Falvey, M. & Rondanelli, R., 2017. *Una base de datos de radiación solar para Chile*. *Sci Rep* 7, 14823 (2017). <https://doi.org/10.1038/s41598-017-13761-x> ed. s.l.:s.n.

Molina, L. T. y otros, 2015. *Pollution and its impacts on the south American cryosphere*. s.l.:Earth's Futur 3, 345–369. <https://doi.org/10.1002/2015EF000311>.

Naegeli, K. y otros, 2017. *Cross-Comparison of Albedo Products for Glacier Surfaces Derived from Airborne and Satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) Optical Data*. s.l.:Remote Sensing 9, 1–22. doi: 10.3390/rs9020110.

Naegeli, K., Huss, M. & Hoelzle, M., 2019. *Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps*. s.l.:The Cryosphere 13, 397–412. doi: 10.5194/tc13-397-2019.

Nuth, C. & Kääb, A., 2011. *Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change*. 5, 271–290, <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>, 2011 ed. s.l.:The Cryosphere.

Oerlemans, J. & Knapp, W., 1998. *A one-year record of global radiation and albedo from the ablation zone of the Morteratschgletscher, Switzerland*. s.l.:Journal of Glaciology. 44: 231-238.

Ohmura, A., 2001. *Physical basis for the temperature-based melt-index method*. s.l.:Journal of Applied Meteorology, 40(4), 753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2).

Paul, F. y otros, 2013. *On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data*. s.l.:Ann. Glaciol. 54, 171–182. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>.

Pellicciotti, F. y otros, 2008. *A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity*. s.l.:Hydrological Processes, 22, 3980–3997. <https://doi.org/10.1002/hyp.7085>.

Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M. & McPhee, J., 2014. *Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work*. s.l.:Science of the Total Environment, 493, 1197–1210. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.10.055>.

Peña, H. & Nazarala, B., 1987. *Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects*. s.l.:IAHS, Vancouver, Canada, vol. 166, 161–172.

Pezoa, L. S., 2003. *Recopilación y análisis de la variación de las temperaturas y las precipitaciones a partir de la información de estaciones meteorológicas de Chile*. Tesis de pregrado, Universidad Austral de Chile. <http://cybertesis.uach.cl/tesis/uach/2003/fifp521r/doc/fifp521r.pdf> ed. s.l.:s.n.

Pincetti, G., 2016. *HIDROGEOQUÍMICA E HIDRODINÁMICA DE LAS FUENTES TERMALES DEL RÍO YESO Y RÍO VOLCÁN, CORDILLERA DE LOS ANDES, REGIÓN METROPOLITANA*, Santiago de Chile: Universidad de Chile.

Podgórski, J., Kinnard, C., Pętliski, M. & Urrutia, R., 2019. *Performance assessment of TanDEM-X DEM for mountain Glacier elevation change detection*. s.l.:Remote Sensing, 11(2), 1–26. <https://doi.org/10.3390/rs11020187>.

Randles, C. A. y otros, 2017. *The MERRA-2 aerosol reanalysis, 1980 onward. Part I: System description and data assimilation evaluation*. s.l.:Journal of Climate, 30(17), 6823–6850. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0609.1>.

Richard, H. y otros, 2023. *Computing Geographical Networks Generated by Air-Mass Movement*. GeoHealth, 7. <https://doi.org/10.1029/2023GH000885> ed. s.l.:s.n.

Rivera, A., Bown, F., Carrasco, J. & Casassa, G., 2009. *Hypsometry*. In R. Singh, D. Singh, & P. Haritashya (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 551–553). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2\\_259](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_259) ed. s.l.:s.n.

Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C. & Lange, H., 2000. *Variaciones recientes de glaciares en Chile*. s.l.:Investigaciones Geográficas (Chile), 34, 29–60..

Rolph, G., Stein, A. & Sunder, B., 2017. *Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY*. 95, 210–228. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.025> ed. s.l.:Environmental Modelling & Software.

Rowe, E. N. y otros, 2019. *Atmospheric lifetimes of black carbon and organic carbon aerosols: a review*. s.l.:Atmospheric Chemistry and Physics, 19(21), 14023–14050. <https://doi.org/10.5194/acp-19-14023-2019>.

Ruggeri, M. F., Bolaño-Ortiz, T. & Cereceda-Balic, F., 2024. *Atmospheric black carbon in a key location of the Chilean Central Andes: Identifying patterns, sources, and potential impacts*. Atmospheric Environment, 318, 120273. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2023.120273> ed. s.l.:s.n.

Ruiz, L. y otros, 2017. *Recent geodetic mass balance of Monte Tronador glaciers, northern Patagonian Andes*. 11(2), 619–634. <https://doi.org/10.5194/tc-11-619-2017> ed. s.l.:The Cryosphere.

Saavedra, F. A., Kampf, S. K., Fassnacht, S. R. & Sibold, J. S., 2018. *Changes in Andes snow cover from MODIS data, 2000–2016*. The Cryosphere, 12(3), 1027–1046. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1027-2018> ed. s.l.:s.n.

Sagredo, E. & Lowell, T., 2012. *Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change*. s.l.:Global and Planetary Change, 86–87, 101–109. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.02.010>.

Sánchez, W., Schmitt, C., Santiago, A. & Medina, G., 2020. *Amazonian BC Contribution to the Vallunaraju Glacier Surface Melt*. Preprints 2020, 2020090761. <https://doi.org/10.20944/preprints202009.0761.v1> ed. s.l.:s.n.

Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M. & Meseguer-Ruiz, O., 2017. *Climatic regionalisation of continental Chile*. 13(2), 66–73. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592> ed. s.l.:Journal of Maps.

Sauter, T., Arndt, A. & Schneider, C., 2020. *COSIPY v1.3 – An open-source coupled snowpack and ice surface energy and mass balance model*. Geosci. Model. Dev. 13, 5645–5662. doi:10.5194/gmd-13-5645-2020 ed. s.l.:s.n.

Schaefer, M., Fonseca-Gallardo, D., Farías-Barahona, D. & Casassa, G., 2020. *Surface energy fluxes on Chilean glaciers: measurements and models*. s.l.:Cryosphere 14, 2545–2565.

SEA, 2019. *Línea base medio físico glaciares: Proyecto Expansión Andina 244*. <https://infofirma.sea.gob.cl/DocumentosSEA/MostrarDocumento?docId=35/00/63be0dd739b2f94e96ecaaa9c3164412899> ed. s.l.:Servicio de Evaluación Ambiental.

SERNAGEOMIN, 2003. *Mapa Geológico de Chile: Versión digital. Escala: 1:1.000.000*. No. 4, versión 1.0. Recuperado de <https://tiendadigital.sernageomin.cl/es/geologia-basica/3271-mapa-geologico-de-chile-version-digital.html> ed. Santiago, Chile: Publicación Geológica Digital.

Shao, Y., 2008. *Physics and modeling of wind-blown sand and dust*. Springer ed. s.l.:s.n.

Shaw, T. E. y otros, 2020. *Glacier albedo reduction and drought effects in the extratropical Andes, 1986-2020*. s.l.:Glaciol. 67 (261), 158–169. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.102>.

Silverio, W., Jaquet & J.-M., 2017. *Evaluating glacier fluctuations in Cordillera Blanca (Peru) by remote sensing between 1987 and 2016 in the context of ENSO*. s.l.:Archives des Sciences, 69(2), 145–162.

Skiles, S. M. y otros, 2018. *Radiative forcing by light-absorbing particles in snow*. s.l.:Nature Clim Change 8, 964–971 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0296-5>.

Smith, B. y otros, 2023. *ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height, Version 6 (ATL06)*. <https://nsidc.org/data/atl06/versions/6> ed. s.l.:NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.

Soni, A. y otros, 2021. *Multiple site ground-based evaluation of carbonaceous aerosol mass concentrations retrieved from CAMS and MERRA-2 over the Indo-Gangetic Plain*. s.l.:Environmental Science: Atmospheres, 1, 577–590. <https://doi.org/10.1039/d1ea00067e>.

Soulie, A. y otros, 2024. *Global anthropogenic emissions (CAMS-GLOB-ANT) for the Copernicus Atmosphere Monitoring Service simulations of air quality forecasts and reanalyses*. s.l.:Earth System Science Data, 16(5), 2261–2279. <https://doi.org/10.5194/essd-16-2261-2024>.

Soza, D. A. & Falaschi, D., 2020. *Validación de modelos de elevación digital en los Andes Centrales de Chile*. 56, 22–40. <https://doi.org/10.23854/07199562.2020561>. Soza22 ed. s.l.:Revista Geográfica de Chile Terra Australis.

Steffen, W. y otros, 2015. *The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration*. s.l.:The Anthropocene Review, 2(1), 81–98. <https://doi.org/10.1177/2053019614564785>.

Stein, A. F. y otros, 2015. *NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system*. 96(12), 2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1> ed. s.l.:Bulletin of the American Meteorological Society.

Stull, R. B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8> ed. s.l.:s.n.

Temme, F. y otros, 2023. *Strategies for regional modeling of surface mass balance at the Monte Sarmiento Massif, Tierra del Fuego*. s.l.:The Cryosphere, 17, 2343–2365. <https://doi.org/10.5194/tc-17-2343-2023>.

Temme, F. y otros, 2025. *Climate's firm grip on glacier ablation in the Cordillera Darwin Icefield, Tierra del Fuego*. s.l.:Nature Communications, 16, 2677. <https://doi.org/10.1038/s41467-025-57698-6>.

Thiele, R., 1980. *CARTA GEOLÓGICA DE CHILE; ESCALA 1 : 250:000; HOJA SANTIAGO ; REGIÓN METROPOLITANA*, Santiago de Chile: Instituto de Investigación Geológica.

Torres, C., 2020. *Modelamiento del balance de energía superficial y masa del glaciar Artesonraju localizado al norte de la Cordillera Blanca – Perú*. [Universidade Federal do Rio Grande]. <https://renati.sunedu.gob.pe/handle/sunedu/3090784> ed. s.l.:s.n.

