

Tesis de Grado en Geofísica

APLICACIÓN DE LA ALTIMETRÍA LÁSER A  
ESTUDIOS GLACIOLÓGICOS E HIDRODINÁMICOS  
EN LA PATAGONIA AUSTRAL

**Federico Suad Corbetta**

Director: Andreas Jorg Richter

Firma y aclaración del Director:

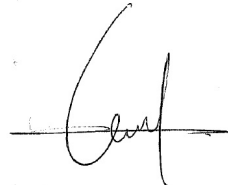


**Andreas Richter**

Firma y aclaración de uno de los Jurados:



**Luciano P. O. Mendoza**



**Dr. Daniel Del Cogliano**



Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Universidad Nacional de La Plata

2023

# Resumen

En la presente tesis se desarrolla el procesamiento, interpretación e implementación de las observaciones de altimetría láser, principalmente las provenientes de la misión ICESat-2, sobre distintas componentes de la hidrósfera en la Patagonia austral. Se muestra la capacidad de estas observaciones para producir resultados de relevancia científica en el monitoreo de componentes del ciclo del agua sobre la zona de estudio, permitiendo predecir y modelar la evolución de los distintos cuerpos de agua, característica esencial para la toma de decisiones geopolíticas. Se demuestra la posibilidad de generar productos independientes que muestran concordancia con los fenómenos observados por otras técnicas, así como productos compuestos provenientes de la combinación de técnicas que logran mejorar las capacidades de ambas técnicas por separado. Se realizan estimaciones de la precisión de las observaciones, así como métodos para su utilización a futuro.

Se presentan resultados de tasas de cambio del nivel de hielo obtenidos sobre los Campos de Hielo Patagónicos, utilizando observaciones de ICESat y ICESat-2, y comparándolas con las tasas obtenidas por InSAR; de la superficie promedio del agua y altura de referencia de los mareógrafos sobre los grandes lagos patagónicos, combinando observaciones de ICESat-2 y mareógrafos; y de caracterización del comportamiento hidrodinámico dentro y fuera de la Bahía San Julián, obtenidos con ICESat-2, comparándolo con los comportamientos predichos por los modelos de mareas FES2014b y EOT20. Se desarrollan, además, recomendaciones para la aplicación práctica de estos resultados en campañas de relevamiento en la región.

Los resultados descriptos demuestran las variadas aplicaciones de las observaciones de altimetría láser en general y ICESat-2 en particular, motivando a futuras implementaciones de esta técnica en el país y en otras regiones similares.

# Agradecimientos

*A mi mamá, mi papá y mi hermana, que me sostuvieron en los momentos más difíciles.*

*A mi novia que me acompaña y me inspira todos los días.*

*A mis amigos de la facu y de la vida, no hubiera llegado sin ustedes.*

*Y a las decenas de personas que comparten su conocimiento, la ciencia la construimos  
entre todos.*

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Objetos de estudio</b>	<b>3</b>
2.1. La región bajo estudio: Patagonia austral	3
2.2. Campos de Hielo Patagónicos	5
2.3. Lagos patagónicos	7
2.4. Aguas Costeras	11
<b>3. Datos y métodos</b>	<b>14</b>
3.1. Principios de la altimetría satelital	14
3.2. Altimetría láser: ICESat y ICESat-2	17
3.3. Acceso a los datos	23
3.4. Métodos del análisis de datos altimétricos	26
<b>4. Resultados</b>	<b>33</b>
4.1. Implementación de una base de datos y cadena de procesamiento	33
4.2. Campos de Hielo Patagónicos	35
4.2.1. Disponibilidad de datos	35
4.2.2. Análisis de cruces	40
4.2.3. Comparación con otras técnicas	47
4.3. Grandes lagos patagónicos	50
4.3.1. Disponibilidad de datos	50
4.3.2. Perfiles de altura del nivel de agua	53
4.3.3. Interpretación	56
4.4. Bahías y fiordos	62
4.4.1. Disponibilidad de datos	62
4.4.2. Perfiles de altura de nivel de agua	64
4.4.3. Interpretación	67

<b>5. Conclusiones</b>	<b>72</b>
<b>A. Ajustes de los lagos patagónicos</b>	<b>74</b>
A.1. Mareógrafos argentinos . . . . .	74
A.1.1. Lago San Martín . . . . .	74
A.1.2. Lago Argentino . . . . .	77
A.1.3. Brazo Rico (Lago Argentino) . . . . .	80
A.1.4. Lago Pueyrredón . . . . .	83
A.1.5. Lago Buenos Aires . . . . .	86
A.2. Mareógrafos chilenos . . . . .	89
A.2.1. Lago San Martín . . . . .	89
A.2.2. Lago Buenos Aires . . . . .	92

# Índice de figuras

2.1. Imagen satelital de la región de estudio	4
2.2. Imagen satelital del campo de hielo norte	6
2.3. Imagen satelital del campo de hielo sur	6
2.4. Lago Argentino (se distingue el Brazo Rico al sur, de color más claro)	9
2.5. Lago Pueyrredón/Cochrane	9
2.6. Lago Buenos Aires	9
2.7. Lago Viedma	9
2.8. Lago San Martín/O'Higgins	10
2.9. Imagen satelital de la Bahía San Julián	12
2.10. Mapa de la Bahía San Julián (Falabella)	13
3.1. Componentes de la altimetría satelital (Rayney, CNES)	15
3.2. Huella y reflexión del pulso electromagnético (Rayney, CNES)	16
3.3. Distribución de los rayos de ATLAS en superficie (NASA, b)	20
3.4. Posiciones en las que impactarían los pulsos de ICESat-2 (verde) y los de ICESat (rojo) (NASA, a)	21
3.5. Distribución de trazas de ICESat (rojo) y ICESat-2 (verde). Dirección Norte hacia la izquierda de la imagen (NASA).	22
3.6. Desvío de las trazas de referencia a lo largo de dos años (NASA, b)	22
3.7. Productos disponibles para ICESat-2 (NSIDC)	24
3.8. Estructura del archivo ATL06	25
4.1. Estructura del procesamiento de los datos	34
4.2. Filtrado de datos sintéticos sobre polígonos cerrados de los Campos de Hielo Patagónicos	36
4.3. Observaciones obtenidas por ICESat-2 (ATL06)	37
4.4. Observaciones obtenidas por ICESat (GLAH06)	37
4.5. Autocovarianza (normalizada) de un perfil promedio de ATL06	39

4.6. Cruces entre perfiles de ICESat-2 . . . . .	41
4.7. Altura de los puntos de cruce de ICESat-2 . . . . .	42
4.8. Diferencia temporal entre observaciones en puntos de cruce de ICESat-2 . . . . .	42
4.9. Diferencia de altura entre cruces para base temporal corta . . . . .	43
4.10. Diferencia de altura para distintas bases temporales . . . . .	44
4.11. Intervalo (en días) para cruces entre ICESat y ICESat-2 . . . . .	45
4.12. Cruces entre perfiles de ICESat y ICESat-2 . . . . .	46
4.13. Variación de altura para cruces entre ICESat y ICESat-2 . . . . .	47
4.14. Tasas de cambio obtenidas por InSAR y ICESat . . . . .	48
4.15. Comparación de tasas de cambio obtenidas por InSAR y ICESat . . . . .	49
4.16. Observaciones obtenidas por ICESat-2 (ATL13) . . . . .	51
4.17. Distribución temporal de perfiles sobre el lago Viedma . . . . .	52
4.18. Altura para distintos perfiles sobre el lago Viedma . . . . .	53
4.19. Altura filtrada para perfiles sobre el lago Viedma . . . . .	54
4.20. Autocovarianza de un perfil modelo sobre el Lago Viedma, con ajuste exponencial . . . . .	55
4.21. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Viedma . . . . .	57
4.22. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Viedma . . . . .	58
4.23. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Viedma . . . . .	59
4.24. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Viedma . . . . .	60
4.25. Observaciones sobre la bahía San Julián y zona costera . . . . .	63
4.26. Distribución temporal de observaciones - Bahía San Julián y mar . . . . .	64
4.27. Observaciones según distancia a la Bahía San Julián . . . . .	65
4.28. Perfil abarcando la Bahía San Julián y el mar . . . . .	66
4.29. Observaciones a lo largo de un perfil - Bahía San Julián . . . . .	66
4.30. Observaciones a lo largo de un perfil - Bahía San Julián . . . . .	67
4.31. Comparación con modelo FES2014b . . . . .	70
4.32. Comparación con modelo EOT20 . . . . .	70
A.1. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago San Martín . . . . .	74
A.2. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago San Martín . . . . .	75
A.3. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago San Martín . . . . .	75
A.4. Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago San Martín . . . . .	76
A.5. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Argentino . . . . .	77
A.6. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Argentino . . . . .	78

A.7. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Argentino . . . . .	78
A.8. Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Argentino	79
A.9. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Brazo Rico . . . . .	80
A.10. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Brazo Rico . . . . .	81
A.11. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el Brazo Rico . . . . .	81
A.12. Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Brazo Rico . . .	82
A.13. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Pueyrredón . . . . .	83
A.14. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Pueyrredón . .	84
A.15. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Pueyrredón . . . . .	84
A.16. Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Pueyrredón	85
A.17. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Buenos Aires . . . .	86
A.18. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Buenos Aires .	87
A.19. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Buenos Aires . . . . .	87
A.20. Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Buenos	
Aires . . . . .	88
A.21. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago San Martín . . . . .	89
A.22. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago San Martín . . .	90
A.23. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago San Martín . . . . .	90
A.24. Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago San Martín	91
A.25. Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Buenos Aires . . . .	92
A.26. Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Buenos Aires .	93
A.27. Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Buenos Aires . . . . .	93
A.28. Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Buenos	
Aires . . . . .	94



# Índice de tablas

2.1. Tasas de variación de la masa de hielo, estimadas para los Campos de Hielo Patagónicos (tanto ambos en conjunto como por separado) por diversos autores, actualizada de Richter et al. (2019).	7
4.1. Valor medio de la coordenada perpendicular para cada láser, en km.	38
4.2. Cantidad de perfiles y épocas de observación para los lagos patagónicos	52
4.3. Altura elipsoidal (WGS84) para los mareógrafos de lagos patagónicos	61
4.4. Parámetros estadísticos de los pseudo-observables (ICESat-2 menos modelo).	69

# Capítulo 1

## Introducción

El agua, componente fundamental para la vida en la Tierra, se encuentra en nuestro planeta en los tres estados (sólido, líquido y gaseoso) y como parte principal de una gran variedad de sistemas: océanos, mares, ríos, lagos, acuíferos, hielos y glaciares, y la nieve. Además, estos sistemas no son cerrados, sino que el *ciclo del agua* produce intercambio entre los mismos, motivo por el cual todo cuerpo de agua puede impactar directa o indirectamente sobre todos los demás. Características fundamentales de estos sistemas, como la disponibilidad de agua dulce en superficie, las reservas de agua subterráneas y glaciales, y el aumento del nivel del mar son factores determinantes sobre la proyección a largo plazo de la vida humana sobre la Tierra. Por esta razón, su estudio es de interés tanto geofísico como social.

Para determinar las condiciones de un sistema terrestre es necesario realizar mediciones. Una posibilidad son las mediciones in situ de parámetros geofísicos. Sin embargo, estas requieren la presencia de un instrumento y observador en el momento y lugar preciso de la medición, lo cual puede ser inconveniente en algunos casos, y prácticamente imposible en otros. Las mediciones satelitales evitan estos problemas, permitiendo la observación a distancia con una cobertura areal y temporal extendida sin necesidad de una campaña de medición.

Una forma de medición a distancia es la altimetría satelital, que consiste en la determinación de perfiles de la altura elipsoidal de la superficie terrestre a lo largo de la proyección nadir de la órbita del satélite. Desde los años 1990 los datos provistos por los altímetros radar a bordo de los satélites ERS-1/2 y TOPEX-Poseidon y sus misiones sucesoras alcanzan precisiones que permiten cartografiar la topografía de los océanos y de los casquetes polares de hielo, así como monitorear variaciones temporales de la altura de estas superficies. Una limitación de los altímetros radar consiste en la extensa área ilu-

---

minada (huella o footprint) con un diámetro de alrededor de 5 km (Chelton et al., 2001), sobre la cual se ve promediada una medición de altura. Otra limitación de los altímetros radar para la medición de superficies de hielo consiste en la penetración de la señal en la capas superficiales de nieve a profundidades que varían en espacio y tiempo. La puesta en órbita de la misión ICESat en 2003 (Schutz et al., 2005) representa un avance tecnológico importante en el desarrollo de la altimetría satelital. Esta misión empleó, por primera vez, un altímetro láser. La implementación de altímetros láser redujo las huellas en superficie al orden de decenas de metros, permitiendo la utilización de datos de altimetría satelital en regiones previamente imposibles, como zonas montañosas o de costas. Sumado a esto, las observaciones de la misión más actual (ICESat-2) alcanzan una precisión centimétrica (Brunt et al., 2020), más que suficiente para una variedad de aplicaciones geodésicas y geofísicas. Debido a lo reciente de las innovaciones mencionadas, aún falta explorar en gran medida las aplicaciones de ICESat-2 en nuestro país.

En este trabajo se desarrollaron programas, códigos y herramientas para la descarga, procesamiento y estudio de los datos de ICESat y ICESat-2, misiones de altimetría satelital láser operadas por la NASA. En base a estos datos, se analizó el potencial de las observaciones de altimetría láser para la determinación de alturas y el monitoreo de variaciones de altura de distintas componentes del ciclo del agua. Para esto se seleccionó como zona de estudio la Patagonia Argentino-Chilena, en coincidencia con otros integrantes del grupo de trabajo en temas afines. En particular, observaciones de la altura de los glaciares sobre los Campos de Hielo Patagónicos, de la superficie de los lagos patagónicos, y de la altura del mar para estructuras costeras confinadas fueron los objetos de estudio.

En el **Capítulo 2** se introducen los objetos de estudio puntuales del trabajo, junto con los motivos específicos para la consideración de los mismos. En el **Capítulo 3** se desarrolla el principio de funcionamiento de la altimetría satelital, junto con los métodos utilizados para el procesamiento y análisis de los datos. En el **Capítulo 4** se presentan los resultados obtenidos mediante la aplicación de los diversos métodos, y los logros al combinarlos con resultados de otras técnicas.

# Capítulo 2

## Objetos de estudio

### 2.1. La región bajo estudio: Patagonia austral

La Patagonia es una región geográfica, histórica y cultural ubicada en el extremo sur del Cono Sur de América. Políticamente comprende territorios del extremo sur de Argentina (partido bonaerense de Patagones, extremo sur de La Pampa, provincias de Neuquén, Río Negro, Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego) y de Chile (provincia de Palena y regiones de Aysén y de Magallanes).

La Patagonia presenta una serie de características que motivan a su estudio, particularmente mediante la altimetría satelital.

- La región es de gran interés debido a sus recursos naturales. En la misma hay presencia de carbón, metales preciosos, petróleo y gas, ya en proceso de explotación o exploración. Sumado a esto, el agua dulce tiene una importante presencia y papel protagónico, no solo debido a sus reservas, sino su aprovechamiento para la generación de energía hidroeléctrica.
- La Patagonia en su conjunto tiene la densidad demográfica más baja de Argentina. Esto lleva a que la presencia de asentamientos con personal capaz de realizar observaciones in-situ sea poco probable.
- Asociado a la densidad poblacional, la región presenta escasa infraestructura en general, tanto de asentamientos como de transporte; y, particularmente, una baja distribución de estaciones o redes de observación y monitoreo.
- Las condiciones naturales de la Patagonia dificultan el trabajo de campo. Las bajas temperaturas y grandes nevadas y heladas complican no solo el arribo a las zonas

de observación, sino también la ubicación y mantenimiento de instrumentos. Estos efectos son acentuados por el fuerte relieve y las grandes elevaciones de la zona.

En particular, se seleccionó como zona de interés a la región de la Patagonia perteneciente a la provincia de Santa Cruz y la región de Chile adyacente, ilustrada en la figura [2.1](#).

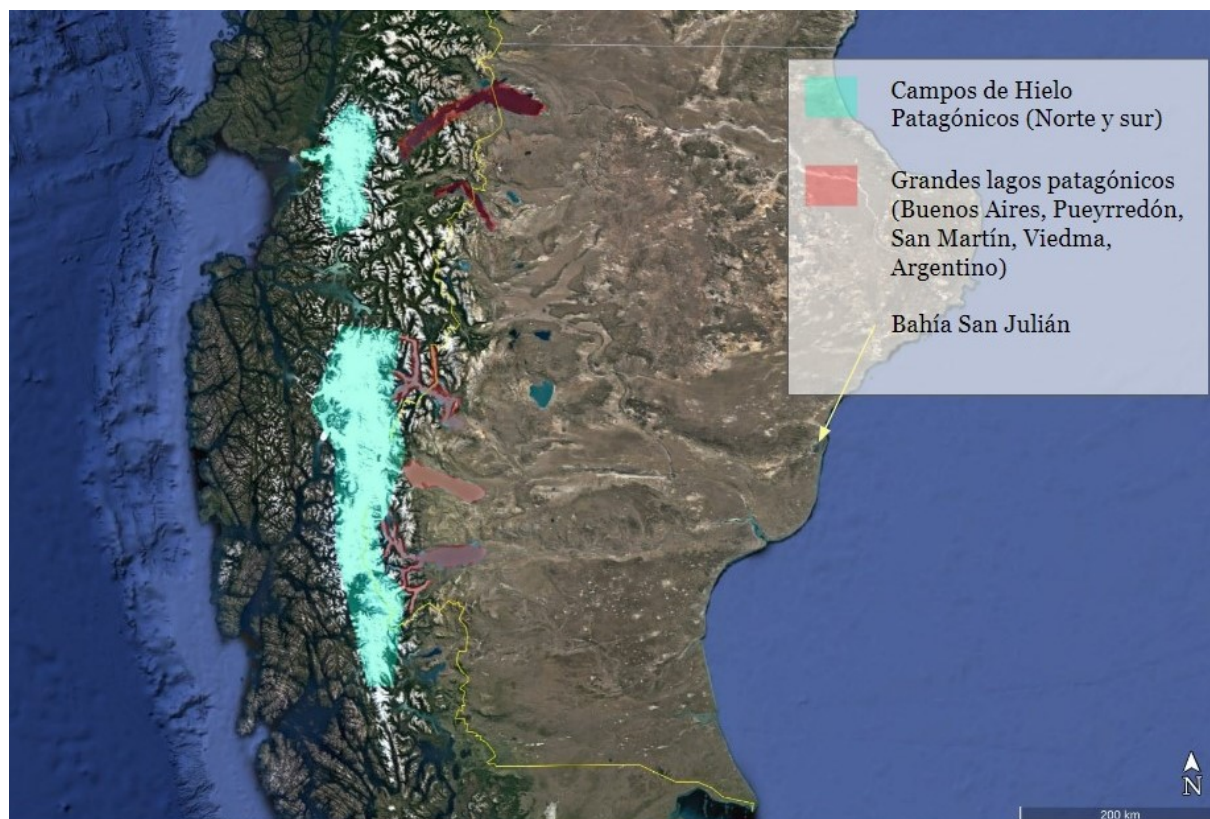


Figura 2.1: Imagen satelital de la región de estudio

Esta región está afectada por variaciones de masa de los Campos de Hielo Patagónicos, así como la respuesta de la tierra sólida y del sistema hídrico a estas variaciones. En la actualidad, se está desarrollando un proyecto de investigación que busca contribuir al entendimiento del ajuste glacio-isostático en esta región: el proyecto “Determinación gravimétrica de la respuesta de la tierra sólida a cambios de masa de hielo en la Patagonia austral” o **GravPatagonia** (Gebauer et al., 2023). Este proyecto, que el grupo de trabajo de la FCAG lleva adelante en cooperación con investigadores de la Technische Universität Dresden (Alemania), del Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (Alemania), del Observatorio Geodésico Argentino-Alemán (AGGO), del Instituto Geográfico Nacional y de la Estación Astronómica Río Grande, tiene como objetivo la determinación de tasas de cambio de gravedad local como observable independiente de la deformación superficial y

del transporte de masa en el interior terrestre producto de las señales de carga glacial en el pasado y presente. Con este fin se realizaron dos campañas de observación (2020, 2022) durante las cuales se determinaron, utilizando un gravímetro Micro-g FG5-227, valores absolutos de gravedad en una red de ocho puntos de medición distribuidos en la Provincia de Santa Cruz. La interpretación de los cambios de gravedad observados con respecto a procesos de la tierra sólida requiere la previa corrección precisa de los efectos de variaciones de masa de agua y hielo en la cercanía de los puntos gravimétricos. Luego, la necesidad de información cuantitativa acerca de variaciones de niveles de agua y del espesor de hielo motiva la selección de objetos de estudio sobre la misma región, con el fin de evaluar el potencial de la altimetría satelital láser como técnica alternativa o complementaria para proporcionar tales correcciones.

## 2.2. Campos de Hielo Patagónicos

Campos de hielo o capa de hielo es el nombre que reciben diversas masas de hielos continentales. Los campos de hielo son extensas áreas mesetas rocosas cubiertas por un manto de hielo, cuyos márgenes forman glaciares y ventisqueros, que desembocan, a través de canales y fiordos, a algún lago o al mar. Son de menor dimensión que los casquetes polares del Ártico y la Antártida, pero mayores que un glaciar. Los campos de hielos se ubican principalmente en las zonas polares y patagónicas y cubren diversos accidentes geográficos, como lagos o enormes cordones montañosos. Los Campos de Hielo Patagónicos se separan en el **campo de hielo norte** y el **campo de hielo sur**.

El **campo de hielo norte** es un campo de hielo que tiene una extensión de aproximadamente  $4200 \text{ km}^2$ , y se encuentra íntegramente dentro de la región de Aysén (Chile). Tiene una dimensión aproximada de 120 km de largo en sentido norte-sur y de 50 a 70 km de ancho (dependiendo de la latitud) en sentido este-oeste.

El **campo de hielo patagónico sur** es una gran extensión de hielos continentales (la mayor acumulación de hielo extrapolar del hemisferio sur), de aproximadamente  $16\,800 \text{ km}^2$ , situada en los Andes patagónicos, en la frontera entre Argentina y Chile. Se extiende de norte a sur a lo largo de 350 km, desde los  $48^{\circ}20' \text{ S}$  hasta los  $51^{\circ}30' \text{ S}$ .

Los Campos de Hielo Patagónicos se identifican como un importante punto de interés geopolítico en la zona austral, de acuerdo a lo expresado anteriormente. Ubicados en la Patagonia, su posición garantiza una cantidad de agua en estado sólido, contenida en glaciares que caen por las laderas, generando una reserva muy relevante a nivel sudamericano y mundial. La región, sometida a constantes dificultades, se configura como un

punto geopolítico muy complejo, con la conservación de sus hielos siendo vulnerable a variados factores. El primero de ellos es que está sometido a constantes pérdidas o deshielos, provocados por procesos naturales pero intensificados por efecto del cambio climático, que han disminuido sus niveles y cuyo resultado es incierto (Manzano Iturra, 2015). La determinación de las condiciones de los campos de hielo y sus variaciones en el tiempo resulta, entonces, crucial para la toma de decisiones de carácter geopolítico y de proyección poblacional.



Figura 2.2: Imagen satelital del campo de hielo norte



Figura 2.3: Imagen satelital del campo de hielo sur

En las figuras 2.2 y 2.3 se muestran en detalle los Campos de Hielo Patagónicos. Se observa que son regiones de difícil acceso y sin asentamientos cercanos, con un relieve muy variable y gran extensión areal. Además, es usual la presencia de nubes y tormentas, que dificultan la observación satelital. El estudio de los mismos resulta, entonces, particularmente desafiante.

Aplicando distintas técnicas de teledetección satelital, varios autores determinaron tasas de cambio de masa de los Campos de Hielo Patagónicos. Todos estos trabajos coinciden en una pérdida de masa de hielo significativa durante las últimas dos décadas. Sin embargo, las distintas técnicas arrojan resultados que difieren entre sí con un factor cercano a 2, como se muestra en la tabla 2.1. Sumar una nueva técnica independiente es, por lo tanto, importante para explicar estas diferencias entre los resultados publicados y reducir la incertidumbre en la proyección de la masa glacial y de recursos hídricos en la

zona de estudio en el futuro cercano.

Autor	Técnica	CHP	Tasa (Gt/a)
Farías, Braun et al.	TanDEM-X	Sur	-13,1
		Norte	-5
Abdel Jaber et al. (2019)	TanDEM-X	Sur	-13,4
		Norte	-3,8
Dussailant et al. (2019)	ASTER	Total	-18,3
Richter et al. (2019)	GRACE	Sur	-15
		Norte	-9,4
Braun et al. (2019)	TanDEM-X	Sur	-12,6
		Norte	-4,8
Foresta et al. (2018)	Cryosat	Total	-21,3
Malz et al. (2018)	TanDEM-X, SRTM	Sur	$-11,8 \pm 3,3$
Jaber (2016)	TanDEM-X, SRTM	Sur	$-13,1 \pm 0,4$
		Norte	$-3,9 \pm 0,1$
Dussailant et al. (2018)	SPOT5, SRTM ASTER	Norte	$-4,1 \pm 0,4$
			$-4,2 \pm 0,3$
Willis et al. (2012)	ASTER, SRTM	Sur	$-20 \pm 1,2$
		Norte	$-4,4 \pm 0,3$
Reager et al. (2016)	GRACE	Total	$-33,1 \pm 12,1$
Schrama et al. (2014)	GRACE	Total	$-22,1 \pm 7$
Chen et al. (2007)	GRACE	Total	$-25,1 \pm 9,9$

Tabla 2.1: Tasas de variación de la masa de hielo, estimadas para los Campos de Hielo Patagónicos (tanto ambos en conjunto como por separado) por diversos autores, actualizada de Richter et al. (2019).

## 2.3. Lagos patagónicos

Un lago es un cuerpo de agua que se encuentra separado del mar. Un lago glaciar, en particular, se origina en la actividad de los glaciares. Se forman cuando un glaciar erosiona la tierra, y luego se derrite, llenando la depresión creada. Se ubicaron como objetos de estudio un conjunto de lagos patagónicos de origen glaciar:



- El **Lago Argentino** es el más austral de los grandes lagos patagónicos de la Argentina continental, por detrás del fueguino lago Fagnano en la parte insular. El Lago Argentino se encuentra ubicado en el sector sudoeste de la provincia de Santa Cruz. Se encuentra a una altitud de 187 msnm y tiene una superficie de 1329,64 km<sup>2</sup>, haciéndolo el lago más grande de los ubicados enteramente en territorio nacional. Tiene una profundidad media de 150 m, alcanzando en algunos puntos los 500 m, y su volumen total asciende a 219900 millones de m<sup>3</sup>.
- El lago Argentino, espejo de agua en el que desciende el glaciar Perito Moreno, tiene varios brazos. El **Brazo Rico** está detrás de la Península de Magallanes y desemboca en el lago Argentino por medio del Canal de los Témpanos. Cuando el glaciar avanza tanto que llega a tocar la costa de la Península se forma un dique que impide el desagüe del Brazo Rico en el lago. Por esta razón, el Brazo Rico se consideró un objeto de estudio diferenciado del Lago Argentino.
- El lago **Pueyrredón/Cochrane** se ubica en la Patagonia y es compartido por Argentina y Chile. Tiene una superficie total de 320 km<sup>2</sup>, de los cuales, 175 km<sup>2</sup> están en la chilena comuna de Cochrane, y los restantes 145 km<sup>2</sup> pertenecen a la provincia argentina de Santa Cruz.
- El lago **Buenos Aires**, General Carrera o Chelenko es un lago localizado en la Patagonia y compartido por Chile y Argentina. Este lago tiene una superficie de 1803 km<sup>2</sup>, de los cuales alrededor de 950 km<sup>2</sup> están en Chile, y los restantes 880 km<sup>2</sup> pertenecen a la provincia argentina de Santa Cruz, que lo convierten en el mayor lago de la Patagonia y el cuarto más grande de América del Sur, tras el lago de Maracaibo, en Venezuela, el lago Titicaca, compartido por Bolivia y Perú, y el lago Poopó, en Bolivia.
- El lago **Viedma** se encuentra ubicado en el sector Sudoeste de la provincia de Santa Cruz, al pie de la Cordillera de los Andes a una cota de 250 m sobre el nivel del mar; es el más largo de los lagos argentinos formados por abrasión glaciar. La extensión de su espejo de agua es de 1200 km<sup>2</sup>, y se ubica enteramente sobre territorio argentino.
- El lago **San Martín/O'Higgins** se ubica en la Patagonia y es compartido por Chile y Argentina. Se sitúa a 255 m de altitud en los Andes Patagónicos y tiene una superficie de 1034 km<sup>2</sup>, de los cuales 554 km<sup>2</sup> están en Chile y los restantes 460 km<sup>2</sup> pertenecen a la provincia argentina de Santa Cruz. El lago, con más de 8 brazos, es

uno de los más irregulares y de mayor tamaño de la Patagonia. Una investigación realizada en 2003 por expertos del Centro de Estudios Científicos de Chile (CECs) reveló que el lago tiene una profundidad máxima de 836 metros, en el brazo del Glaciar O'Higgins, que lo convierten en el más profundo de América y el quinto en el mundo.



Figura 2.4: Lago Argentino (se distingue el Brazo Rico al sur, de color más claro)



Figura 2.5: Lago Pueyrredón/Cochrane



Figura 2.6: Lago Buenos Aires



Figura 2.7: Lago Viedma



Figura 2.8: Lago San Martín/O'Higgins

Al igual que los Campos de hielo patagónicos, los Lagos patagónicos representan una importante reserva de agua dulce, factor que los vuelve de interés geopolítico y con una prioridad en aumento. Las condiciones de los mismos repercuten directamente sobre la población asentada en las cercanías de los lagos, las cuales aprovechan el recurso hídrico para diversas actividades.

Por otro lado, varios de los puntos gravimétricos del proyecto GravPatagonia se encuentran cerca de las orillas de los lagos Argentino y Viedma. Trabajos previos muestran que estos lagos sufren variaciones temporales de su nivel sobre rangos que pueden exceder 2 m (Richter et al., 2015). Estas variaciones están dominadas por un ciclo anual de volumen de agua, superpuesto por variaciones espacio-temporales generadas por seiches y otros procesos hidrodinámicos. La infraestructura existente de monitoreo hidrológico (Sistema Nacional de Información Hídrica, Dirección General de Aguas) cuenta con al menos un mareógrafo en cada uno de los lagos mencionados que proporcionan, por lo general, registros con resolución diaria. Esta resolución temporal no es suficiente para cuantificar procesos hidrodinámicos y, por lo tanto, separar transportes de agua de variaciones de volumen dentro de los lagos. Además, estos registros mareográficos están afectados por valores defectuosos (Richter et al., 2015) y dan los niveles referidos a un cero arbitrario. Datos de altimetría satelital radar, por lo general, no aportan información utilizable debido a la extensión de su huella. Por esta razón, en el marco del proyecto GravPata-

gonia se emplearon técnicas alternativas, basadas en Sistema global de navegación por satélite (GNSS), para monitorear el nivel de los lagos cercanos durante las observaciones gravimétricas con el fin de determinar correcciones por los efectos de variaciones de masa de agua. Tanto observaciones con una boya GNSS (Del Cogliano et al., 2007) como reflectometría interferométrica GNSS (Larson et al., 2017) proporcionan las alturas de nivel relativo a una referencia global, pero no permiten una continuidad ni temporal ni espacial del monitoreo. Observaciones en el Lago Fagnano (Tierra del Fuego, Del Cogliano et al., 2007) demostraron una variación significativa de la altura elipsoidal de la superficie del nivel medio sobre el lago. Estos resultados sugieren que la combinación de observaciones de nivel tomadas en distintos tiempos y puntos en un lago con el fin de determinar variaciones de volumen y masa de agua requiere una referencia común que tome en cuenta la topografía del nivel medio de cada lago. Se analizará la capacidad de los datos de altimetría láser de determinar modelos de altura elipsoidal de la superficie del nivel medio de los lagos bajo estudio.

## 2.4. Aguas Costeras

Los cuerpos de aguas costeras en general, en formaciones como bahías, fiordos y estrechos, son cuerpos de agua de difícil estudio, debido a que su limitada interacción con el mar abierto produce un comportamiento hidrodinámico diferenciado, usualmente asociado a mareas de gran amplitud (las mareas de mayor amplitud del mundo se ubican en bahías). Si bien la altimetría satelital radar se convirtió en la fuente de información principal acerca de variaciones del nivel del mar y océanos, su aplicación es seriamente limitada en la cercanía (<10 km) de la costa (Chelton et al., 2001). Por otro lado, la franja costera es de particular interés debido a la intensa actividad humana (navegación, pesca, urbanización). Aquí se evaluará el potencial de la altimetría láser para compensar este hueco en el monitoreo de variaciones de nivel de agua en las bahías y fiordos de la Patagonia austral, ejemplificado para la Bahía San Julián.

La bahía San Julián está ubicada frente a Puerto San Julián o San Julián, una ciudad argentina de la provincia de Santa Cruz, en el departamento Magallanes. El área comprende una entrada de mar profunda entre Cabo Curioso y Punta Desengaño y abarca una superficie total de 115 km<sup>2</sup>, actualmente dedicada principalmente al turismo y la conservación de fauna autóctona.



Figura 2.9: Imagen satelital de la Bahía San Julián

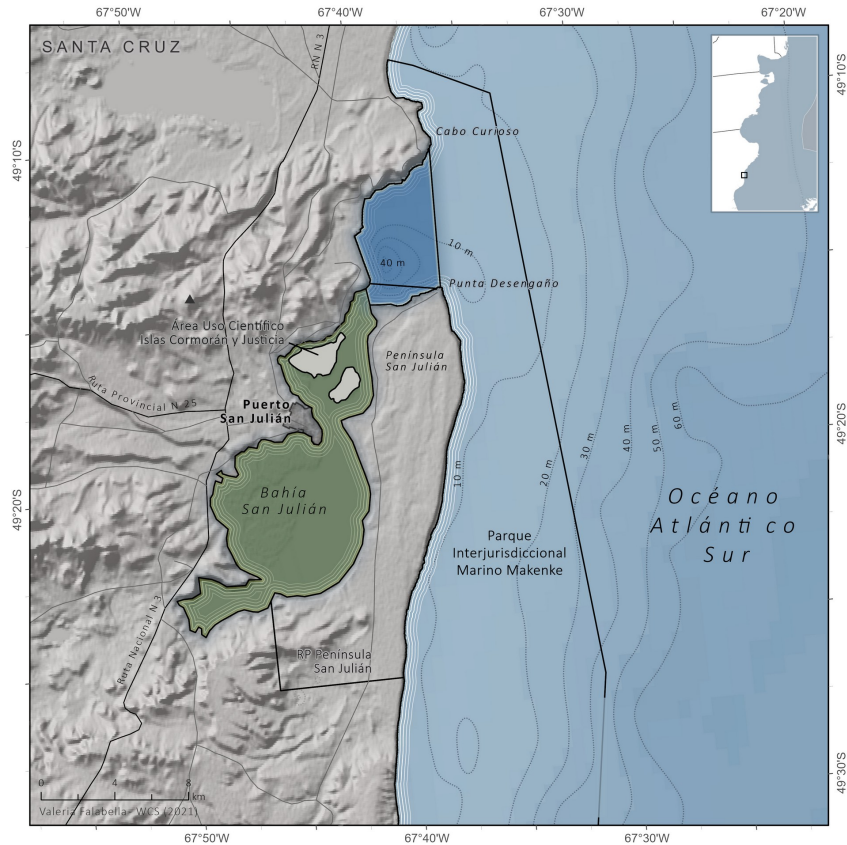


Figura 2.10: Mapa de la Bahía San Julián (Falabella)

En la figura 2.9 se puede observar una característica mencionada de la bahía: durante la marea baja, gran parte de la región queda sin agua. Esto, como es de esperar, dificulta la medición de la altura del nivel del agua, ya que muchas observaciones serán realizadas sobre el lecho de la bahía.

Se eligió este objeto de estudio por la relevancia que las mareas y variaciones de nivel de agua en esta bahía tiene para las observaciones de gravedad absoluta que el grupo de trabajo lleva a cabo en la ciudad Puerto San Julián en el marco del proyecto GravPatagonia. Además, el estudio de la Bahía San Julián es de interés para determinar si la altimetría satelital es capaz de obtener resultados de buena calidad en una zona de semejante dificultad, asumiendo que estos podrían ser replicados en otras bahías alrededor del mundo. Bahías con una gran amplitud de mareas son un recurso natural con un enorme potencial para la producción de energía mareomotriz, por lo que su estudio preciso y a distancia es de interés no solo científico sino económico. Y, por otro lado, el estudio del nivel del agua registrado sobre la bahía permitirá la comparación con modelos de mareas oceánicas, pudiendo analizar el nivel de coincidencia con estas y determinar si las observaciones indican una preferencia hacia uno u otro modelo.

# Capítulo 3

## Datos y métodos

### 3.1. Principios de la altimetría satelital

El concepto básico de la altimetría satelital es “engañosamente simple” (Chelton et al., 2001). El objetivo principal del método es medir la distancia desde el satélite a la superficie de la Tierra. Para realizar esto, dicho satélite está equipado con un **altímetro**, instrumento que se encarga de realizar dichas mediciones mediante **pulsos electromagnéticos**. El altímetro del satélite transmite pulsos electromagnéticos muy cortos en dirección nadir, hacia la superficie de la Tierra, en la cual una porción de la radiación incidente es reflejada nuevamente. El mismo altímetro capta estas reflexiones, midiendo el tiempo  $t$  transcurrido entre la emisión del pulso y la recepción de la reflexión. Este tiempo corresponde al *tiempo de ida y vuelta* de la onda electromagnética, el cual tiene una relación directa con la distancia recorrida: dada la velocidad de las ondas electromagnéticas  $c$ , la distancia del satélite a la superficie (la mitad de la distancia total recorrida por el pulso electromagnético) podría aproximarse por  $\hat{R} = c \cdot t/2$ . Es claro que  $\hat{R}$ , aunque ilustrativo de la forma de determinación de distancias mediante altimetría satelital, será una aproximación de la distancia buscada y no el valor preciso. La distancia precisa  $R$  es de determinación mucho más compleja, incluyendo un conjunto de correcciones para diversos efectos atmosféricos, de la superficie de la Tierra, de características del satélite y la forma de onda del pulso electromagnético, entre otras.

$$R = \hat{R} + \sum_j \Delta R_j \quad (3.1)$$

Es claro que, para el aprovechamiento de los datos de altimetría satelital, no resulta práctico el valor de distancia de la superficie al satélite. Por esto, el producto final de la

altimetría satelital consiste en la determinación de la altura de la superficie de la Tierra sobre un dado elipsoide de referencia. Para esto se utiliza la distancia calculada del satélite a la superficie, junto con las coordenadas precisas de dicho satélite sobre el elipsoide de referencia, obtenidas mediante técnicas de referenciación como GNSS y Sistema Doppler de Posicionamiento y determinación de Órbita Integrado en Satélite (DORIS). En la figura 3.1 se ilustran las partes interactuantes en este proceso.