Trenberth, K. E. y otros, 2014. *Global warming and changes in drought*. s.l.:Nature Climate Change, 4, 17–22. <https://doi.org/10.1038/nclimate2067>.

Ulloa, G., 2020. *Evolución temporal de albedo en función de la variabilidad climática en glaciares de los Andes semiáridos, zona central de Chile*. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/173930> ed. s.l.:s.n.

Uribe, F., 2015. *Comparación de la cobertura nival e hidrogramas simulados a distintas escalas temporales en la cuenca alta del río Maipo, por distintas conceptualizaciones del proceso nival*. Santiago: Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, U. de Chile.

Vallejos, K. M., 2023. *Retroceso glaciar en la zona central de Chile, causas antrópicas y consecuencias hídricas*. [Tesis de Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil, Universidad Técnica Federico Santa María] ed. s.l.:Repositorio Universidad Técnica Federico Santa María.

Varas, J. I., 2023. *Balance de masa geodésico y morfología superficial. Glaciar Universidad 2011-2022*. s.l.:Universidad de Concepción. Tesis Magíster en Análisis Geográfico.

Vicuña, S., McPhee, J. & Garreaud, R. D., 2012. *Agriculture vulnerability to climate change in a snowmelt-driven basin in semiarid Chile*. s.l.:Journal of Water Resources Planning and Management, 138(5), 431–441. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WR.1943-5452.0000202](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0000202).

Videla, G., 2013. *MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO MAIPO MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL SOFTWARE "COLD REGION HYDROLOGICAL MODEL" (2008-2012)*, Santiago de Chile: s.n.

Wang, M. y otros, 2015. *Carbonaceous aerosols recorded in a southeastern Tibetan glacier: analysis of temporal variations and model estimates of sources and radiative forcing*. Atmospheric Chemistry and Physics, 15, 1191-1204. <https://doi.org/10.5194/ACP-15-1191-2015> ed. s.l.:s.n.

Weidemann, S. S. y otros, 2018. *Glacier mass changes of lake-terminating Grey and Tyndall Glaciers at the Southern Patagonia Icefield derived from geodetic observations and energy and mass balance modeling*. s.l.:Frontiers in Earth Science, 6, 81. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00081>.

Whiteman, C. D., 2000. *Mountain meteorology: Fundamentals and applications*. s.l.:Oxford University Press.

Wilks, D. S., 2011. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (3rd ed.)*. Academic Press. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-66231-8> ed. s.l.:s.n.

Xu, R. y otros, 2021. *Spatial and Temporal Characteristics of PM2.5 Sources and Pollution Events in a Low Industrialized City*. Nature Environment and Pollution Technology. <https://doi.org/10.46488/nept.2021.v20i03.016> ed. s.l.:s.n.

Ye, Q., Kang, S., Cheng, F. & Wang, J., 2006. *Monitoring glacier variations on Geladandong mountain, central Tibetan Plateau, from 1969 to 2002 using remote sensing and GIS technologies*. s.l.:Cambridge University Press.

Zhang, Y. y otros, 2018. *Black carbon and mineral dust in snow cover on the Tibetan Plateau*. s.l.:The Cryosphere, 12, 413–431. <https://doi.org/10.5194/tc-12-413-2018>.

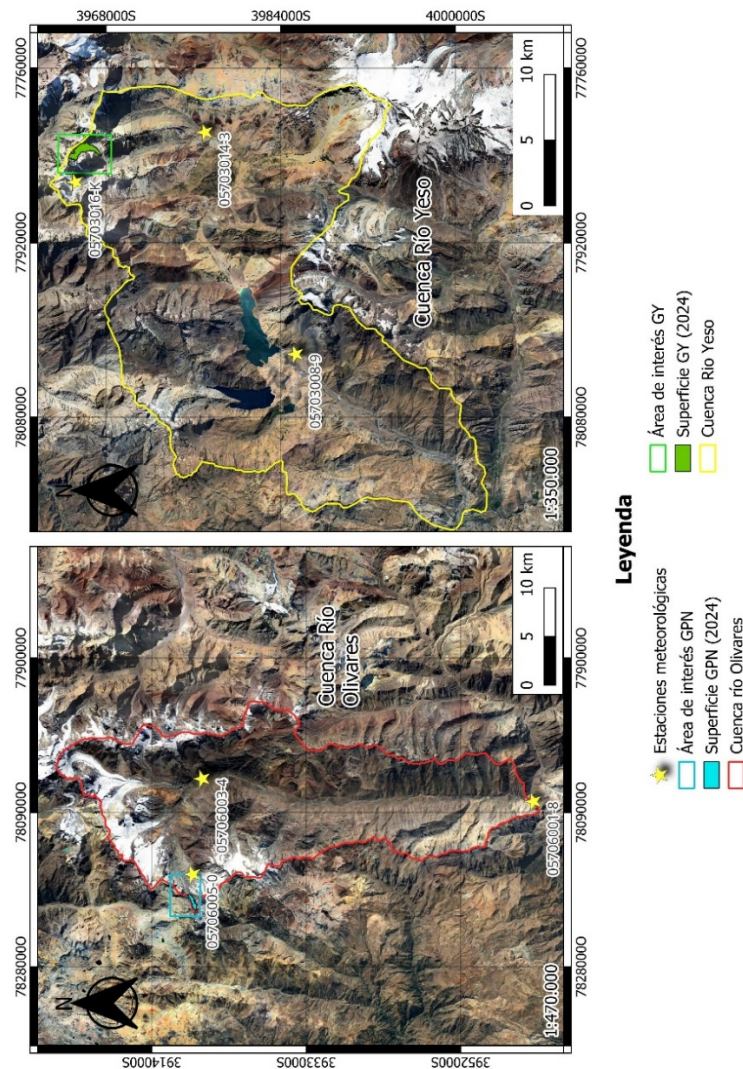
Zhang, Z. y otros, 2025. *Quantifying the influence of mining dust particle deposition on the melting rate of nearby glaciers in northwestern China*. s.l.:EGUsphere, preprint. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2025-885>.

Zhao, D. y otros, 2022. *Influence of dust aerosols on snow cover over the Tibetan Plateau*. s.l.:Frontiers in Environmental Science, 10, 839691. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2022.839691>.

## VII. ANEXOS

**Anexo A1.** Localización geográfica de las estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio, correspondientes a la cuenca alta del río Maipo.

Se incluyen estaciones tanto en la subcuenca del glaciar Yeso (GY) como en la del glaciar Paloma Norte (GPN), destacando las estaciones Yeso Embalse y Río Olivares ante junta Río Colorado como base de análisis por su cobertura temporal extendida. Las demás estaciones fueron consideradas como apoyo para validaciones espaciales y altitudinales. La delimitación de áreas de interés y subcuencas se basa en criterios hidrológicos y proximidad a los glaciares analizados.



*Fig. A1. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para el análisis de condiciones atmosféricas en las subcuencas de los glaciares Paloma Norte y Yeso. Se indican los límites de cuenca, las estaciones base seleccionadas y las estaciones complementarias cercanas a los glaciares.*

*Fuente: Elaboración propia.*

**Anexo A2.** Ubicación de los laboratorios NUNATAKs utilizados para la adquisición de datos atmosféricos in situ en la zona de estudio.

Estos laboratorios están situados en sectores estratégicos de los Andes Centrales: Portillo (NNTK-1) y Embalse El Yeso (NNTK-2), correspondientes a las áreas de interés glaciar GPN y GY respectivamente. Las estaciones, administradas por CETAM, cuentan con equipamiento para la medición continua de variables meteorológicas y propiedades de aerosoles, incluyendo concentración de BC, OC y radiación. Esta información fue empleada como insumo para la validación cualitativa de los patrones de deposición derivados por modelación atmosférica.

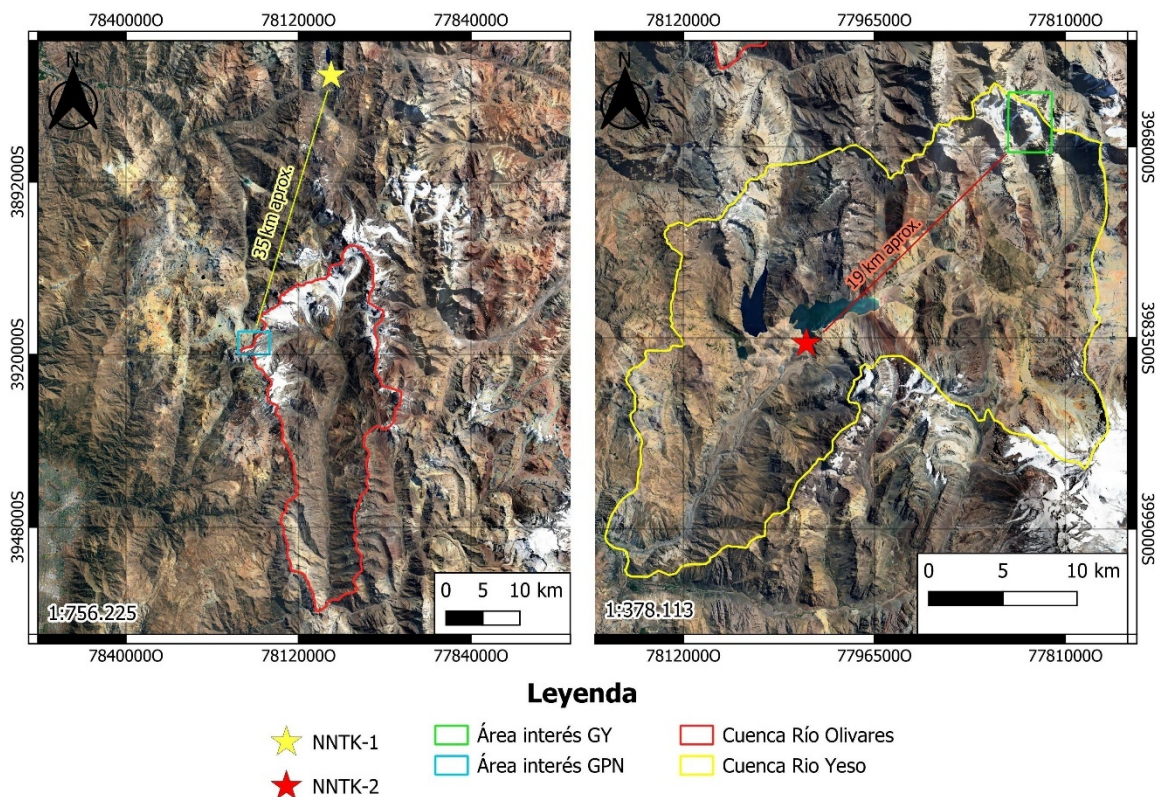


Fig. A2. Ubicación de los laboratorios NUNATAKs empleados como puntos de observación atmosférica en las subcuencas del GPN y GY. Se indican las posiciones geográficas relativas, límites de cuenca y las respectivas áreas de interés.