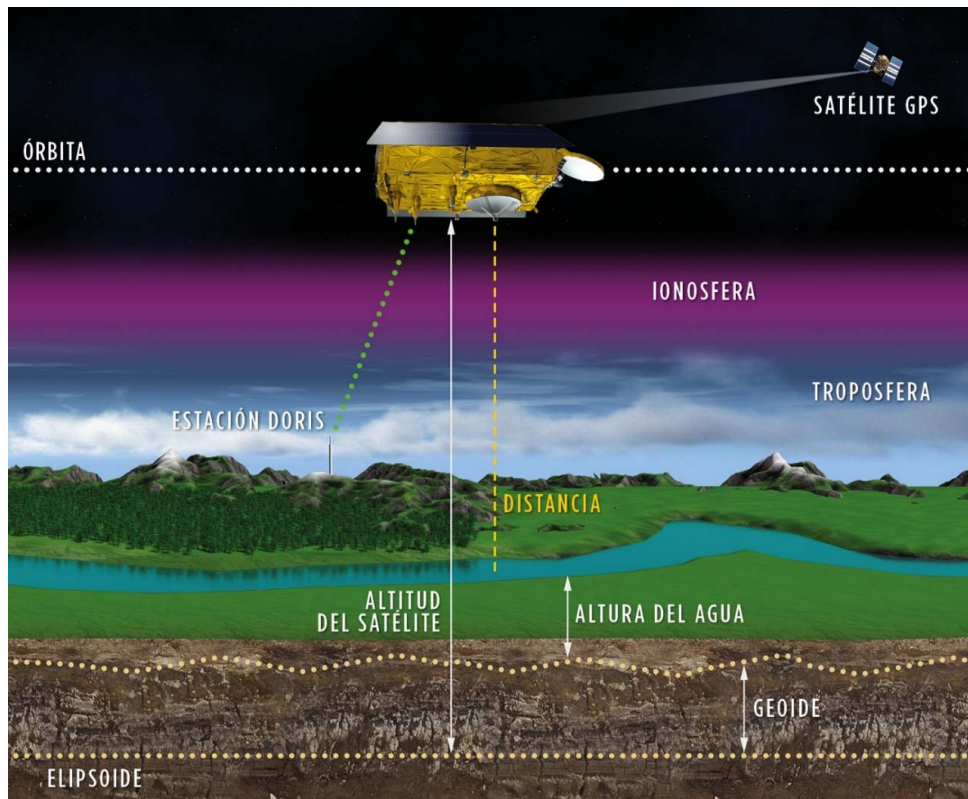


Figura 3.1: Componentes de la altimetría satelital (Rayney, CNES)

La onda reflejada en la superficie terrestre, además de proveer información de la distancia (mediante el tiempo de viaje), permite conocer otras características de la superficie, como el albedo o reflectividad de la misma, la rugosidad del terreno y el nivel de oleaje. Esto se identifica en las propiedades de la onda reflejada, como la amplitud de su pico o qué tan ancha es. En la figura 3.2 se ilustra la forma de la onda recibida, junto con el área para la cual dicha medición es representativa. Es claro que, a mayor **huella** o footprint (area sobre la superficie terrestre en la cual se refleja el pulso electromagnético), la reflexión tendrá información de un área mayor, pero se perderá precisión en la determinación de la distancia exacta al centro de la huella.



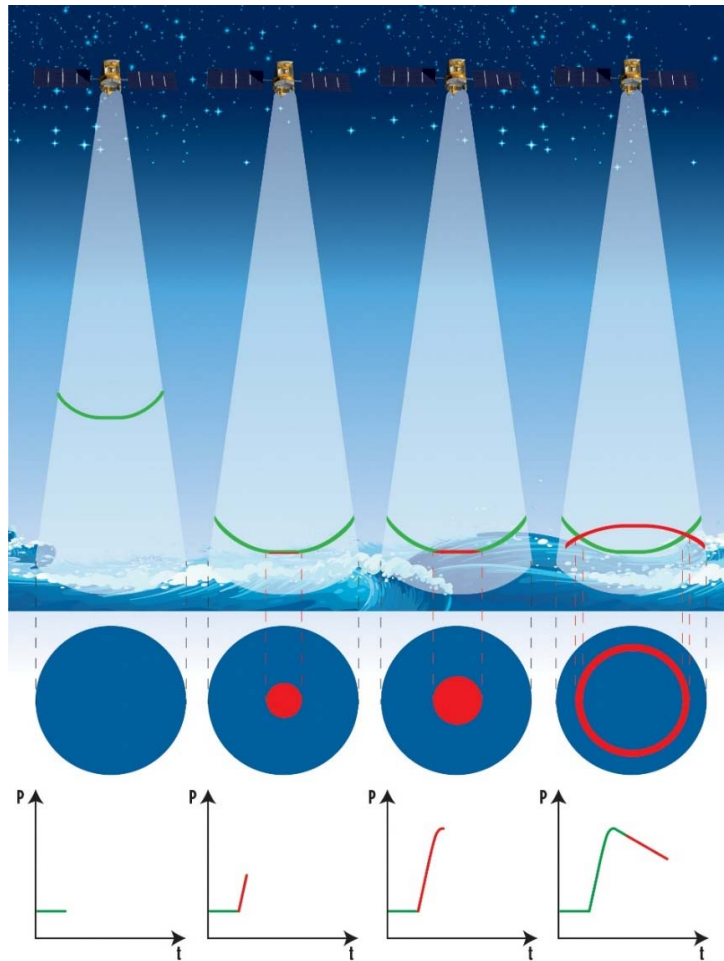


Figura 3.2: Huella y reflexión del pulso electromagnético (Rayney, CNES)

La huella o footprint de un satélite de altimetría depende de las propiedades de su altímetro, y puede tener variaciones significativas debido a las distintas formas de construcción. Un factor muy determinante en las características de la misma es el tipo de onda electromagnética que se utilice. Las primeras misiones de altimetría satelital, puestas en órbita a fines de 1970 y principios de 1980, establecieron el uso de ondas de *radar* en los altímetros, debido principalmente a que estas longitudes de onda permitían la observación con independencia de las condiciones meteorológicas, ya que son capaces de atravesar las nubes. Sin embargo, estas longitudes de onda vienen atadas a una amplitud de la huella del orden de varios kilómetros, característica que limita las posibles aplicaciones de los altímetros de radar a superficies con variaciones muy suaves para distancias kilométricas. Por esta razón, los altímetros de radar resultaron útiles principalmente para la determinación del nivel del mar, con el agregado de que las dimensiones de la huella filtraban naturalmente el efecto del oleaje.

Por otro lado, y para complementar esta limitación propia de los altímetros de radar,

a principios de siglo comenzaron a implementarse altímetros utilizando pulsos *láser* en el espectro visible (Yong et al., 2022). Estas longitudes de onda, como se observa con la luz solar, son muy sensibles a la presencia de partículas en la atmósfera, como las partículas de agua que componen las nubes, y por ende no permiten la observación en días nublados o con atmósferas alteradas. Pero, como ventaja, los altímetros láser tienen una huella en superficie con amplitud del orden de las decenas de metros, permitiendo una observación mucho más precisa con la posibilidad de utilizarse para determinar alturas en regiones con topografía variable.

La forma de medición de los altímetros láser puede ser de dos tipos: una clásica y mucho más asemejable a la de los altímetros radar, donde se envían pulsos de alta energía a una frecuencia del orden de las decenas por segundo, y una basada en el principio de *conteo de fotones*, donde se envían pulsos o **shots** mucho más frecuentes (20 kHz) y de mucha menor energía, donde las reflexiones son tan débiles que se recurre al conteo de fotones individuales, de los cuales se realizan análisis estadísticos para determinar las propiedades de la superficie de reflexión. Esto lleva a la necesidad de definir un número de fotones recibidos estadísticamente significativo (del orden de la centena) con el cual se puede determinar la altura de la superficie. Debido a las diferencias en reflectividad de las distintas superficies, la cantidad de pulsos enviados necesaria para recibir, por ejemplo, 100 fotones reflejados, será variable, y con esta la distancia entre observaciones. Resulta importante notar que, en este contexto, **observación** hace referencia a **una determinación de altura** realizada por el satélite y asignada a un punto sobre la superficie terrestre en una época particular.

## 3.2. Altimetría láser: ICESat y ICESat-2

Como se mencionó previamente, la altimetría láser representa un avance tecnológico reciente en el campo de la geodesia. La primera implementación de altímetros láser en misiones satelitales tuvo lugar en el año 1996, y no se utilizó para la observación del planeta Tierra, sino que fue parte de la misión Mars Global Surveyor de la NASA, dedicada al mapeo de la superficie de Marte.

Fue la NASA quien, en el año 2003, llevó a cabo la primera misión dedicada al estudio de la superficie terrestre mediante altimetría satelital láser: **ICESat** (Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite). Como lo indica su nombre, el objetivo de la misión era el estudio de la superficie de los hielos, las nubes y la topografía terrestre en general. El desarrollo de esta misión fue motivado por las limitaciones de las misiones de altimetría radar ya realizadas,

las cuales proveían información poco confiable de la altura de superficies de hielo. Las alturas de hielo presentan variaciones significativas en la distancia correspondiente a la huella de un altímetro radar (del orden de varios kilómetros), característica reducida a las decenas de metros en altímetros láser.

El satélite ICESat orbitaba la Tierra a una altura de 600 km sobre la superficie, resultando en un período orbital de 101 minutos, y pasando casi por encima de los polos. Este tipo de órbitas, denominadas polares y terrestres bajas (LEO), aprovechan la rotación de la Tierra para estudiar distintas regiones de la superficie en cada período. Otra ventaja fundamental de las órbitas bajas es la disponibilidad de posicionamiento GNSS, el cual se utilizó para referenciar los puntos observados por ICESat al elipsoide WGS84.

Al orbitar enviando pulsos hacia la superficie terrestre, el satélite describe una **traza** mediante la intersección del plano orbital con la superficie de la Tierra. Estas trazas, debido al diseño de la misión, se repiten de manera periódica, definiendo un **perfil** o conjunto de observaciones realizadas a lo largo de una iteración sobre una traza.

En un principio, la misión recababa información sobre la misma traza en superficie cada 8 días, resultando en unas 230 trazas individuales, identificadas por su respectiva **traza de referencia** (RGT). El satélite contaba con una capacidad de repetición de traza estimada mejor a 100 m, pero con la posibilidad de desviar el láser hasta 50 km respecto a su traza de referencia para observar puntos de interés en perfiles por fuera de esta. A bordo del satélite se ubicó el altímetro **GLAS** (Geoscience Laser Altimeter System), de funcionamiento clásico con una frecuencia de disparo de pulsos de 40 Hz, cada uno de 5 nanosegundos de duración, produciendo una huella en superficie de 70 m y un espaciamiento entre observaciones (determinaciones de altura) de 170 m.

En su carácter experimental, ICESat presentó dificultades cuando uno de los tres láseres del altímetro GLAS, cada uno de los cuales se estimaba de una vida útil de 1 año para una duración total de la misión de 3 años, falló tras solo 36 días de operativo. Esto llevó a rediseñar la misión, modificando la órbita a una que repitiera la traza superficial cada 91 días, a fin de tener una mayor cobertura de la superficie terrestre, resultando en más de 1300 trazas individuales. Además, se modificó la duración de las campañas de toma de datos, de las planificadas tres por año, cada una durando 30 días, a unas 5 por año. El satélite se dio de baja en febrero de 2010, tras haber completado 15 campañas de observación.

La misión, aunque intermitente y accidentada, permitió probar la aplicabilidad de los datos de altimetría satelital al estudio de las variaciones del nivel de hielo, nubes y topografía. Además, se obtuvieron resultados de gran valor científico, sobre todo para el

estudio glaciológico, que posteriormente permitirían un análisis fructífero al combinarlos con observaciones de ICESat-2.

ICESat-2 se lanzó en septiembre de 2018, como continuación a la misión de ICESat. Por tanto, sus objetivos son muy similares: el registro de la topografía de las capas de hielo sobre la superficie terrestre, la vegetación global, así como las propiedades de nubes y atmósfera, con el fin de aportar al conocimiento del cambio climático en la Tierra. La misión tiene como objetivo una campaña de 5 años (próximos a ser cumplidos), con suficiente propulsión para 7 años de funcionamiento.

Al igual que el satélite de ICESat, ICESat-2 se encuentra en una órbita polar baja, a una altitud de 496 km sobre la superficie terrestre. Estas características permiten el registro de un total de 1387 trazas individuales sobre la superficie de la Tierra, separadas 29,6 km entre sí a la latitud del ecuador. La determinación precisa de sus coordenadas en órbita se realiza combinando técnicas GPS y Satellite Laser Ranging (SLR), permitiendo que todas sus mediciones se encuentren geolocalizadas respecto al elipsoide WGS84.

El altímetro a bordo de ICESat-2, denominado ATLAS (Advanced Topographic Laser Altimeter System), es de un funcionamiento significativamente más complejo que el de su predecesor (GLAS). ATLAS utiliza un único láser, el cual divide en seis rayos individuales. Estos rayos se ordenan en tres pares, cada par teniendo un rayo “fuerte” y un rayo “débil” que se ubican cercanos entre sí (90 m), mientras que la distancia entre un par y el siguiente es de 3,3 km. Los rayos de cada par, además, se encuentran desfasados 2,5 km en la dirección de la órbita del satélite. Esta división del láser permite abarcar una mayor superficie en cada pasaje del satélite, y la separación entre rayos de cada par permite estimar la pendiente transversal de la topografía a lo largo de la traza que se está midiendo, característica difícil de obtener mediante las observaciones de ICESat y que puede llevar a errores significativos en las mediciones. En la figura [3.3](#) se ilustra la distribución de estos rayos en superficie.

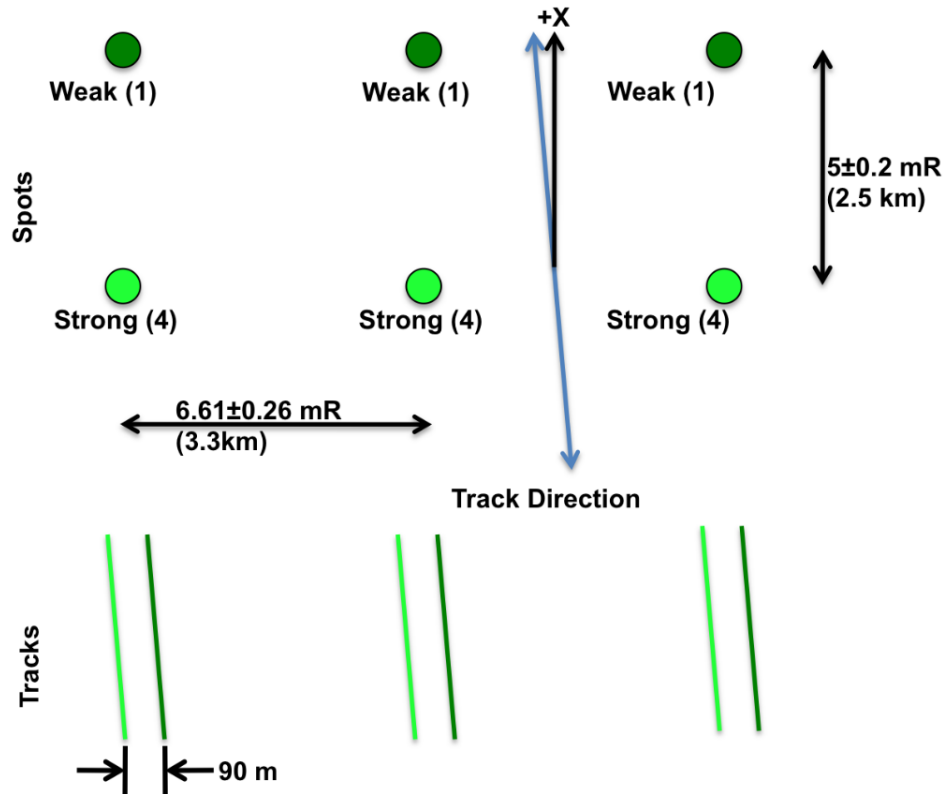


Figura 3.3: Distribución de los rayos de ATLAS en superficie (NASA, b)

Cada rayo producido por ATLAS tiene una huella de tan solo  $13 \text{ m}$ , lo cual permite observar regiones con topografía muy accidentada y no incurrir en errores de promediado sobre la superficie de una huella. Además, a diferencia del altímetro GLAS, ATLAS funciona mediante conteo de fotones, por lo que su frecuencia de disparo del láser es de  $10 \text{ kHz}$  ( $70 \text{ cm}$  sobre la superficie terrestre), mucho mayor que la de la misión previa. Esta característica permite obtener información mucho más detallada de la topografía a lo largo de la traza. En la figura 3.4 se ilustran las posiciones en las que impactarían pulsos de ICESat-2 en una órbita, comparado con los que habría realizado ICESat en la misma situación. Se observan sus diferencias en frecuencia de toma de datos, en tamaño de la huella en superficie y, lógicamente, en cantidad de rayos (solo se observan dos de los seis de ICESat-2).

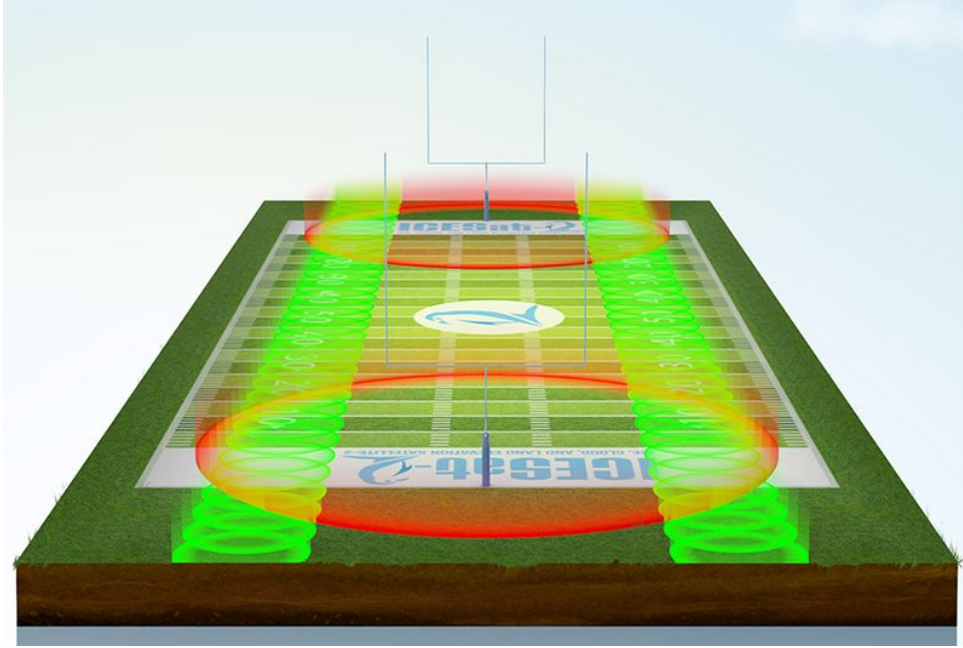


Figura 3.4: Posiciones en las que impactarían los pulsos de ICESat-2 (verde) y los de ICESat (rojo) (NASA, a)

Sin embargo, debido a la corta duración de cada pulso, el número promedio de fotones reflejados por pulso varía entre 0.5 y 12, dependiendo de la superficie y su reflectividad, así como las condiciones de la atmósfera. Como esta cantidad de fotones no es considerada suficiente para una determinación estadísticamente significativa de la altura de la superficie, las mediciones de altura obtenidas no están espaciadas 70 cm como los pulsos, sino que se construyen a partir de la distribución de fotones provenientes de distintos pulsos y se asignan a una ubicación promedio entre las impactadas por cada pulso que aportó a la medición. Esto tiene como resultado mediciones espaciadas entre 30 m y, en casos que se considere significativo recabar información sobre largas distancias, llegando al kilómetro.

A diferencia de ICESat, ICESat-2 no opera en campañas, sino que tiene un funcionamiento continuo (salvando interrupciones aisladas). Esto permite garantizar una repetición de una dada traza de referencia cada 91 días, lo que no sucedía con el satélite previo. Además, la separación del láser en 6 rayos permite cubrir una superficie mucho mayor en cada período, como se muestra en la figura 3.5

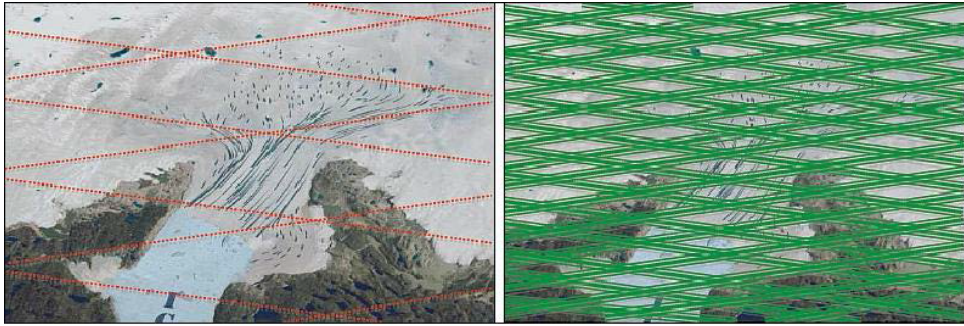


Figura 3.5: Distribución de trazas de ICESat (rojo) y ICESat-2 (verde). Dirección Norte hacia la izquierda de la imagen (NASA).

Sin embargo, aunque la repetición de trazas de referencia es precisa en la zona antártica, el desvío de las mismas entre una iteración y la siguiente permite una cobertura espacial aún mayor. Por esta razón, con la idea principal de lograr una mejor determinación de la cobertura de vegetación, cada traza de referencia es desviada un total de 7 veces a lo largo de 2 años, logrando una grilla equiespaciada cada 3,6 km, como se ilustra en la figura 3.6.

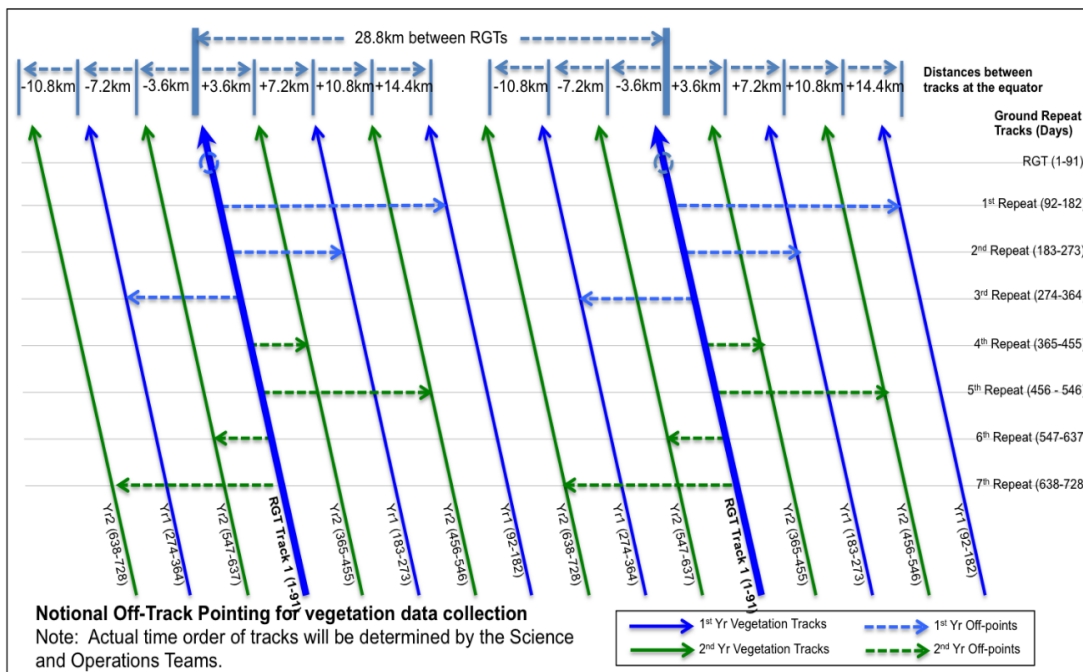


Figura 3.6: Desvío de las trazas de referencia a lo largo de dos años (NASA, b)

Con respecto a la capacidad de determinación de la altura, ICESat-2 tiene una muy alta precisión, del orden de 10 cm (Yong et al., 2022), habiéndose validado por otras técnicas que mostraron capacidad de resolución similares (Zhang et al., 2021).

Puede resultar llamativo que el nombre de la misión no menciona como objetos de estudio los mares y océanos. Esto se debe a que la frecuencia de medición de los altíme-

tros láser, sumado a su huella en superficie mucho menor, produce observaciones muy susceptibles al oleaje. A pesar de que es posible aprovechar dichas observaciones, mediante promediaciones y filtrados, la altimetría radar resulta superior en la mayoría de las situaciones en mares y océanos.

### 3.3. Acceso a los datos

Los datos de las misiones de ICESat y ICESat-2 son de acceso libre, tanto para científicos como el público general, a través del National Snow and Ice Data Center (NSIDC) o “Centro Nacional de Datos de Nieve y Hielo” de los Estados Unidos. El acceso a los mismos es mediante su sitio web, <https://nsidc.org/data>, donde se debe seleccionar específicamente el **producto** que se desee descargar.

El dato de salida de ICESat, en su forma más cruda, consiste en los tiempos de viaje registrados para cada fotón. Esta información es extremadamente poco práctica para manipular, y alrededor de dos órdenes de magnitud más grande para almacenar, ya que cada observación de altura utiliza los tiempos de viaje de alrededor de 100 fotones. Por estas razones, el NSIDC pone a disposición productos con distintos niveles de preprocesamiento, permitiendo seleccionar la estructura de datos que resulte más conveniente para la implementación deseada. Para el caso de ICESat-2, los productos **ATL01** y **ATL02** almacenan la información pura de telemetría. Con un nivel más de procesamiento, el producto **ATL03** almacena la información de tiempo de viaje de cada fotón, geolocalizada mediante una combinación de la determinación de la órbita del satélite y la inclinación de cada rayo al momento del disparo. De este producto se desprenden todos aquellos que almacenan mediciones de altura elipsoidal de la superficie, geolocalizadas. Para esto, se utiliza el tiempo de viaje de los fotones, a los que se les realiza un procesamiento estadístico para determinar el tiempo de viaje representativo de cada conjunto de aproximadamente 100 fotones. Este tiempo de viaje, proporcional a la distancia del satélite a la superficie, permite determinar la altura del punto de reflexión referida al elipsoide WGS84. Esto, sumado a la implementación de máscaras diferenciando continente, océano, glaciares y diversos cuerpos de agua, así como la determinación de la reflectividad de la superficie, permite construir productos como el **ATL06** (que almacena los valores de altura de los hielos continentales), el **ATL12** (de altura del océano) y el **ATL13** (de altura de los cuerpos de agua continentales, como lagos y ríos).

En la figura [3.7](#) se esquematizan los distintos productos disponibles en base al nivel de procesamiento, con su contenido.



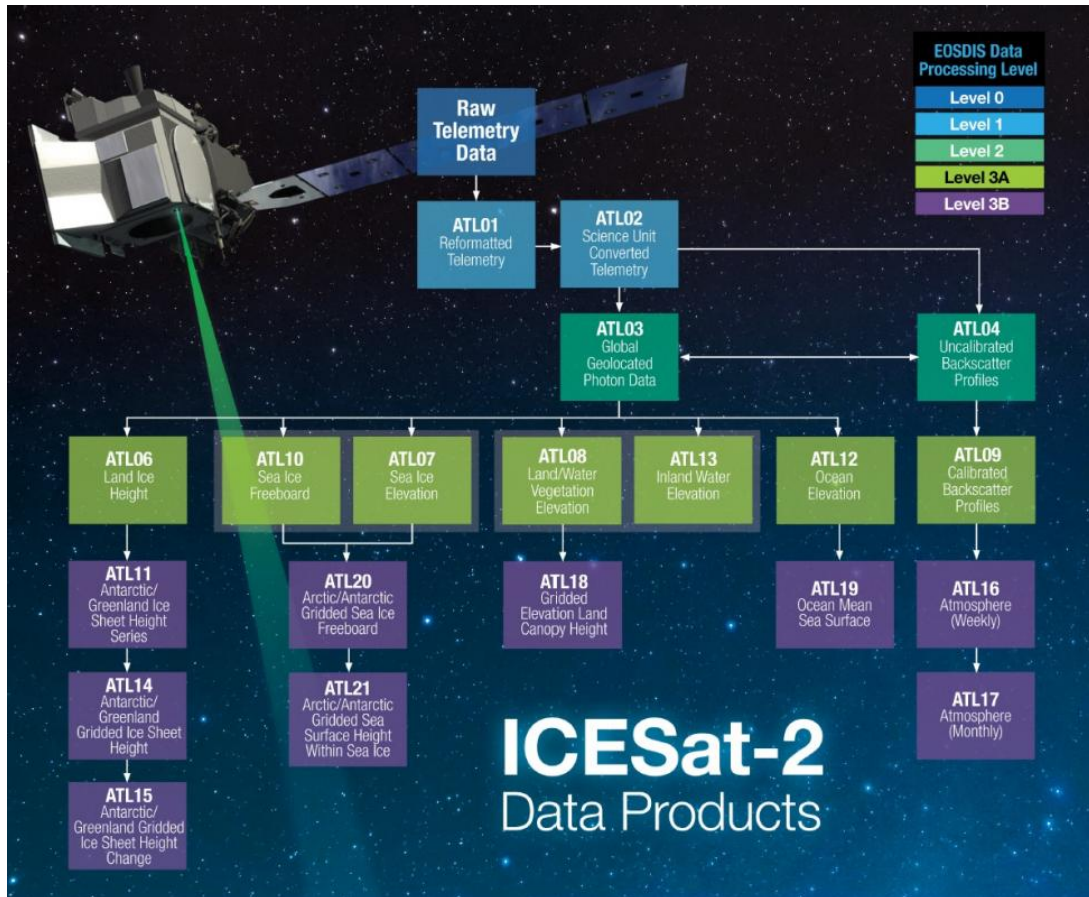


Figura 3.7: Productos disponibles para ICESat-2 (NSIDC)

De los productos disponibles de los datos de ICESat-2, se utilizaron los mencionados ATL06, ATL12 y ATL13. Las observaciones de ICESat pueden hallarse de forma similar, habiéndose utilizado para este trabajo el producto **GLAH06**, correspondiente a la altura del nivel de hielos continentales. La estructura de los archivos que almacenan la información correspondiente, aunque variable según el producto, presenta características en común. Los archivos se almacenan en formato HDF5 (Hierarchical Data Format, o formato jerárquico de datos) y, como indica su nombre, permite un almacenamiento jerarquizado de la información. Así, cada archivo cuenta con un número de grupos y subgrupos en los que se subdivide la información, y cada producto es publicado junto con un “diccionario de datos” que desarrolla cada aspecto de sus respectivos archivos, y permite ubicar la información de interés dentro de los mismos, funcionando como carpetas y subcarpetas. Como ejemplo, en la figura 3.8 se ilustran los distintos grupos dentro de un archivo correspondiente al producto ATL06.

```

scalar structure containing the fields:

METADATA =
  1x1 struct array containing the fields:
    AcquisitionInformation
    DataQuality
    DatasetIdentification
    Extent
    Lineage
    ProcessStep
    ProductSpecificationDocument
    QADatasetIdentification
    SeriesIdentification

ancillary_data =
  1x1 struct array containing the fields:
    atlas_sdp_gps_epoch
    control
    data_end_utc
    data_start_utc
    end_cycle
    end_delta_time
    end_geoseg
    end_gpssow
    end_gpsweek
    end_orbit
    end_region
    end_rgt
    granule_end_utc
    granule_start_utc
    land_ice
    qa_at_interval
    release
    start_cycle
    start_delta_time
    start_geoseg
    start_gpssow
    start_gpsweek
    start_orbit
    start_region
    start_rgt
    version

gt1l =
  1x1 struct array containing the fields:
    land_ice_segments
    residual_histogram
    segment_quality

gt1r =
  1x1 struct array containing the fields:
    land_ice_segments
    residual_histogram
    segment_quality

gt2l =
  1x1 struct array containing the fields:
    land_ice_segments
    residual_histogram
    segment_quality

gt2r =
  1x1 struct array containing the fields:
    land_ice_segments
    residual_histogram
    segment_quality

gt3l =
  1x1 struct array containing the fields:
    land_ice_segments
    residual_histogram
    segment_quality

gt3r =
  1x1 struct array containing the fields:
    land_ice_segments
    residual_histogram
    segment_quality

orbit_info =
  1x1 struct array containing the fields:
    crossing_time
    cycle_number
    lan
    orbit_number
    rgt
    sc_orient
    sc_orient_time

quality_assessment =
  1x1 struct array containing the fields:
    gt1l
    gt1r
    gt2l
    gt2r
    gt3l
    gt3r
    qa_granule_fail_reason
    qa_granule_pass_fail

```

Figura 3.8: Estructura del archivo ATL06

Se destacan los grupos *gt1l*, *gt1r*, *gt2l*, *gt2r*, *gt3l* y *gt3r*, que corresponden a la información obtenida por cada uno de los seis rayos de ICESat-2. Dentro de estos se almacenan los valores de altura medidos por cada rayo, junto con el tiempo de observación y su posición sobre la superficie. El grupo *ancillary\_data* contiene la información relacionada a los parámetros de la misión que afectan a la observación, tales como el tiempo de referencia de las observaciones y la diferencia entre este y el tiempo de referencia de GPS. El grupo *orbit\_info* contiene los parámetros correspondientes a la órbita del satélite, tales como la traza de referencia o RGT asociada. Parte del trabajo de procesamiento fue el análisis de cada una de las propiedades almacenadas en cada grupo y subgrupo para determinar la relevancia de las mismas a las aplicaciones deseadas.

Una vez seleccionado el producto de interés, se procede a la descarga de los mismos mediante el sitio web de NSIDC. En éste es posible descargar archivos individuales, con los datos correspondientes a una fecha y hora específica, lo cual no suele resultar muy útil a menos que se conozca precisamente la posición del satélite en ese momento. También es posible, del mismo sitio, obtener un código en el lenguaje Python que realice la descarga de forma automática, en el cual es posible precisar el rango de fechas de interés, así como la latitud y longitud mínima y máxima, logrando diferenciar los archivos que pueden contener información de interés de aquellos que se refieren a una fecha o región por fuera

del objeto de estudio. Sin embargo, esta descarga es muy lenta debido al gran volumen de cada archivo y la velocidad propia del servidor, y muchos de los archivos descargados no proveen ninguna observación sobre la región seleccionada.

## 3.4. Métodos del análisis de datos altimétricos

La forma más simple de analizar los datos altimétricos obtenidos es mediante el estudio de **perfiles individuales**. Los satélites, al orbitar, realizan observaciones altimétricas que se proyectan en perfiles sobre la superficie, y cada uno de estos puede ser identificado por separado, graficado y analizado. Para realizar esta separación entre perfiles, se utilizaron los siguientes parámetros:

- **Rayo o haz:** Los datos de ICESat-2 provienen de 6 haces distintos, identificados por un número (del 1 al 3) y una letra (r o l). Cada haz produce un perfil distinto sobre la superficie de la Tierra, por lo que estos se analizan por separado.
- **Traza de referencia (RGT):** El valor de la traza de referencia o RGT identifica la traza en superficie a la que está apuntando el altímetro. Se identifican con un número del 1 al 1387 y, aunque la repetición de la traza de referencia no es exacta debido al diseño de la misión, todas las trazas con el mismo RGT pertenecen a la misma región y tienen la misma dirección, haciéndolo útil como identificación.
- **Ciclo:** Como la repetición de la traza de referencia entre un pasaje y el siguiente no es exacta, el ciclo o iteración correspondiente al pasaje sobre la misma traza de referencia identifica perfiles en distintas ubicaciones.

Esta forma de estudiar la elevación de la superficie permite analizar observaciones independientes entre sí, del mismo modo que fueron adquiridas, obteniendo así la altura determinada en cada pasaje del satélite. Además, la distribución previamente mencionada de estos perfiles posibilita la observación del relieve general de la región observada.

El procesamiento posible para esta etapa de análisis consiste en el filtrado de los datos según los valores de los parámetros adquiridos, como la selección de puntos en base a límites de latitud y longitud, la implementación de indicadores o “flags” de calidad para descartar observaciones con posibles errores debidos a características como la cobertura nubosa, entre otros.

Las principales limitaciones de este método de análisis de los datos tienen que ver con la capacidad de determinación de alturas de buena calidad, representativas para una

región. En primera instancia, un evento meteorológico como una gran nevada, un fuerte soplo de nieve o la presencia de nubes muy bajas puede alterar los niveles de las mediciones significativamente, obteniendo valores de altura que pueden no ser representativos de la zona en general. Por otro lado, resulta muy difícil determinar la causa de una variación en la altura observada por dos perfiles cercanos, ya que un cambio en la posición de un perfil a otro puede implicar una variación topográfica entre las zonas observadas, mientras que una diferencia entre épocas puede incluir una evolución temporal de la topografía, con ambos factores observándose en simultáneo. Por último, no es posible determinar la pendiente topográfica en la dirección perpendicular al perfil, factor que condiciona en gran medida la calidad de las observaciones de altimetría satelital.

Un método para resolver los problemas previamente mencionados es el **análisis de cruces**. El análisis de cruces permite combinar las observaciones realizadas en dos épocas distintas sobre el mismo punto en la superficie, obteniendo múltiples determinaciones de la misma altura sin variaciones debidas a la topografía. Además, permite considerar la pendiente en dos direcciones aproximadamente perpendiculares (debido a las direcciones de los perfiles que se cruzan), mitigando el efecto de las mismas en la calidad de las observaciones. Este método abre la posibilidad de determinar cruces con diferencias temporales variadas.

La forma en que se implementó el análisis de cruces fue mediante el uso de una rutina dentro del paquete *pygmt*, un paquete de Python con la funcionalidad de **GMT** (Generic Mapping Tools, [Wessel et al. 2019](#)). GMT ofrece herramientas para elaborar registros de datos en 2 y 3 dimensiones, por ejemplo filtrar, segregar o representar diferentes proyecciones geográficas. Cuenta, además, con una amplia colección de registros de libre utilización, que contiene costas, ríos, fronteras nacionales y coordenadas de otros objetos geográficos. Otros datos (fotografías desde satélites, modelos digitales de terreno, etc.) pueden ser convertidos e importados al sistema.

La funcionalidad de *pygmt* utilizada para la implementación de análisis de cruces es *x2sys*. Esta rutina permite un análisis directo de los puntos de cruce entre perfiles, mediante la siguiente secuencia de trabajo:

1. Se separa la información en perfiles individuales, como se describió para el método de estudio de perfiles.
2. Se inicializan las funcionalidades de *x2sys* mediante la función *x2sys\_init*. De esta forma se indica a la rutina la estructura de los datos, tales como el formato en el que se encuentran, si las coordenadas son geográficas o cartesianas, qué unidades

utilizar para velocidad y distancia, la extensión del dominio de los datos, cómo reconocer huecos en el conjunto de datos (si hacerlo por diferencias de tiempo o de distancia), entre otros. Estos parámetros son, en su mayoría, determinados por los propios archivos provistos para las observaciones de ICESat y ICESat-2.

3. Se calculan los cruces entre perfiles mediante la función *x2sys\_cross*. Esta función es capaz de determinar los cruces entre dos perfiles distintas, o de un perfil consigo mismo. Para realizar esta determinación, se utiliza un algoritmo de intersección de líneas general, donde es posible seleccionar la distancia máxima entre observaciones para la cual se desea considerar que un perfil es continuo y, por ende, considerar las intersecciones con esa sección. La función provee información del tiempo, posición, distancia sobre el perfil, y velocidad con la que fue realizada la observación en ambos perfiles, así como la magnitud de la variable medida en cada perfil (en este caso, la altura) mediante interpolación a lo largo de cada perfil al punto de cruce. La interpolación puede ser de tipo lineal, cúbica o por splines (Wessel, 2009).

El método de análisis de cruces puede implementarse para un conjunto de perfiles, donde la función determinará los cruces para cada posible combinación entre dos perfiles distintos. Sin embargo, algunas de estas combinaciones entre perfiles no se consideraron de interés, tales como las de dos rayos diferentes registrados en el mismo momento (por el diseño del satélite, es sabido que estos serán paralelos) o, más en general, de dos perfiles con la misma traza de referencia o RGT. Por ende, para ahorrar tiempo y poder de cálculo, solo se buscaron cruces entre las combinaciones de perfiles consideradas de interés, aquellas que no repetían el RGT y obviando cruces calculados previamente (el cruce del perfil 10 con el 20 es equivalente al del perfil 20 con el 10, por lo que no es necesario calcularlo dos veces). Esto es posible realizarlo mediante parámetros internos de la función *x2sys\_cross*, pero, por simplicidad, se implementó seleccionando las combinaciones de interés mediante combinatorias, y analizando los cruces de cada una de estas combinaciones llamando a la función dentro de un bucle.

Como se introdujo previamente, la implementación de este método permitió la construcción de series temporales de variaciones de altura con alta precisión, gracias a la consideración de la inclinación transversal, con los resultados presentes en el siguiente capítulo.

Así como el método de análisis de cruces puede producir resultados con una mayor resolución temporal, este mismo método permite ampliar la base temporal del conjunto de datos significativamente. Aprovechando la diferencia en época de funcionamiento entre

los satélites de ICESat y ICESat-2, realizar un análisis de cruces entre perfiles de ambas misiones permite determinar las diferencias de altura medidas en períodos de entre 11 y 18 años (Sochor et al., 2021), implementando el mismo procesamiento.

En conjunto con el análisis de cruces, un estudio de interés con la posibilidad de realizarse en observaciones de la estructura de ICESat y ICESat-2 (es decir, realizadas sobre trazas definidas en superficie), es el **análisis de trazas repetidas**. Este tipo de análisis es una conclusión lógica de la separación en perfiles, con la idea de hallar los perfiles que registran la misma región sobre la superficie. A diferencia del análisis de cruces, que determina variaciones en la altura de la superficie mediante mediciones de perfiles perpendiculares, el análisis de trazas repetidas utiliza perfiles paralelos y, dependiendo del espaciamiento entre los mismos, prácticamente superpuestos. De este modo, provee una mayor cantidad de puntos con varias épocas de altura medida, con la desventaja de ser más susceptible a pendientes en la dirección perpendicular al perfil.

La implementación de análisis de trazas repetidas implica un desarrollo geométrico, estadístico y de determinación de variaciones temporales de la altura. En los casos que la repetición de la traza entre dos perfiles es suficientemente precisa, consiste en compartimentar los datos de todos los perfiles (iteraciones) paralelos en “bins” o cuadrículas espaciales. En cada bin individualmente se ajustan modelos simples tanto de la topografía bi-dimensional (paralelo y perpendicular al rumbo de la traza, por ejemplo, un modelo bi-lineal) como de la variación temporal (términos lineales y periódicos, por ejemplo tasa y ciclo anual) a la totalidad de los datos.

La dificultad principal en la implementación del método surge al no poder asegurar una repetición precisa entre perfiles, como es de esperar para las observaciones de ICESat-2. A pesar de que los perfiles de ICESat-2 tienen una alta concordancia entre repeticiones sobre la zona antártica, como se mencionó previamente, la misión prevé desviaciones entre un perfil y el siguiente para latitudes medias a bajas. Por ende, el análisis de trazas repetidas debe, en este caso, incluir un análisis sobre la cercanía entre una repetición y la siguiente, permitiendo determinar precisamente qué perfiles pueden considerarse como “trazas repetidas” que pueden ser analizadas del modo previamente descrito. Para esto, se utilizó un método de **proyección** entre perfiles: todos los perfiles con una misma traza de referencia o RGT se proyectaron respecto a un perfil de referencia, convirtiendo así las coordenadas de latitud y longitud de cada observación en coordenadas a lo largo de la traza de referencia (“along track”) y perpendicular a la traza de referencia (“across track”). Los valores de la coordenada perpendicular son indicativos del desplazamiento de un perfil respecto a la traza de referencia, y, dada una tolerancia aceptada para el

desplazamiento entre un perfil y el otro definida en base a la topografía de la zona de estudio, dos perfiles cuyas coordenadas perpendiculares difieran en menos que la tolerancia pueden considerarse como una buena repetición.

El proceso de proyección de perfiles en el trabajo se realizó mediante la función *project*, del paquete *pygmt* introducido previamente. Ésta permite realizar proyecciones sobre un círculo máximo definiendo puntos de referencia inicial y final, que a los fines del trabajo fueron la coordenada de la primera y última observación de la traza de referencia. Este procedimiento presenta errores en perfiles de grandes longitudes (miles de kilómetros), debido a que la órbita del satélite proyectada sobre la superficie de la Tierra no es precisamente un círculo máximo. Sin embargo, para los objetos de estudio definidos no resulta de mayor importancia la determinación precisa de las desviaciones de la traza de referencia (coordenada perpendicular), sino que el valor de esta desviación coincida entre observaciones, factor que no se ve afectado por el fallo en la hipótesis de círculo máximo.

Es importante tener en cuenta las limitaciones propias de la misión ICESat-2 que condicionan el análisis de trazas repetidas, pudiendo llevar a que no se obtengan resultados de valor. Principalmente:

- El espaciamiento entre perfiles. El espaciamiento entre dos perfiles de distintos rayos observando en simultáneo sobre la misma traza es de 3,3 km, por lo que, en zonas de gran variación topográfica, no resultan relevantes para el análisis de trazas repetidas. Además, entre un ciclo de registro sobre una traza de referencia y el siguiente, la misión planifica un desvío de 3,6 km, lo que tampoco permitiría un buen análisis de trazas repetidas. Sumado a esto, una repetición no muy precisa puede producir errores debido a diferencias en la pendiente superficial, los cuales se han limitado en otros trabajos considerando repeticiones con espaciamientos menores a 100 metros (Brunt et al., 2010).
- La persistente cobertura nubosa. Sumado a que la planificación de la misión no prevé repeticiones de trazas muy frecuentes, la región de interés suele presentar una alta nubosidad que imposibilita la observación, por lo que una eventual repetición precisa de una traza podría no resultar en observaciones de utilidad debido a las condiciones climáticas.

Sumado a esto, los resultados acerca de alturas de superficie y sus cambios temporales, determinados mediante los métodos anteriormente descriptos, requieren la especificación de intervalos de confianza. Por lo tanto, un análisis de la precisión de las alturas provistas por ICESat-2 es importante. La **función de autocovarianza** permite cuantificar

empíricamente el ruido observacional. Para un desplazamiento  $\tau$ , la autocovarianza de un conjunto de datos de altura  $h$  se calcula como:

$$\gamma_i = \sum_{j=0}^{N-\tau} (h_j - \bar{h})(h_{j+\tau} - \bar{h}) \quad (3.2)$$

El análisis de la autocovarianza de una señal es de gran utilidad, ya que permite diferenciar aportes al observable de comportamiento aleatorio, de otros aportes más predecibles. El concepto del **proceso estocástico** describe una variación aleatoria de una variable con respecto a otra variable independiente, por ejemplo el tiempo o una dimensión espacial. El modelo del **ruido blanco** describe una variación totalmente aleatoria, sin ninguna correlación con la variable independiente. Sin embargo, muchos procesos naturales se manifiestan por una variación aleatoria, pero que posee cierto grado de correlación entre realizaciones (épocas o puntos de medición) cercanas: en un determinado punto la variable tiene mayor probabilidad de adquirir un valor cercano a aquel en el punto vecino, mientras un valor totalmente dispar es menos probable. Este comportamiento describe el modelo del **ruido rojo**. Se caracteriza por una función de autocovarianza que aumenta sistemáticamente a medida que el desplazamiento  $\tau$  disminuye, en muchos casos con una forma exponencial o de campana. Además, cada observación geodésica o geofísica es sujeta a errores de medición. En el caso de poder descartar efectos sistemáticos observacionales, estos errores de medición suelen considerarse como aleatorios mediante el modelo de ruido blanco. Por lo tanto, en observaciones utilizadas para el estudio de un proceso estocástico se superponen variaciones aleatorias de origen “real” (ruido rojo, parcialmente correlacionadas) con observacionales (ruido blanco, no correlacionadas), y una correcta interpretación de tales observaciones con respecto al proceso bajo estudio requiere la separación de ambas contribuciones.

Para las implementaciones del trabajo, se consideró la altura superficial a lo largo de un perfil de altimetría láser como un proceso estocástico del tipo “ruido rojo” con la distancia a lo largo de la traza como variable independiente, hipótesis lógica considerando que la topografía es mayormente continua y por ende una altura será muy similar a otra cercana. Sumado a ésta, cada uno de los valores de altura está afectado por error de medición aleatorio. Con el fin de separar las contribuciones debido a las variaciones de altura de las debidas al error observacional, se analiza la función de autocovarianza. El ruido observacional es considerado de tipo blanco, es decir no correlacionado, por lo cual su efecto en la función de autocovarianza se restringe al desfase a  $\tau = 0$  ( $\gamma_{obs}(0)$ ). En cambio, la variabilidad en la topografía se manifiesta a través de una autocovarianza



decreciente con  $\tau$  creciente, cuyo patrón característico se puede apreciar dentro de una ventana de  $\tau = 1, \dots, N$  (habiéndose usado en el trabajo  $N = 20$ ). Este patrón característico de ruido rojo se puede modelar mediante el ajuste de parámetros de una función exponencial (o de campana) y, así, estimar la contribución del ruido rojo a la autocovarianza para  $\tau = 0$  ( $\gamma_{cal}(0)$ ). Para un perfil dado, se puede calcular la autocovarianza para  $\tau = 0$  como la varianza del perfil ( $\gamma_{obs}(0)$ ). Restando de esta autocovarianza empírica la contribución modelada del ruido rojo  $\gamma_{cal}(0)$ , se obtiene la varianza del ruido blanco, cuya raíz cuadrada representa la desviación estándar  $\sigma$  del ruido observacional:

$$\sigma \approx \sqrt{\gamma_{obs}(0) - \gamma_{cal}(0)} \quad (3.3)$$

# Capítulo 4

## Resultados

### 4.1. Implementación de una base de datos y cadena de procesamiento

Los datos de ICESat y ICESat-2 tienen la celebrable característica de ser de acceso libre. Sin embargo, la descarga de estos datos resulta tediosa debido al gran volumen disponible y la mala estructura de almacenamiento del servidor, teniendo como consecuencia que la descarga de los datos llegue a tomar más de un día. La descarga puede realizarse de forma automática por medio de programas de Python provistos por la web de NSIDC, que permiten una restricción básica de la región a descargar entre un mínimo y máximo de latitud y longitud. Pero esta restricción no es muy precisa, y el producto final incluye muchos archivos sin puntos dentro de la región. Además, la cantidad de información que contiene cada archivo, y el formato de difícil lectura los hace particularmente inconvenientes para un análisis rápido. Para facilitar este análisis se construyó una cadena de procesamiento capaz de reducir los archivos “crudos” a una estructura simple, conservando únicamente la información de interés.

En primera instancia, para el acceso a la información contenida dentro de cada archivo, se utilizó el paquete *h5py*, el cual permite acceder a, estudiar, y modificar los parámetros de los archivos en formato HDF5. Mediante este paquete, el acceso a los grupos y subgrupos con su respectiva información es equivalente al acceso a carpetas y subcarpetas. Una vez obtenida la información de cada archivo, se procedió al procesamiento de la misma.

El procesamiento realizado consistió de dos modificaciones principales a los datos: la reducción de la cobertura espacial a un área de interés, y la selección de los parámetros de relevancia para la finalidad del trabajo, descartando aquellos parámetros que no se

consideraran útiles.

Para la reducción de la cobertura espacial, se utilizaron polígonos cerrados para definir los bordes de las regiones de interés. Estos podían representar los límites de glaciares, lagos o bahías, y estaban definidos a partir de las coordenadas (latitud y longitud) de sus vértices. Para el caso de los Campos de Hielo Patagónicos, por ejemplo, se utilizaron polígonos provistos por el grupo de estudio.

Para reducir los datos a los polígonos se implementó una función que analiza para cada punto definido por su latitud y longitud (correspondiente a una observación) si el mismo se encuentra en el interior del polígono. Luego, solo se conservan los datos de cada archivo cuyos puntos se encuentran dentro del polígono de interés.

Para la simplificación de la estructura de los datos se revisó el contenido original de los archivos, identificando todos los parámetros que podrían resultar de interés. Estos parámetros se almacenaron directamente en nuevos archivos, simplificando la estructura, deshaciéndose de las múltiples secciones y subsecciones, y ahorrando el almacenamiento de características y parámetros que no aportaban a los fines del trabajo. Como ejemplo, se conservaron datos esenciales como latitud, longitud, altura, tiempo, y flag de calidad para cada medición.

Como se vió en el **Capítulo 3**, la información de las misiones de ICESat y ICESat-2 se distribuyen en productos denominados ATLAS, que proveen información de distinta fuente según la superficie en la que se reflejó el dato obtenido. Cada uno de estos productos tiene una estructura y parámetros particulares, por lo que se desarrolló una herramienta de procesamiento particular para cada uno de estos.

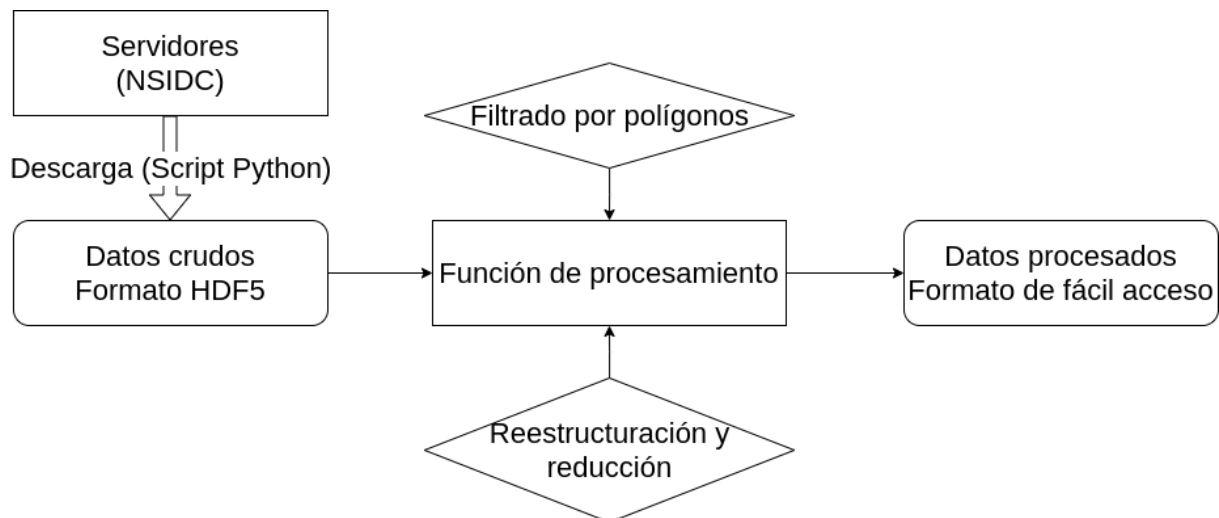


Figura 4.1: Estructura del procesamiento de los datos

El procesamiento de miles de archivos, conteniendo millones de mediciones, se realizó en menos de una hora y permitió reducir los datos en tres órdenes de magnitud (de decenas de GB a decenas de MB), produciendo nuevos archivos del mismo formato pero restringidos únicamente a la información considerada útil. Una vez realizado el procesamiento, los datos pueden ser descargados de internet en cuestión de segundos, en comparación con las horas a días que toma la descarga completa de los datos crudos.

El conjunto de los nuevos archivos procesados para cada producto se utilizó como base de datos para los análisis presentados a continuación.

## 4.2. Campos de Hielo Patagónicos

### 4.2.1. Disponibilidad de datos

Los Campos de Hielo Patagónicos se consideraron, entre los objetos de estudio, como aquellos en los que el análisis de largas bases temporales resultaba más valioso. Por esta razón, los datos utilizados para su análisis incluyeron observaciones por los satélites ICESat y ICESat-2. A pesar de contar ICESat-2 con una cantidad y distribución mucho mayor, las observaciones realizadas por la primer misión de ICESat permitieron obtener resultados de gran importancia, debido a la ampliación significativa de la base temporal.

Para ICESat-2, los datos referidos a observaciones de superficies de hielo continentales se encuentran dentro del producto **ATL06**. Este producto provee datos geolocalizados de altura elipsoidal de las superficies de hielo (respecto al elipsoide WGS84 y marco de referencia ITRF2014), junto con un conjunto de datos auxiliares que permiten determinar la calidad de la estimación de altura. ICESat, en cambio, ubica esta información en el producto **GLAH06**, el cual incluye datos de elevación global corregida por mareas, retardos atmosféricos y efectos de superficie dentro de la huella superficial del láser.

Se utilizaron polígonos cerrados para filtrar los datos a la región de los Campos de Hielo Patagónicos. En la figura [4.2](#) se ejemplifica el funcionamiento de este procesamiento con un conjunto de datos sintéticos. Los puntos negros corresponden a los datos sintéticos por fuera de los polígonos cerrados, mientras que el interior de los polígonos se grafica en verde, y las observaciones que caen dentro de éstos, en rojo.

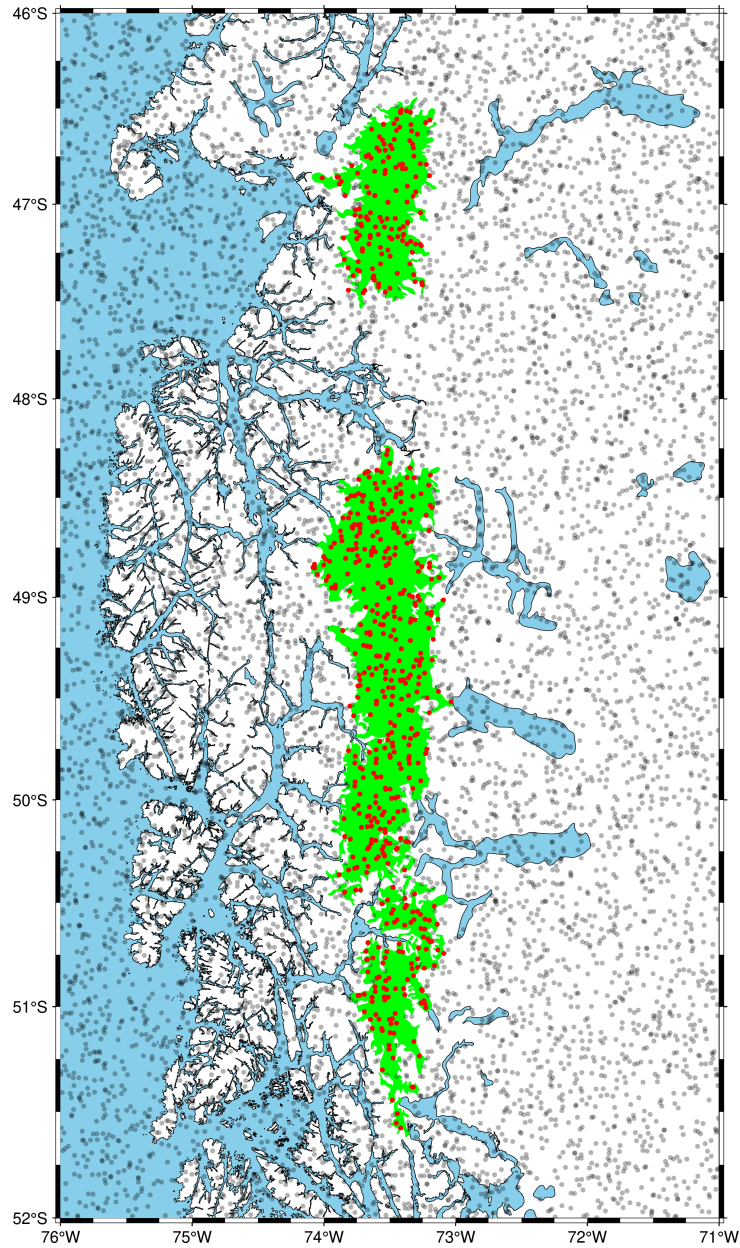


Figura 4.2: Filtrado de datos sintéticos sobre polígonos cerrados de los Campos de Hielo Patagónicos

Al implementar el procesamiento a la totalidad de los datos descargados para el producto ATL06, se obtuvo un total de más de 800000 puntos con datos, los cuales fueron filtrados en base a flags de calidad y pueden considerarse buenos. Para el producto GLAH06, en cambio, se obtuvieron alrededor de 3000 observaciones de calidad sobre la región. En las figuras [4.3](#) y [4.4](#) se ilustra la cobertura espacial y los valores de dichas observaciones.

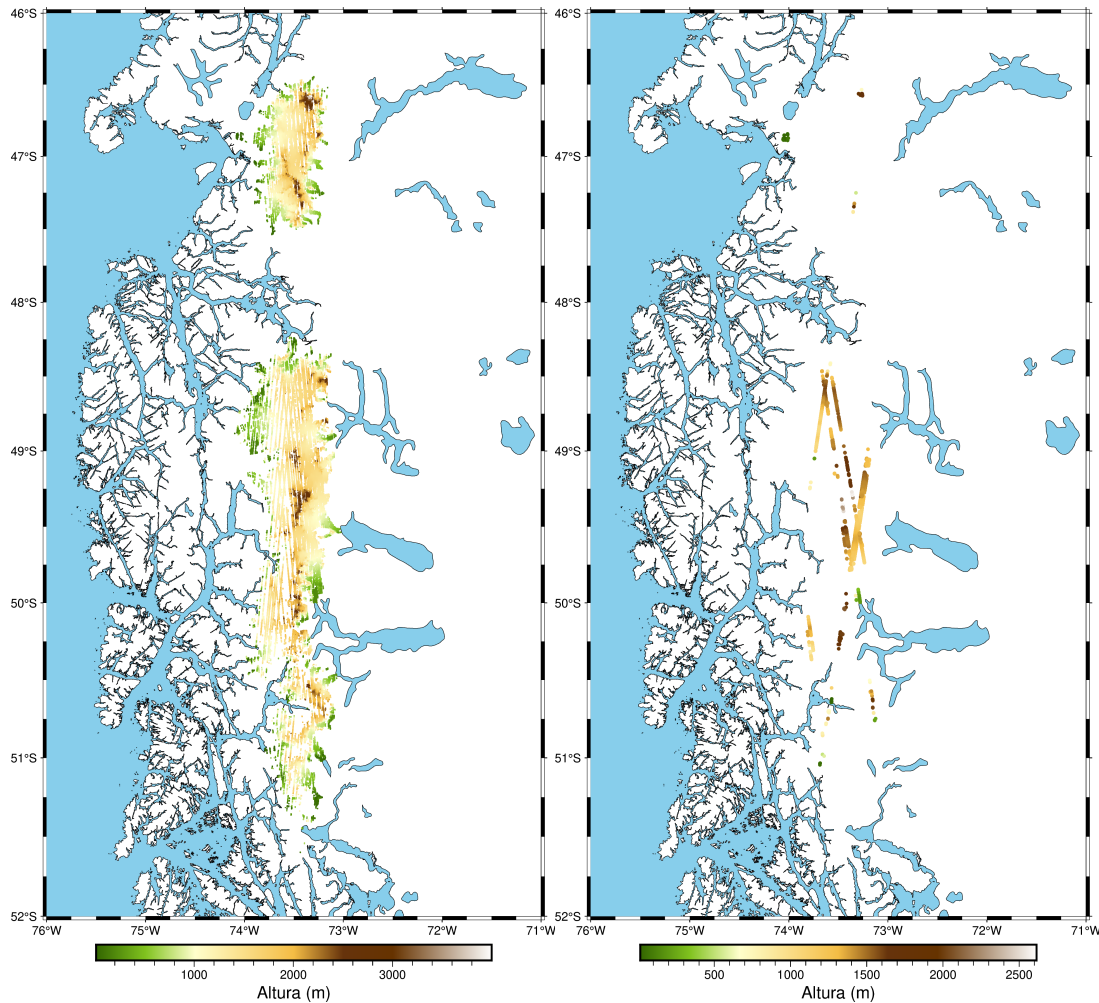


Figura 4.3: Observaciones obtenidas por ICESat-2 (ATL06)

Figura 4.4: Observaciones obtenidas por ICESat (GLAH06)

Se ve que la distribución espacial es muy buena, teniéndose datos para casi la totalidad de los Campos de Hielo Patagónicos. Sin embargo, una topografía tan variable como lo es la región de los Andes sobre la que se encuentran estos glaciares, sumado a la incertidumbre sobre la representatividad de las observaciones en una única época (el método es muy sensible a grandes nevadas y soplos de nieve por altos vientos), motiva a un análisis basado no en la observación puntual para una época, sino en alturas observadas entre distintas épocas para un mismo punto.

Como se mencionó previamente, el satélite de ICESat-2 tiene una periodicidad de sus trazas de 91 días, es decir, observa puntos siguiendo una misma traza en la superficie terrestre cada 91 días. Esto permitiría realizar un análisis de la altura medida para una misma traza en distintas épocas, logrando así la determinación con una menor incertidumbre de dichas alturas.

Para determinar si el análisis de trazas repetidas podría lograr buenos resultados,

se analizó si la repetición de las trazas era lo suficientemente precisa como para tener datos representativos de la misma región a distintas épocas, o si la desviación en la superficie terrestre entre una iteración de la traza y la siguiente era tan grande que dichas observaciones estarían representando regiones diferentes. Para determinar esto, para cada traza (identificada por su RGT) se seleccionó un perfil de referencia. Este perfil se convirtió en un sistema de referencia para los demás perfiles de la traza, los cuales se proyectaron respecto a este, obteniendo coordenadas *paralelas* y *perpendiculares* al de referencia. El valor de la coordenada perpendicular al perfil de referencia daría una estimación del desplazamiento entre una iteración de la traza y la siguiente. Para poder realizar un buen análisis de trazas repetidas, se necesita que estas desviaciones sean del orden de las decenas de metros, ya que desviaciones de centenas de metros en las regiones de estudio representan cambios significativos en la topografía, que dejarían de ser ajustables por un modelo lineal, y las observaciones ya no serían comparables. Es importante notar que no es necesario que esta desviación sea chica respecto al perfil de referencia, sino que su valor coincida en varios perfiles, indicando que éstos observan la misma traza en superficie.

En la tabla 4.1 se presentan como ejemplo los valores medios de la componente perpendicular obtenidos para la traza de referencia 11, para los seis láseres a bordo del satélite ICESat-2.

Track 11						
Iteración	Valor de la coordenada perpendicular [km]					
	gt1l	gt1r	gt2l	gt2r	gt3l	gt3r
3.0	-4.57	-4.54	-1.36	-1.25	1.90	2.01
5.0	5.49	5.70	8.73	8.96	11.94	12.31
7.0	-7.90	-7.82	-4.62	-4.54	-1.34	-1.26
8.0	-3.52	-3.42	-0.33	-0.23	2.81	2.90
9.0	-7.16	-7.09	-3.87	-3.75	-0.53	-0.42
10.0	2.96	2.95	6.06	6.02	9.36	9.17
11.0	-11.32	-11.10	-8.71	-8.61	-5.40	-5.29
12.0	-3.28	-3.20	0.04	0.06	3.36	3.45

Tabla 4.1: Valor medio de la coordenada perpendicular para cada láser, en km.

Se observa que, debido a las desviaciones planificadas para las trazas entre un ciclo y el siguiente, el mismo rayo no repite de modo preciso su proyección en la superficie para dos iteraciones distintas. Sin embargo, estas mismas desviaciones generan algunas

superposiciones entre perfiles medidos por distintos rayos. Por ejemplo, la iteración 3 de los rayos gt1l y gt1r coincide en su coordenada perpendicular con la iteración 7 de los rayos gt2l y gt2r, aunque la cantidad de coincidencias identificadas fue poca, y en ningún caso se tuvieron observaciones superpuestas en tres o más épocas distintas.

En base a este análisis, se determinó que **la variabilidad en la ubicación de la traza entre iteraciones es tal que no resultaría de utilidad el estudio de trazas repetidas**. Sin embargo, el satélite sigue operativo, por lo que no se descarta la posibilidad de que futuras iteraciones permitan suficientes repeticiones coherentes como para poder realizar un análisis de trazas repetidas fructífero.

Con el fin de caracterizar el contenido de señal topográfica y ruido en los perfiles de altura sobre los Campos de Hielo Patagónicos se efectuó un análisis de autocovarianza como el descrito en la sección 3.4. En la figura 4.5 se muestra la función de autocorrelación (autocovarianza normalizada respecto al desplazamiento cero) de un perfil promedio del conjunto de datos. La forma de esta función es idéntica a la de un ruido rojo; en particular no se identifica un salto en el valor de la función entre el desplazamiento cero y los siguientes. Esto permite inferir que las variaciones a lo largo de los perfiles sobre los Campos de Hielo Patagónicos están dominadas por la topografía real de la superficie de hielo mientras la magnitud del ruido observacional es insignificante.

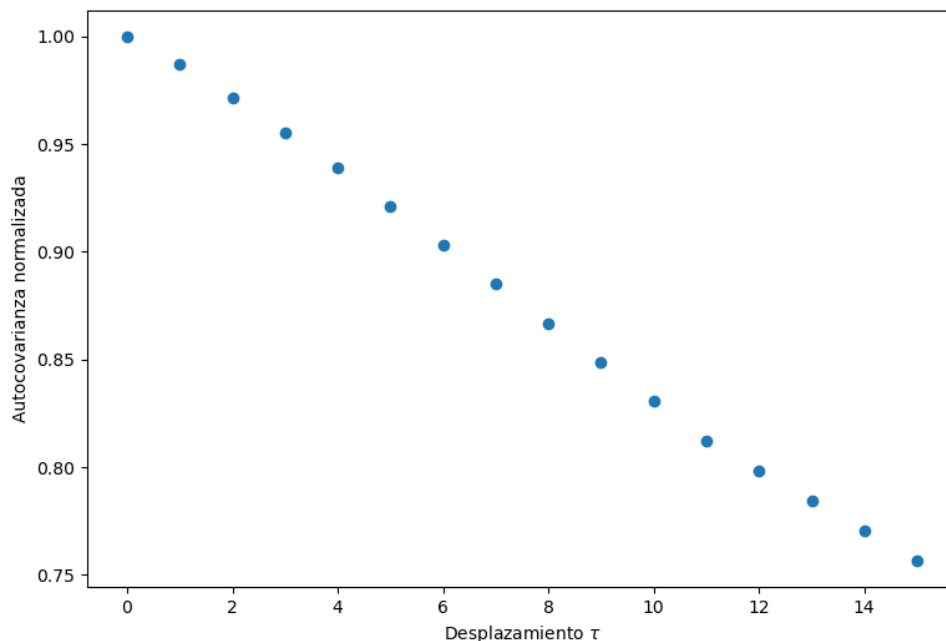


Figura 4.5: Autocovarianza (normalizada) de un perfil promedio de ATL06



### 4.2.2. Análisis de cruces

Descartada la posibilidad de realizar un análisis de trazas repetidas, se procedió a estudiar la altura (y, principalmente, variación de altura) de los Campos de Hielo Patagónicos mediante el análisis de cruces entre perfiles. Este método, descrito en el capítulo previo, permite analizar variaciones en el nivel de la superficie asegurando la comparación de dos mediciones realizadas sobre el mismo punto, sin importar la precisión de repetición de las trazas.

Para realizar este análisis, primero se calcularon todos los cruces entre perfiles de ICESat-2, utilizando la función `x2sys_cross` del paquete `pygmt`. Ésta permite identificar los puntos de cruce entre los distintos perfiles, y dar un valor de referencia para la altura medida en cada uno de los perfiles mediante interpolación entre las dos mediciones más cercanas al punto de cruce. Para esto, es posible definir la máxima distancia de interpolación, o máxima distancia entre dos mediciones para la cual un perfil se considera que mantiene continuidad.

Para los datos de ICESat-2, se consideró que una distancia de interpolación de 50 metros resultaba apropiada, ya que las variaciones topográficas en estas distancias no resultaban significativas, y el espaciamiento entre observaciones era, usualmente, menor a este valor. Para esta distancia de interpolación, se obtuvieron alrededor de 1300 cruces entre perfiles de ICESat-2. En la figura [4.6](#) se grafica cada uno de estos puntos de cruce, donde el color representa la diferencia temporal entre la observación de un perfil y el siguiente.

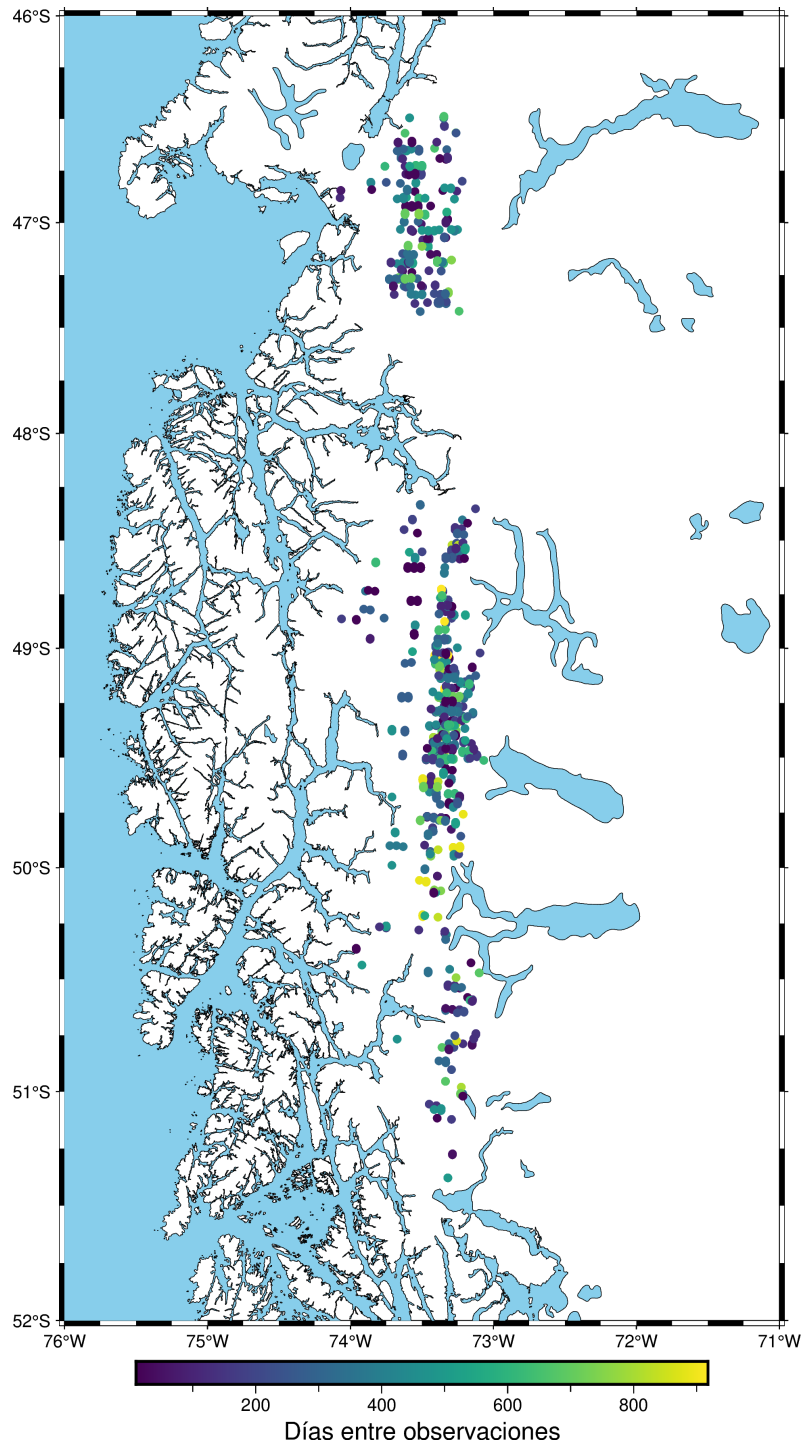


Figura 4.6: Cruces entre perfiles de ICESat-2

Resulta de especial interés, sobre los datos de cruces entre perfiles, la distribución en altura de los mismos, y de diferencia temporal entre observaciones. En las figuras [4.7](#) y [4.8](#) se ilustran estas distribuciones.