Fuente: Elaboración propia.

### Anexo A3. Validación gráfica de productos de reanálisis meteorológico frente a observaciones.

Este anexo presenta el análisis gráfico de la validación mensual de los productos de reanálisis meteorológico CR2MET y ERA5 respecto a los registros de estaciones de referencia de la cuenca del río Maipo, abarcando los periodos de 1990 a 2020 según disponibilidad. Se incluyen:

- Series temporales comparativas de precipitación acumulada y temperatura media mensual, contrastando productos de reanálisis con datos observados en estaciones clave (YE, RO, VO, GBB, GOA).
- Diagramas de dispersión y matrices de correlación entre los productos y las estaciones, con métricas estadísticas destacadas (coeficiente de correlación de Pearson,  $r$ ; índice Kling-Gupta, KGE).
- Comparaciones de distribuciones mediante gráficos de densidad y tendencia lineal ajustada.

Estos gráficos permiten evaluar visualmente la representatividad de cada producto respecto a los datos observados, identificando fortalezas y debilidades relativas para las variables de temperatura y precipitación en cada estación, complementando los resultados cuantitativos mostrados en la Tabla 17 del capítulo principal.

El análisis gráfico apoya la conclusión de que ERA5 ofrece mejor ajuste en temperatura, mientras que CR2MET presenta ventajas para la precipitación en ciertas estaciones. En general, ambos productos mostraron una concordancia consistente y respaldada estadísticamente frente a los registros observados, permitiendo su uso fundamentado en los análisis posteriores del estudio.

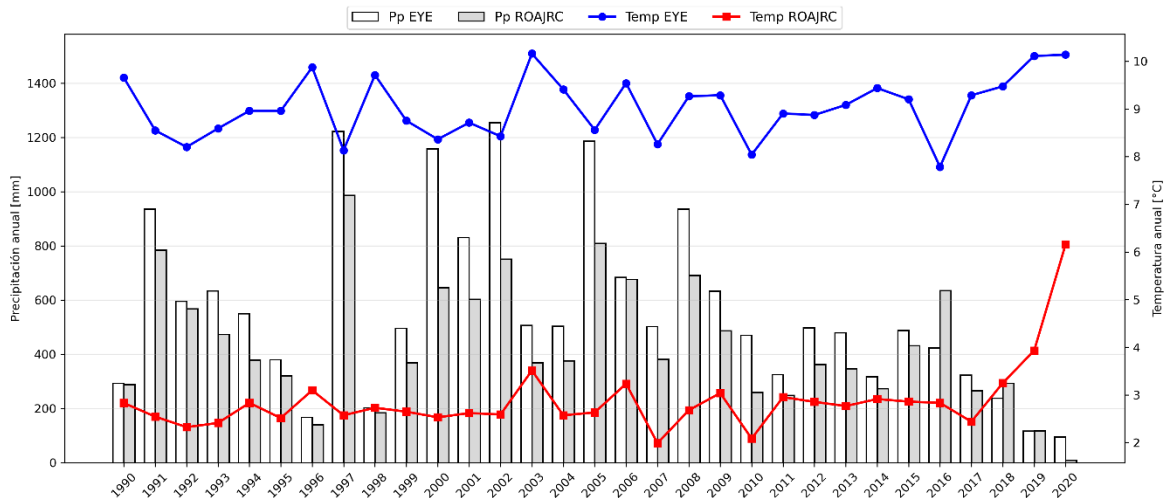


Fig. A3 (a). Comparación anual de precipitación acumulada (barras) y temperatura media (líneas) observadas en las estaciones YE (El Yeso Embalse) y RO (Río Olivares ante Junta Río Colorado) para el periodo 1990–2020. Permite visualizar la variabilidad climática interanual observada en ambas cuencas, utilizada como referencia para la validación de productos de reanálisis.

Fuente: Elaboración propia.

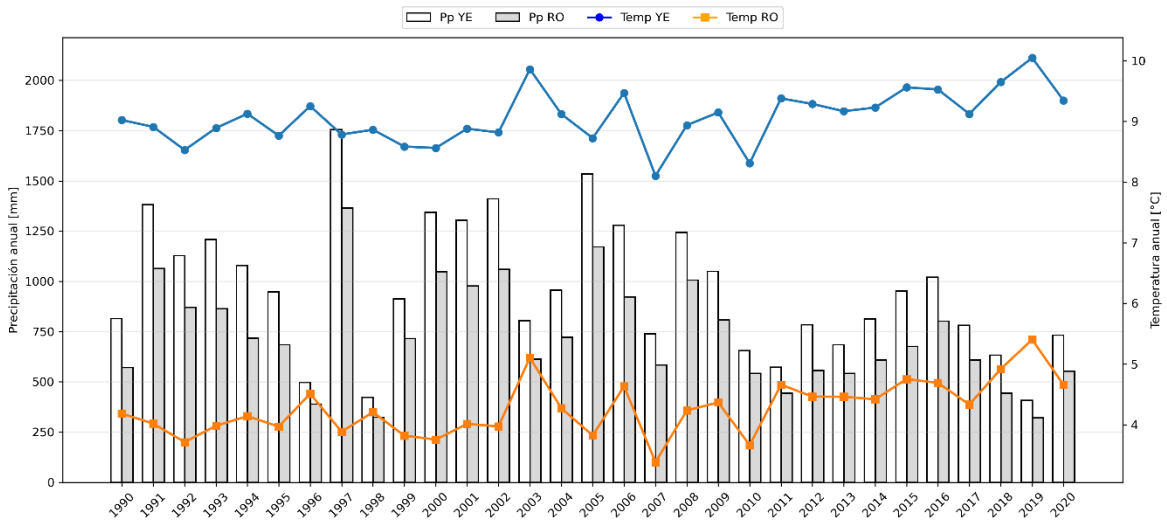


Fig. A3 (b). Comparación anual de precipitación acumulada (barras) y temperatura media (líneas) simuladas por CR2MET en los píxeles correspondientes a las ubicaciones de las estaciones YE (El Yeso Embalse) y RO (Río Olivares), periodo 1990–2020. Permite evaluar la representatividad de CR2MET frente a los registros observados en ambas cuencas.

Fuente: Elaboración propia.

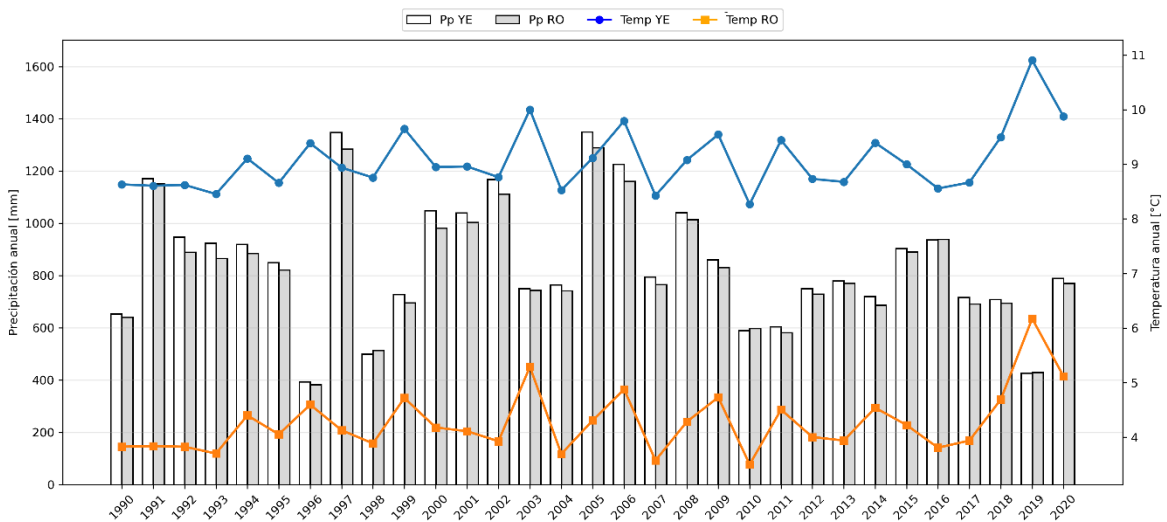


Fig. A3 (c). Comparación anual de precipitación acumulada (barras) y temperatura media (líneas) estimadas por ERA5 en los píxeles correspondientes a las ubicaciones de las estaciones YE (El Yeso Embalse) y RO (Río Olivares), periodo 1990–2020. Permite evaluar la capacidad de ERA5 para reproducir la variabilidad observada en ambas cuencas.

Fuente: Elaboración propia.

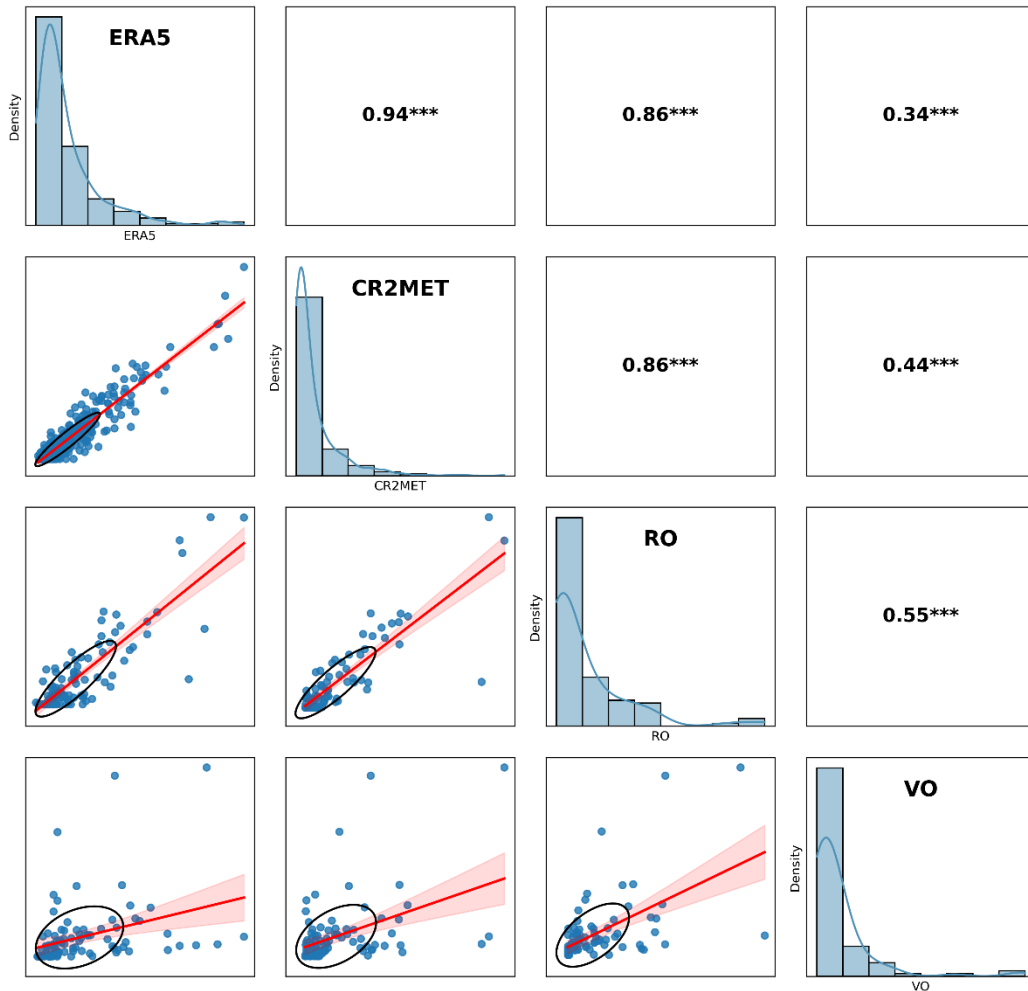


Fig. A3 (d). Comparación de precipitación mensual entre productos de reanálisis (ERA5 y CR2MET) y datos observados en estaciones de la cuenca del río Olivares (RO y VO) para el periodo 1990–2020. Se presentan distribuciones, diagramas de dispersión, regresión lineal ajustada y coeficientes de correlación de Pearson ( $r$ ). Los resultados permiten visualizar la concordancia y sesgos sistemáticos entre cada fuente de datos.

Fuente: Elaboración propia.

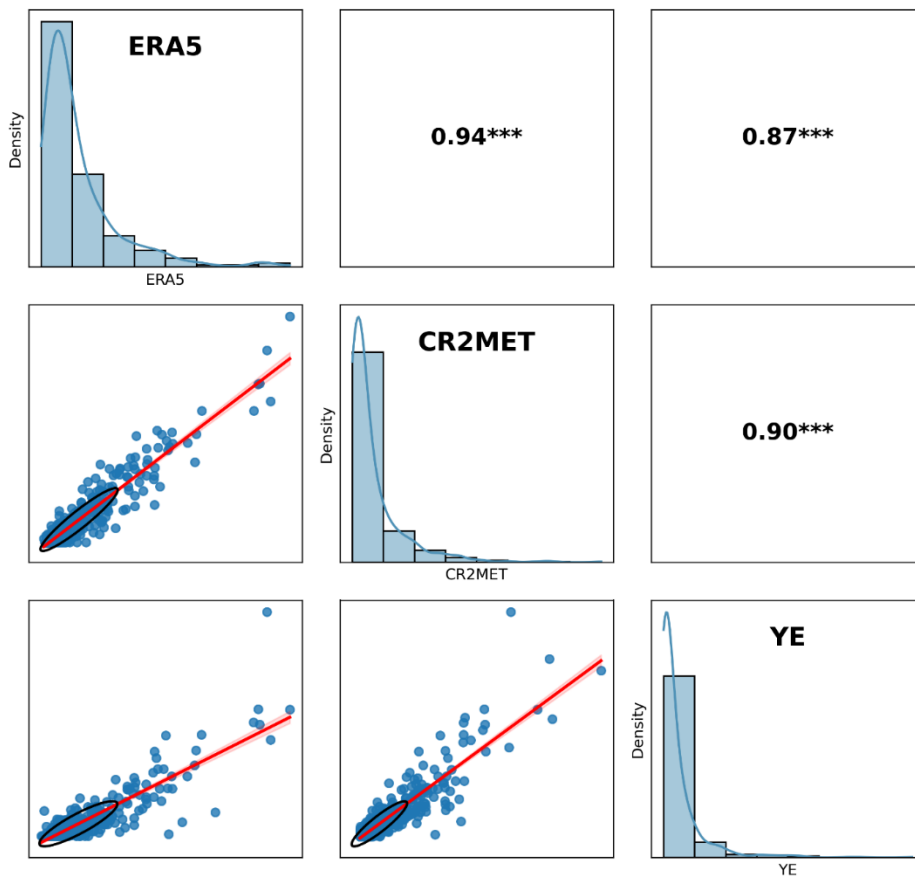


Fig. A3 (e). Comparación de precipitación mensual entre productos de reanálisis (ERA5 y CR2MET) y datos observados en la estación YE (río Yeso) para el periodo 1990–2020. Se presentan distribuciones, diagramas de dispersión, regresión lineal ajustada y coeficientes de correlación de Pearson ( $r$ ). Los resultados permiten evaluar la capacidad de los productos para reproducir la variabilidad y magnitud de la precipitación respecto a los registros observados.

Fuente: Elaboración propia.

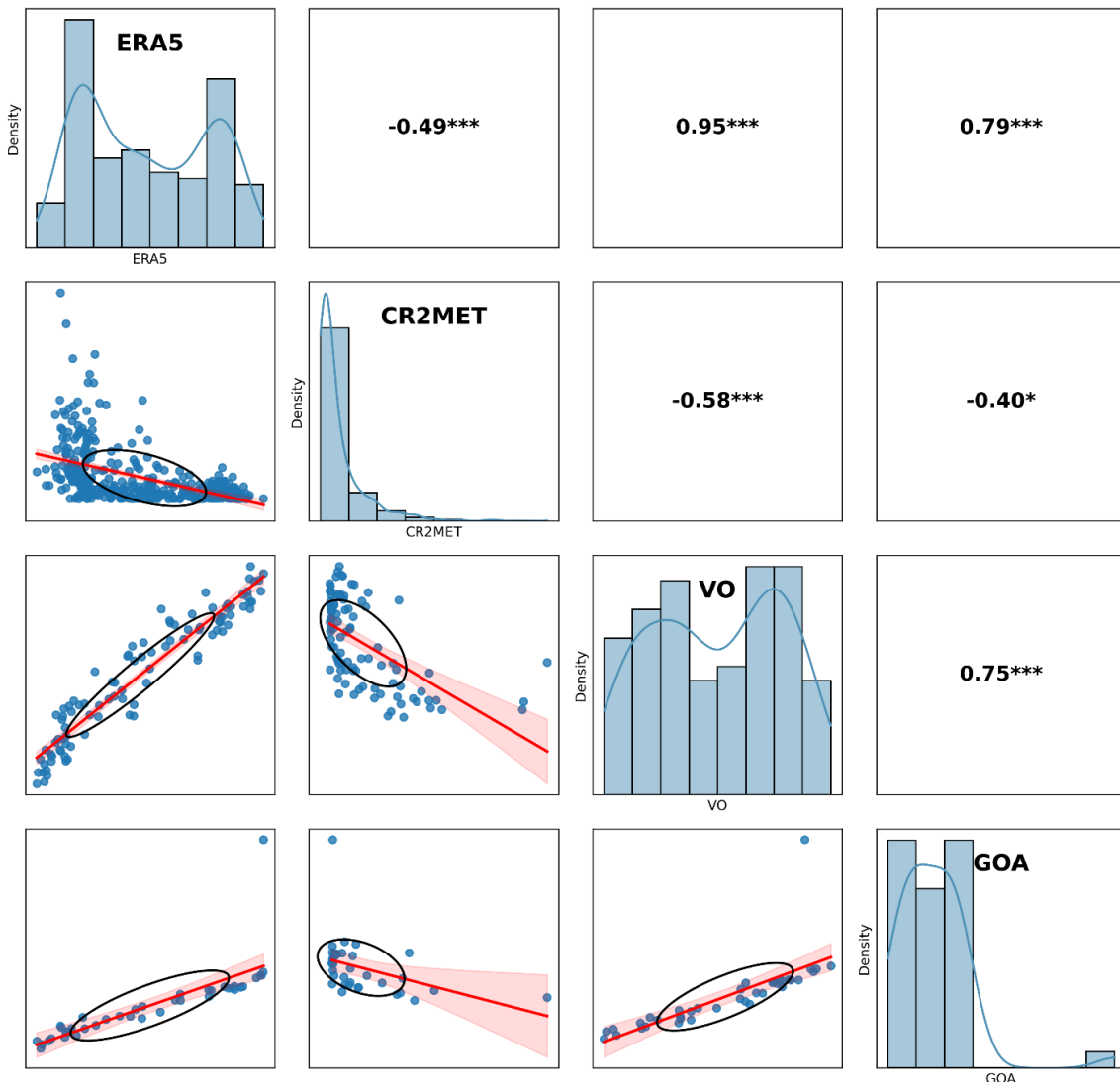


Fig. A3 (f). Comparación de temperatura media mensual entre productos de reanálisis (ERA5 y CR2MET) y datos observados en estaciones de referencia de la cuenca del río Olivares (VO y GOA), periodo 1990–2020. Se muestran distribuciones, diagramas de dispersión, regresión lineal ajustada y coeficientes de correlación de Pearson ( $r$ ), permitiendo evaluar el grado de ajuste y representatividad de los productos frente a los registros observados.