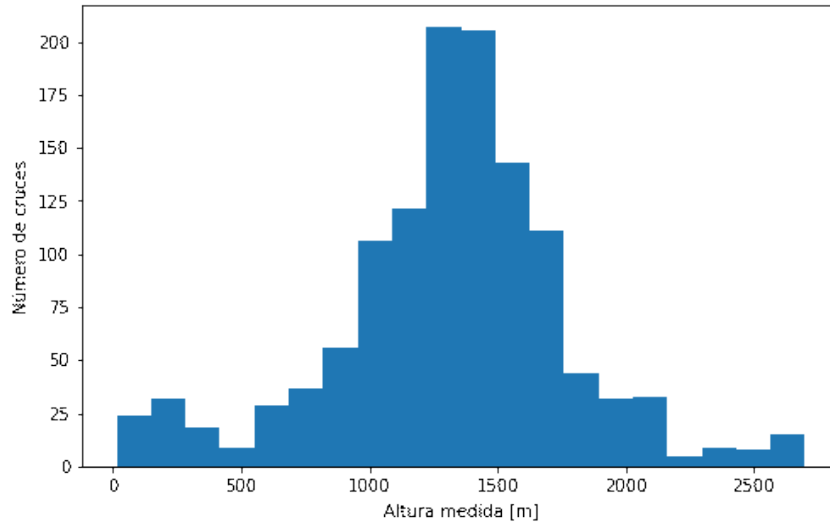


Figura 4.7: Altura de los puntos de cruce de ICESat-2

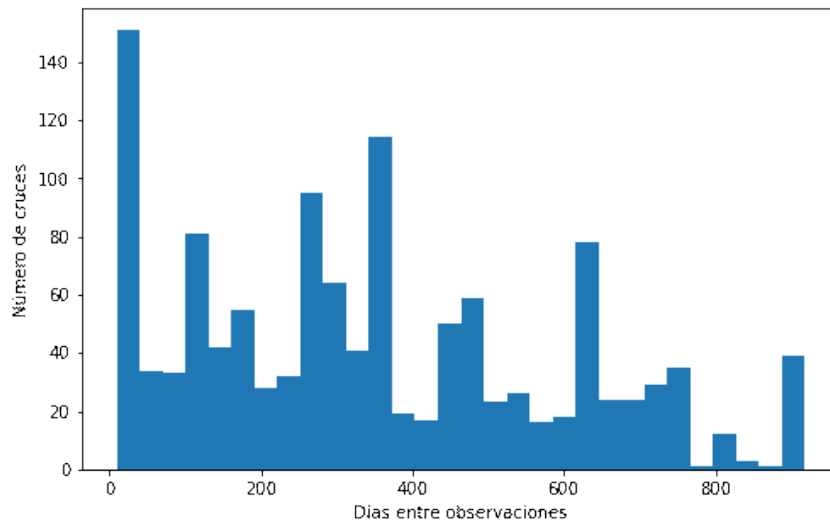


Figura 4.8: Diferencia temporal entre observaciones en puntos de cruce de ICESat-2

Como se mencionó previamente, los datos de altimetría láser en general, y de ICESat-2 en particular, son muy sensibles a efectos temporales como la presencia de nubes bajas, soplos de nieve o grandes superficies de nieve fresca. Por esta razón, un parámetro de gran interés a determinar son las variaciones de altura medida para cortas bases temporales. Se puede asegurar que las variaciones observadas en estos períodos no se condicen con efectos de gran escala o seculares, sino que son indicativas de la **repetibilidad** de las mediciones de ICESat-2, la capacidad del método para obtener el mismo resultado observando el mismo punto sobre la superficie. Cuantificar la repetibilidad de las observaciones permite identificar las variaciones debido a efectos de larga base temporal (estacionales, seculares), ya que la magnitud de dichos efectos será mayor a la repetibilidad esperada del método.

Considerando corta base temporal a aquella en la que no hay cambios estacionales significativos, se tomaron aquellos cruces con diferencia temporal menor a 45 días. Se obtuvieron alrededor de 150 cruces de base temporal corta. Los mismos presentan una diferencia de altura media de  $-7$  cm, con una desviación estándar de 50 cm. Luego, se esperaría que la repetibilidad entre observaciones con un período de observación corto sea mejor a 3 desviaciones estándar, es decir, menos de 1,5 m de variación. Es importante señalar que este valor se encuentra muy por debajo de la precisión que es capaz de lograr ICESat-2, ya que no solo se están considerando errores observacionales, sino que también se están promediando efectos de fenómenos meteorológicos, y es una magnitud relevante únicamente para la región de estudio. Si la desviación estándar de 50 cm se debiera en gran medida a errores aleatorios de observación, esto se reflejaría en la función de autocovarianza (figura 4.5) en un salto perceptible entre  $\tau=0$  y  $\tau=1$ . Como esto no se observa, se concluye que la repetibilidad inferida de los cruces de corta base temporal está dominada por la variabilidad temporal real de la superficie de hielo.

En la figura 4.9 se ilustra la distribución de los valores de diferencia de altura para estos cruces.

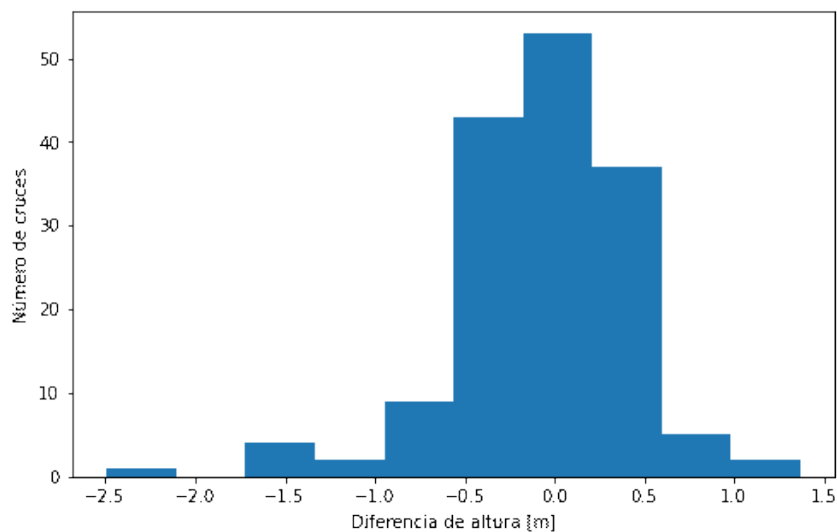


Figura 4.9: Diferencia de altura entre cruces para base temporal corta

Una característica de interés es la magnitud de las variaciones estacionales, y si estas son significativas en el observable de ICESat-2. Para esto, se analizaron todos los cruces con período menor a un año, que se grafican en la figura 4.10. En esta se puede identificar una distribución en forma de campana, con un ensanchamiento progresivo en la dispersión de los cambios de altura a medida que se progresa hacia los 180 días entre observaciones. Este comportamiento es esperable, debido a que estas observaciones fueron tomadas en

estaciones opuestas del año, y sobre todo aquellas con datos en invierno y en verano tendrán una gran variación de altura. Sin embargo, si se continúa sobre el gráfico hasta los 365 días, la dispersión en la diferencia de altura disminuye muy poco. Esto podría indicar que variaciones seculares acumuladas durante un año son capaces de producir diferencias de altura del mismo orden de magnitud que las estacionales.

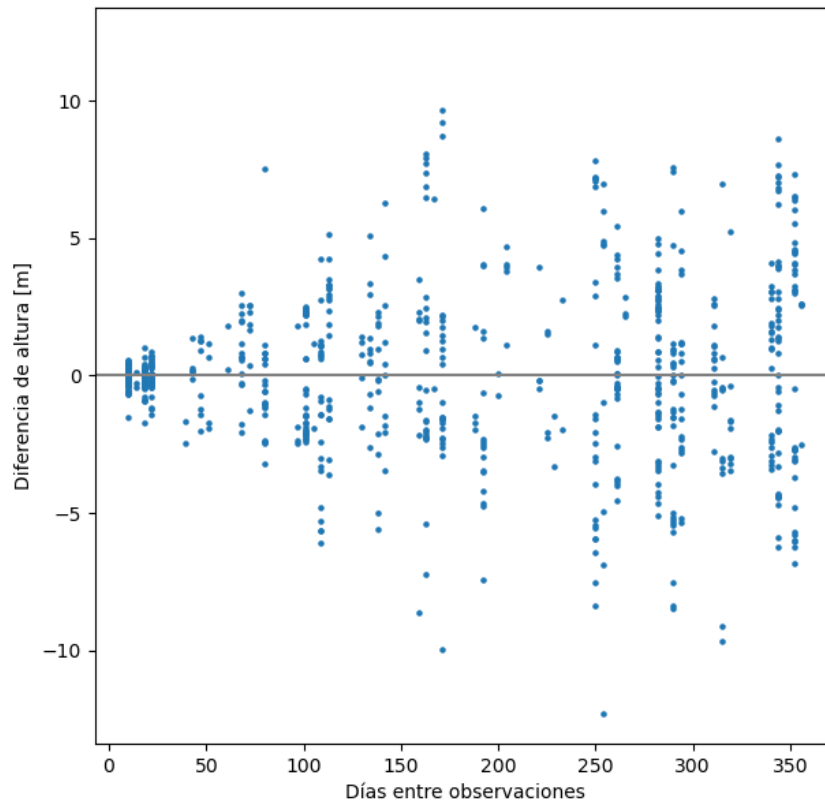


Figura 4.10: Diferencia de altura para distintas bases temporales

Es importante señalar que los análisis previos se realizaron respecto a los datos de ATL06, es decir, los obtenidos por el satélite ICESat-2. Esto se debe principalmente a que ICESat-2 es el satélite de altimetría láser más tecnológicamente avanzado al que se tiene acceso, haciéndolo de particular interés, sumado a que la abundancia de datos de ATL06 permite el cálculo de una mayor cantidad de parámetros estadísticamente significativos. Sin embargo, los datos obtenidos por el satélite ICESat son igualmente relevantes, y la diferencia entre la época de actividad de un satélite y el otro provee una oportunidad única de estudiar cruces en una base temporal extendida.

Para el cálculo de los cruces entre los perfiles de ICESat y ICESat-2, se implementó una estructura igual a la utilizada previamente, pero en este caso permitiendo una distancia de interpolación de hasta 250m. Esto se debe a que la distancia entre mediciones del satélite ICESat es mucho mayor (alrededor de 170 m), por lo que una distancia de interpolación

menor no permitiría un análisis de cruces. Además, el objetivo principal del análisis de cruces de larga base temporal fue la determinación de tendencias de variación temporal en regiones amplias de los campos de hielo, por lo que las variaciones topográficas que se pudieran ubicar en estas distancias de interpolación no resultarían relevantes a los datos.

Se obtuvieron un total de 178 cruces entre ICESat y ICESat-2, con diferencias entre épocas de observación variando de 4000 a 6500 días. De estos puntos de cruce, 172 se ubican en el Campo de Hielo Sur, razón por la cual se decidió obviar los cruces ubicados en el Campo de Hielo Norte en los siguientes análisis. En la figura 4.11 se grafica la distribución de estos cruces por la diferencia temporal entre observaciones.

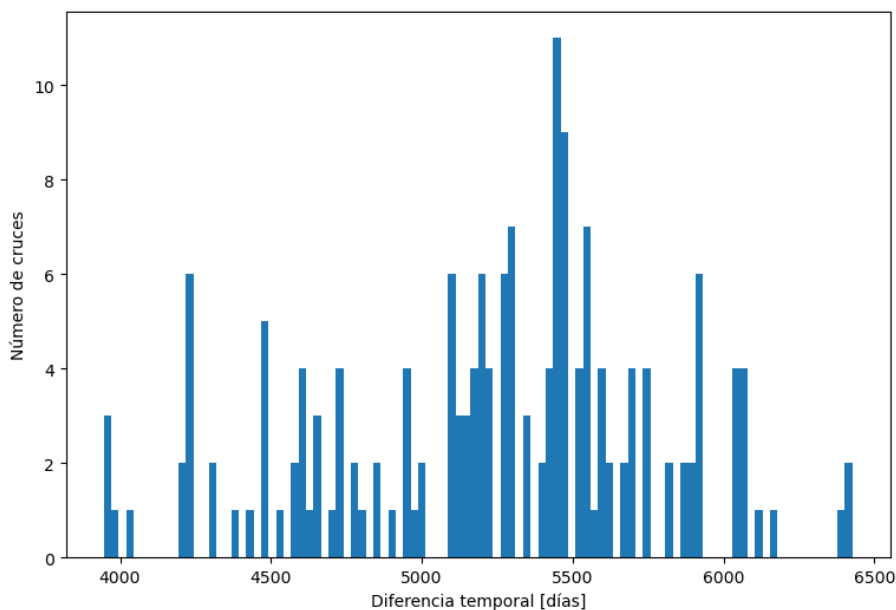


Figura 4.11: Intervalo (en días) para cruces entre ICESat y ICESat-2

La variedad de intervalos entre observaciones, graficada en el histograma, es indicativa de cruces provenientes de distintas épocas de observación, y por ende de distintos perfiles. Esto permite una mayor seguridad de la calidad de los datos, ya que una distribución dominada por el cruce entre dos perfiles particulares sería muy susceptible a sesgos o errores observacionales. Sumado a esto, y a pesar del reducido número de datos provenientes del satélite ICESat, el perfil más prolífico aporta tan solo 27 de los 172 cruces.

Para estos cruces, se calculó la tasa de variación anual de la altura de la superficie de hielo, graficada en el mapa de la figura 4.12. El mapa permite un primer análisis de interés, logrando identificar regiones con mayores y menores pérdidas de hielo, así como la tendencia general del Campo de Hielo Sur. Se observa que, para todos los puntos de cruce, se obtuvo una tasa de cambio negativa, indicando un descenso generalizado del

nivel de hielo para todos los puntos con datos.

Para visualizar más claramente las variaciones en el nivel de hielo, se representó en la figura 4.13 la distribución de los cambios de altura para los cruces entre ICESat y ICESat-2. Esto permite ver que la magnitud de las variaciones es significativamente mayor a la atribuible a procesos de corto período analizados previamente entre perfiles de ICESat-2. Por ende, las tasas de cambio del nivel de hielo halladas serán más representativas de las variaciones seculares, que son el principal parámetro de interés.

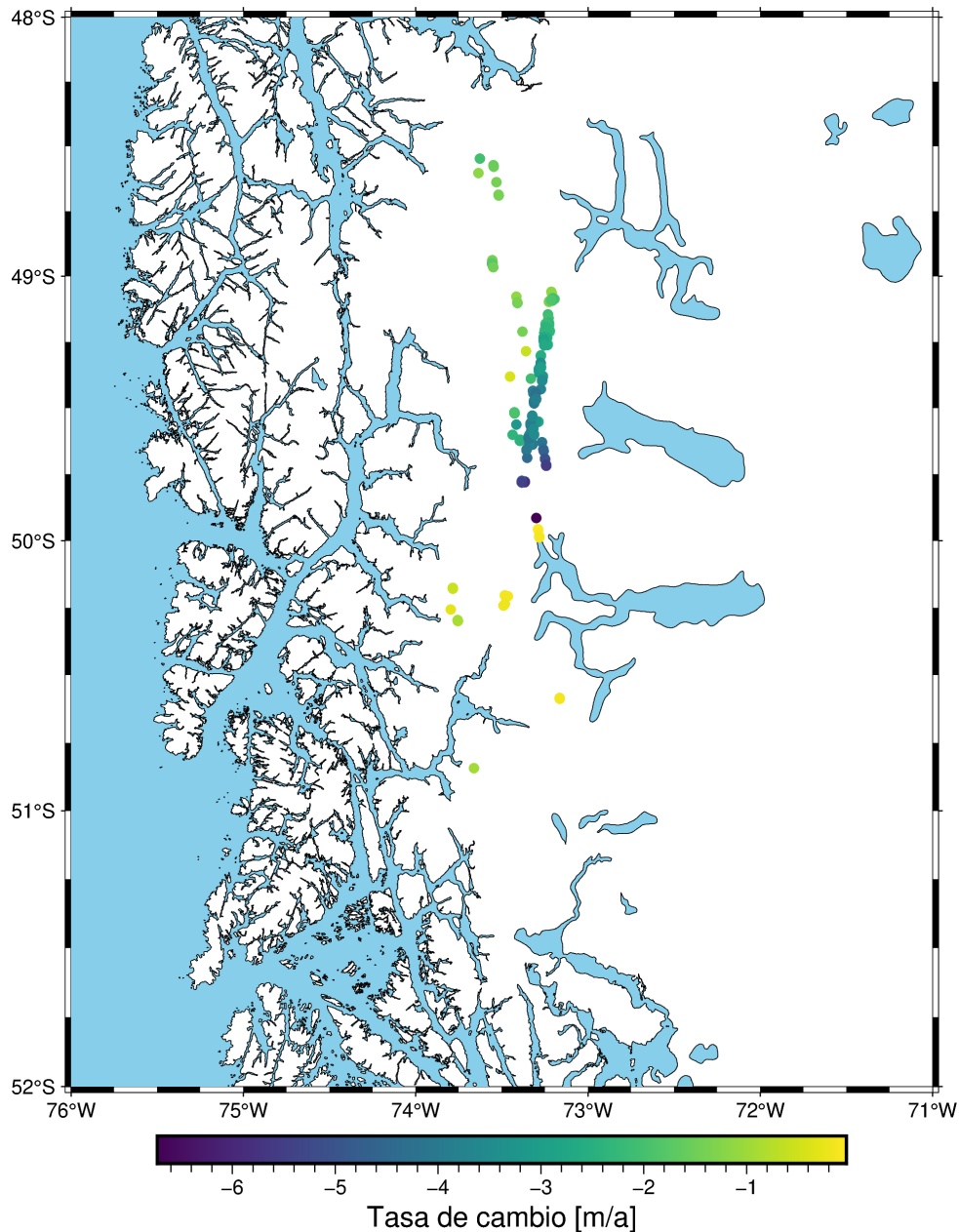


Figura 4.12: Cruces entre perfiles de ICESat y ICESat-2

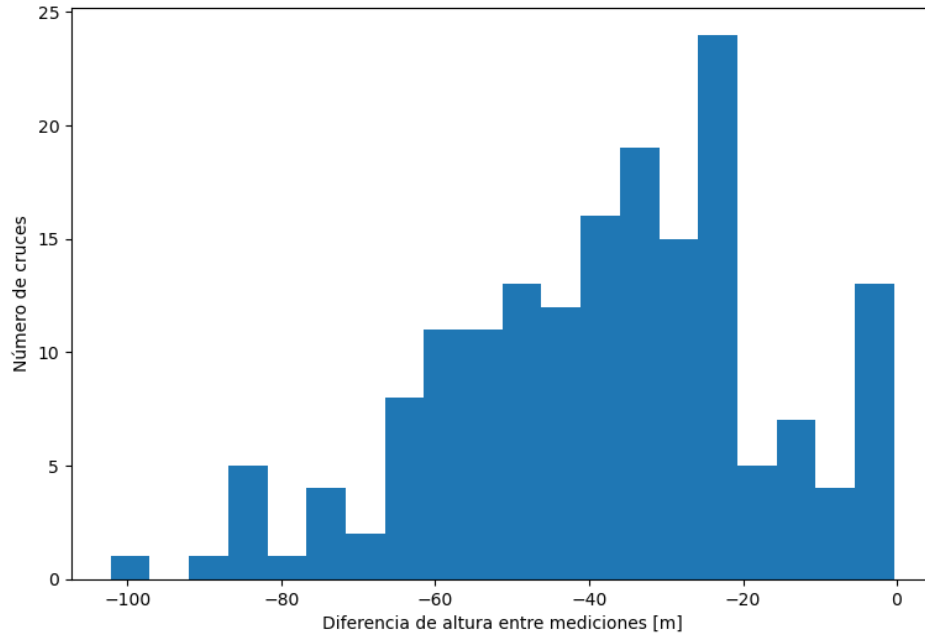


Figura 4.13: Variación de altura para cruces entre ICESat y ICESat-2

### 4.2.3. Comparación con otras técnicas

El análisis previo se realizó sobre cruces internos de datos de ICESat y ICESat-2, pero realizar una comparación con los datos obtenidos por otras técnicas permite obtener resultados útiles, tanto para el estudio puntual de la región y los Campos de Hielo Patagónicos, como para la comprensión de las diferencias entre las técnicas. Para la zona de estudio es posible realizar estas comparaciones ya que existen trabajos realizados con técnicas de **Interferometría radar de apertura sintética** (InSAR). InSAR o IfSAR es una técnica RADAR utilizada en geodesia y en teledetección. Esta técnica se basa en el estudio del patrón de interferencia de las ondas de dos imágenes SAR (synthetic aperture radars: ‘radares de apertura sintética’ montados en satélites activos o en aeronaves). El patrón de interferencia o interferograma puede utilizarse, según el modo de implementación, para generar mapas de elevación del terreno, o para determinar desplazamientos de la superficie terrestre en base a la variación en el ángulo de fase de las imágenes. Utilizando el primero de los dos métodos interferométricos, se determinaron modelos digitales de terreno de la superficie de los Campos de Hielo Patagónicos para distintas épocas. Restando las grillas de altura correspondientes a las épocas 2000 y 2019, [Malz et al. \(2018\)](#) y [Braun et al. \(2019\)](#) determinan el mapa de tasas de cambio del nivel de hielo representativo para el periodo abarcado. Este mapa se visualiza en la figura [4.14](#).



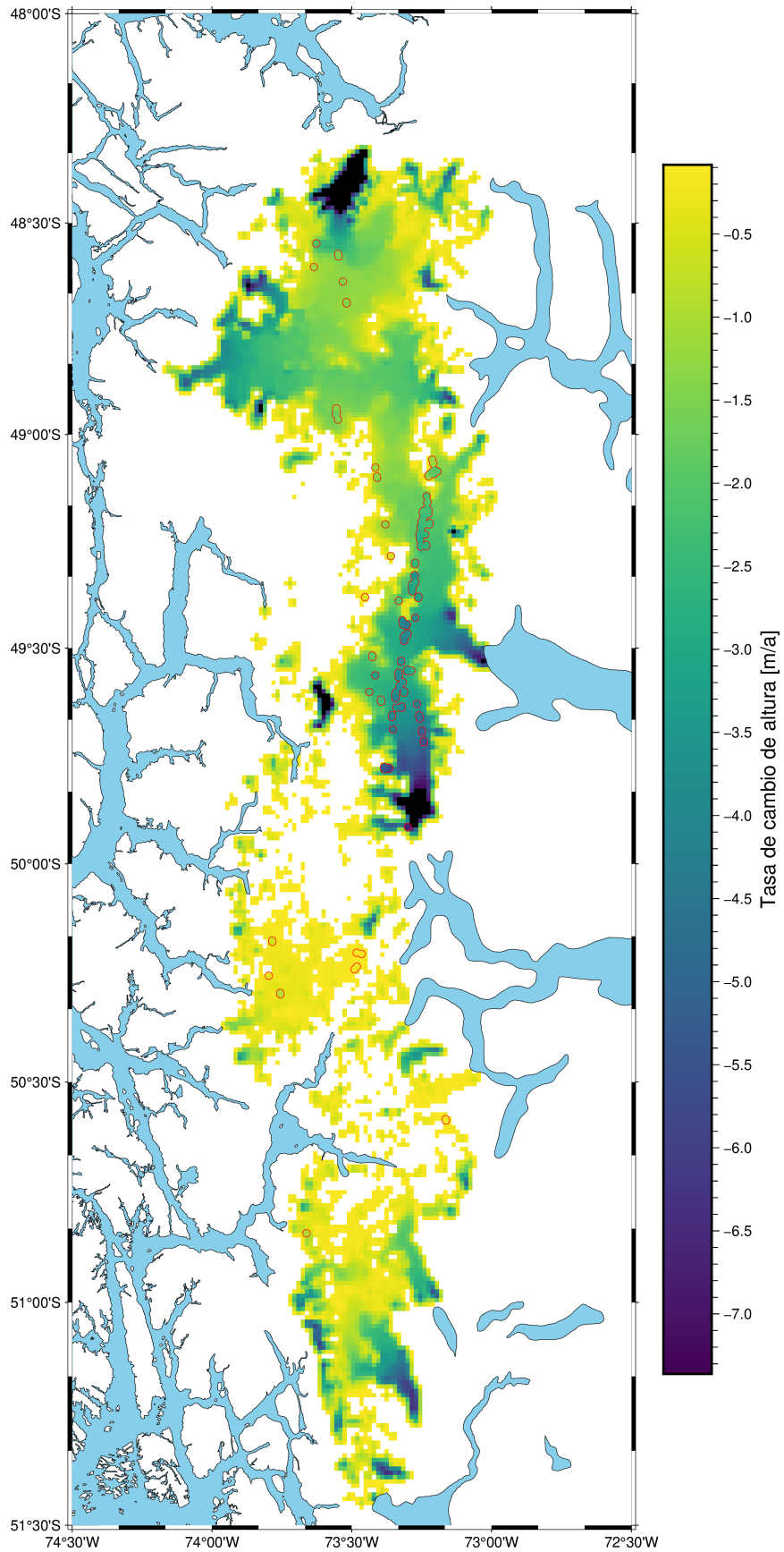


Figura 4.14: Tasas de cambio obtenidas por InSAR y ICESat

Recordando los períodos de actividad para los satélites de ICESat y ICESat-2, dichas tasas corresponden a períodos iniciando entre 2003 y 2007, y finalizando entre 2018 y 2021.

El mapa permite un primer análisis optimista: los valores obtenidos mediante cruces de ICESat presentan un comportamiento equivalente a los obtenidos por InSAR (no se esperaría que dos técnicas que observan el mismo fenómeno en períodos similares obtengan resultados muy diferentes). Las regiones de mayores y menores pérdidas coinciden en ambos casos, al punto que sin los bordes, los cruces de ICESat prácticamente se fundirían con la grilla de InSAR. Esta alta coincidencia entre métodos es una fuente extra de validación de los cambios de altura determinados por ambos, dando una mayor garantía de la precisión de las tasas de cambio para implementaciones en otros trabajos (como el proyecto GravPatagonia).

Para una mejor comparación de los datos obtenidos mediante las dos técnicas, se buscó para cada cruce de ICESat el valor más cercano sobre la grilla de InSAR. Luego, se graficaron los valores de tasas de cambio para cada punto de cruce, obtenidos por cada una de las dos técnicas. Los resultados se muestran en la figura 4.15.

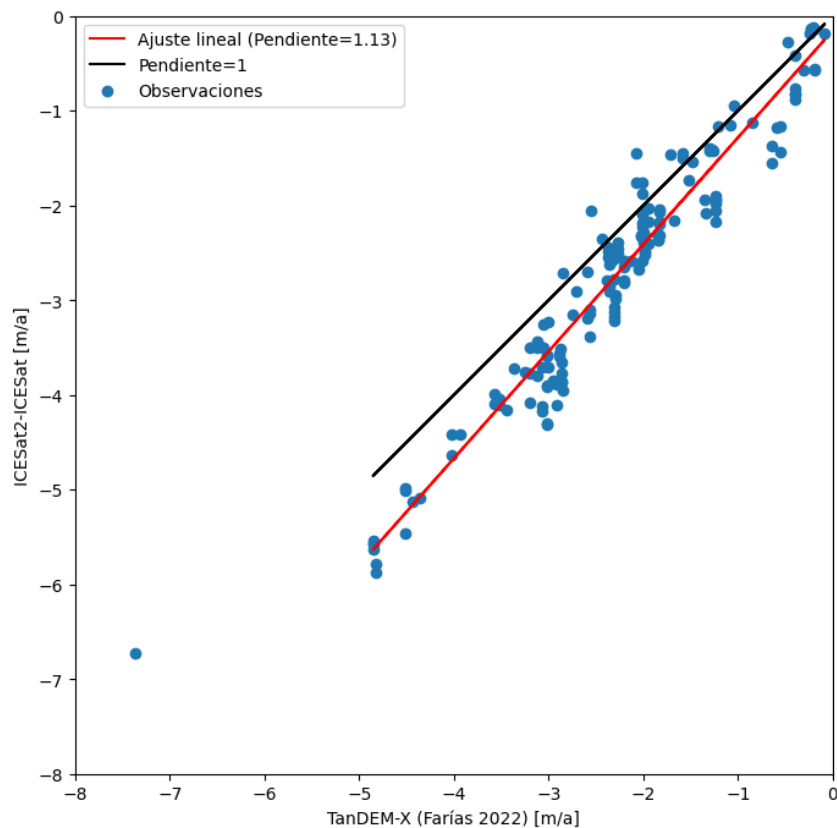


Figura 4.15: Comparación de tasas de cambio obtenidas por InSAR y ICESat

La comparación permite observar una muy fuerte correlación entre las tasas de cambio obtenidas por los dos métodos, indicativo de que ambas técnicas están detectando fenómenos similares. Es decir, dos técnicas independientes identifican una **pérdida generalizada de hielo en el Campo de Hielo Sur** para todos los puntos analizados.

El ajuste lineal permite notar que las tasas de cambio estimada por ICESat son más altas en magnitud (un 13% más) a las obtenidas mediante InSAR. Esto puede deberse a la diferencia en los períodos de observación, mencionados previamente, ya que los datos de ICESat abarcan años más recientes, en los que se espera una mayor velocidad de deshielo respecto a comienzos del siglo. Por otro lado, pueden estar aportando a este efecto diferencias propias entre los métodos, donde ICESat esté sobreestimando o InSAR subestimando dichas pérdidas. Esta diferencia entre las tasas de cambio halladas amerita futuros estudios, a fin de determinar en qué proporción se ve afectada por cada una de las causas propuestas, u otras no consideradas. Por último, puede identificarse que el punto con la mayor tasa de pérdida de hielo fue excluido del ajuste, ya que se consideró que éste no seguía el mismo comportamiento que los demás.

En cuanto a la utilidad de estos resultados, el excelente acuerdo encontrado entre los datos de la altimetría láser y la teledetección InSAR con respecto al patrón espacial de la tasa de cambio de altura de la superficie de hielo del Campo de Hielo Sur convalida la aplicación del modelo InSAR, de particular interés debido a su excelente cobertura espacial. En particular, las tasas determinadas por InSAR resultan de utilidad en el proyecto GravPatagonia para la determinación de correcciones gravimétricas por variaciones de masa de hielo.

## 4.3. Grandes lagos patagónicos

### 4.3.1. Disponibilidad de datos

Los datos referidos al nivel de la superficie de cuerpos de agua continentales (lagos, reservorios, ríos, bahías y estuarios) se encuentran almacenados dentro del producto **ATL13**. Este producto provee información geolocalizada de la altura de la superficie del agua, así como su desviación estándar, y parámetros como la altura promedio del oleaje, velocidad del viento, y profundidad estimada (en los casos que los datos lo permiten). La delimitación de estos cuerpos de agua ya se encuentra realizada dentro del producto ATL13, utilizando información previa como formas de costas de distintas bases de datos, bordes de lagos, así como información propia de la intensidad y dispersión de las reflexiones, para

determinar si éstas provienen de una superficie de agua.

En total, se obtuvieron 590000 observaciones sobre los 6 cuerpos de agua continental dentro de los objetos de estudio. En la figura 4.16 se visualizan estas observaciones con sus valores de altura. Los triángulos rojos indican las ubicaciones de los mareógrafos de los distintos lagos.

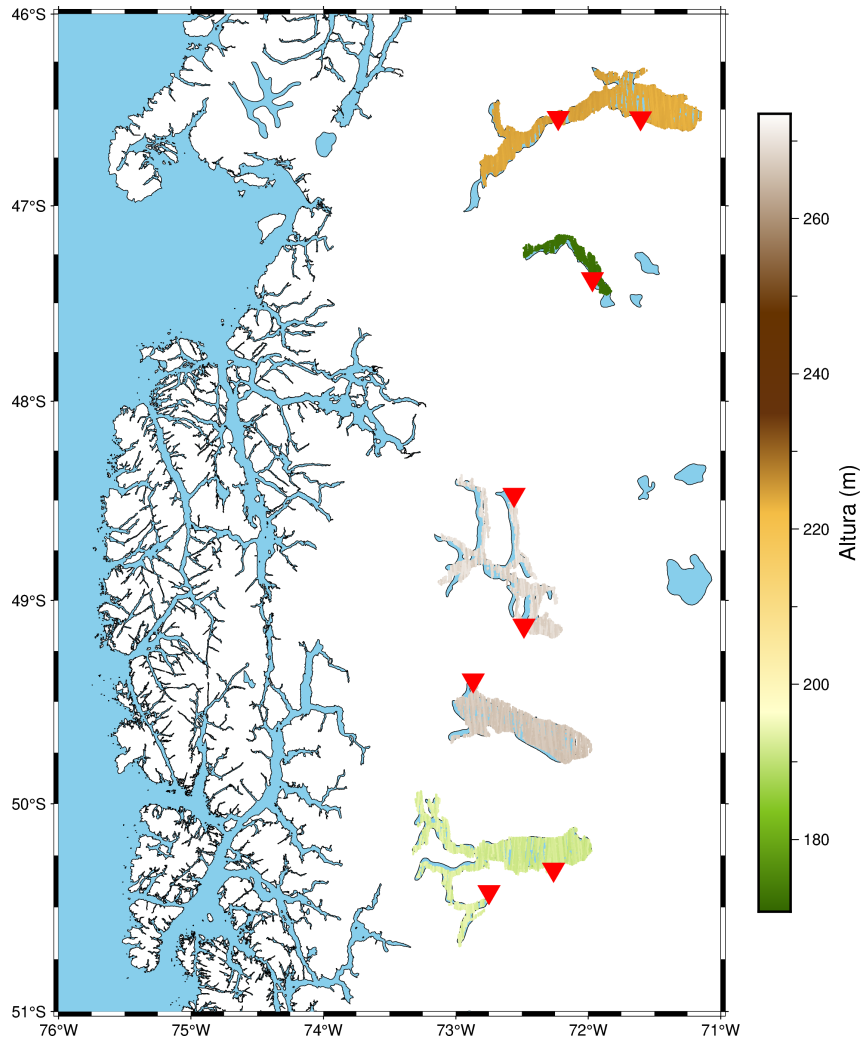


Figura 4.16: Observaciones obtenidas por ICESat-2 (ATL13)

Se observa una buena cobertura de toda la superficie de los lagos, con las secciones o brazos sin datos correspondiendo a interrupciones físicas de la continuidad del cuerpo de agua. En particular, la cantidad de perfiles registrados sobre cada lago se muestra en la tabla 4.2

Lago	N° de segmentos	Primera observación	Última observación
Viedma	423	2018-10-24T07:47	2022-05-31T05:21
Argentino	562	2018-10-20T07:56	2022-05-31T05:20
Brazo rico (Argentino)	132	2018-10-24T07:48	2022-05-31T05:20
San Martín	373	2018-10-24T07:47	2022-05-31T05:21
Pueyrredón	265	2018-10-24T07:47	2022-05-23T05:38
Buenos Aires	741	2018-10-20T07:55	2022-05-27T05:30

Tabla 4.2: Cantidad de perfiles y épocas de observación para los lagos patagónicos

Para ilustrar la distribución temporal de dichas observaciones, se graficó la cantidad de perfiles registrados en función del tiempo. Usando como ejemplo el lago Viedma, se obtuvo la distribución de la figura [4.17](#)

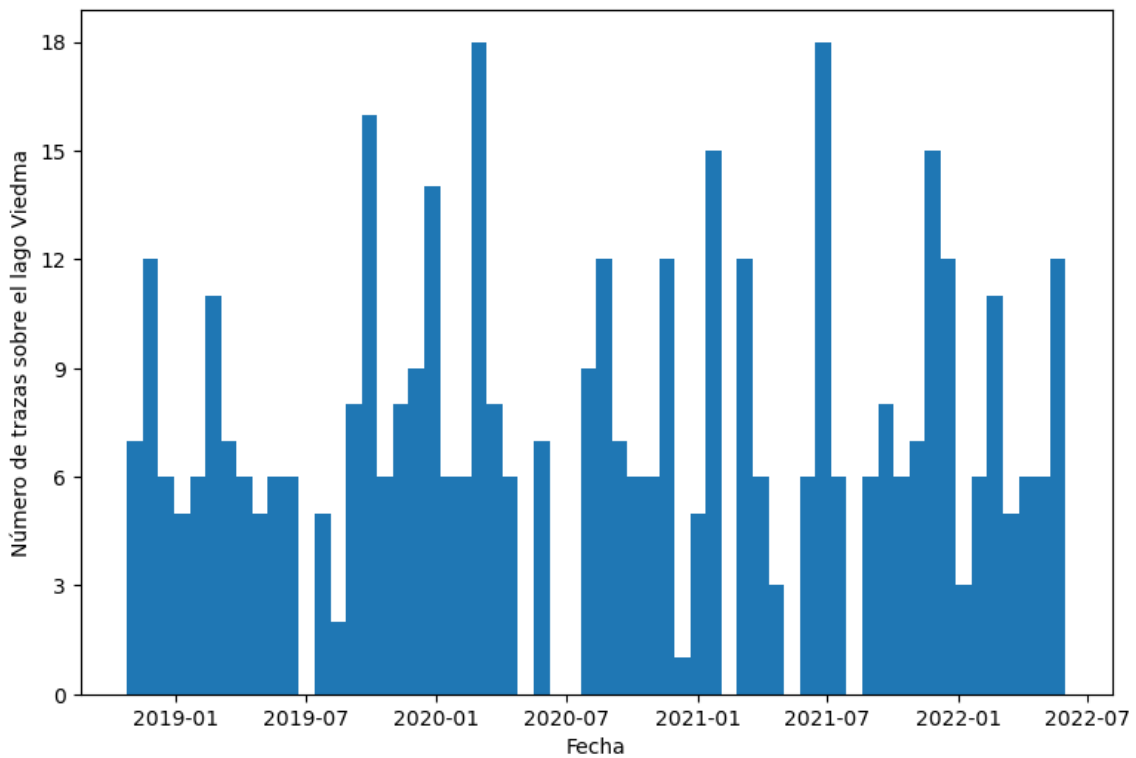


Figura 4.17: Distribución temporal de perfiles sobre el lago Viedma

El análisis realizado muestra una buena distribución, tanto espacial como temporal, de las observaciones del nivel de la superficie de agua para los distintos lagos seleccionados como objeto de estudio. Esto motiva a confiar en que los productos resultantes del conjunto de datos obtenidos no se hallarán particularmente sesgados por efectos anómalos locales o temporales.

### 4.3.2. Perfiles de altura del nivel de agua

Dada la naturaleza de la superficie de los lagos patagónicos (de variación espacial suave, no tan sensible a cambios temporales por eventos meteorológicos), resulta intuitivo analizar en primera instancia las observaciones en perfiles individuales. Para esto, se realizó un procesamiento ya utilizado para las trazas sobre los Campos de Hielo Patagónicos: la proyección a un sistema de referencia con coordenadas paralela (“along track”) y perpendicular, esta vez realizándolo **para cada perfil** por separado, en vez de hacerlo a una traza de referencia. Utilizando la función *project* de *pygmt*, se proyectó cada perfil respecto al círculo máximo que pasa por el primer y último punto del mismo. Este procedimiento es aceptable debido a la corta longitud de cada perfil sobre los lagos, por lo que la desviación de la misma respecto al círculo máximo utilizado es baja.

A partir de la proyección al sistema de coordenadas paralelo-perpendicular, se graficaron los valores de altura medidos a lo largo de los perfiles para determinar su comportamiento. Utilizando el lago Viedma como referencia, debido a su forma relativamente simple respecto a los demás lagos, se obtuvo la figura [4.18](#), donde cada color representa las observaciones obtenidas para un perfil particular.

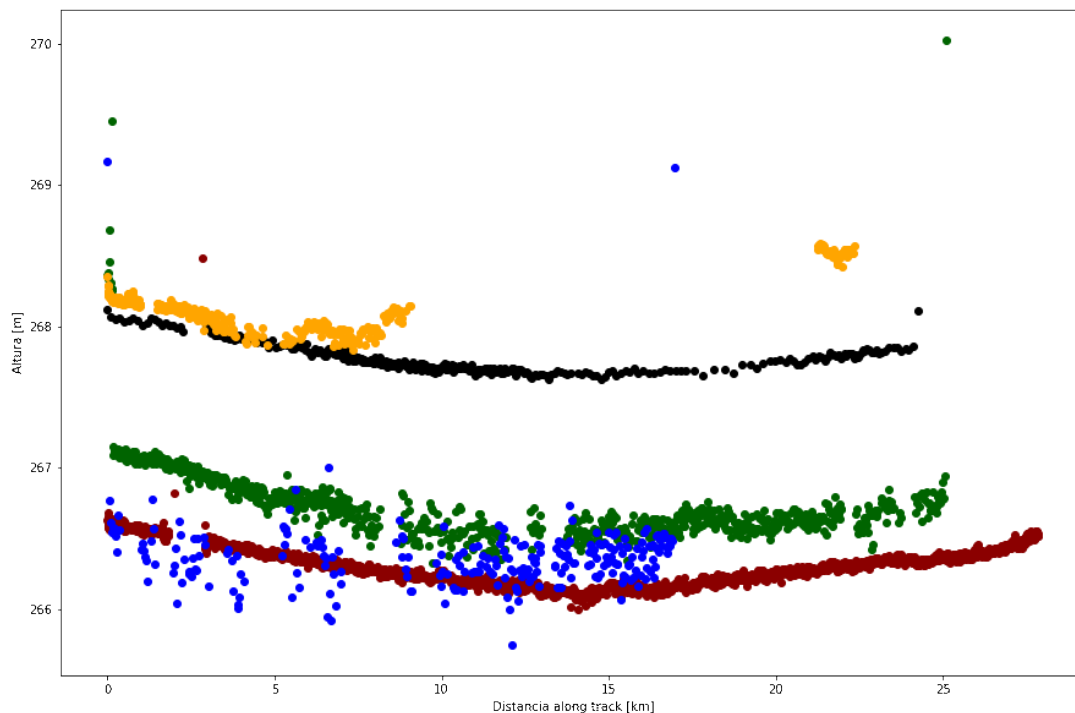


Figura 4.18: Altura para distintos perfiles sobre el lago Viedma

A pesar de la presencia de outliers que condicionan el gráfico, el comportamiento general de las observaciones es de un descenso suave hacia el centro del lago. Más aún,

visualmente se llega a intuir una forma parabólica para la distribución de las alturas. En base a esta característica de las alturas de la superficie de los lagos, previamente observada por otros estudios utilizando otros métodos, se decidió incluir un paso más en el procesamiento de las observaciones de altura de la superficie del agua. Para cada perfil, sus alturas se ajustaron mediante mínimos cuadrados a un polinomio de segundo grado respecto a la coordenada paralela a la traza, se calculó la desviación estándar de dicho ajuste, y se descartaron aquellas observaciones distanciadas más de dos desviaciones estándar del valor correspondiente al ajuste. En la figura 4.19 se ilustran las observaciones filtradas, junto con los polinomios de ajuste de cada perfil.

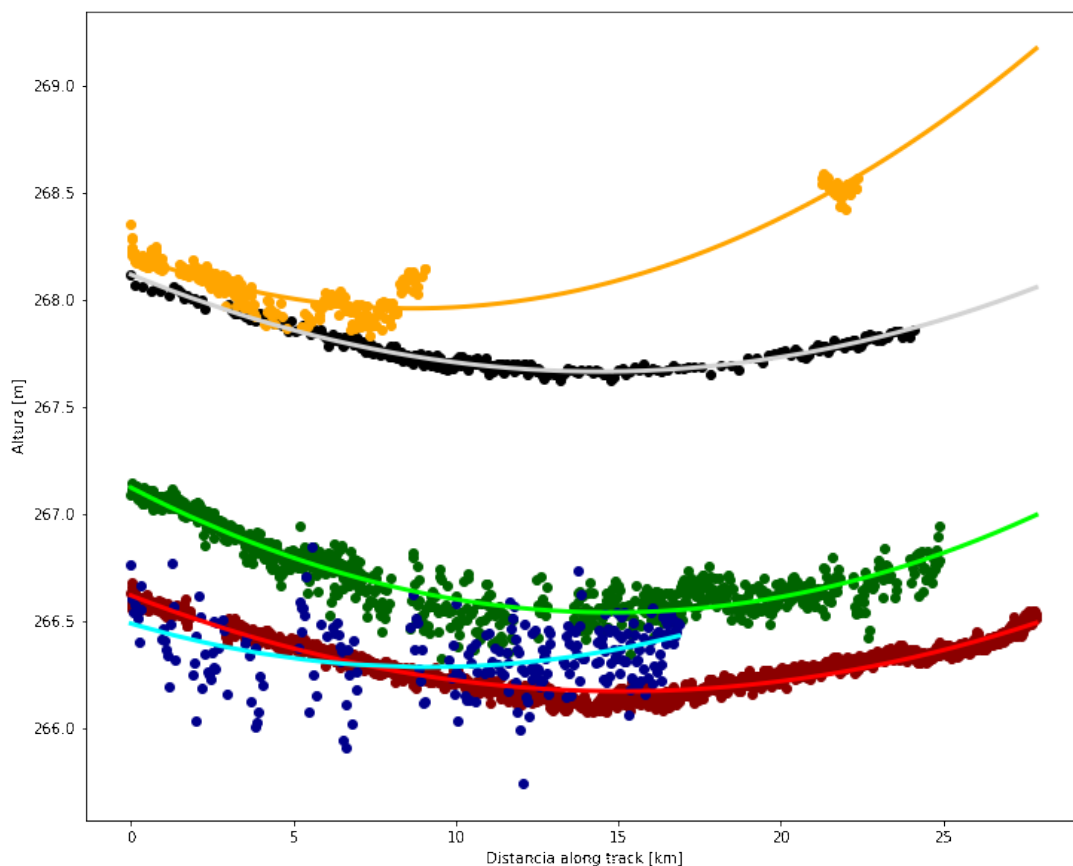


Figura 4.19: Altura filtrada para perfiles sobre el lago Viedma

El resultado fue un filtrado de las observaciones que, a simple vista, se distinguían como outliers, junto con la capacidad de representar la información de altura presente en cada perfil mediante los coeficientes de un polinomio de grado 2. Con este filtrado, es claro que el ajuste a una parábola es representativo del contenido de los datos. Se descartaron un 3% del total de las observaciones.

Es importante destacar que la selección de perfiles para la representación del procesamiento, aunque relativamente aleatoria, se realizó con el fin de mostrar características

particulares de las observaciones sobre el lago Viedma. Se incluyeron perfiles con distintos niveles de dispersión, representativas de una mayor cantidad de oleaje (perfiles verde y azul) o de un lago muy calmo (perfil negro). Se graficó un perfil discontinuo (naranja), cuya interrupción puede deberse a la presencia de nubes sobre una parte del segmento. Además, se representaron perfiles de distintas alturas medias, que reflejan principalmente la variación estacional del lago, en acuerdo con [Marderwald et al. \(2016\)](#).

Por otro lado, al igual que para las observaciones sobre los Campos de Hielo Patagónicos, se calculó y analizó la función de autocovarianza de un perfil representativo del lago Viedma. Mientras la autocovarianza de los perfiles ICESat-2 sobre hielo está dominada por la variación topográfica, la generalmente baja variabilidad de altura de una superficie de agua promete revelar en el perfil del lago Viedma indicios cuantitativos para la precisión de los datos altimétricos. En la figura [4.20](#) se muestra la autocovarianza obtenida, junto con el ajuste de un modelo de ruido rojo de forma exponencial realizado por mínimos cuadrados para los desplazamientos 1 a 20.

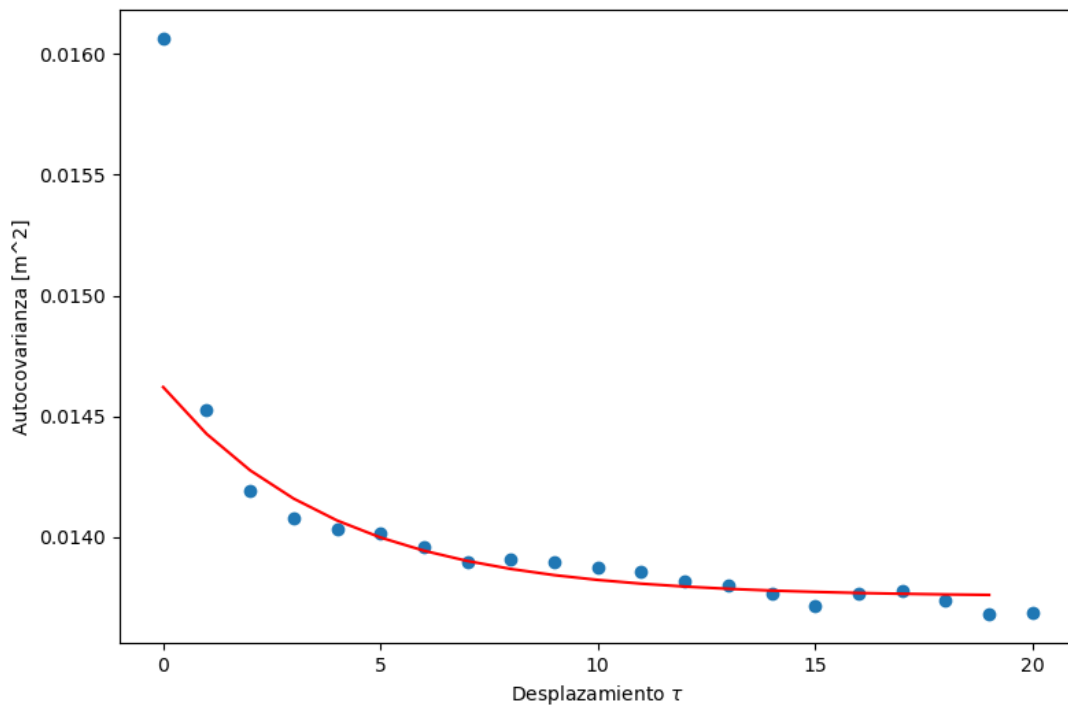


Figura 4.20: Autocovarianza de un perfil modelo sobre el Lago Viedma, con ajuste exponencial

Para este perfil, a partir de la diferencia entre la varianza empírica (punto azul para  $\tau = 0$ ) y el modelo de ruido rojo (curva roja para  $\tau = 0$ ), se obtiene una desviación estándar del ruido observacional de  $\sigma \approx 38$  mm. Es decir, el ruido observacional, como



proceso estocástico, estará en el 95 % de los casos entre  $-2\sigma$  y  $2\sigma$ , entre  $-7,6$  cm y  $7,6$  cm.

Asumiendo que esta característica es consistente a lo largo de las distintas determinaciones de altura en los distintos productos (hipótesis razonable, aunque los efectos de la pendiente topográfica pueden inducir errores observacionales mayores), puede confirmarse, por ejemplo, que las diferencias de altura detectadas para cruces sobre los Campos de Hielo Patagónicos de corta base temporal (presentadas en la figura 4.9) son consecuencia de cambios reales en la superficie, por sobre posibles errores observacionales.

Por otro lado, la desviación estándar estimada se refiere a una observación individual. El efecto del ruido aleatorio observacional se reduce mediante la acumulación de múltiples observaciones de la misma superficie como, por ejemplo, el ajuste polinomial de un segmento que atraviesa un lago (Figura 4.19). En el caso de un simple promedio de  $n$  observaciones de un mismo nivel, la incertidumbre observacional es:

$$\sigma_m = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (4.1)$$

### 4.3.3. Interpretación

Una vez filtradas las observaciones, se buscó la determinación de parámetros sobre el nivel medio de los lagos patagónicos. Para esto, se utilizaron observaciones provenientes de otras fuentes, para mejorar y robustecer los resultados obtenidos. En particular, cada uno de los lagos cuenta con uno o más mareógrafos. Estos mareógrafos proveen información diaria (y hasta más frecuente según el caso) de la variación temporal del nivel de agua para una ubicación específica, información que no es fácil de obtener mediante los datos de ICESat-2, debido a la variación de las trazas entre iteraciones y la frecuencia relativamente baja de adquisición de datos en una zona reducida. En cambio, las observaciones de ICESat-2 permiten el estudio de la altura del nivel del agua sobre la totalidad de la superficie del lago, además de estar referenciadas a un sistema global como lo es el elipsoide WGS84, en lugar del cero arbitrario de cada mareógrafo.

Como primer intento de resolver uno de los inconvenientes de las observaciones provenientes de mareógrafos, se buscó determinar la altura elipsoidal respecto a la cual están referidas estas, es decir, la altura elipsoidal del cero del mareógrafo. Para esto, se tomó para cada perfil el ajuste cuadrático correspondiente. Cada ajuste se evaluó para las coordenadas de observación sobre el perfil más cercanas al mareógrafo correspondiente. Esto permitió un valor de referencia de la altura medida lo más comparable a la altura del mareógrafo. Luego, se halló para cada valor de referencia la altura del mareógrafo registrada más próxima temporalmente. Asumiendo que cada observación de ICESat-2 y la respecti-

va observación del mareógrafo registran variaciones provenientes del mismo fenómeno (es decir, variaciones en la altura del agua debidas a los mismos cambios temporales), sería esperable una alta correlación entre ambas, al punto de diferir únicamente en el valor del cero que utilizan. Luego, graficando cada observación con la altura determinada por el mareógrafo y por ICESat-2, debería observarse una distribución siguiendo una recta a 45 grados. En la figura 4.21 se graficó este resultado para el ejemplo del lago Viedma, dando a cada observación un color correspondiente a la distancia del punto observado al mareógrafo. Como ya se mencionó, se esperaría no solo un comportamiento lineal, sino una muy baja dispersión, al asumir que se está observando exactamente el mismo fenómeno.

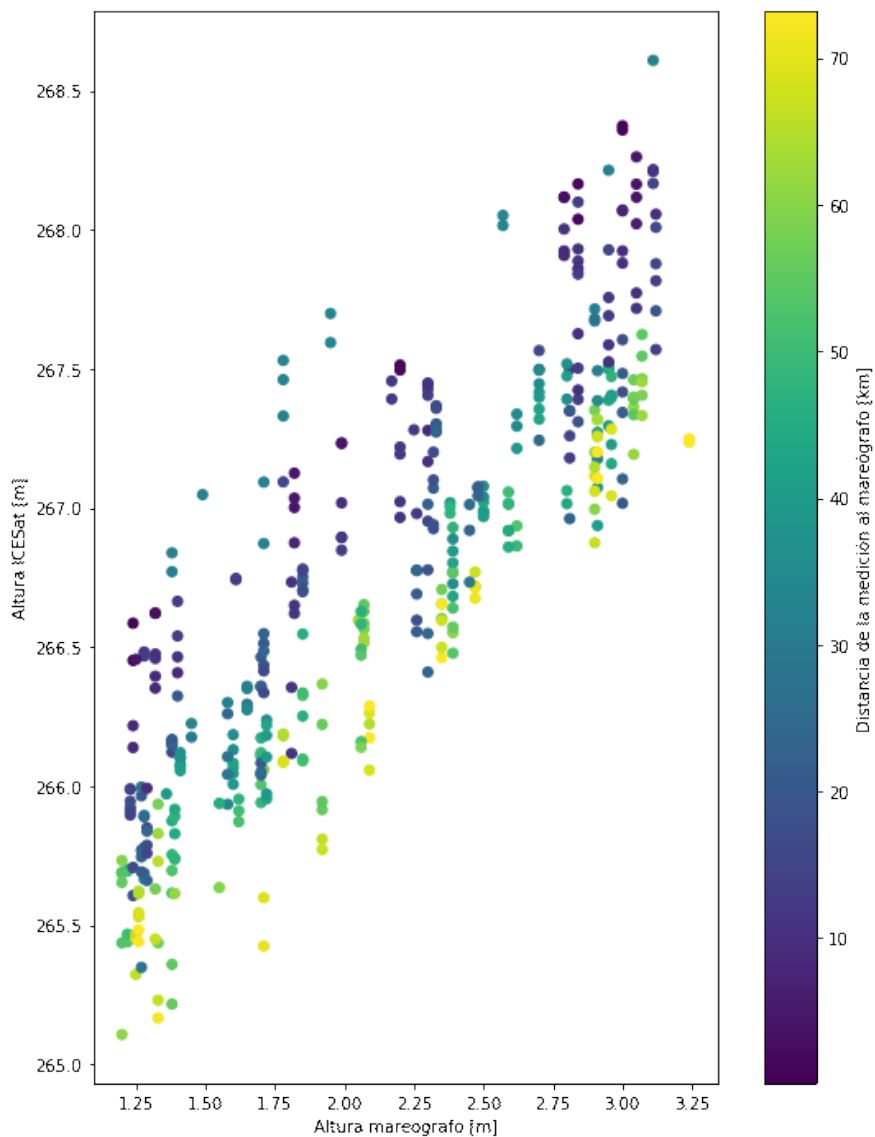


Figura 4.21: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Viedma

Se observa una alta correlación entre las alturas, pero con una alta dispersión. A su vez, se distingue una diferencia de comportamiento según la distancia al mareógrafo,

indicativo de que la misma está impactando en las observaciones. Esto llevó a analizar las variaciones de la altura del agua a lo largo del lago, previo a determinar el cero del mareógrafo.

El primer paso para determinar la variación del nivel del agua a lo largo de la superficie del lago fue la separación de los efectos regionales y temporales. Asumiendo que el mareógrafo registra únicamente variaciones temporales, mientras que los datos de ICESat-2 presentan ambas, se filtró el efecto temporal restando de los valores obtenidos por ICESat-2 las alturas determinadas por los mareógrafos. Esto produjo un nuevo conjunto de datos, ya no de alturas medidas o ajustadas sobre el elipsoide WGS84, sino de pseudoalturas con un menor impacto de la diferencia temporal. Graficando este observable respecto a la longitud del punto de observación, usando como ejemplo el lago Viedma, se obtuvo la figura 4.22, en la que cada punto representa la altura de referencia obtenida para un perfil sobre el lago.

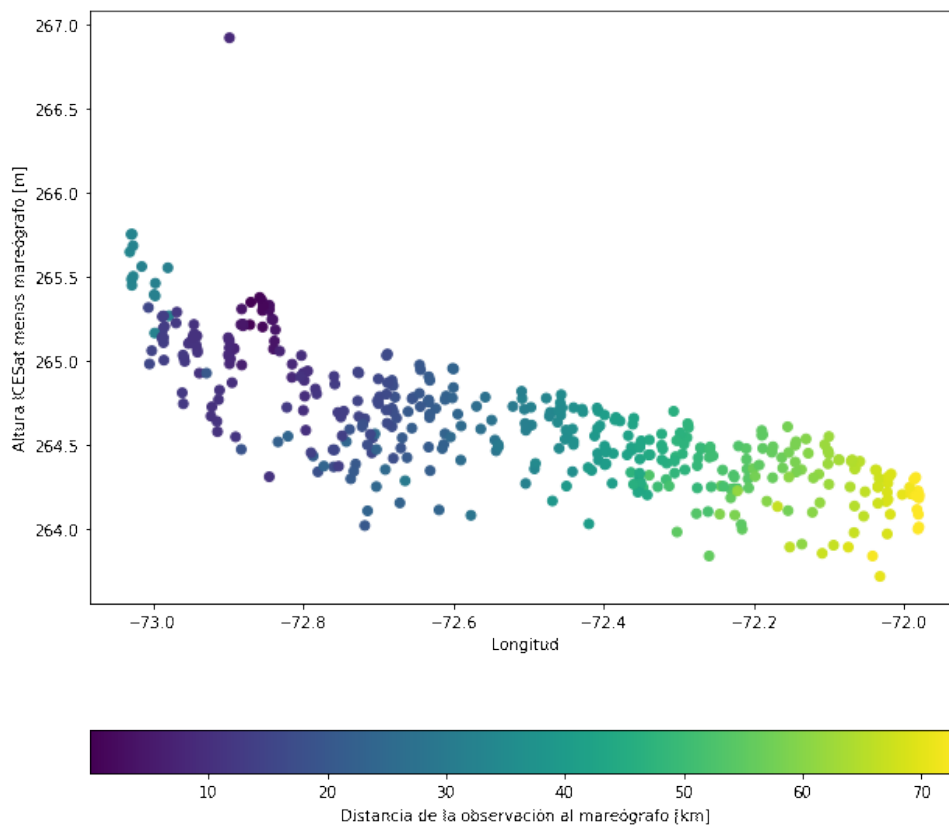


Figura 4.22: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Viedma

La escala de colores permite notar que la distancia de cada punto de referencia al mareógrafo está altamente correlacionada con la longitud. Por esta razón, se seleccionó la longitud como variable sobre la cual analizar las variaciones superficiales. Estas va-

riaciones superficiales se ajustaron mediante un polinomio, seleccionando el menor grado representativo del comportamiento de las observaciones, y descartando las observaciones de comportamiento anómalo. Para el caso del lago Viedma, se utilizó un polinomio de grado 2.

Por otro lado, para analizar la variación longitudinal del nivel del lago, se obtuvo la ondulación geoidal dada por el modelo GEOIDE-Ar 16, para la latitud correspondiente al mareógrafo del lago, y longitudes equiespaciadas cada décima de grado. Aunque este resultado no sea equivalente al ajuste polinómico realizado, ya que el nivel del lago puede depender de factores que no se observan en la ondulación del geode, se esperaba un cierto nivel de concordancia en las variaciones longitudinales de ambos modelos. Ambos ajustes fueron graficados en la figura [4.23](#)

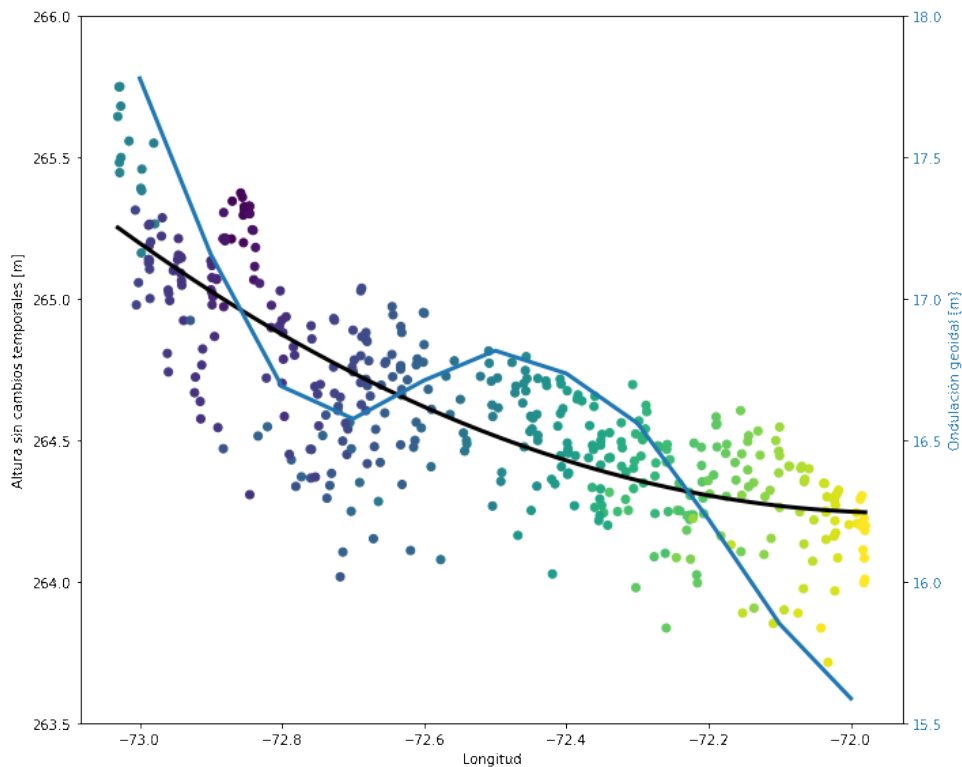


Figura 4.23: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Viedma

A pesar de no ser exactamente iguales, se observa la similitud esperada entre el ajuste polinómico realizado y la tendencia dada por la ondulación geoidal en la zona. Este notable acuerdo abre la posibilidad a la **determinación de la ondulación geoidal** mediante las observaciones de ICESat-2, característica que amerita un desarrollo futuro.

El ajuste polinómico, además de proveer una buena estimación de la forma de la superficie del agua, permite llevar las observaciones tomadas a lo largo del lago a un mismo punto de referencia, libres de la influencia de las variaciones longitudinales del

nivel del agua. Para esto, de cada observación  $H_i$  proveniente de ICESat-2, se restó la diferencia entre la altura modelada para el punto de observación y la altura modelada para la ubicación del mareógrafo.

$$H_{i\text{ corr}} = H_i + H'_{\text{mod}}(\lambda_{\text{mareog}}) - H'_{\text{mod}}(\lambda_{\text{obs}}) \quad (4.2)$$

El resultado fue un conjunto de alturas con el efecto de variación longitudinal eliminado mediante el modelo polinomial. Nuevamente, analizando la relación entre la altura obtenida por ICESat-2 y la registrada por el mareógrafo, se esperaba un comportamiento lineal con correlación cercana a 1, y, por sobre todo, que la distribución de las observaciones no dependa de parámetros espaciales como la distancia al mareógrafo. Graficando estas alturas corregidas, se obtiene la figura [4.24](#).

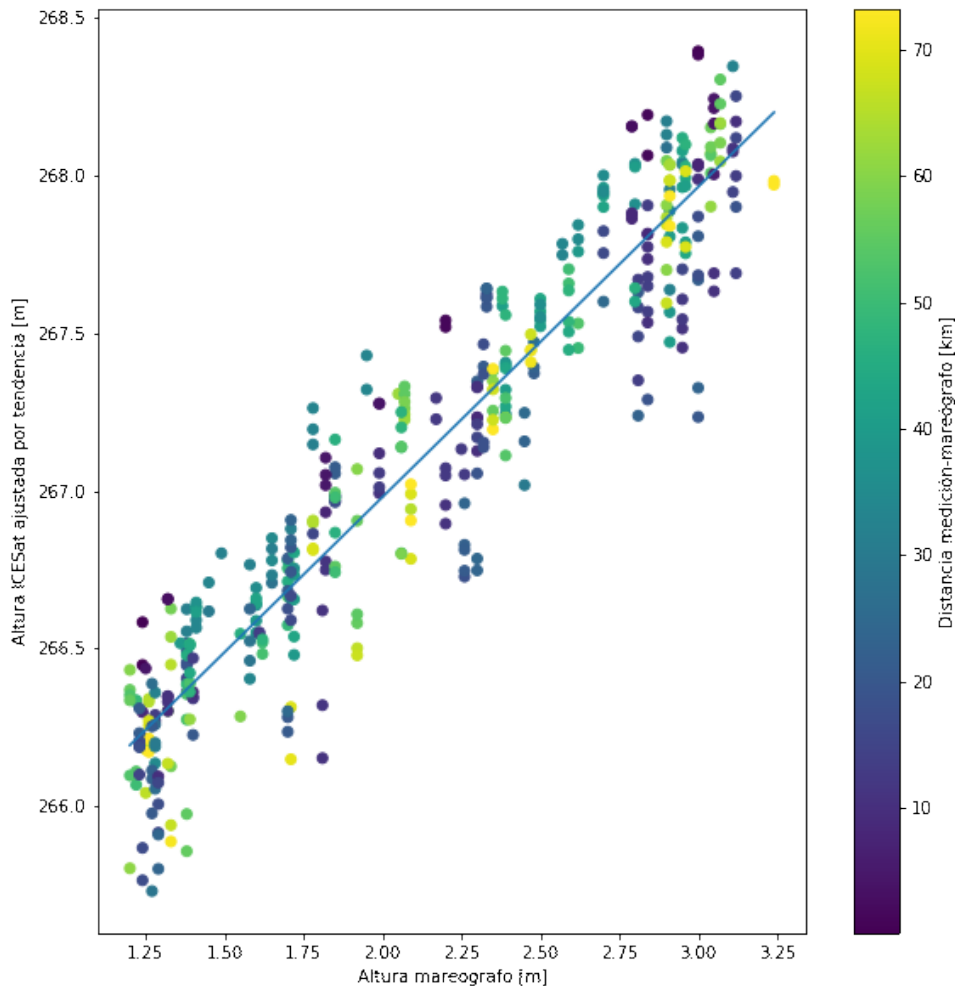


Figura 4.24: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Viedma

Es claro que la dispersión disminuyó, y que la relación entre la altura obtenida por ICESat-2 y la determinada por el mareógrafo no se organiza en rectas a distintas alturas

según la distancia al mareógrafo, sino que una misma recta resulta representativa de la totalidad de las observaciones. Esta recta, ajustada por mínimos cuadrados y graficada en la figura 4.24, permite a su vez determinar la altura aproximada del cero del mareógrafo, dada por su ordenada al origen. Realizado este procedimiento para los lagos seleccionados como objeto de estudio, para cada uno de los mareógrafos de soberanía argentina y chilena, se obtuvieron los resultados de la tabla 4.3

Lago	H mareografo [m]	Desviación estándar ajuste longitudinal [m]
Viedma	265.01	0.21
Argentino	188.60	0.14
Brazo Rico	191.01	0.18
San Martín	266.18	0.41
San Martin (CH)	266.68	0.14
Pueyrredón	172.11	0.16
Buenos Aires	224.00	0.46
Buenos Aires (CH)	222.23	0.14

Tabla 4.3: Altura elipsoidal (WGS84) para los mareógrafos de lagos patagónicos

Una característica notoria de los resultados presentados es la diferencia en la desviación estándar de los ajustes longitudinales obtenidos para un mismo lago, dependiendo de la utilización de observaciones de mareógrafos argentinos o chilenos. La causa más probable es la mala calidad de las observaciones de algunos mareógrafos argentinos. Recordando que, para realizar el ajuste longitudinal del nivel del lago, se construyó un pseudo-observable restando la medición del mareógrafo de la altura dada por ICESat-2, si dichas observaciones de mareógrafos no fueron precisas los pseudo-observables no estarán libres de variaciones temporales, tendrán mayor dispersión y el ajuste longitudinal empeorará. Algunas características del conjunto de datos de los mareógrafos argentinos refuerzan esta idea, como valores de altura observados que se repiten con el mismo valor exacto a lo largo del día (o a lo largo de varios días). Aunque es posible que la mala calidad de los ajustes realizados al utilizar mareógrafos argentinos puedan deberse a características propias de los lagos, esto no es esperable basándose en los datos mencionados.

El análisis realizado para los demás lagos patagónicos se ilustra en el **Anexo**.

Los modelos de variación longitudinal de altura del agua para los distintos lagos patagónicos ponen en evidencia la limitación de la representatividad de las estaciones mareográficas existentes para la determinación de altura elipsoidal, volumen y masa de agua.

Aún reduciendo la variabilidad temporal mediante la combinación de los datos de ICESat-2 con registros mareográficos persisten variaciones de la altura elipsoidal del nivel de agua en sentido Este-Oeste que exceden 1 m y que coinciden en su tendencia con la ondulación geoidal local. Los modelos aquí desarrollados proveen una aplicación práctica de interés, en tanto que permiten la combinación de observaciones del nivel de agua en distintos puntos del lago tomando en cuenta esta topografía persistente, dando la posibilidad de combinar todas las observaciones de nivel realizadas con diversas técnicas (mareógrafos, mareógrafos de presión, boya GNSS, reflectometría GNSS). Esta combinación aumenta la exactitud de correcciones gravimétricas por variaciones de masa de agua, particularmente útiles para la implementación en los puntos de medición del proyecto GravPatagonia en las orillas de los lagos Argentino y Viedma.

## 4.4. Bahías y fiordos

### 4.4.1. Disponibilidad de datos

Las observaciones correspondientes al nivel del mar y los océanos realizadas por ICESat-2 se distribuyen a partir del producto ATL12. El mismo provee información geolocalizada de la altura de la superficie del mar sobre regiones libres de nubes, así como estimaciones de rugosidad de la superficie, pendiente, y reflectividad aparente. En la práctica, el algoritmo de procesamiento para el producto ATL12 produce observaciones espaciadas entre 70 m y 7 km, dependiendo de las condiciones de la superficie de agua y asumiendo cielos despejados.

Para el objeto de estudio seleccionado para análisis del nivel del mar, la Bahía San Julián y el mar abierto cercano a la costa, se tomaron las observaciones entre latitudes  $49^{\circ}S$  y  $49,5^{\circ}S$ , y longitudes  $68^{\circ}O$  y  $67,5^{\circ}O$ . Para el producto ATL12 se obtuvieron un total de 258 observaciones, lo que puede sonar a poco comparado con la cantidad de datos obtenidos de otros productos, pero resultaba esperable debido a la forma en que se construye el producto con una mayor distancia entre observaciones, y las malas condiciones para la toma de datos en la bahía, donde durante marea baja gran parte de la misma queda sin agua.

Por otro lado, existen observaciones disponibles para la zona de estudio provenientes del producto ATL13, utilizado previamente para el estudio de los lagos. Este producto, además de incluir observaciones sobre lagos, ríos y otras aguas continentales, toma puntos sobre bahías y mares entre la costa y 7km mar adentro. En contraste con el producto

ATL12, éste provee 51000 observaciones.

Un análisis preliminar de las observaciones provenientes de ambos productos permitió realizar una importante diferenciación: aunque ambos productos incluyen observaciones realizadas sobre playa seca, o afectadas por oleaje, el proceso de promediación y filtrado realizado en la construcción del producto ATL12 no permite realizar una adecuada separación entre observaciones de interés y aquellas afectadas por otros efectos. Por esta razón, no se consideraron las observaciones provenientes de este producto para los siguientes análisis.

En la figura 4.25 se muestran la distribuciones de las observaciones provenientes del producto ATL13, junto con los valores de altura registrados. Por otro lado, resulta de interés la disponibilidad de datos a lo largo del tiempo, presentado en la figura 4.26.