Fuente: Elaboración propia.

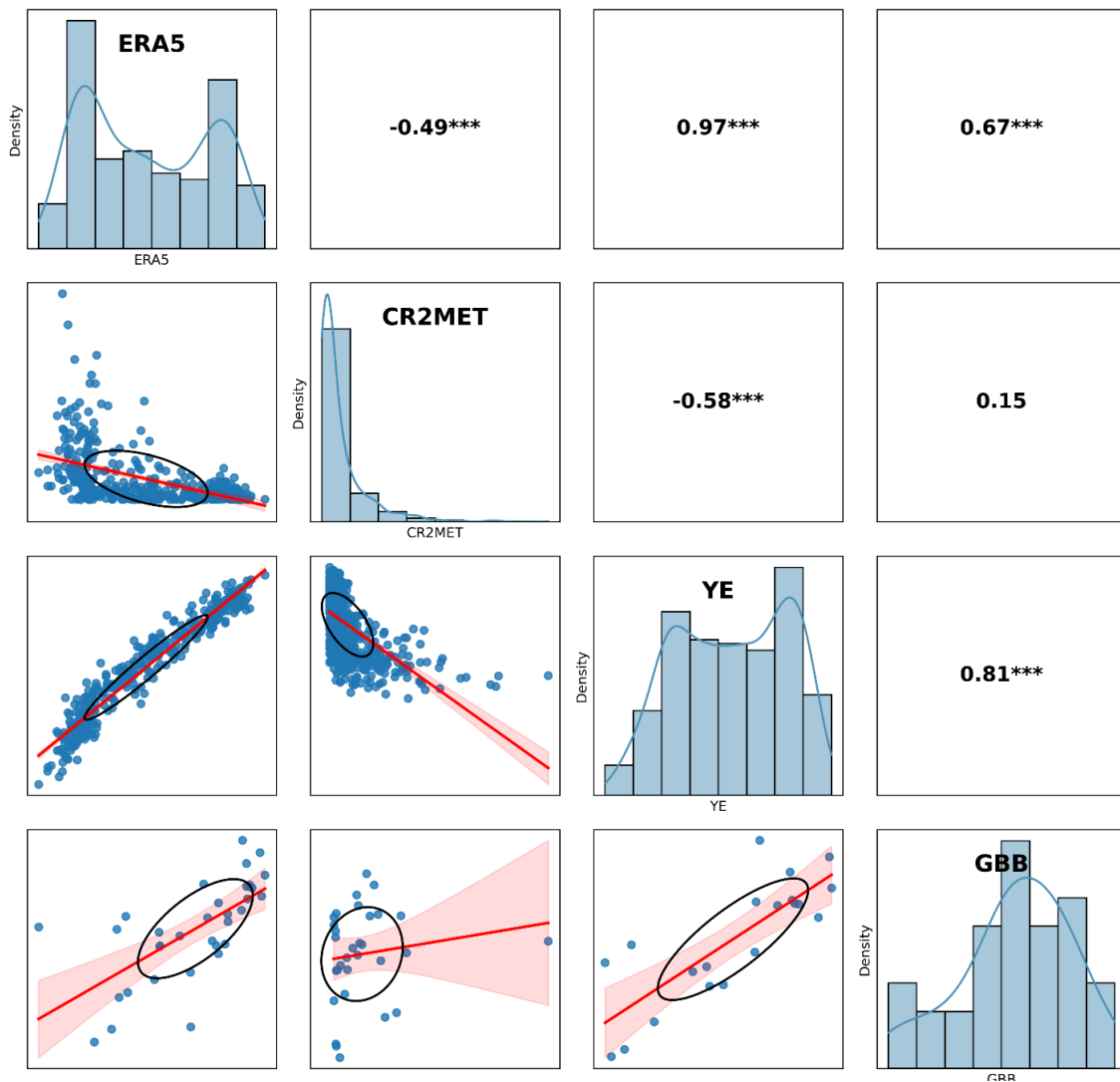


Fig. A3 (g). Comparación de temperatura media mensual entre productos de reanálisis (ERA5 y CR2MET) y datos observados en estaciones de referencia de la cuenca del río Yeso (YE y GBB), periodo 1990–2020. Se incluyen distribuciones, diagramas de dispersión, regresión lineal ajustada y coeficientes de correlación de Pearson ( $r$ ), permitiendo evaluar visualmente el ajuste y la representatividad de cada producto frente a los registros observados.

Fuente: Elaboración propia.

**Anexo A4.** Concentraciones superficiales de aerosoles absorbentes de luz en GPN y GY (MERRA-2, 1990–2024).

Este anexo compara las concentraciones superficiales anuales de BC, OC y MD reanalizadas por MERRA-2 sobre los glaciares GPN y GY en el periodo 1990–2024. Se incluyen:

- Series anuales de cada variable (Fig. A4(a)), permitiendo identificar diferencias intersitio y tendencias a lo largo del tiempo.
- Estadísticos descriptivos de las concentraciones anuales (media, mediana, desviación estándar, mínimo y máximo).
- Tendencias temporales evaluadas mediante la prueba de Mann-Kendall.
- Diferencia relativa (%) de concentraciones promedio entre glaciares.

Los resultados muestran concentraciones persistentemente mayores de BC y OC en GPN respecto a GY, en línea con su mayor exposición a fuentes emisoras de contaminantes atmosféricos. Por el contrario, las concentraciones de polvo mineral son similares entre ambos sitios. Las tendencias de Mann-Kendall son positivas y significativas para BC y OC en ambos glaciares, lo que evidencia un aumento sistemático en la carga de estos aerosoles durante las últimas décadas.

Las siguientes tablas y figura resumen cuantitativamente las diferencias y tendencias observadas, complementando el análisis gráfico del capítulo principal.

Tabla A4 (a). Estadísticas descriptivas de las concentraciones anuales de BC, OC y MD ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) para GPN y GY (MERRA-2, 1990–2024).

Variable	Pixel	Media	Mediana	Desv. estándar	Mínimo	Máximo
BC	GPN	0.39	0.41	0.08	0.24	0.53
BC	GY	0.12	0.12	0.03	0.06	0.16
OC	GPN	1.22	1.19	0.3	0.65	2.47
OC	GY	0.61	0.61	0.15	0.36	1.08
MD	GPN	2.58	2.73	1.05	1.13	5.27
MD	GY	2.55	2.77	0.99	1.06	5.02

\*Los valores corresponden a promedios anuales para el periodo 1990–2020.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla A4 (b). Tendencia de Mann-Kendall ( $\tau$ ) y significancia estadística para cada variable y glaciar.

Variable	Píxel	$\tau$ (Tau)	p-valor
BC	GPN	0.76	<0.001
BC	GY	0.69	<0.001
OC	GPN	0.69	<0.001
OC	GY	0.6	<0.001
MD	GPN	0.2	0.118
MD	GY	0.22	0.083

\* Resultados del test de Mann-Kendall sobre las series anuales. Un  $\tau > 0$  y  $p < 0.05$  indica tendencia positiva significativa.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla A4 (c). Diferencia relativa de concentraciones entre glaciares (promedio GPN respecto a GY, %).

Variable	GPN [ $\mu\text{g m}^{-3}$ ]	GY [ $\mu\text{g m}^{-3}$ ]	Diferencia (%)
BC	0.39	0.12	69.23
OC	1.22	0.61	50.00
Dust (MD)	2.58	2.55	1.16

Fuente: Elaboración propia.

Tabla A4 (d). GPN – Concentraciones superficiales MERRA-2 por periodo ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ).

Variable	1990–2009 (pre-megasequía)	2010–2024 (post-megasequía)	Cambio (%)
BC	0.348	0.449	29%
OC	1	1.533	53%
MD	2.389	2.838	19%

Fuente: Elaboración propia.

Tabla A4 (e). GY – Concentraciones superficiales MERRA-2 por periodo ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ).

Variable	1990–2009 (pre-megasequía)	2010–2024 (post-megasequía)	Cambio (%)
BC	0.093	0.125	34%
OC	0.493	0.781	58%
MD	2.357	2.817	20%

Fuente: Elaboración propia.

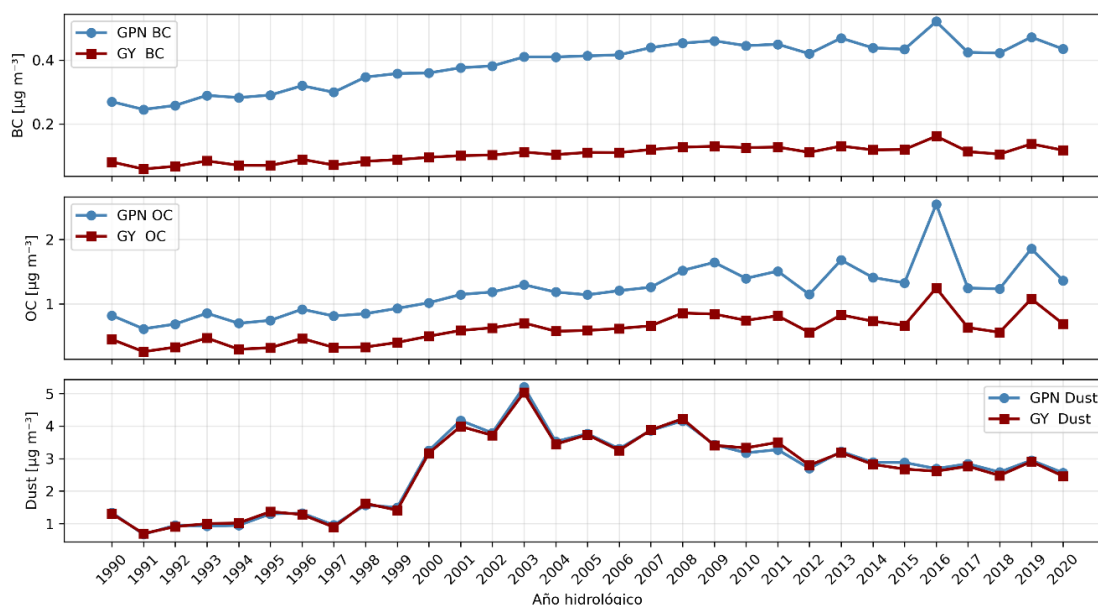


Fig. A4 (a). Series anuales de concentración superficial de BC, OC y MD en GPN y GY según MERRA-2 (1990–2020). Se muestra la evolución anual para cada variable y glaciar, resaltando la persistente mayor concentración de BC y OC en GPN respecto a GY.

Fuente: Elaboración propia.

**Anexo A5.** Ubicación de fuentes emisoras potenciales consideradas para el análisis del transporte de aerosoles hacia los glaciares GPN y GY mediante HYSPLIT.

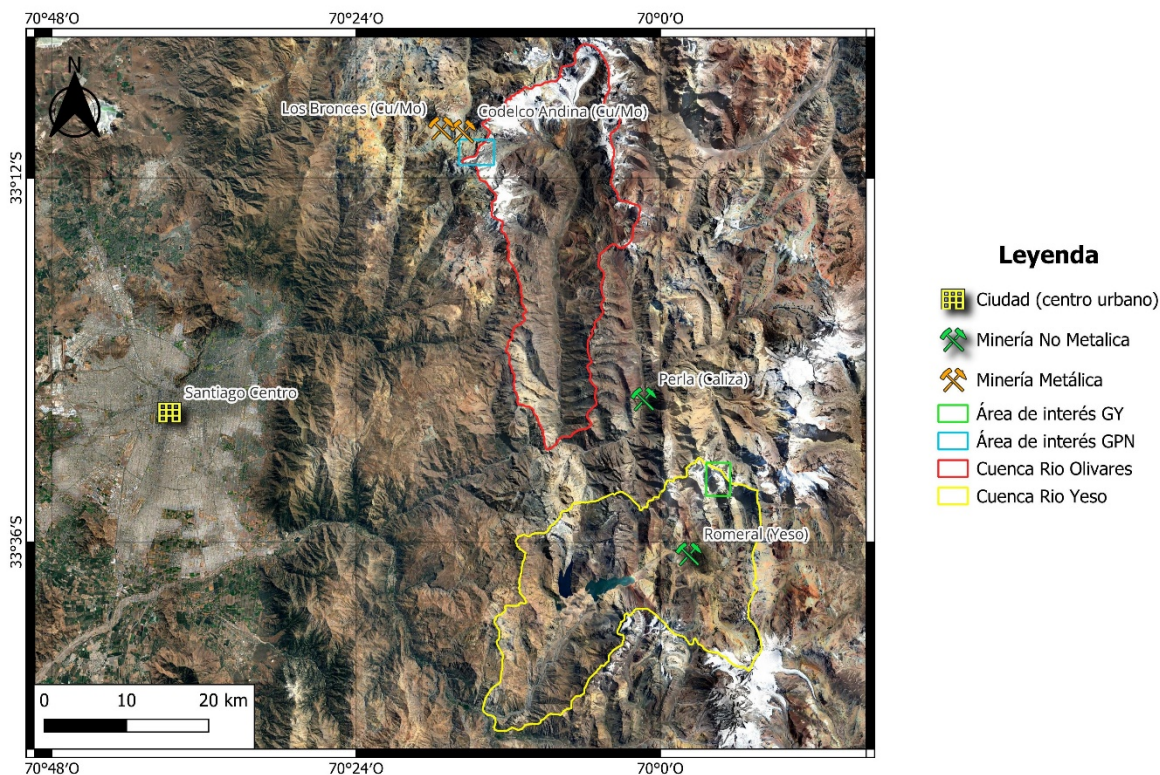


Fig. A5. Localización de fuentes emisoras potenciales de aerosoles (mineras y centros urbanos) en relación con las áreas de interés glaciar (GPN y GY). Se indican cuencas hidrográficas y zonas de influencia definidas para el modelamiento de trayectorias atmosféricas.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla A5. Distancia entre las fuentes emisoras seleccionadas y los glaciares Paloma Norte y Yeso, clasificadas según su tipo de actividad.

Fuente emisora	Tipo de fuente	Distancia a GPN (km)	Distancia de GY (km)
Santiago	Ciudad (Urbano)	~49.24	~67.72
Minera Los Bronces	Minería metálica	~5.4	~55.1
Codelco Andina (División)	Minería metálica	~3.5	~53.13
Minera El Romeral	Minería no metálica	~54.98	~9.4
Minera La Perla	Minería no metálica	~36.12	~13.9

Fuente: Elaboración propia, en base a cálculos de distancia lineal desde los centros de masa de los glaciares a las fuentes emisoras.

**Anexo A6.** Validación y ajuste local del producto MERRA-2 frente a observaciones de BC en superficie.

Este anexo presenta el proceso de validación y corrección de las concentraciones superficiales de BC simuladas por MERRA-2 utilizando datos instrumentales de los laboratorios NNTK-1 y NNTK-2. Se compara la serie original del reanálisis frente a las observaciones mediante métricas estándar ( $r$ , RMSE, sesgo) y se documenta el ajuste lineal aplicado para eliminar el sesgo sistemático. Las figuras muestran la mejora tras la corrección y las tablas resumen las métricas y parámetros utilizados. Este procedimiento robustece la aplicabilidad de los datos corregidos de MERRA-2 para análisis posteriores de deposición y/o transporte en la zona de estudio.

Tabla A6 (a). Métricas de validación antes y después de la corrección.

Sitio	Sensor	Ajuste	$r$	RMSE ( $\mu\text{g m}^{-3}$ )	MAE ( $\mu\text{g m}^{-3}$ )	MAPE (%)	Sesgo ( $\mu\text{g m}^{-3}$ )	NSE
NNTK-1	MAAP	Crudo	0.49	0.29	0.24	68.44	-0.24	-1.53
NNTK-1	MAAP	Corregido	0.49	0.16	0.12	44.30	0.00	0.23
NNTK-2	MAGEE	Crudo	0.88	0.19	0.14	42.06	-0.14	-0.10
NNTK-2	MAGEE	Corregido	0.88	0.08	0.07	37.19	0.00	0.79

\* Los valores corresponden a la comparación mensual entre datos observados y estimaciones MERRA-2 para cada laboratorio, antes y después del ajuste lineal.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla A6 (b). Parámetros del ajuste lineal aplicado a MERRA-2.

Sitio	Sensor	Pendiente (a)	Intercepto (b)
NNTK-1	MAAP	1.515	0.188
NNTK-2	MAGEE	2.427	-0.065

Fuente: Elaboración propia.

El ajuste lineal aplicado permitió eliminar el sesgo sistemático y reducir significativamente el RMSE en ambos sitios, mejorando la correspondencia global entre las series. Tras la corrección, la correlación entre MERRA-2 y las observaciones instrumentales fue alta para NNTK-2 ( $r \approx 0.88$ ) y moderada para NNTK-1 ( $r \approx 0.49$ ), lo que refleja una mejora sustancial, aunque persisten discrepancias en el primer sitio. En conjunto, estos resultados respaldan el uso de la serie corregida de MERRA-2 para aplicaciones regionales, siempre considerando las limitaciones identificadas a escala local.

**Anexo A7.** Parámetros calibrados de COSIPY para los glaciares GPN y GY en los períodos 2000–2010 y 2011–2023. Se indican los rangos de referencia reportados en la literatura.

Este anexo resume los valores calibrados de los principales parámetros de entrada del modelo COSIPY utilizados en las simulaciones de balance de masa y de energía superficial para los glaciares GPN y GY. Se presentan, para dos subperíodos (2000–2010 y 2011–2023), el factor multiplicativo de precipitación (*mult\_factor\_RRR*), el gradiente vertical de temperatura del aire (*LAPse\_T*), la rugosidad aerodinámica del hielo (*roughness\_ice*) y los parámetros de la función de transferencia de nieve (*center\_snow\_tf* y *spread\_snow\_tf*). Para cada parámetro se incluye el rango aproximado reportado en la literatura y las referencias utilizadas como guía, con el fin de mostrar que los valores adoptados se mantienen dentro de intervalos físicamente plausibles para glaciares de alta montaña y coherentes con estudios previos (Temme et al., 2023; Sauter, 2020; Bown et al., 2019; Weidemann et al., 2020; Mölg et al., 2012).