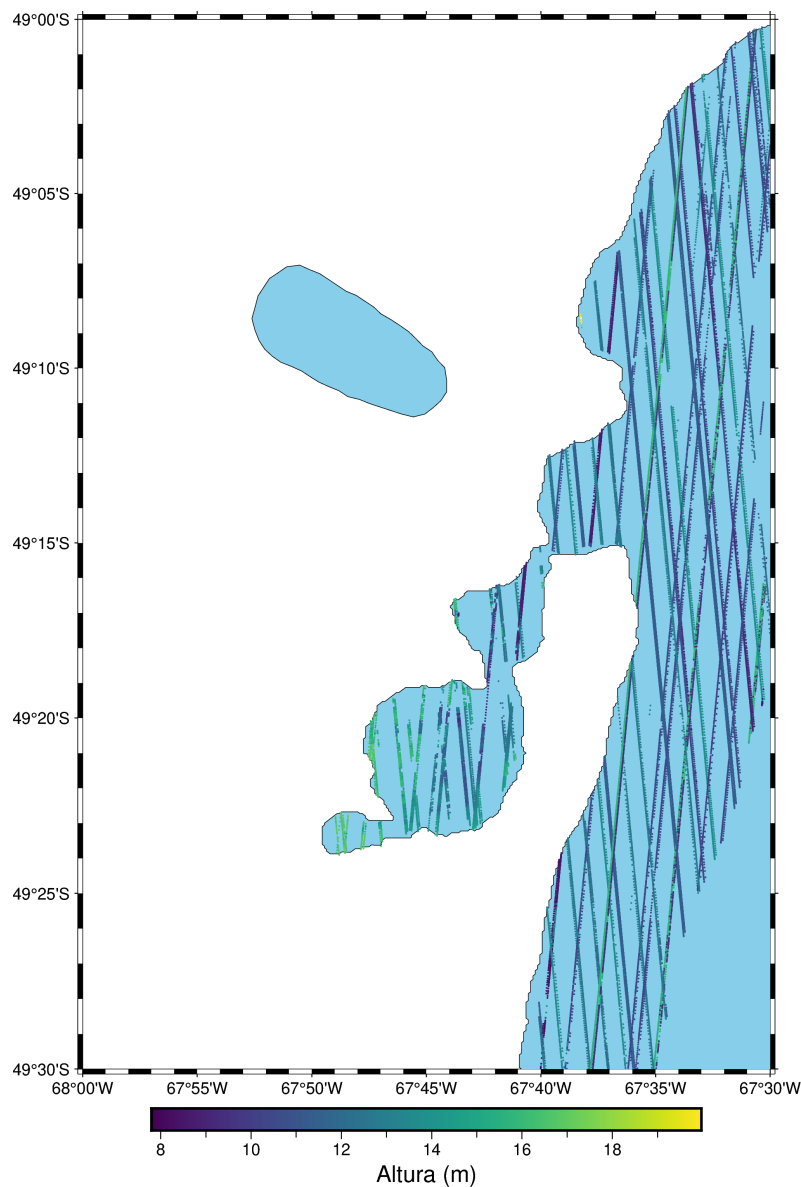


Figura 4.25: Observaciones sobre la bahía San Julián y zona costera



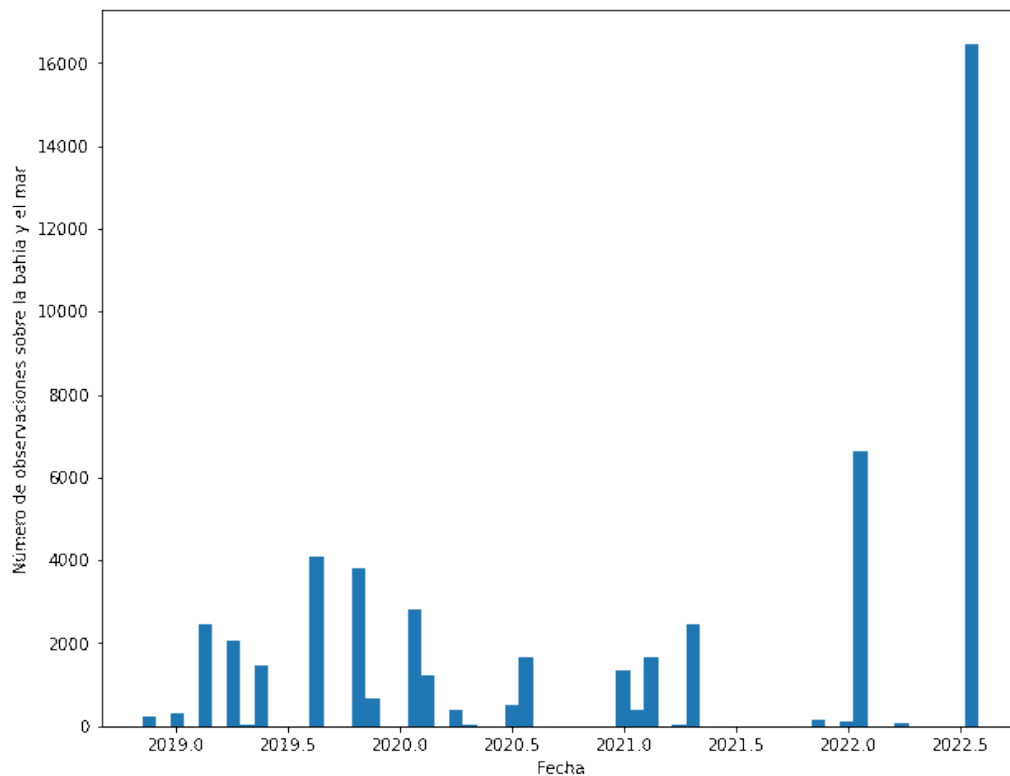


Figura 4.26: Distribución temporal de observaciones - Bahía San Julián y mar

#### 4.4.2. Perfiles de altura de nivel de agua

Una característica general de las bahías es que su contacto con el mar abierto es por una pequeña sección, por lo que el comportamiento hidrodinámico entre ambos puede ser muy disímil. Una muestra de esto se observa en la figura [4.25](#), donde en el interior de la bahía se registran más alturas en el orden de los 16 a 18 metros, a diferencia de los 8 a 12 metros que se observan en mayor medida en el mar abierto. Esto también puede verse en la distribución de alturas según la distancia a la bahía, representado en la figura [4.27](#).

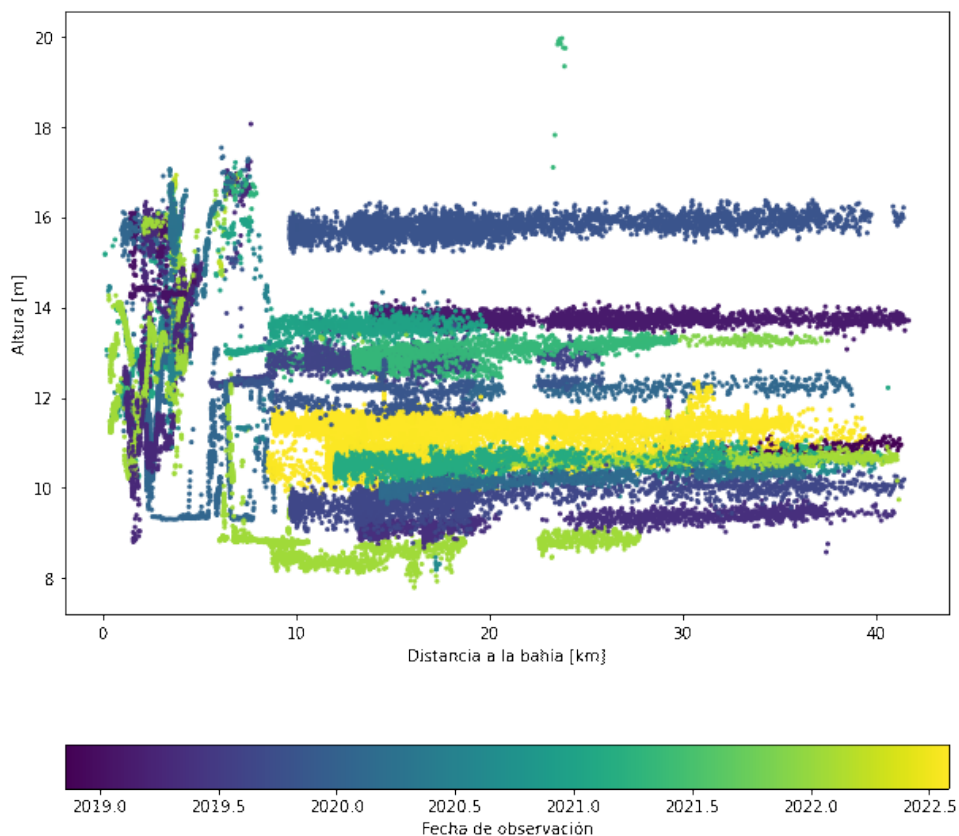


Figura 4.27: Observaciones según distancia a la Bahía San Julián

Se identifican las observaciones más cercanas a la bahía con una variación mucho más rápida, y un comportamiento mucho más suave para las correspondientes a mar abierto. Esta diferencia en la longitud de onda de las variaciones de altura puede asociarse a la alta variabilidad dentro del área de la bahía debida a observaciones sobre playa seca durante marea baja, con topografía mucho más accidentada.

Otra forma de estudiar el comportamiento en el interior de la bahía, y su diferencia con el exterior, es mediante el análisis de un mismo perfil que observe ambas regiones para la misma época. Un ejemplo de esto es el perfil de la figura [4.28](#).

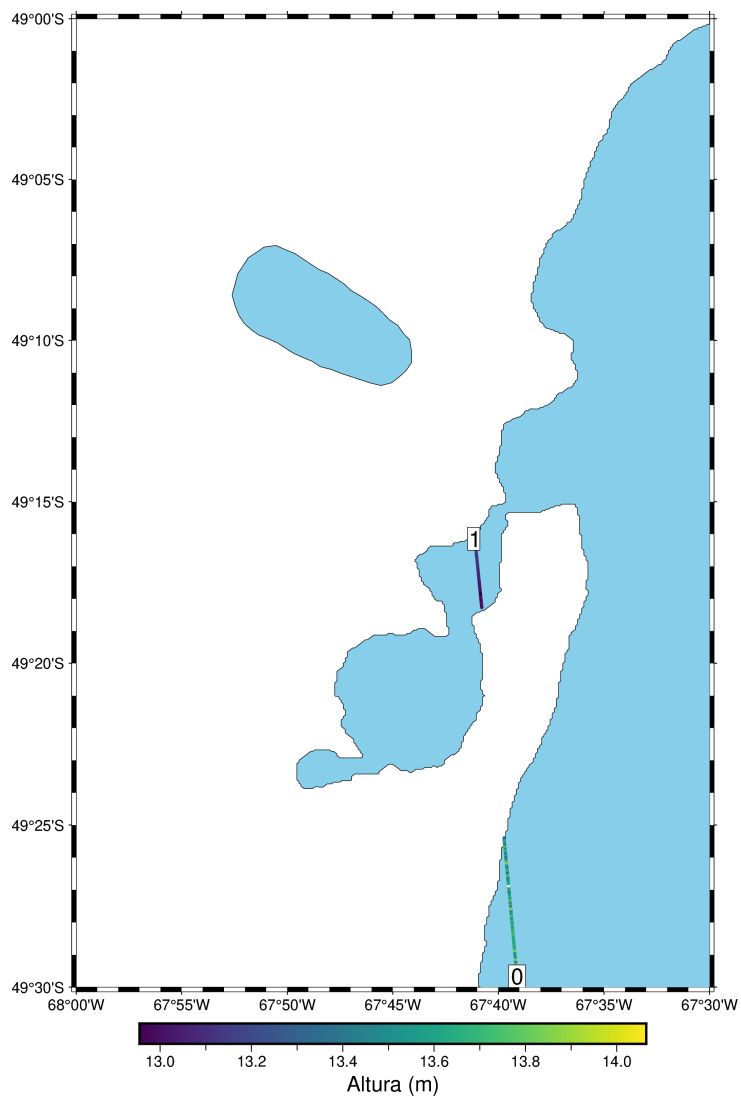


Figura 4.28: Perfil abarcando la Bahía San Julián y el mar

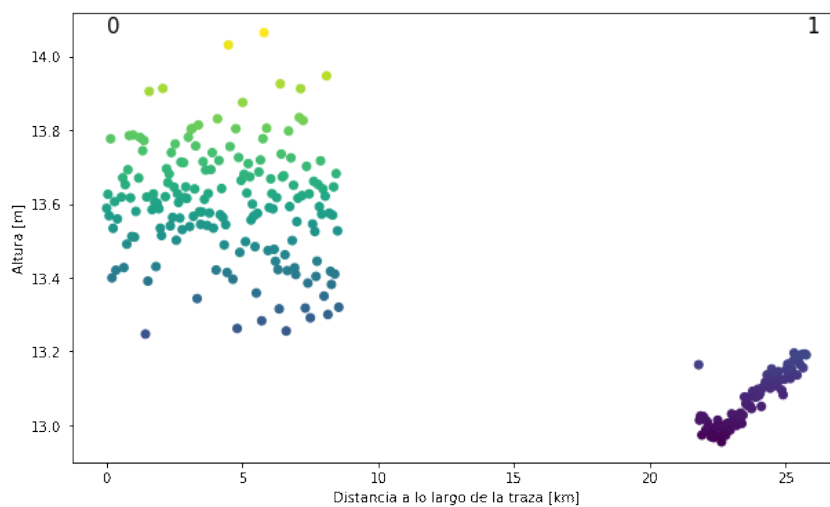


Figura 4.29: Observaciones a lo largo de un perfil - Bahía San Julián

Las observaciones para el perfil graficado son un claro indicador del nivel de separación entre el comportamiento hidrodinámico del mar abierto y la zona de la bahía. Las observaciones sobre el mar tienen una alta dispersión, que se condice con un alto nivel de oleaje, y un valor medio de 13,6 m. Para los datos en el interior de la bahía, en cambio, la dispersión es muy baja, se observa un comportamiento lineal, y con una media de 13,1 m.

### 4.4.3. Interpretación

Al igual que en los objetos de estudio previos, se buscó combinar las observaciones recabadas por ICESat-2 con resultados provenientes de otros métodos, a fin de obtener resultados conjuntos que aprovechen las capacidades de las dos técnicas. Para este caso, se utilizaron los datos de ICESat-2 para comparar la calidad de los ajustes de modelos de mareas oceánicas. En particular, se buscó determinar la diferencia en la calidad del ajuste proveniente del modelo **FES2014b** (Lyard et al., 2021) y el **EOT20** (Hart-Davis et al., 2021) para la zona de la bahía. El primer paso para esto fue la selección de observaciones de buena calidad provenientes de ICESat-2, ya que la alta variabilidad del nivel de agua en el interior de la bahía lleva a que muchas observaciones se hayan realizado no sobre la superficie del agua, sino sobre playa seca. Esto se puede ver en un perfil ejemplo sobre la bahía, graficada en la figura 4.30.

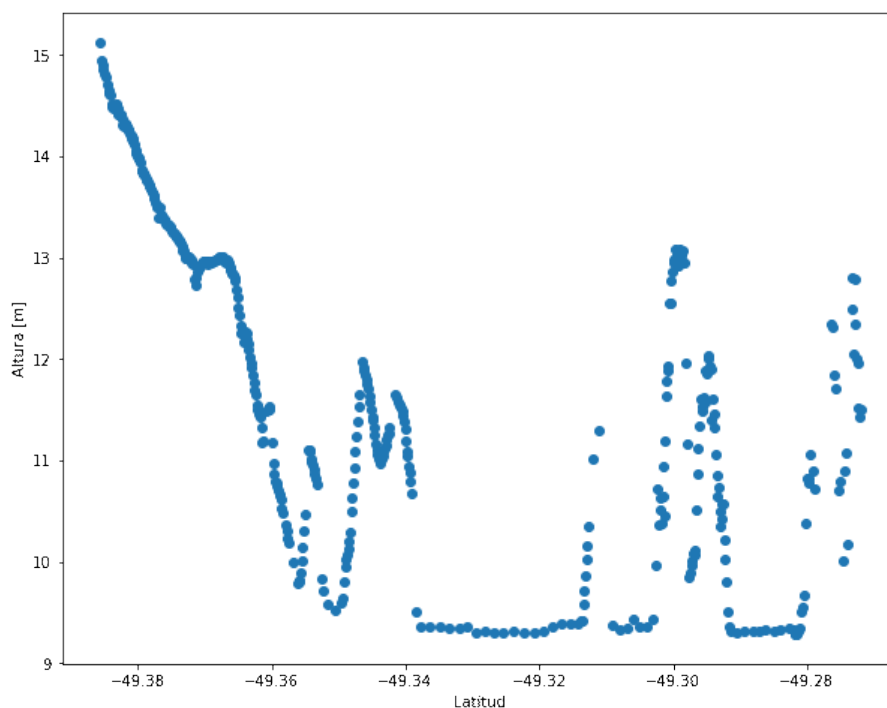


Figura 4.30: Observaciones a lo largo de un perfil - Bahía San Julián

Claramente las altas variaciones de altura no se condicen con variaciones naturales del nivel del agua, indicativo de que se está observando relieve topográfico. Para tomar solo observaciones sobre la superficie del agua, se analizaron a mano los perfiles y se seleccionaron las porciones de comportamiento sub-horizontal. Esto dio un total de 18 segmentos rectos, para los cuales se calculó la altura predicha por los dos modelos en el punto inicial y final. Siendo de interés, además, el estudio del mar abierto circundante, se incluyeron observaciones provenientes de perfiles sobre el mar abierto, en la zona costera. Estos fueron filtrados del mismo modo que lo descrito para los perfiles en el interior de la bahía, utilizando la misma cantidad de segmentos sub-horizontales. Estas observaciones permitieron comparar de manera diferenciada el ajuste de los modelos de mareas oceánicas entre el interior de la bahía y el mar abierto.

La comparación entre las observaciones de ICESat-2 y los modelos de mareas no es directa. Los modelos de mareas proveen la altura referida al nivel medio del mar de la zona, mientras que ICESat-2 las da referidas al elipsoide WGS84. Además, los modelos contemplan sólo el proceso de mareas oceánicas, mientras que las variaciones observadas mediante ICESat-2 incluyen también contribuciones de origen no-mareal como efectos de viento y variaciones de presión atmosférica. Para determinar la calidad de los ajustes, se construyeron los pseudo-observables altura de ICESat-2 menos altura del modelo. Construir un pseudo-observable restando la altura dada por el modelo de la obtenida por ICESat-2 permite obtener no solo una estimación de la altura elipsoidal del nivel medio del mar (la media de dicho pseudo-observable), sino también cuantificar la calidad del ajuste de cada modelo a las observaciones de ICESat-2, mediante la desviación estándar del pseudo-observable. El pseudo-observable de mayor variación estándar representaría una menor coincidencia entre el modelo de mareas y los datos de ICESat-2.

El análisis de dichos pseudo-observables, y sus correspondientes indicadores estadísticos, se realizó por separado para las observaciones dentro y fuera de la bahía, para los modelos de mareas FES2014b y EOT20. Los resultados de dicho análisis se muestran en la tabla [4.4](#).

Como referencia, la desviación estándar de las observaciones de ICESat-2 fue de 2,18 m en el interior de la bahía, y de 1,79 m en el mar abierto. La diferencia significativa con los valores de la tabla es indicativo de que la mayor parte de la variación del nivel del agua en la región es producto de las mareas, razón por la cual una determinación precisa del efecto de mareas resulta de gran interés.

Región	Modelo	Desviación estándar	Altura promedio
Dentro de la bahía	FES2014b	0,56 m	11,49 m
	EOT20	0,62 m	11,52 m
Fuera de la bahía	FES2014b	0,38 m	11,83 m
	EOT20	0,42 m	11,89 m

Tabla 4.4: Parámetros estadísticos de los pseudo-observables (ICESat-2 menos modelo).

Estos resultados muestran características de gran interés respecto al nivel medio de la superficie de agua, así como los modelos de mareas en la región de la Bahía San Julián:

- El nivel medio del mar abierto es mayor al del interior de la bahía.
- La desviación estándar de los pseudo-observables es un orden de magnitud más grande que el error observacional estimado mediante autocovarianza para un perfil promedio (figura 4.20). Esto indica que la dispersión es atribuible a variaciones reales del nivel de agua no reflejadas en los modelos de mareas oceánicas.
- Los valores de dispersión, y por ende las diferencias con los modelos de mareas, son más grandes dentro de la bahía. Se esperaría que los principales procesos no-mareales (efectos de viento y variaciones de presión atmosférica) sean más intensos en el mar abierto que dentro de la bahía. Estos procesos pueden ser considerados principalmente responsables de la dispersión (desviación estándar cerca de 40 cm) fuera de la bahía. Como el aumento de dispersión dentro (vs. fuera) de la bahía no es atribuible a un aumento de contribuciones no-mareales, la mayor dispersión en la bahía se debe con gran probabilidad a que la señal de mareas es distinta a la en el mar abierto cercano y que los modelos de mareas oceánicas, debido a su limitada resolución espacial, no reproducen el régimen particular dentro de la bahía.
- Tanto dentro como fuera de la bahía, los pseudo-observables basados en FES2014b muestran una menor dispersión que los de EOT20, lo cual permite la conclusión que el FES2014b es el modelo que mejor representa la señal de mareas en la zona de la Bahía San Julián.

Otra forma de visualizar la comparación entre las alturas de ICESat-2 y las predichas por cada modelo es mediante su correlación. Si el modelo y las observaciones de ICESat-2 están representando las mismas variaciones de altura, aunque no tengan el mismo punto de referencia, deberían tener una alta correlación. Es decir, en un gráfico altura de ICESat-2

vs altura del modelo, se debería ver un comportamiento prácticamente lineal con pendiente 1. En las figuras 4.31 y 4.32 se muestran los gráficos obtenidos para las observaciones de ICESat-2 y los dos modelos, junto con la referencia de pendiente 1.

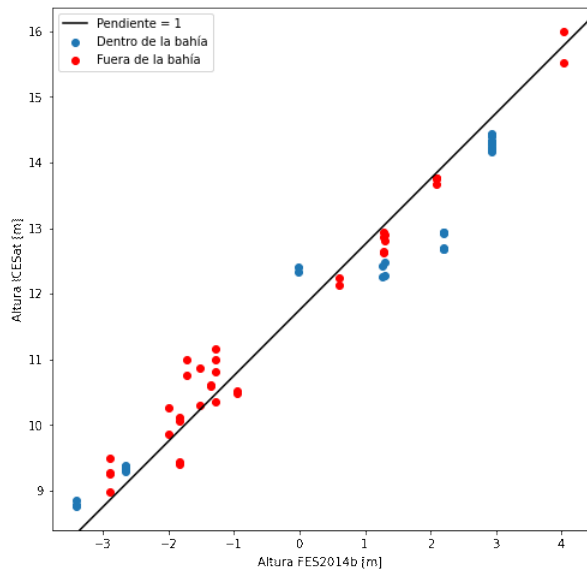


Figura 4.31: Comparación con modelo FES2014b

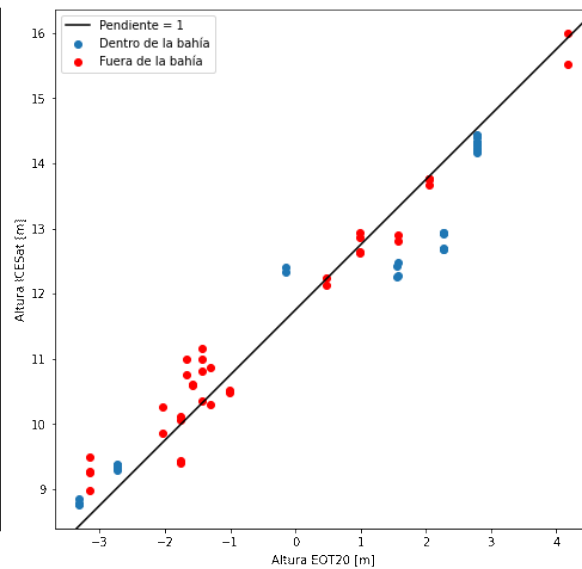


Figura 4.32: Comparación con modelo EOT20

Gráficamente, es claro que la altura de ambos modelos tiene una alta correlación con la determinada por ICESat-2, y la diferencia en dispersión es prácticamente imperceptible. Esto permite contextualizar que la diferencia en la calidad del ajuste de los modelos es poca, y la futura repetición de este análisis, con una mayor cantidad de observaciones provenientes del continuado funcionamiento de ICESat-2, permitiría caracterizar con mayor certeza el rendimiento de ambos modelos sobre la Bahía San Julián. Mientras tanto, en base a las observaciones disponibles, el análisis previo determina que el modelo FES2014b ajusta más precisamente las observaciones sobre la Bahía San Julián.

El análisis realizado permite realizar recomendaciones para futuros relevamientos gravimétricos en la región de la Bahía, particularmente del proyecto GravPatagonia. Es aconsejable que las observaciones gravimétricas en San Julián sean acompañadas por mediciones simultáneas del nivel de agua dentro de la Bahía San Julián, ya que su régimen de mareas difiere del predicho por modelos actuales para el mar abierto cercano, y la corrección de dichos efectos con los modelos traerá aparejado un error significativo. Sin embargo, si no se cuenta con estas observaciones del nivel de agua, es recomendable utilizar el modelo de mejor ajuste para la región.

Si bien se evidencia que las condiciones hidrodinámicas causan diferencias con respecto

al mar circundante tanto en el nivel medio como en la señal de mareas, los datos de ICESat-2 disponibles para la presente tesis no poseen una cobertura temporal suficiente para inferir parámetros de mareas confiables.



# Capítulo 5

## Conclusiones

En primera instancia, se logró desarrollar una cadena de procesamiento sobre los datos de ICESat y ICESat-2, reestructurando la información en archivos de mucho menor volumen y más simples de analizar para identificar la información de interés. Se implementaron herramientas computacionales para la visualización, filtrado e interpretación de las observaciones, con la posibilidad de ser utilizados a futuro en conjunto con la continuada toma de datos de ICESat-2. Este procesamiento permitió simplificar el análisis de la disponibilidad de datos sobre los objetos de estudio en la Patagonia, donde se identificó una gran cantidad de observaciones, llegando a las cientos de miles de mediciones de altura sobre los Campos de Hielo Patagónicos y los grandes lagos, y decenas de miles en zonas costeras. Estas observaciones presentan una buena distribución espacial, así como una periodicidad temporal precisa desde 2018 con la posibilidad de combinarse con observaciones anteriores, haciéndolas útiles para diversas implementaciones.

Se logró estimar el ruido observacional del método, dando una precisión mejor a 10 centímetros. Esta magnitud es comparable a la obtenida por técnicas LiDAR, indicando no solo una alta calidad sino también una oportunidad de combinar ambas técnicas sin pérdida de resolución.

En base a los resultados obtenidos para los Campos de Hielo Patagónicos, las observaciones de ICESat-2 y su combinación con ICESat permitieron un estudio preciso de las alturas y variaciones de altura del nivel de hielo, los cuales se probaron compatibles con las variaciones de altura determinadas por InSAR, validando los resultados obtenidos por ambas técnicas por separado. La comparación de las mismas (independientes entre sí) permite apuntar con un alto nivel de confianza a una pérdida generalizada del nivel de hielo sobre los Campos de Hielo Patagónicos, con una tasa de cambio que varía a lo largo de la superficie de los mismos entre 0 y  $-7$  m/a.

---

Por otro lado, las observaciones realizadas sobre los lagos patagónicos proveen una cobertura superficial completa, logrando modelar las variaciones espaciales del nivel del agua que superan 1 m. Estas variaciones se observaron asociadas a la ondulación del geoide y permiten pensar en su utilización para complementar los modelos de ondulación geoidal. A su vez, estos modelados resultan de gran utilidad para complementar la información obtenida por técnicas restringidas espacialmente como los mareógrafos. Particularmente, se logró señalar a los mareógrafos que proveen observaciones de baja calidad, así como estimar la altura elipsoidal de referencia para cada uno.

Por último, se probó la utilidad de las observaciones de ICESat-2 en el estudio de bahías y estructuras costeras similares, permitiendo caracterizar el régimen hidrodinámico dentro de la bahía y diferenciarlo del correspondiente al mar abierto aledaño. Se lograron comparar modelos de mareas y determinar cuál ajusta de mejor modo a las observaciones sobre la Bahía San Julián, recomendando a la vez la repetición de esta comparación conforme se vaya ampliando la base de datos de ICESat-2.

Los resultados mostrados en este trabajo permiten responder sin lugar a dudas la interrogante principal planteada al inicio del mismo: que los datos de altimetría láser son de muy alta calidad, y que demuestran un gran potencial para complementar las técnicas establecidas en el monitoreo de componentes del ciclo de agua en la Patagonia austral (teledetección InSAR, gravimetría satelital GRACE, registros hidrológicos y mareográficos, modelos de mareas y de interacción atmosfera-océano). Agregar esta nueva herramienta observacional permite no solo la validación independiente de estas otras técnicas y aumentar su exactitud, sino plantear y dar respuesta a nuevos interrogantes científicos. Por ejemplo, la geometría de las superficies del nivel medio de los lagos pueden ser usados como indicadores locales para la configuración de las superficies equipotenciales, como demostrado por [Del Cogliano et al. \(2007\)](#) y [Gomez et al. \(2017\)](#). Sumado a esto, los resultados obtenidos en el presente trabajo permitieron conclusiones de relevancia práctica, desarrollando recomendaciones concretas para la planificación de futuras campañas de relevamiento en las regiones de estudio, particularmente para el proyecto GravPatagonia.