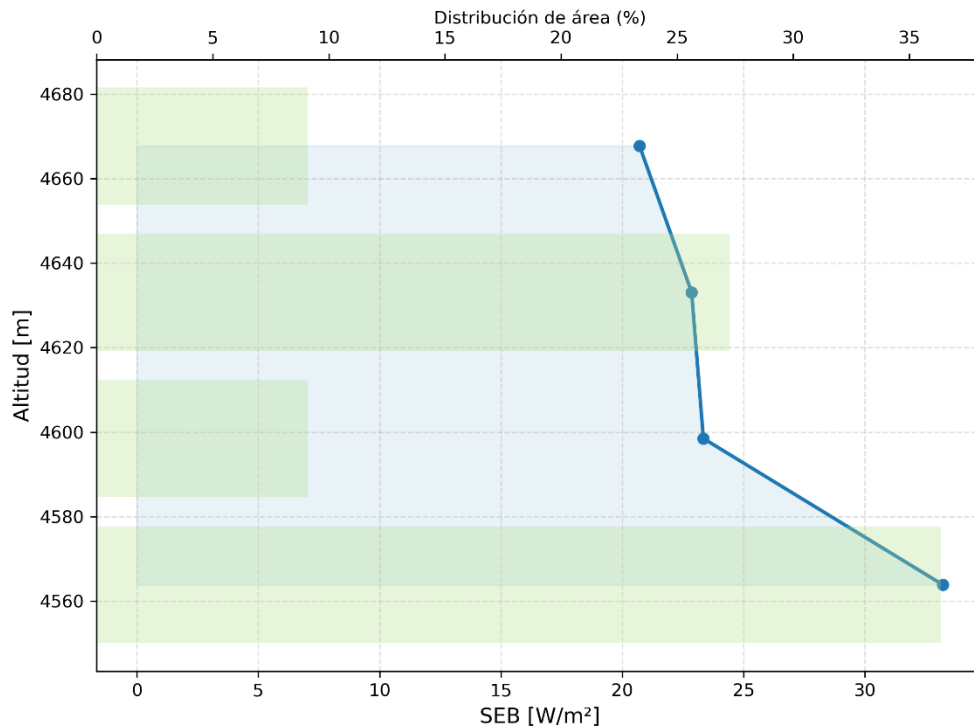
*Tabla A7. Parámetros calibrados de COSIPY para los glaciares GPN y GY en los períodos 2000–2010 y 2011–2023, junto con rangos de referencia aproximados reportados en la literatura.*

Parámetro	Unidad	Período	GPN	GY	Rango literatura aprox.	Referencias base*
<b>mult_factor_RRR</b>	[-]	2000–2010	1,95	2,10	1,5–3,0	(Temme, et al., 2023); (Sauter, et al., 2020)
		2011–2023	2,70	2,05		
<b>LAPse_T</b>	K m <sup>-1</sup>	2000–2010	-0,0065	-0,0065	-0,006 a -0,008	(Weidemann, et al., 2018)
		2011–2023	-0,0067	-0,0064		
<b>roughness_ice</b>	mm	2000–2010	5,0	4,3	1,0–5,0	(Mölg, et al., 2012) y refs. allí citadas
		2011–2023	4,6	4,7		
<b>center_snow_tf</b>	°C	2000–2010	0,95	0,96	0,5–1,5	(Mölg & Scherer, 2012)
		2011–2023	1,07	0,92		
<b>spread_snow_tf</b>	[-]	2000–2010	1,25	1,08	0,8–1,5	(Temme, et al., 2023)
		2011–2023	1,08	1,12		

*Fuente: Elaboración propia.*

**Anexo A8.** Curvas altitudinales del balance de energía superficial (SEB) en GPN y GY (1990–2023).

Este anexo presenta el comportamiento del SEB medio interanual en función de la altitud para ambos glaciares, bajo escenarios SL (ideal) y SC (real). Estas curvas permiten evaluar el gradiente energético vertical y su relación con la distribución de área glaciar. En el GPN, se observa un incremento notable de SEB en las cotas bajas ( $\approx 4400\text{--}4500\text{ m}$ ), con un salto en dicho rango que podría estar vinculado a una baja densidad de celdas representativas y a efectos orográficos (sombra topográfica). Aun así, el patrón general confirma que la energía disponible es mayor en cotas bajas y decrece hacia las áreas superiores. En el GY, el perfil es más suave y continuo, cubriendo un rango altitudinal más amplio ( $\approx 4000\text{--}4800\text{ m}$ ). Esto refleja una distribución de área glaciar más homogénea y una respuesta energética vertical coherente con el gradiente radiativo y la exposición solar. En ambos glaciares, el escenario SC muestra valores de SEB más elevados en todo el perfil, lo que confirma el rol del oscurecimiento superficial.



*Fig. A8 (a).* Curva altitudinal del SEB medio interanual (1990–2023) para el GPN en escenario SL (ideal). La línea azul indica el promedio por banda de 75 m y las barras horizontales representan la distribución de área relativa en cada altitud.

*Fuente: Elaboración propia.*

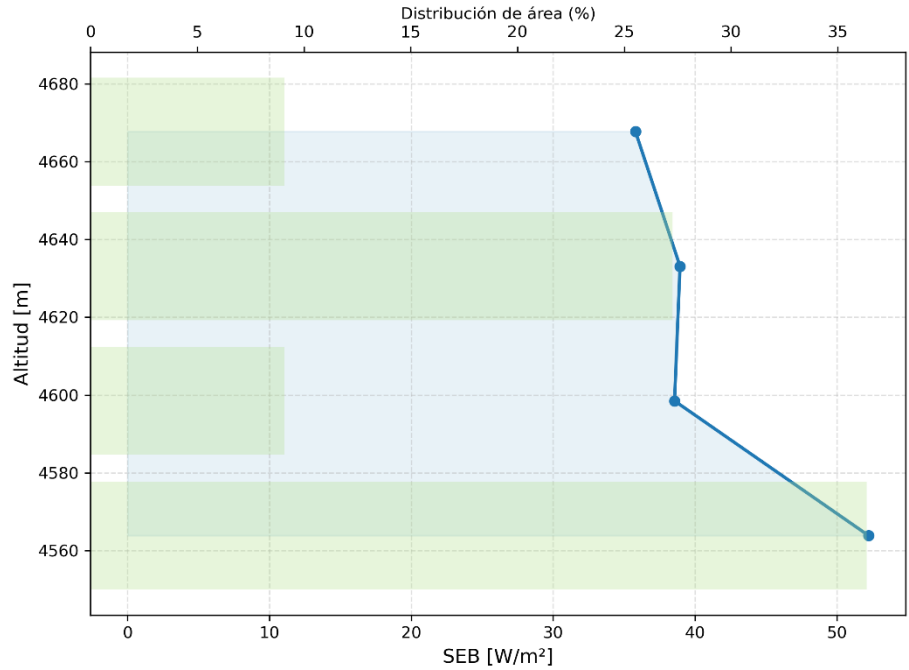


Fig. A8 (b). Curva altitudinal del SEB medio interanual (1990–2023) para el GPN en escenario SC (real), mostrando mayor energía en las cotas bajas y un salto asociado a una baja representación de área entre 4400–4500 m.

Fuente: Elaboración propia.

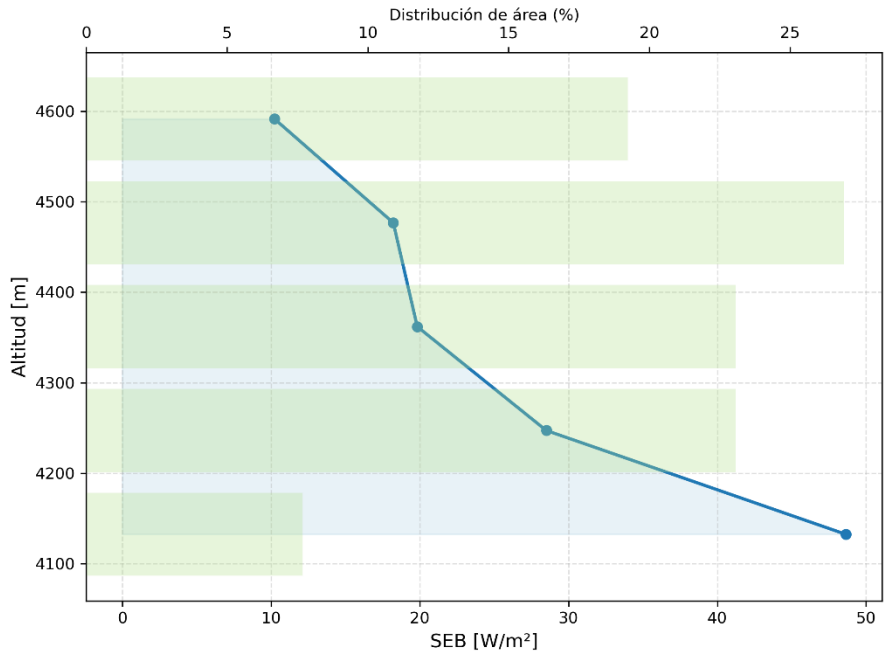


Fig. A8 (c). Curva altitudinal del SEB medio interanual (1990–2023) para el GY en escenario SL (ideal), evidenciando un perfil continuo y decreciente hacia las cotas superiores.

Fuente: Elaboración propia.

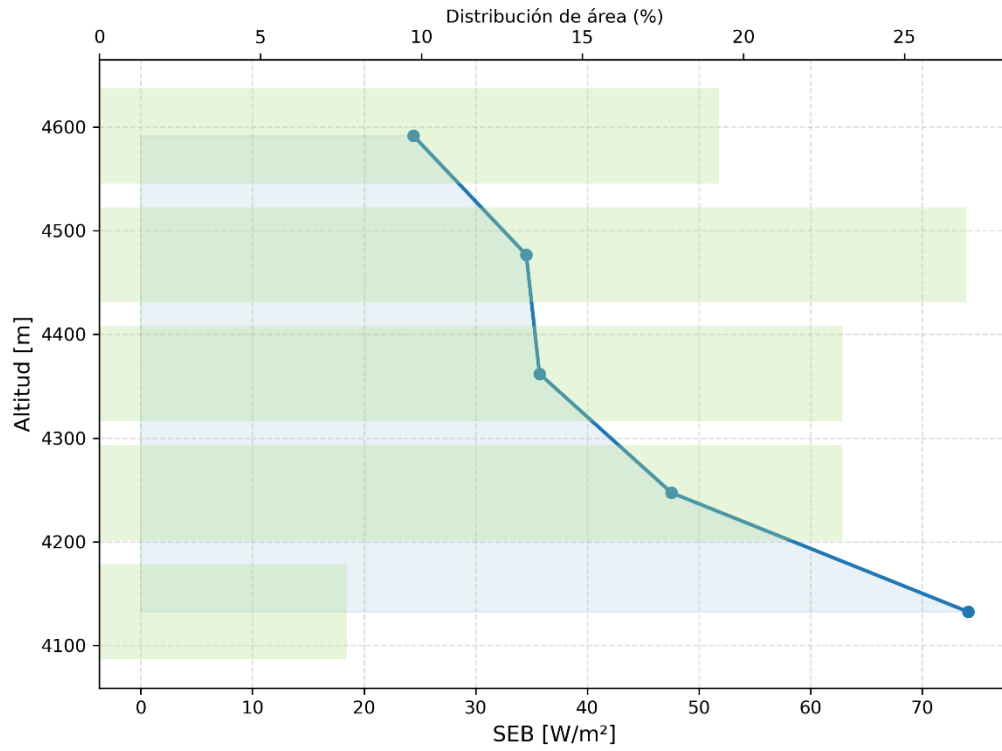


Fig. A8 (d). Curva altitudinal del SEB medio interanual (1990–2023) para el GY en escenario SC (real), con valores más elevados en todo el gradiente altitudinal respecto al escenario SL.