# Apéndice A

## Ajustes de los lagos patagónicos

### A.1. Mareógrafos argentinos

#### A.1.1. Lago San Martín

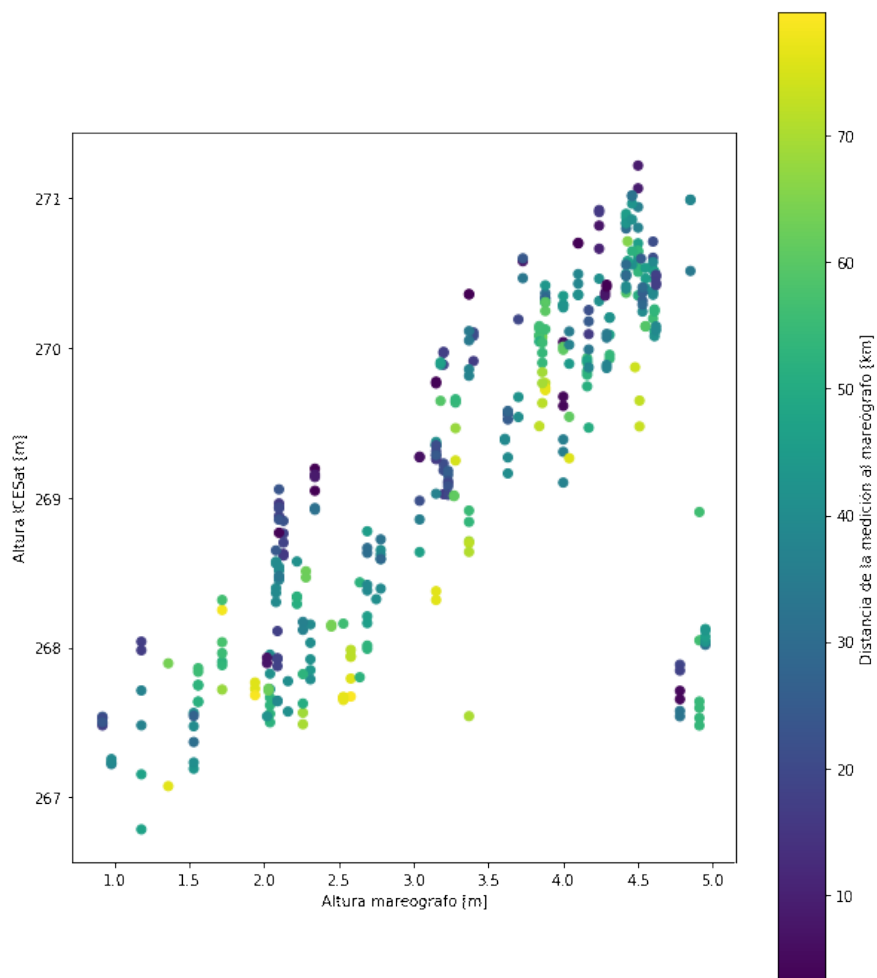


Figura A.1: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago San Martín

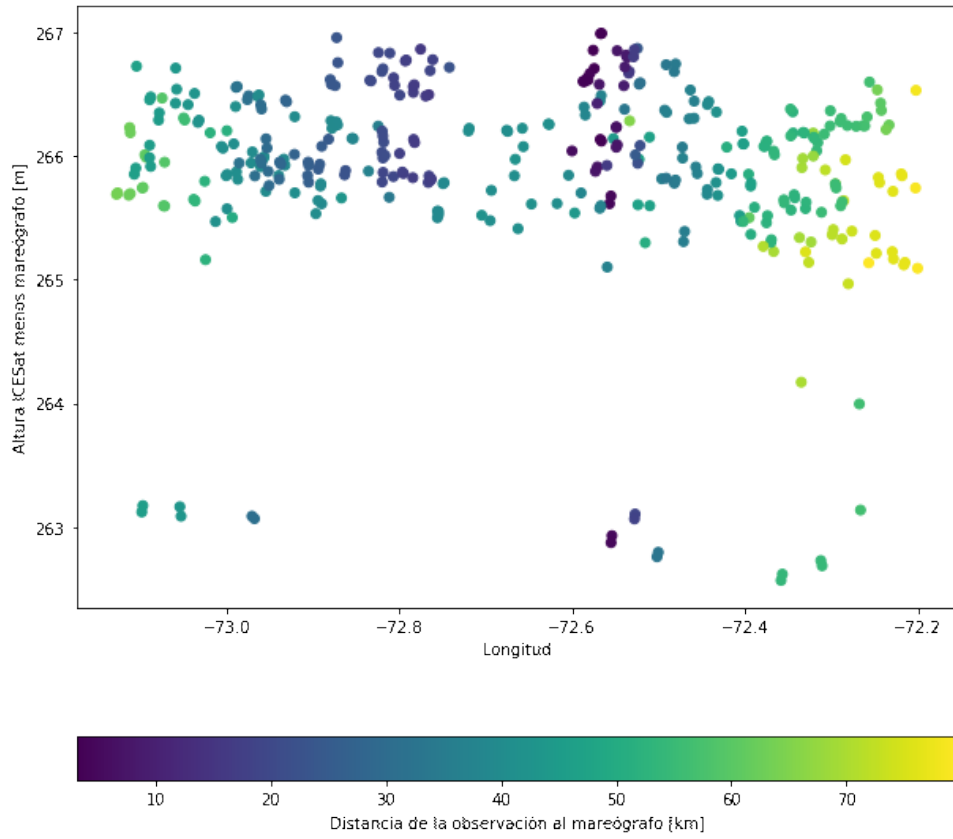


Figura A.2: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago San Martín

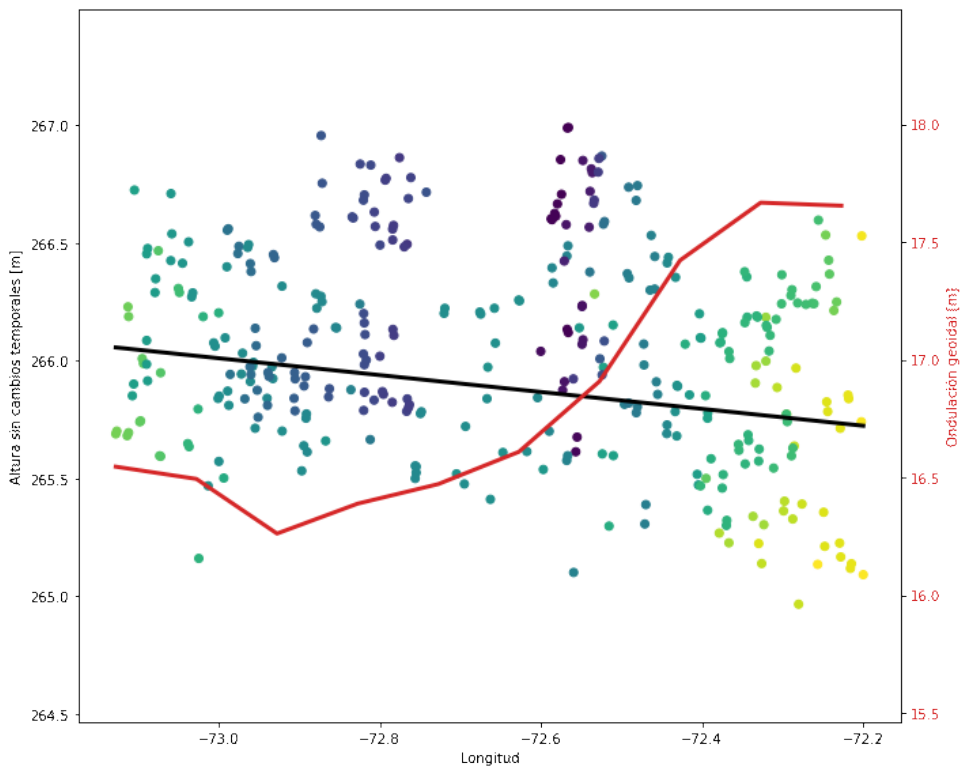


Figura A.3: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago San Martín

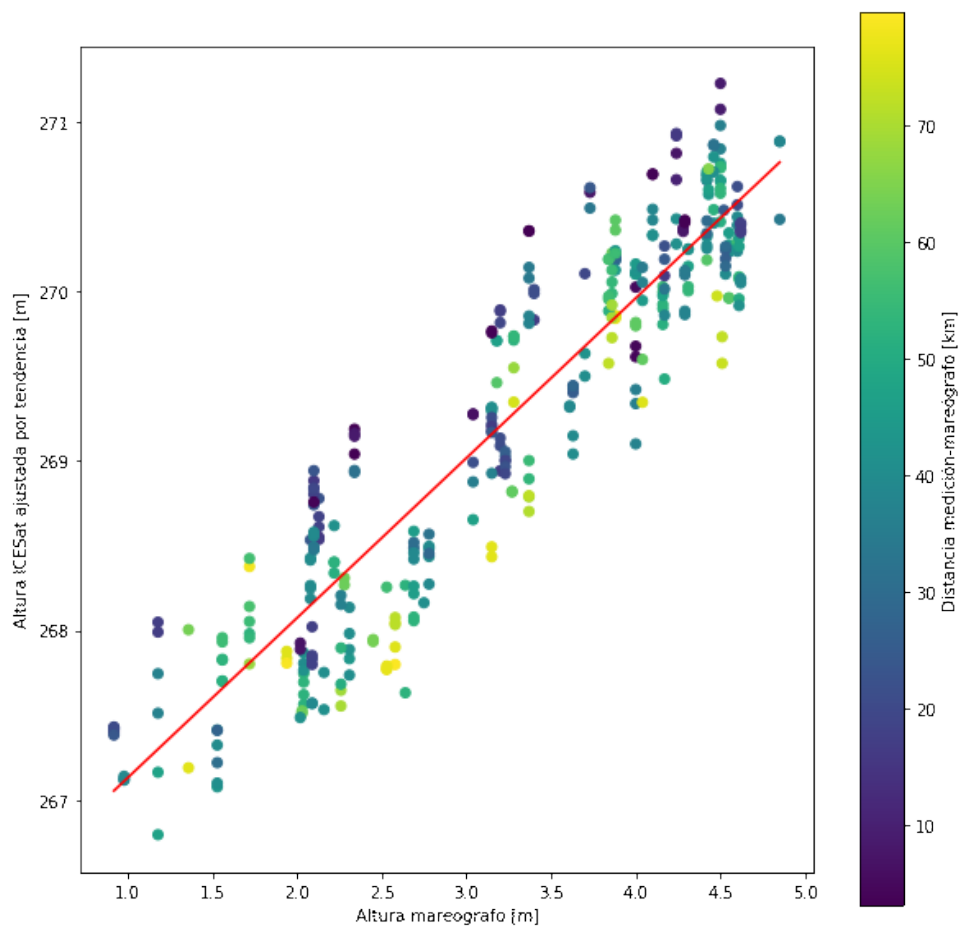


Figura A.4: Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago San Martín

## A.1.2. Lago Argentino

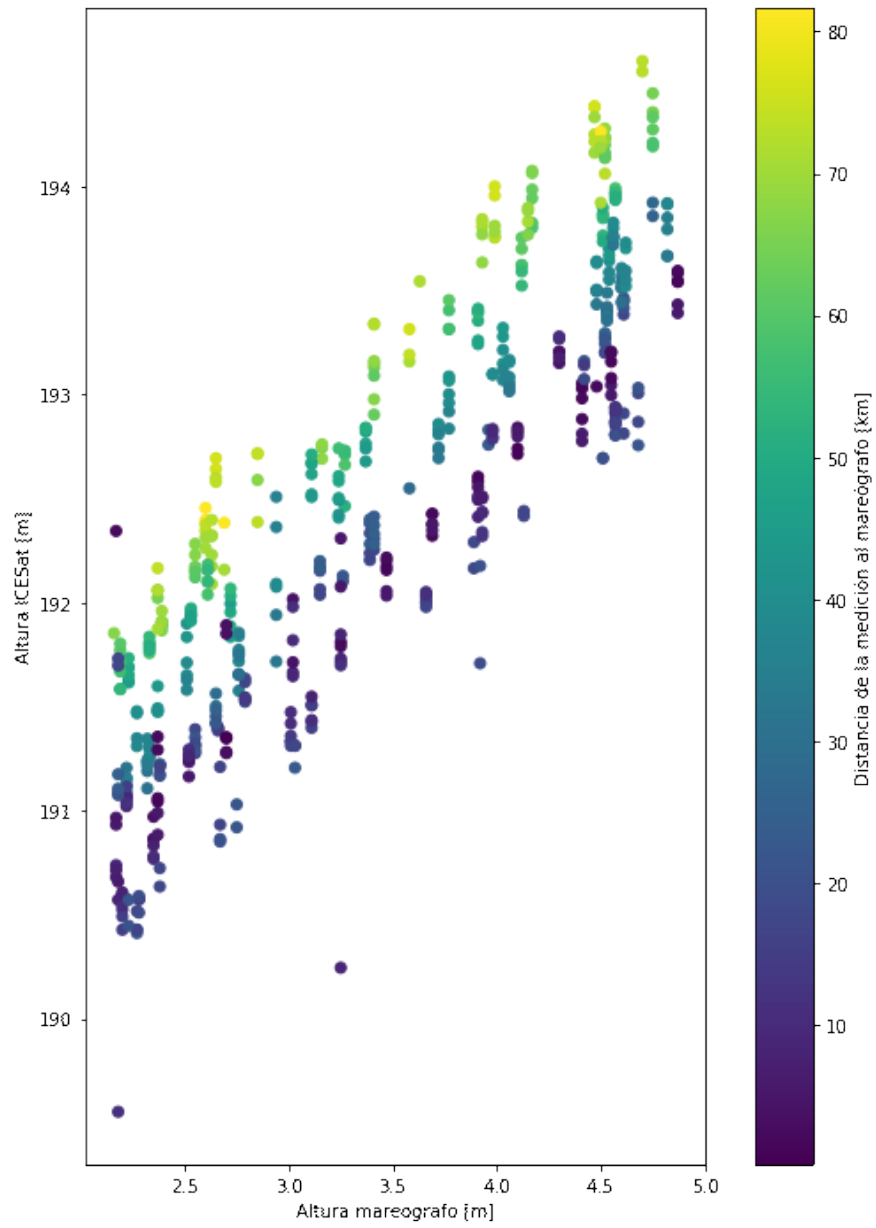


Figura A.5: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Argentino

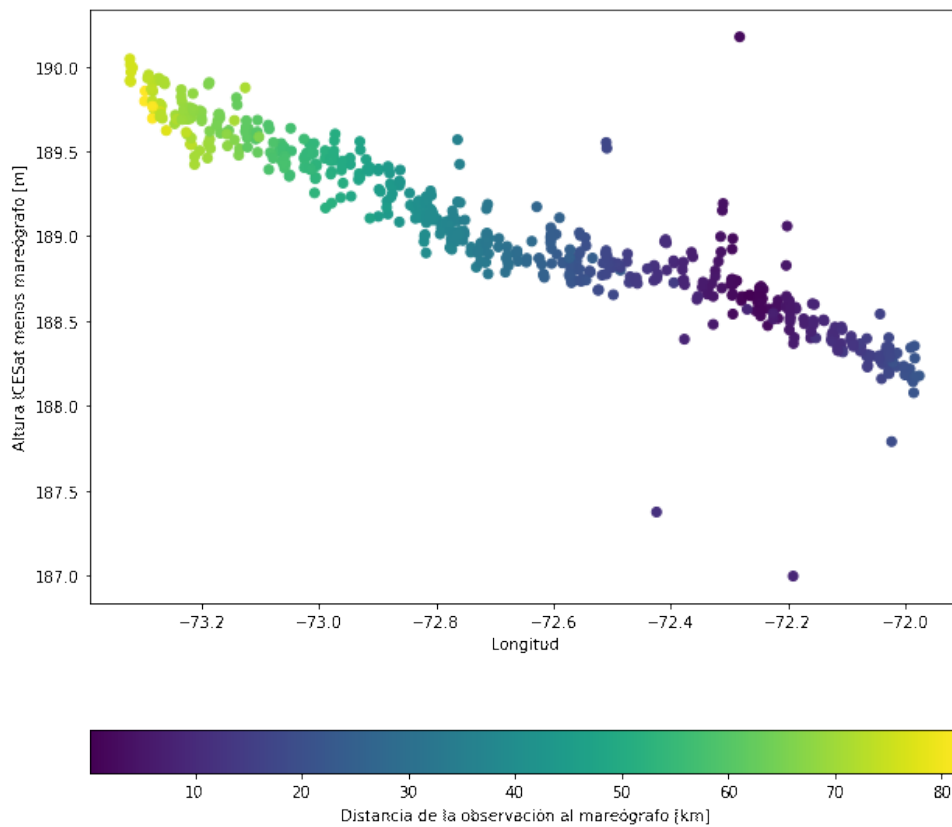


Figura A.6: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Argentino

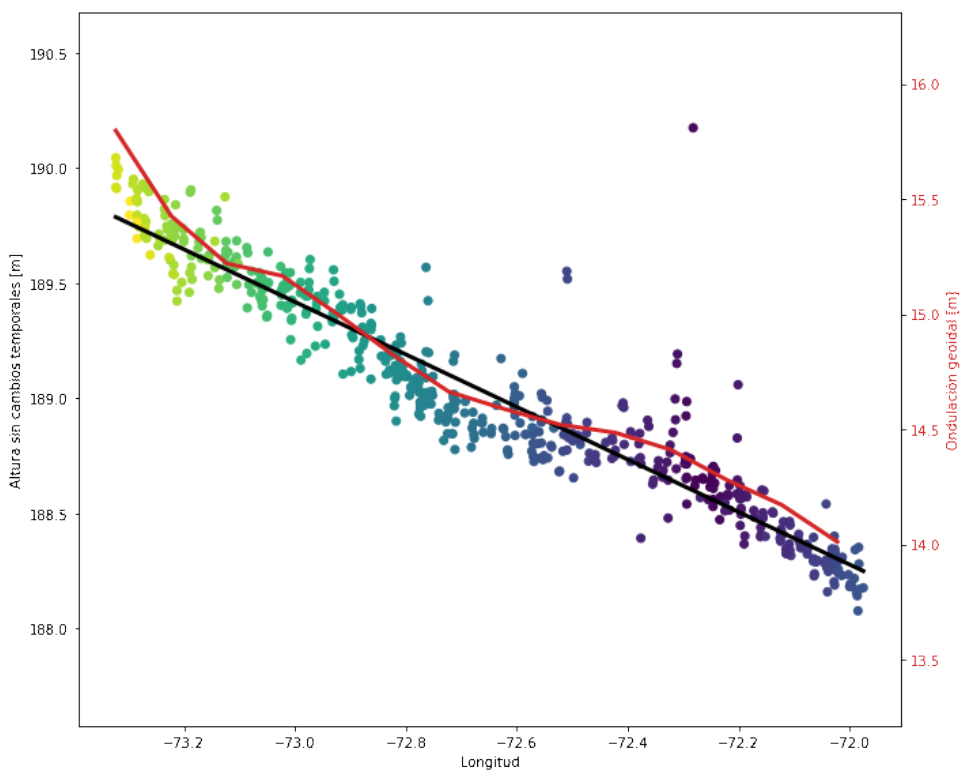


Figura A.7: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Argentino

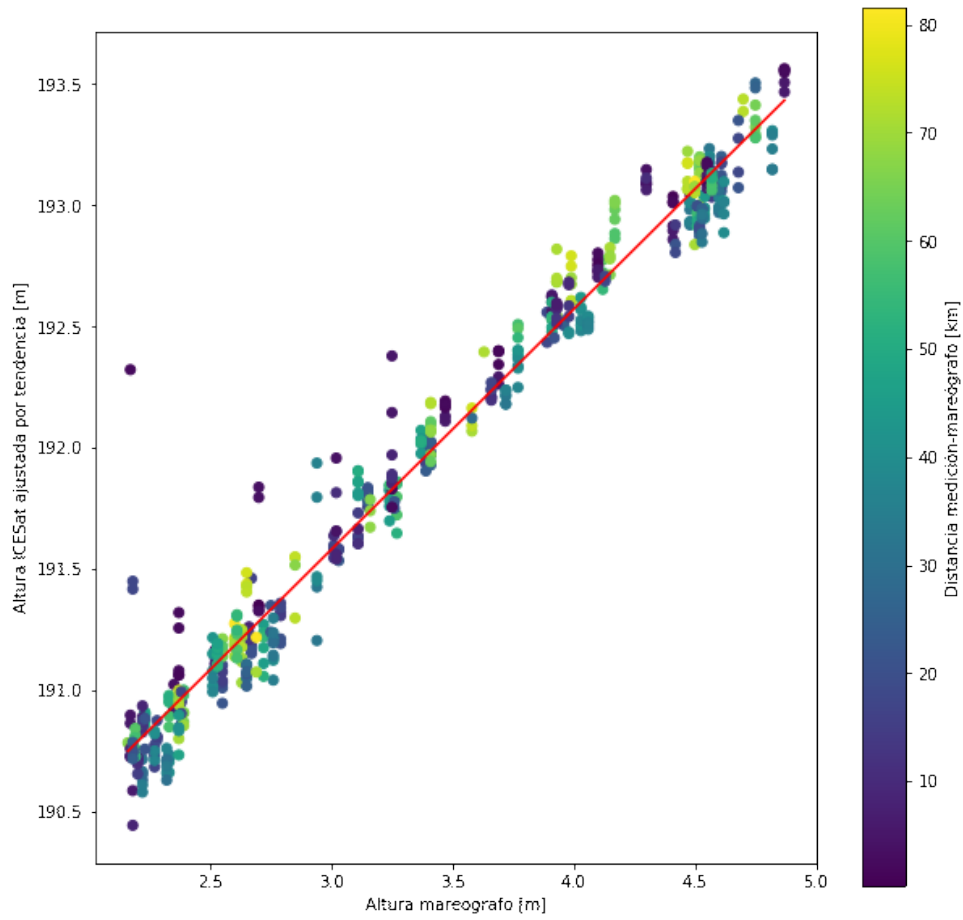


Figura A.8: Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Argentino



## A.1.3. Brazo Rico (Lago Argentino)

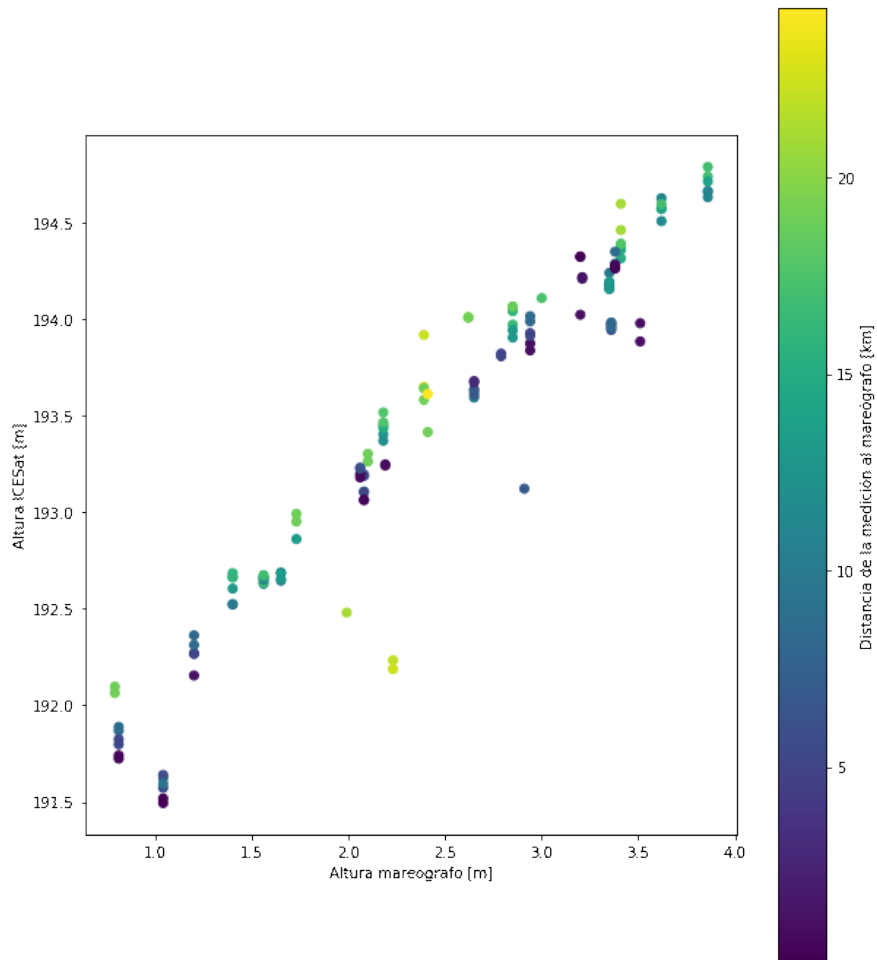


Figura A.9: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Brazo Rico

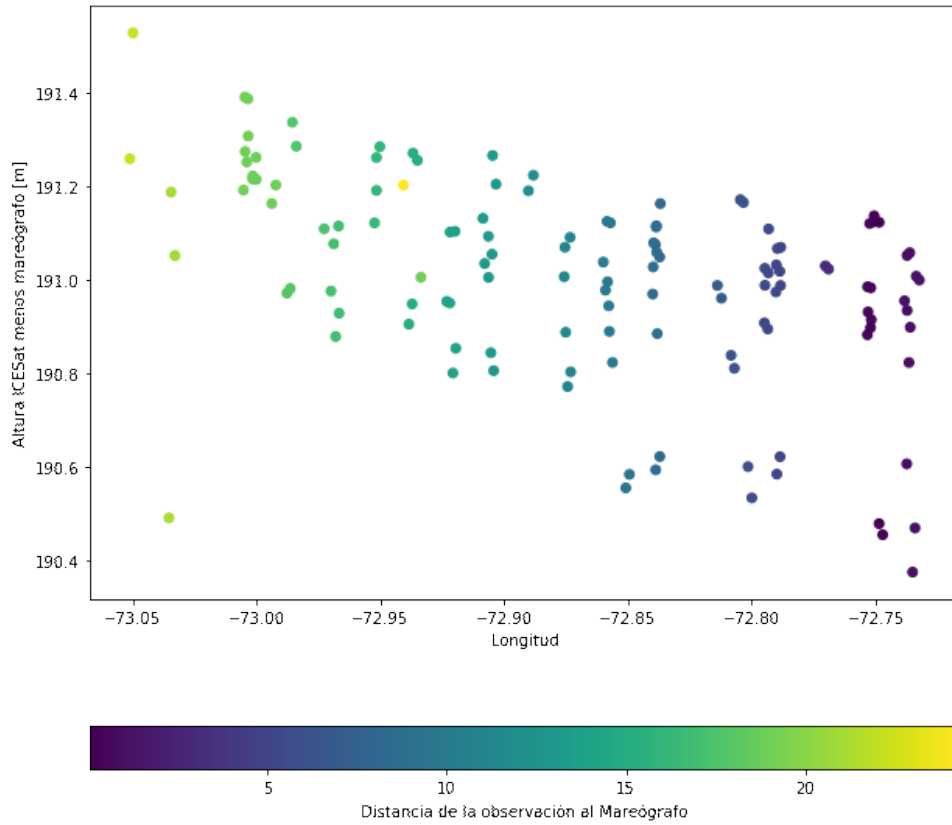


Figura A.10: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Brazo Rico

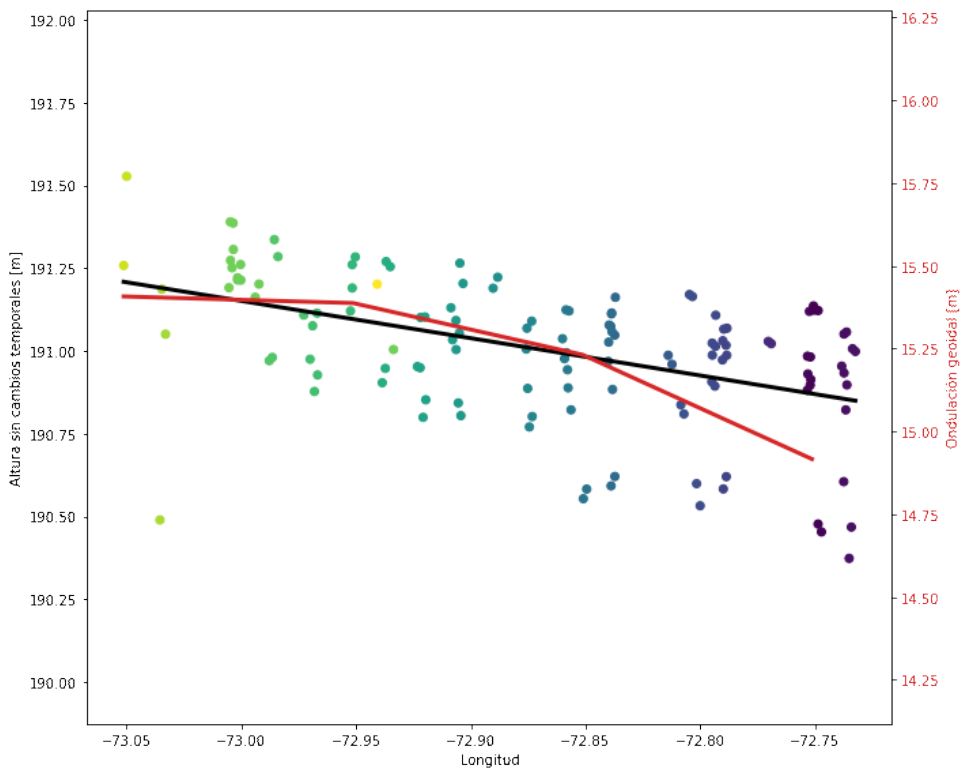


Figura A.11: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el Brazo Rico

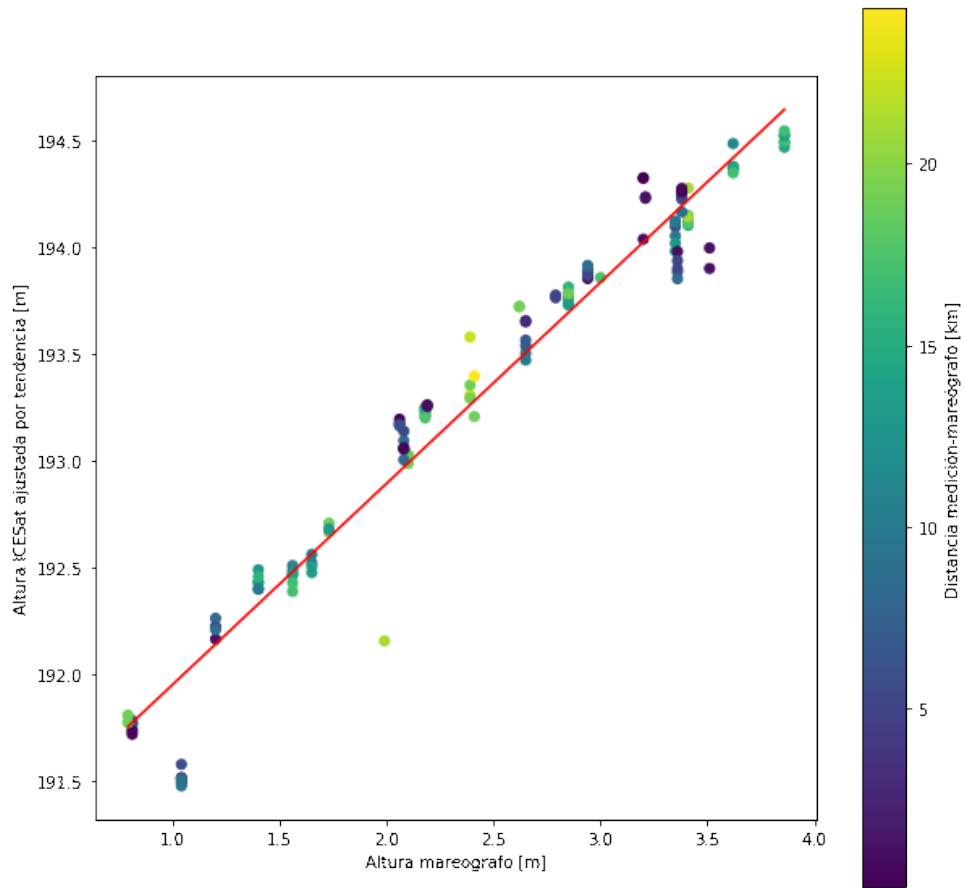


Figura A.12: Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Braço Rico

## A.1.4. Lago Pueyrredón

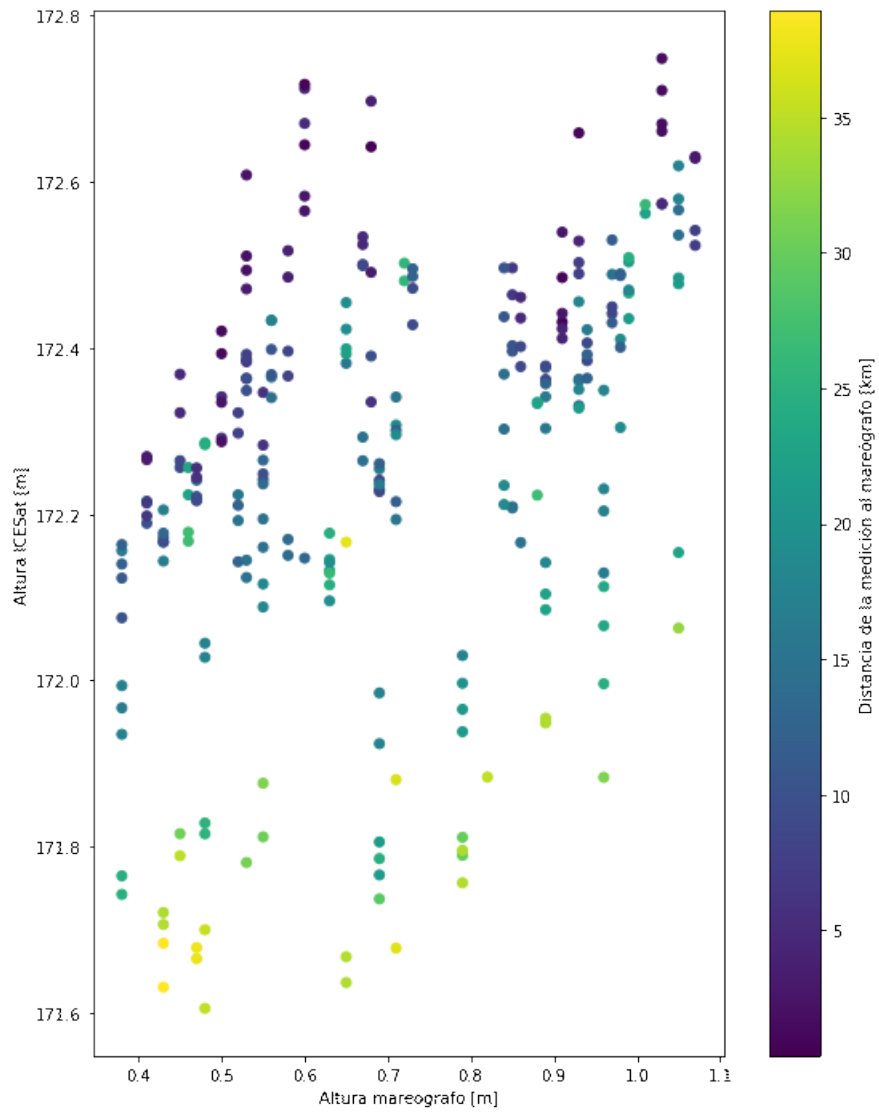


Figura A.13: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Pueyrredón

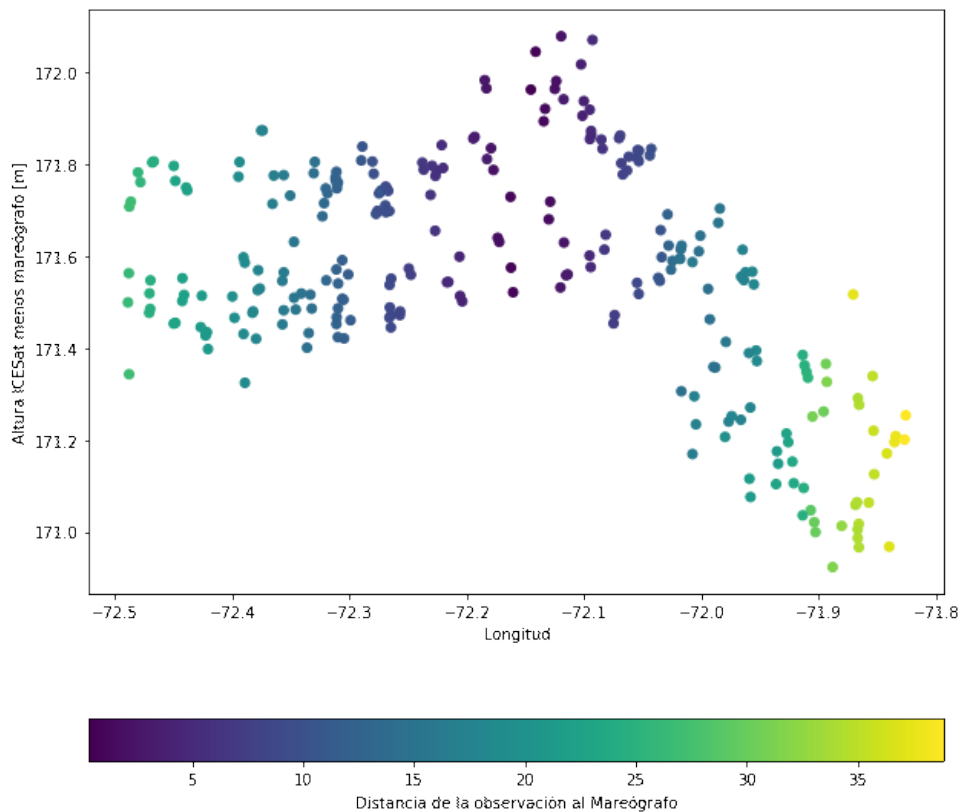


Figura A.14: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Pueyrredón

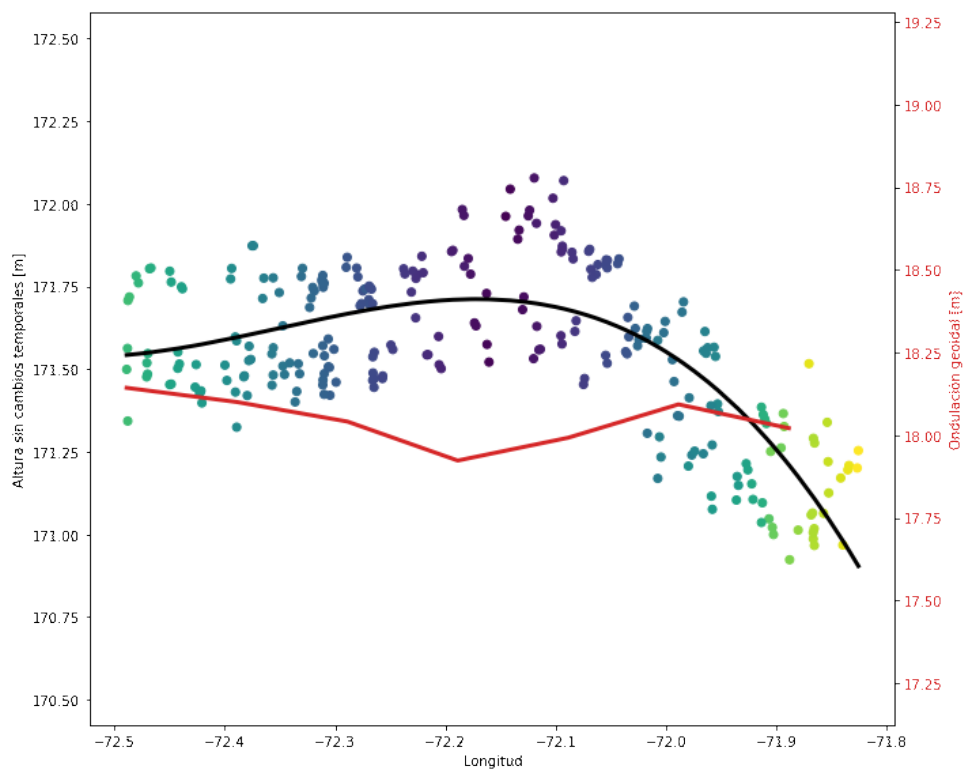


Figura A.15: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Pueyrredón

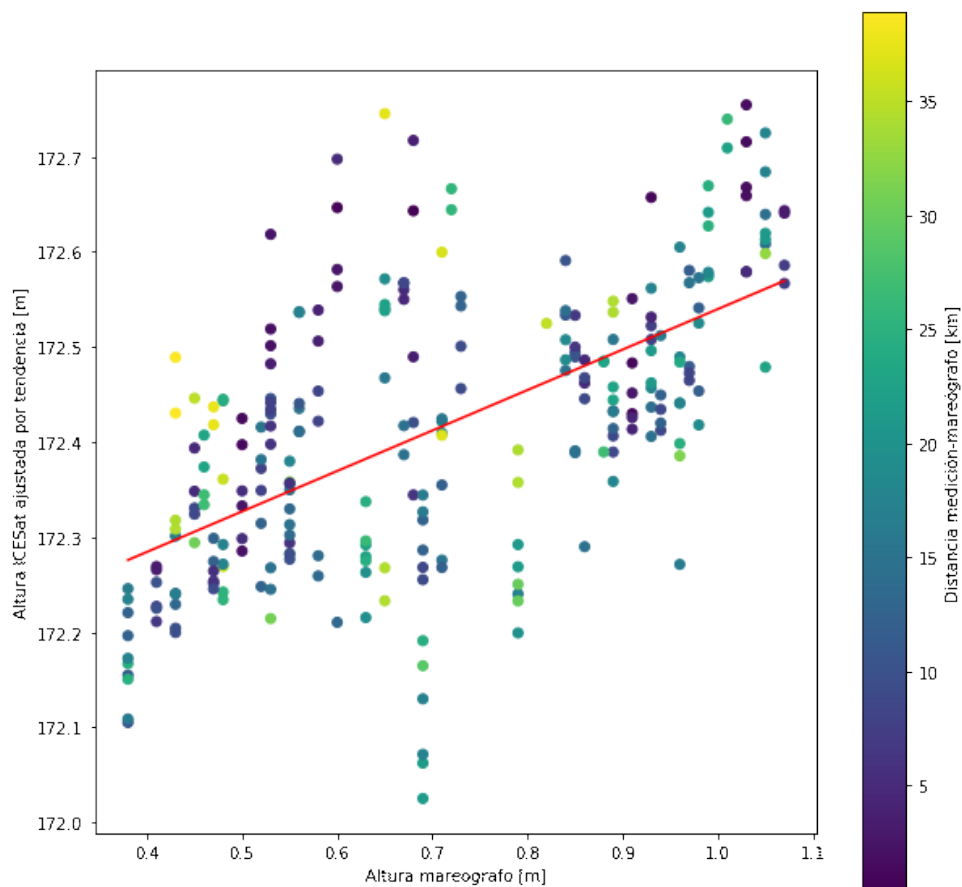


Figura A.16: Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Pueyrredón

## A.1.5. Lago Buenos Aires

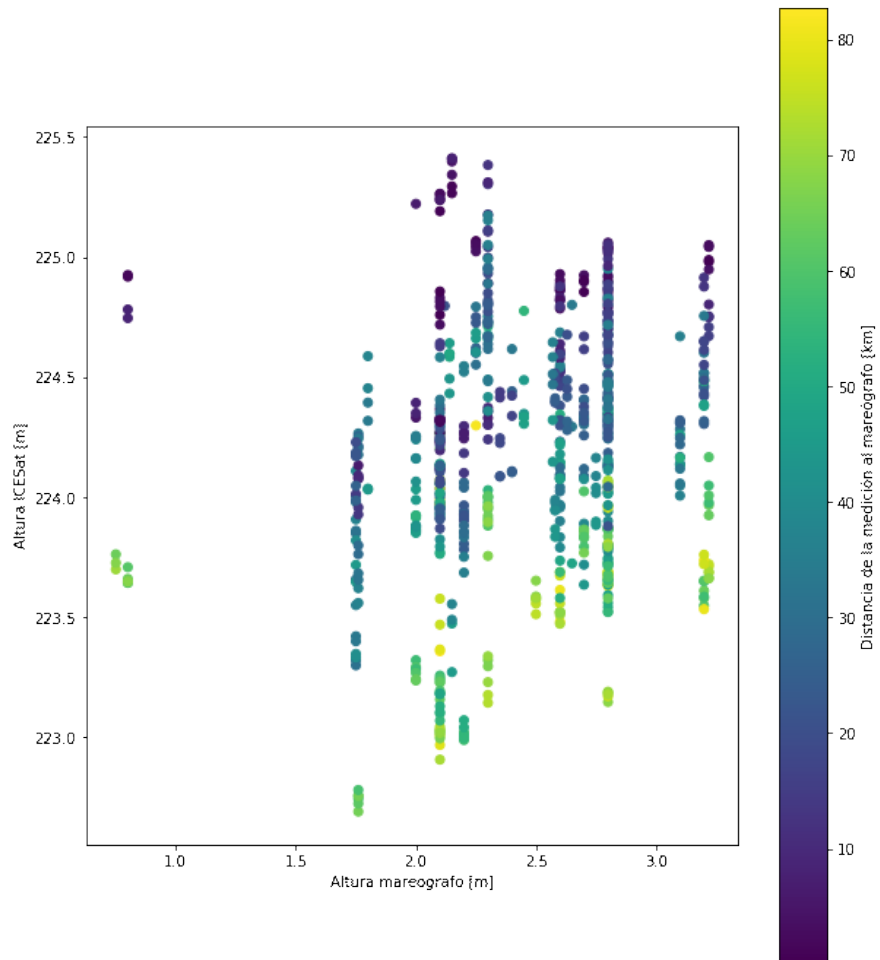


Figura A.17: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Buenos Aires

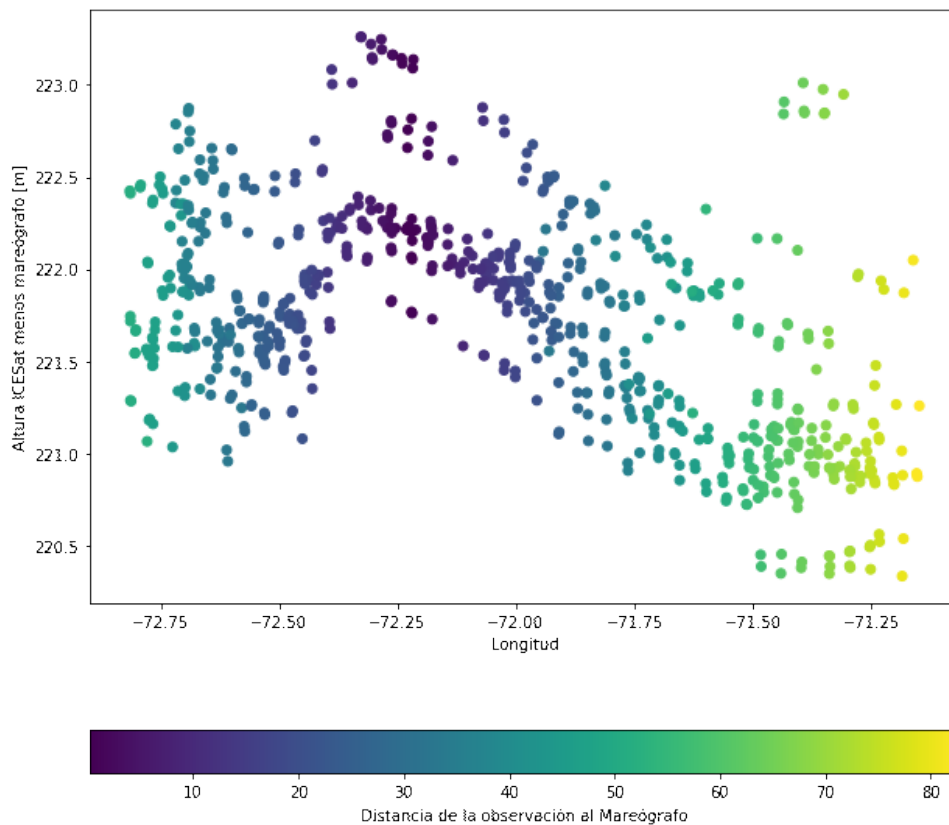


Figura A.18: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Buenos Aires

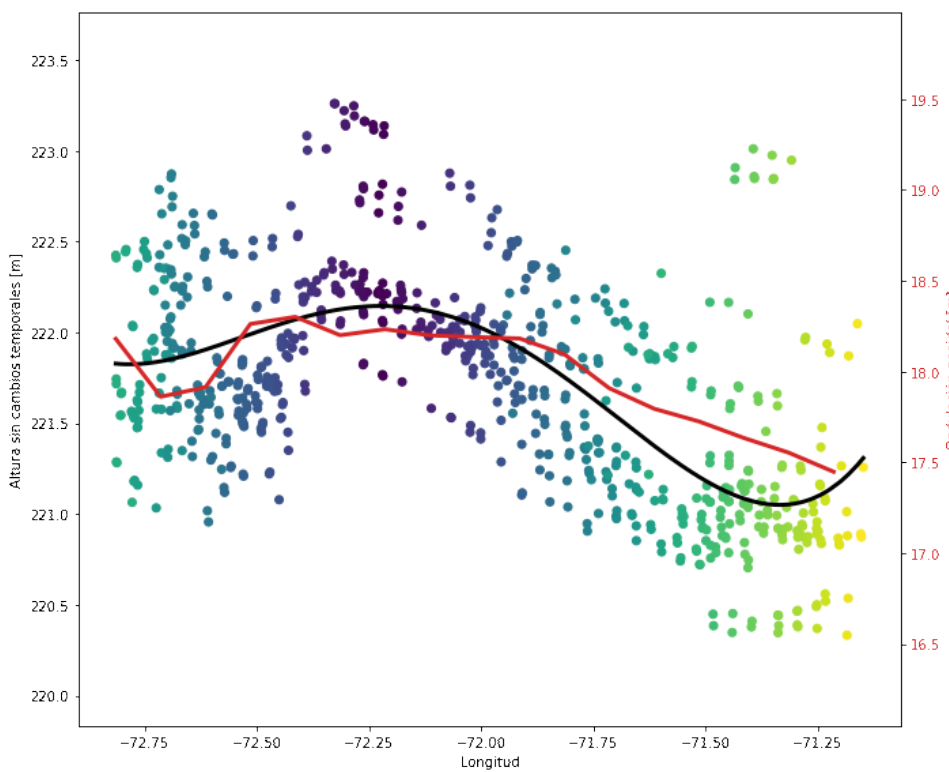


Figura A.19: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Buenos Aires



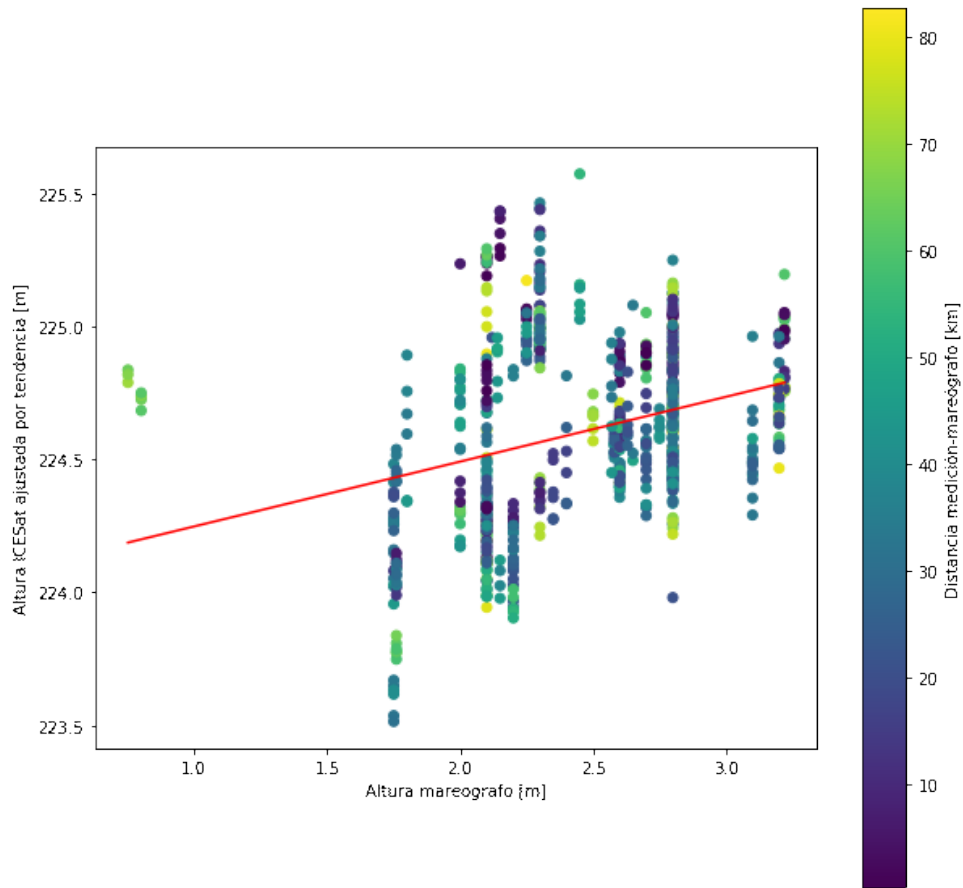


Figura A.20: Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Buenos Aires

## A.2. Mareógrafos chilenos

### A.2.1. Lago San Martín

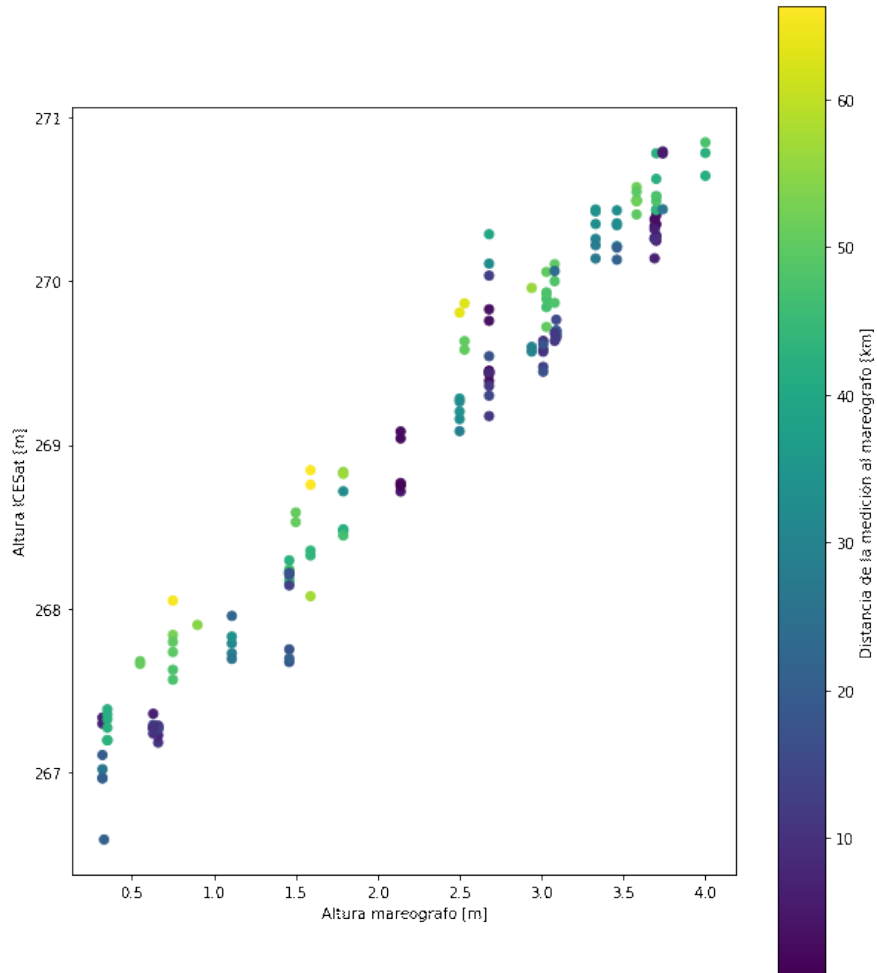


Figura A.21: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago San Martín

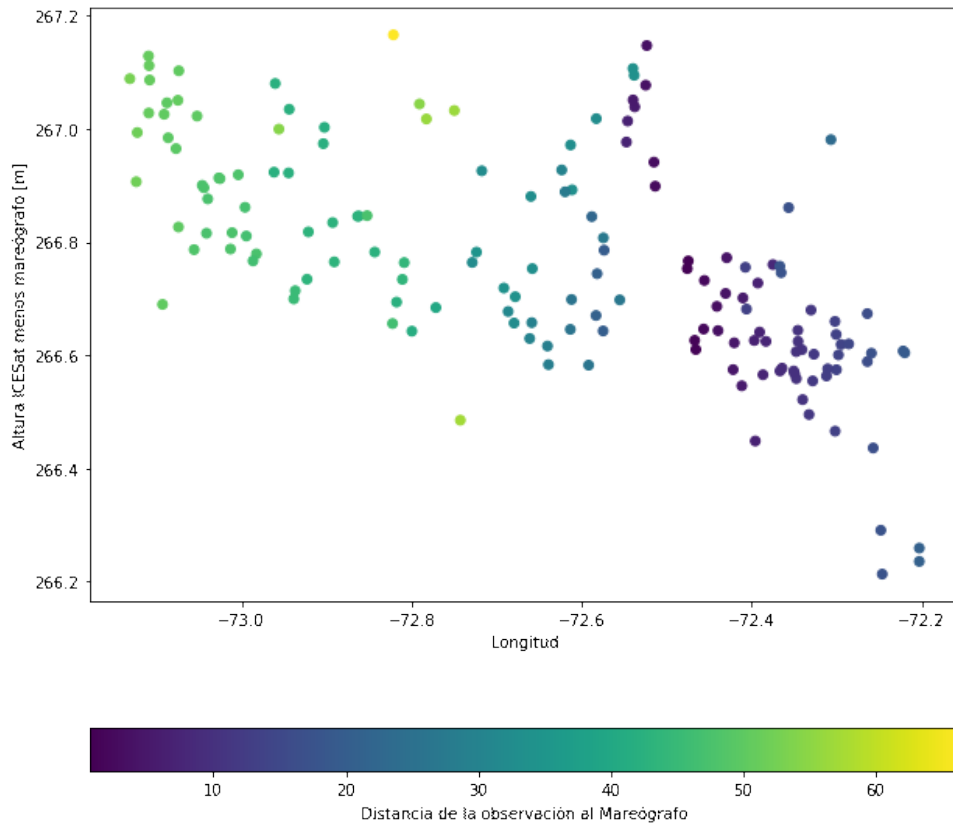


Figura A.22: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago San Martín

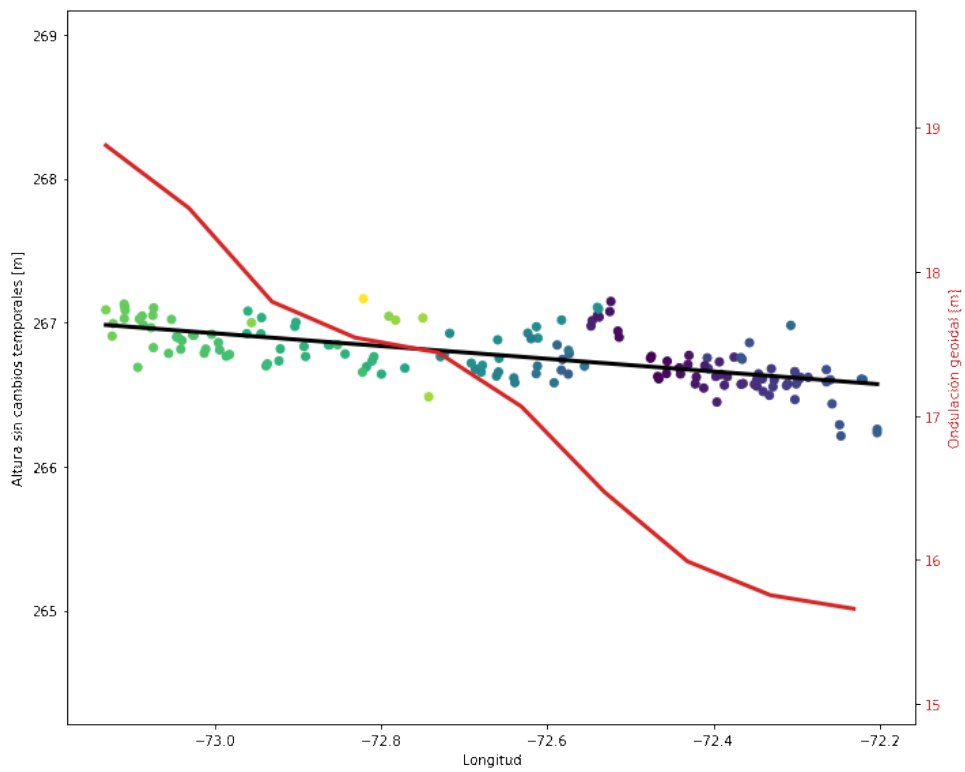


Figura A.23: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago San Martín

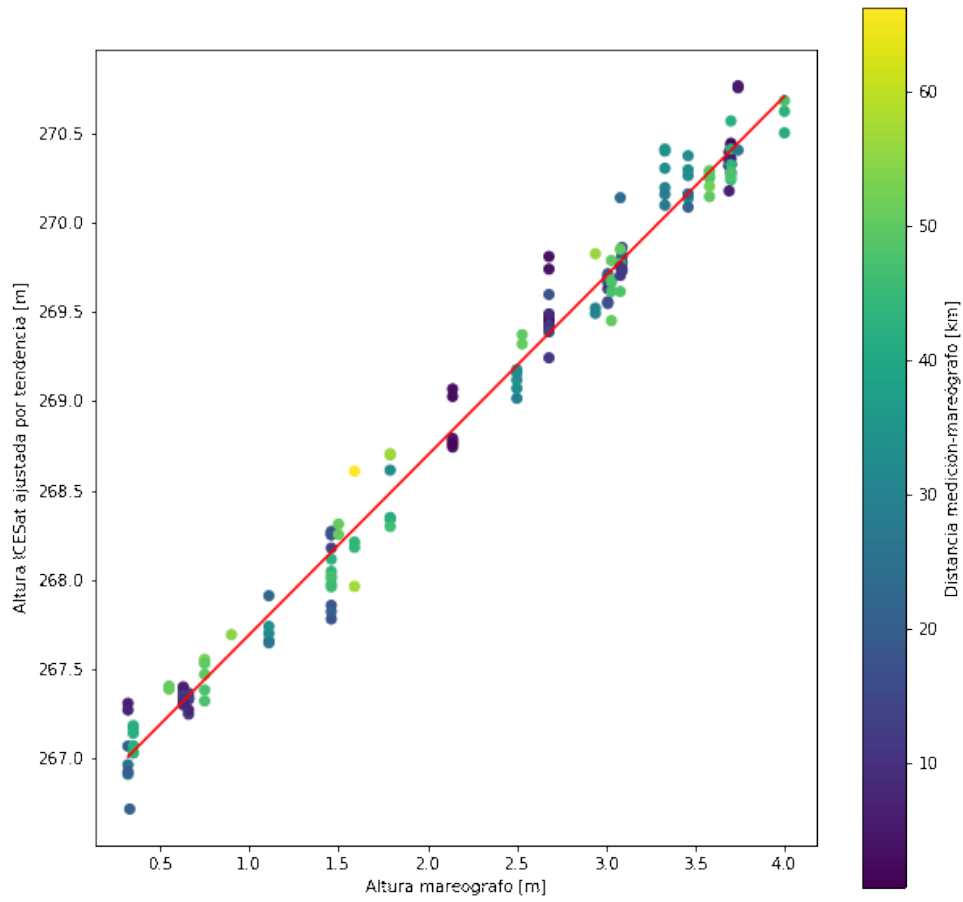


Figura A.24: Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago San Martín

## A.2.2. Lago Buenos Aires

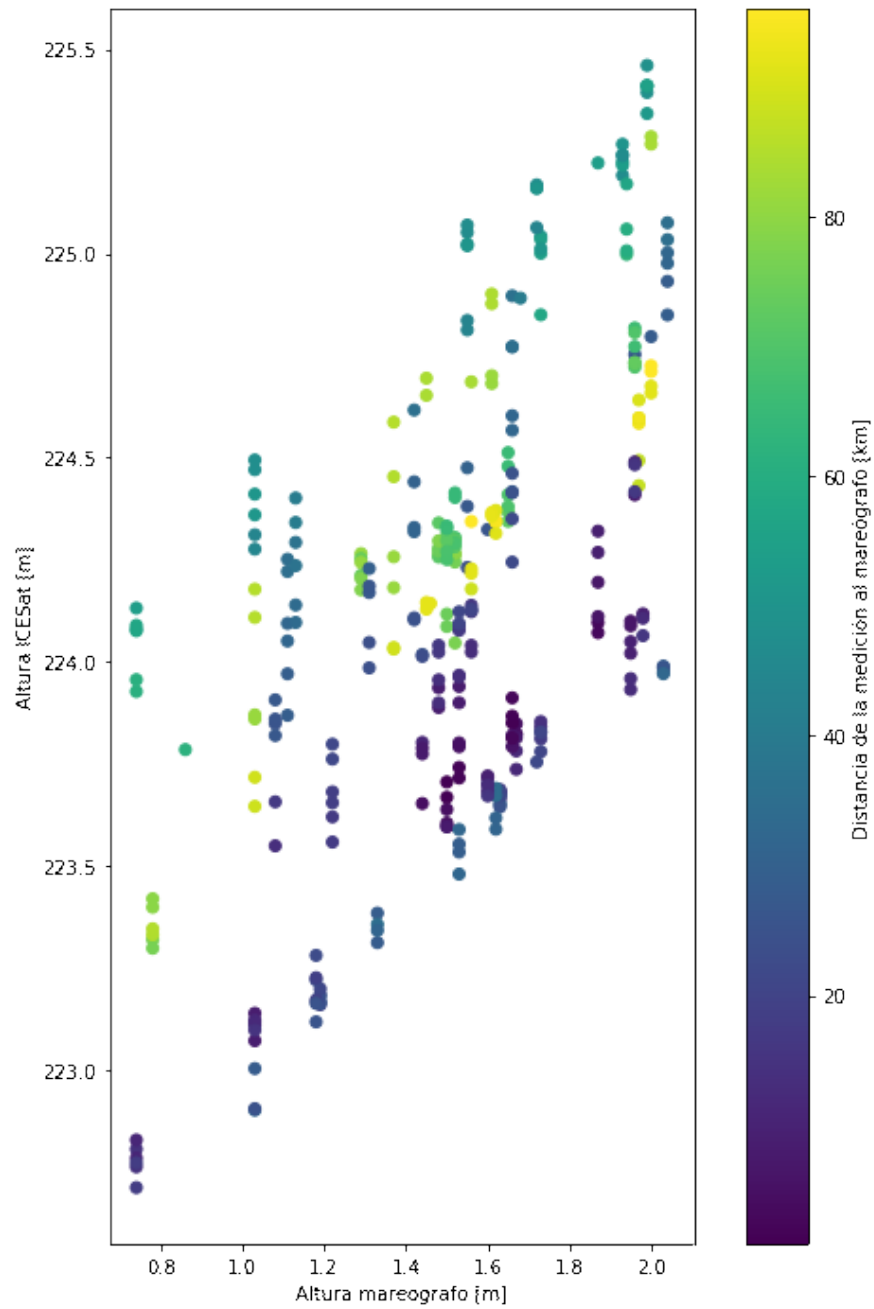


Figura A.25: Altura de ICESat-2 versus altura de mareógrafo - Lago Buenos Aires

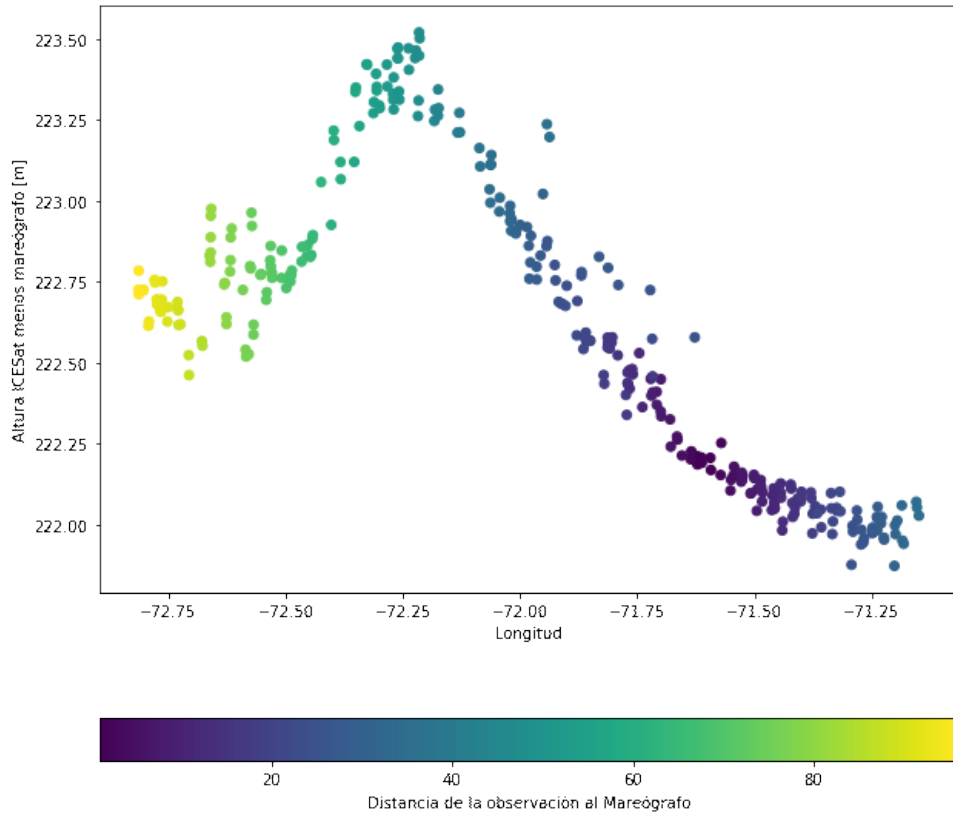


Figura A.26: Altura de ICESat-2 menos mediciones de mareógrafo - Lago Buenos Aires

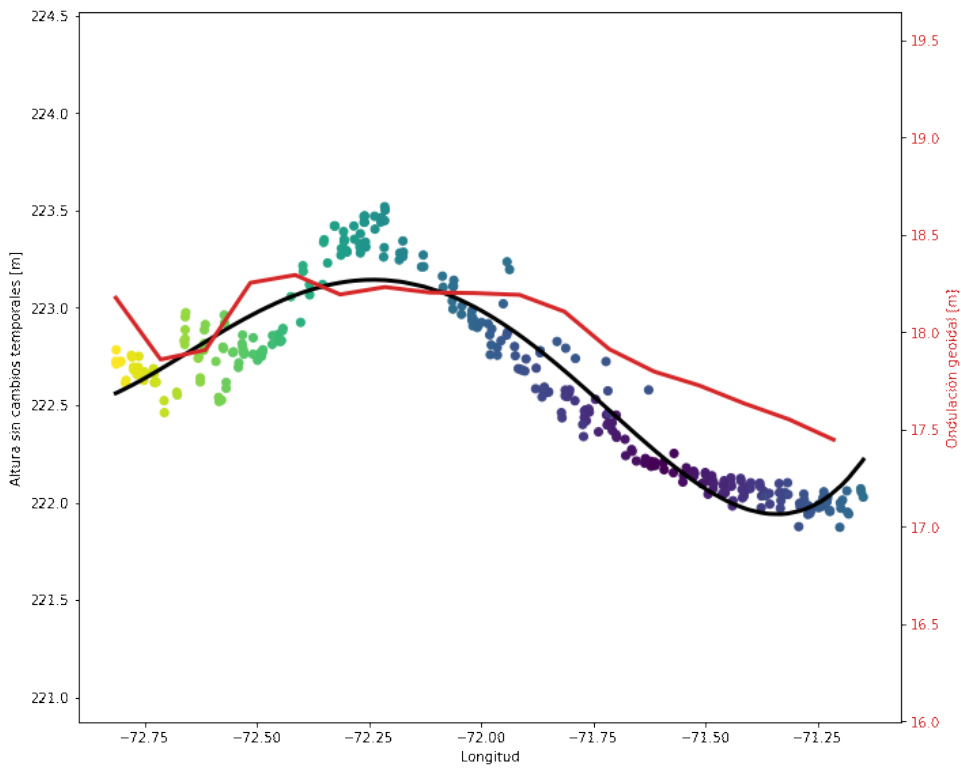


Figura A.27: Ajuste polinómico y ondulación geoidal para el lago Buenos Aires

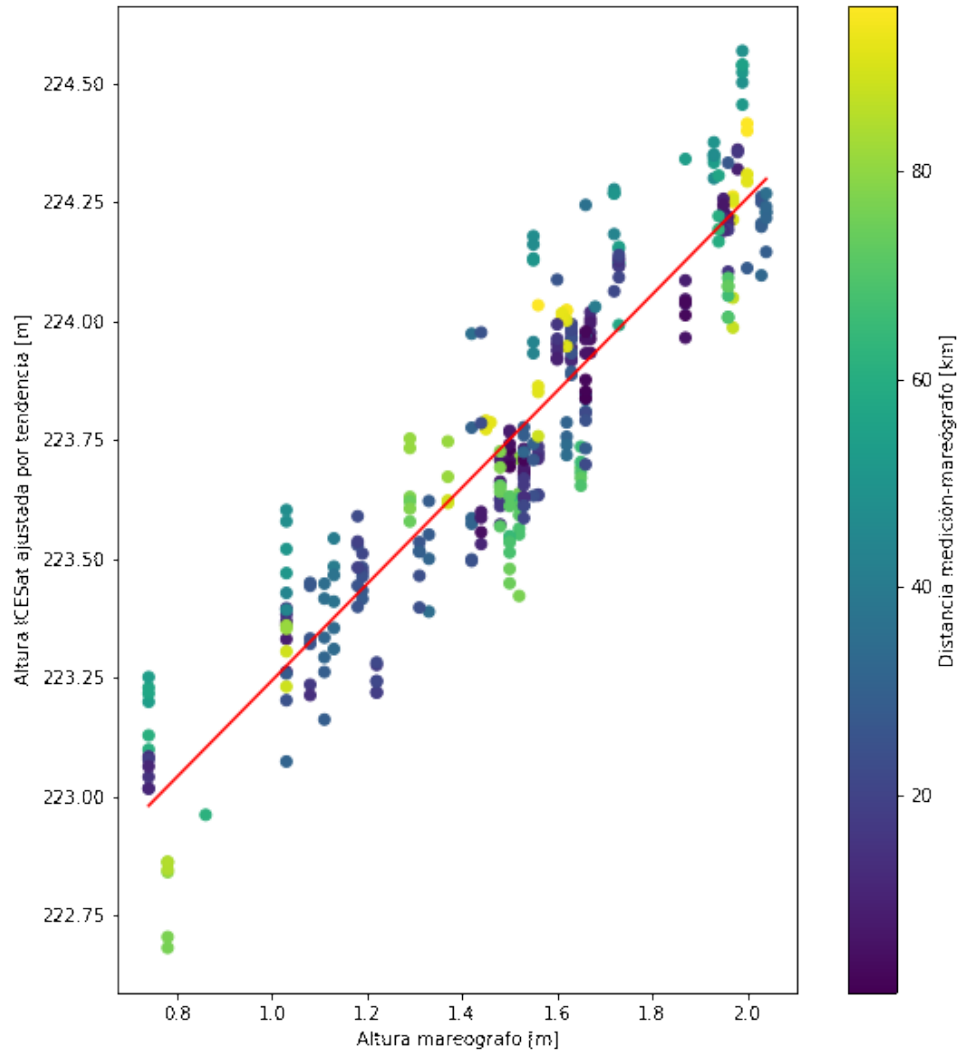


Figura A.28: Altura de ICESat-2 ajustada versus altura de mareógrafo - Lago Buenos Aires

# Bibliografía

- W. Abdel Jaber, H. Rott, D. Floricioiu, J. Wuite, and N. Miranda. Heterogeneous spatial and temporal pattern of surface elevation change and mass balance of the patagonian ice fields between 2000 and 2016. *The Cryosphere*, 13(9):2511–2535, 2019. doi:[10.5194/tc-13-2511-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-2511-2019). URL <https://tc.copernicus.org/articles/13/2511/2019/>.
- Matthias Braun, Philipp Malz, Christian Sommer, David Farías-Barahona, Tobias Sauter, Gino Casassa, Alvaro Soruco, Pedro Skvarca, and Thorsten Seehaus. Constraining glacier elevation and mass changes in south america. *Nature Climate Change*, 02 2019. doi:[10.1038/s41558-018-0375-7](https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7).
- K. M. Brunt, B. E. Smith, T. C. Sutterley, N. T. Kurtz, and T. A. Neumann. Comparisons of satellite and airborne altimetry with ground-based data from the interior of the antarctic ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 48(2), 2020. doi:<https://doi.org/10.1029/2020GL090572>.
- Kelly M. Brunt, Helen A. Fricker, Laurie Padman, Ted A. Scambos, and Shad O’Neel. Mapping the grounding zone of the ross ice shelf, antarctica, using icesat laser altimetry. *Annals of Glaciology*, 51(55):71–79, 2010. doi:[10.3189/172756410791392790](https://doi.org/10.3189/172756410791392790).
- Dudley B. Chelton, John C. Ries, Bruce J. Haines, Lee-Lueng Fu, and Philip S. Callahan. Chapter 1 satellite altimetry. In Lee-Lueng Fu and Anny Cazenave, editors, *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, volume 69 of *International Geophysics*, pages 1–ii. Academic Press, 2001. doi:[https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(01\)80146-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80146-7).
- J. L. Chen, C. R. Wilson, B. D. Tapley, D. D. Blankenship, and E. R. Ivins. Patagonia icefield melting observed by gravity recovery and climate experiment (grace). *Geophysical Research Letters*, 34(22), 2007. doi:<https://doi.org/10.1029/2007GL031871>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007GL031871>.
- D. Del Cogliano, R. Dietrich, A. Richter, R. Perdomo, J. L. Hormaechea, G. Liebsch, and M. Fritsche. Regional geoid determination in tierra del fuego including gps le-



- velling. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 2007. ISSN 1695-6133. doi:<https://doi.org/10.1344/105.000000292>. URL <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/114695>.
- Dirección General de Aguas. Información oficial hidrometeorológica y de calidad de aguas en línea. URL <https://snia.mop.gob.cl/BNAConsultas/reportes>. Acceso: 2022-08-25.
- I. Dussaillant, E. Berthier, F. Brun, M. Masiokas, R. Hugonnet, V. Favier, A. Rabatel, P. Pitte, and L. Ruiz. Two decades of glacier mass loss along the andes. *Nature Geoscience*, 12(10):802–808, 2019. ISSN 1752-0908. doi:[10.1038/s41561-019-0432-5](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5). URL <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>.
- Inés Dussaillant, Etienne Berthier, and Fanny Brun. Geodetic mass balance of the northern patagonian icefield from 2000 to 2012 using two independent methods. *Frontiers in Earth Science*, 6, 2018. ISSN 2296-6463. doi:[10.3389/feart.2018.00008](https://doi.org/10.3389/feart.2018.00008). URL <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2018.00008>.
- Valeria Falabella. Bahía san julián. <https://ampargentina.org/areas/bahia-san-julian/>. Acceso: 2023-01-14.
- L. Foresta, N. Gourmelen, F. Weissgerber, P. Nienow, J.J. Williams, A. Shepherd, M.R. Drinkwater, and S. Plummer. Heterogeneous and rapid ice loss over the patagonian ice fields revealed by cryosat-2 swath radar altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 211: 441–455, 2018. ISSN 0034-4257. doi:<https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.03.041>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425718301421>.
- A. Gebauer, A. Pasquaré, A. Lothhammer, A. Rülke, M. Scheinert, A. Richter, T. Döhne, E. Marderwald, A. Romero, C. Brunini, M. Gende, R. Falk, G. Connon, S. Cimbaro, D. Piñón, and H. Guagni. Absolute gravimetry in south patagonia for geodynamic applications. *EGU General Assembly*, 2023.
- Maria Eugenia Gomez, Raúl Perdomo, and Daniel Héctor Del Cogliano. Validation of recent geopotential models in tierra del fuego. *Acta Geophysica*, 65:931–943, 2017. doi:<https://doi.org/10.1007/s11600-017-0085-y>. URL <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/137754>.
- M. G. Hart-Davis, G. Piccioni, D. Dettmering, C. Schwatke, M. Passaro, and F. Seitz. Eot20: a global ocean tide model from multi-mission satellite altimetry. *Earth System*

- Science Data*, 13(8):3869–3884, 2021. doi:[10.5194/essd-13-3869-2021](https://doi.org/10.5194/essd-13-3869-2021). URL <https://essd.copernicus.org/articles/13/3869/2021/>.
- Wael Abdel Jaber. Derivation of mass balance and surface velocity of glaciers by means of high resolution synthetic aperture radar: application to the patagonian icefields and antarctica. Technical report, Technische Universität München, December 2016. URL <https://elib.dlr.de/109075/>.
- Kristine Larson, Richard Ray, and Simon Williams. A 10-year comparison of water levels measured with a geodetic gps receiver versus a conventional tide gauge. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34, 03 2017. doi:[10.1175/JTECH-D-16-0101.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0101.1).
- F. H. Lyard, D. J. Allain, M. Cancet, L. Carrère, and N. Picot. Fes2014 global ocean tide atlas: design and performance. *Ocean Science*, 17(3):615–649, 2021. doi:[10.5194/os-17-615-2021](https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021). URL <https://os.copernicus.org/articles/17/615/2021/>.
- Philipp Malz, Wolfgang Meier, Gino Casassa, Ricardo Jaña, Pedro Skvarca, and Matthias H. Braun. Elevation and mass changes of the southern patagonia icefield derived from tandem-x and srtm data. *Remote Sensing*, 10(2), 2018. ISSN 2072-4292. doi:[10.3390/rs10020188](https://doi.org/10.3390/rs10020188).
- Karen Isabel Manzano Iturra. CAMPOS DE HIELO SUR: EL AGUA Y SU ROL GEO-POLITICO. *Revista de Relaciones Internacionales, Estrategia y Seguridad*, 10:131 – 151, 07 2015. ISSN 1909-3063. URL [http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1909-30632015000200007&nrm=iso](http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1909-30632015000200007&nrm=iso).
- Eric Marderwald, Andreas Richter, Martin Horwath, Jose Luis Hormaechea, and Andreas Groh. Tides and lake-level variations in the great Patagonian lakes: Observations, modelling and geophysical implications. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU General Assembly Conference Abstracts, pages EPSC2016–915, April 2016. URL <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2016EGUGA..18..915M>.
- NASA. Icesat-2’s footprint, a. URL <https://icesat-2.gsfc.nasa.gov/files/icesat-2s-footprint>. Acceso: 2023-01-25.
- NASA. Technical specs, b. URL <https://icesat-2.gsfc.nasa.gov/science/specs>. Acceso: 2022-10-21.

- NSIDC. The mission and support of icesat-2 data. URL <https://nsidc.org/news-analyses/news-stories/mission-and-support-icesat-2-data>. Acceso: 2023-01-25.
- J. T. Reager, A. S. Gardner, J. S. Famiglietti, D. N. Wiese, A. Eicker, and M.-H. Lo. A decade of sea level rise slowed by climate-driven hydrology. *Science*, 351(6274):699–703, 2016. doi:[10.1126/science.aad8386](https://doi.org/10.1126/science.aad8386). URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.aad8386>.
- Andreas Richter, Eric Marderwald, José L. Hormaechea, Luciano Mendoza, Raúl Perdomo, Gerardo Connon, Mirko Scheinert, Martin Horwath, and Reinhard Dietrich. Lake-level variations and tides in lago argentino, patagonia: insights from pressure tide gauge records. *Journal of Limnology*, 75(1), Aug. 2015. doi:[10.4081/jlimnol.2015.1189](https://doi.org/10.4081/jlimnol.2015.1189).
- Andreas Richter, Andreas Groh, Martin Horwath, Erik Ivins, Eric Marderwald, José Luis Hormaechea, Raúl Perdomo, and Reinhard Dietrich. The rapid and steady mass loss of the patagonian icefields throughout the grace era: 2002–2017. *Remote Sensing*, 11(8), 2019. ISSN 2072-4292. doi:[10.3390/rs11080909](https://doi.org/10.3390/rs11080909).
- Ernst J. O. Schrama, Bert Wouters, and Roelof Rietbroek. A mascon approach to assess ice sheet and glacier mass balances and their uncertainties from grace data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7):6048–6066, 2014. doi:<https://doi.org/10.1002/2013JB010923>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JB010923>.
- B. E. Schutz, H. J. Zwally, C. A. Shuman, D. Hancock, and J. P. DiMarzio. Overview of the icesat mission. *Geophysical Research Letters*, 32(21), 2005. doi:<https://doi.org/10.1029/2005GL024009>.
- Sistema Nacional de Información Hídrica. Filtros. URL <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/Filtros.aspx>. Acceso: 2022-08-25.
- Lukas Sochor, Thorsten Seehaus, and Matthias H. Braun. Increased ice thinning over svalbard measured by icesat/icesat-2 laser altimetry. *Remote Sensing*, 13(11), 2021. ISSN 2072-4292. doi:[10.3390/rs13112089](https://doi.org/10.3390/rs13112089).
- Paul Wessel. Tools for analyzing intersecting tracks: The x2sys package. *Computers & Geosciences*, 36:348–354, 03 2009. doi:[10.1016/j.cageo.2009.05.009](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.05.009).

- 
- Paul Wessel, Joaquim Luis, Leonardo Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, Walter Smith, and Dongdong Tian. The generic mapping tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 09 2019. doi:[10.1029/2019GC008515](https://doi.org/10.1029/2019GC008515).
- Michael J. Willis, Andrew K. Melkonian, Matthew E. Pritchard, and Andrés Rivera. Ice loss from the southern patagonian ice field, south america, between 2000 and 2012. *Geophysical Research Letters*, 39(17), 2012. doi:<https://doi.org/10.1029/2012GL053136>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012GL053136>.
- Fang Yong, Zhang Li, Gong Hui, Cao Bincai, Gao Li, and Hu Haiyan. Spaceborne lidar surveying and mapping. In Ph.D. Jorge Rocha, MSc. Eduardo Gomes, Dr. Inês Boavida-Portugal, Dr. Cláudia M. Viana, Dr. Linh Truong Hong, and Dr. Anh Thu Phan, editors, *GIS and Spatial Analysis*, chapter 4. IntechOpen, Rijeka, 2022. doi:[10.5772/intechopen.108177](https://doi.org/10.5772/intechopen.108177).
- Yanli Zhang, Yan Pang, Dudu Cui, Yupeng Ma, and Linhong Chen. Accuracy assessment of the icesat-2/atl06 product in the qilian mountains based on cors and uav data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 14: 1558–1571, 2021. doi:[10.1109/JSTARS.2020.3044463](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2020.3044463).