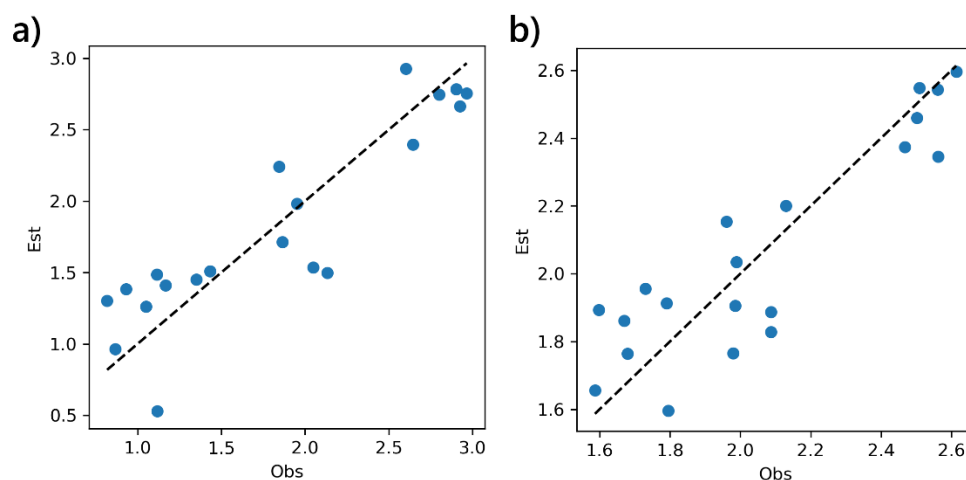
Fuente: Elaboración propia.

**Anexo A9.** Diagnóstico y validación estadística de los modelos multivariantes en GPN y GY (1990–2021)

Este anexo presenta los gráficos de validación estadística y diagnóstico para los modelos de regresión multivariable ajustados en los glaciares Paloma Norte y Yeso en el periodo 1990–2021. Se incluyen los gráficos de predicción vs. observado, QQ-plots de residuos y distribución de residuos para ambos glaciares. Estos insumos complementan la verificación cuantitativa (Tablas 22–23) y permiten una evaluación visual de los supuestos de normalidad, homocedasticidad e independencia de los residuos.

En ambos glaciares, los diagramas predicción vs. observado muestran una adecuada capacidad explicativa global del modelo, con un ajuste notablemente mayor en GPN. Los QQ-plots confirman que la distribución de residuos se aproxima a la normalidad, sin asimetrías graves ni colas pesadas. Las gráficas de residuos respecto a los valores estimados no evidencian patrones estructurados ni heterocedasticidad, reforzando la validez de los modelos.

Se destaca que, aunque algunos años (ej. 2017) aparecen como observaciones influyentes, su exclusión no mejora sustancialmente los diagnósticos globales y su retención es coherente con la variabilidad interanual real del sistema glaciar.



*Fig. A9 (a). Relación entre valores observados y estimados por el modelo multivariable para (a) GPN y (b) GY. La línea discontinua representa el ajuste 1:1.*

*Fuente: Elaboración propia.*

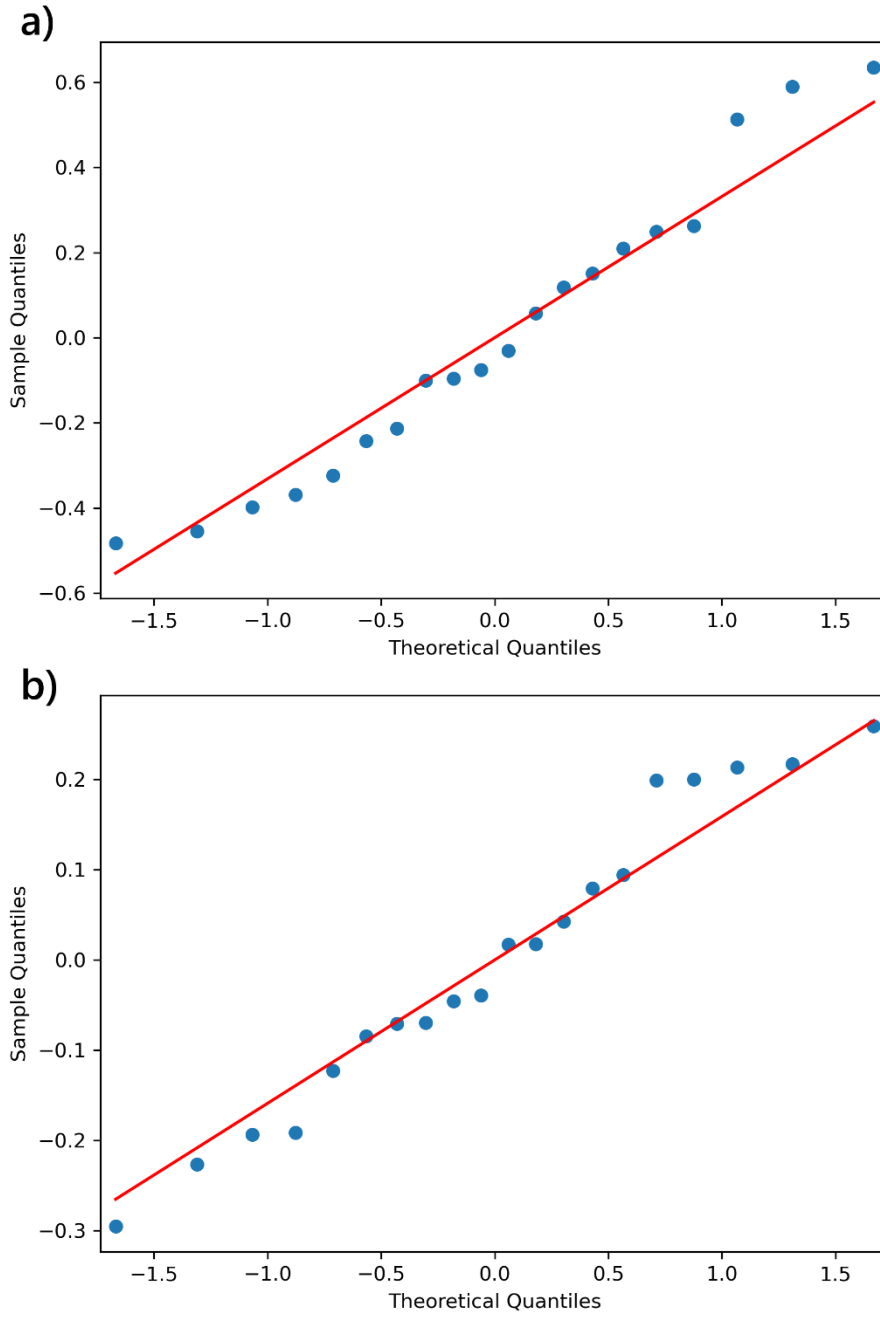


Fig. A9 (b). Gráficos cuantiles-cuantiles (QQ-plot) para los residuos de los modelos multivariantes de (a) GPN y (b) GY. La línea roja indica la referencia de normalidad.

Fuente: Elaboración propia.

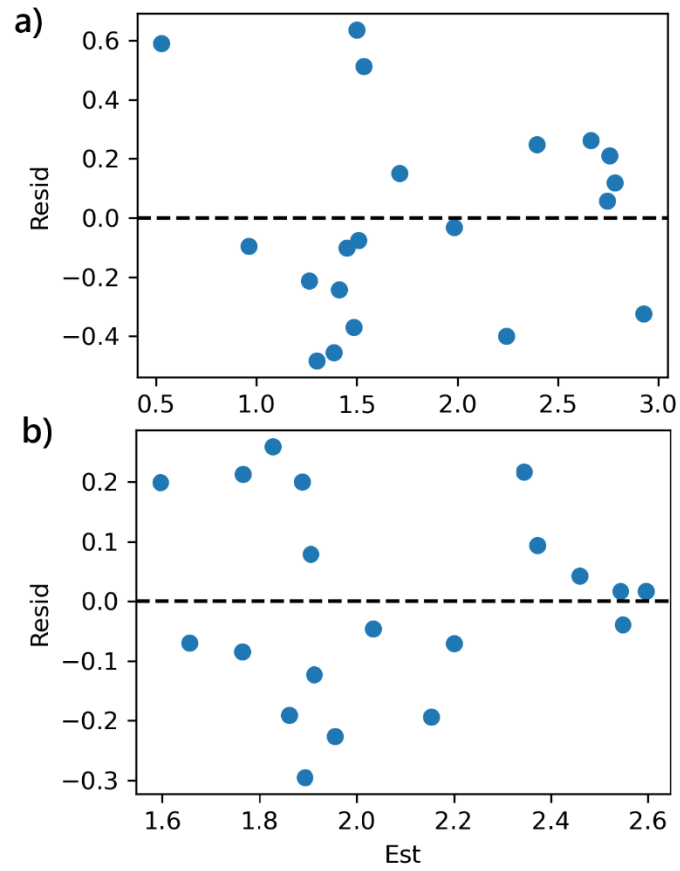


Fig. A9 (c). Distribución de residuos frente a los valores estimados para los modelos multivariantes de (a) GPN y (b) GY. La línea discontinua marca el valor residual cero.

Fuente: Elaboración propia.