

EVALUACION DE SWE UTILIZANDO DATOS SATELITALES SENTINEL-1 SAR Y MEDICIONES LIDAR

Rodrigo Blanco¹ Enrique Muñoz² Robert Clasing³

¹ *Estudiante, Carrera de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, rblanco@ing.ucsc.cl*

² *Profesor Guía, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, emunozo@ucsc.cl*

³ *Profesor Informante, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, rjclasing@ing.ucsc.cl*

Resumen

El Equivalente de Agua de Nieve (SWE, por sus siglas en inglés) es una variable crucial en los modelos hidrológicos y climáticos, que cuantifica el agua contenida en la nieve. En este estudio se utilizó la técnica de Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR) en Banda-C, que relaciona la fase interferométrica de dos adquisiciones SAR en condiciones de nieve seca. DInSAR representa la variación entre dos imágenes SAR y por lo tanto requiere del uso de datos de terreno para generar una calibración de la estimación del SWE. Estos datos se obtuvieron mediante levantamientos LiDAR con dron en una cuenca piloto y una ruta de medición de profundidad y densidad de nieve. Después de la calibración, el método mostró mejoras significativas, con diferencias en la profundidad de nieve en áreas de pendientes menores al 1.3% de 3.4 cm, sin embargo, en zonas de alta pendiente (> 23.5%) y vegetación se observaron diferencias de hasta 30.4 cm, entre los datos LiDAR y SAR. Al combinar los datos del Sentinel-1 SAR y mediciones de terreno fue posible la reconstrucción de SWE entre abril y julio de 2024.

Palabras claves: Equivalente de Agua de Nieve (SWE), Radar de Apertura Sintética (SAR), Interferometría Diferencial (DInSAR), Fase interferométrica.

1. Introducción

Las cuencas hidrográficas de áreas montañosas desempeñan un rol fundamental en el ciclo hidrológico, influyendo en los recursos hídricos, ecosistemas, actividades económicas y las sociedades aguas abajo (González, 2004). Un componente crucial es la acumulación estacional y derretimiento de nieve, lo que contribuye a la disponibilidad de agua y caudal en la temporada de estiaje (Barnett et al., 2005).

El equivalente de agua de nieve (SWE) es un indicador clave para determinar la cantidad de agua disponible tras el derretimiento de la nieve en una determinada área (Conde et al., 2018). En regiones montañosas, su evaluación es crucial para la generación de energía hidroeléctrica y fuente de almacenamiento para posterior uso y consumo humano. Siendo esencial como condición inicial en modelos hidrológicos (Shi et al., 2016).

Hoy en día las variables de acumulación, derretimiento y escorrentía se ven afectadas por el cambio climático, desordenando patrones y magnitudes, perturbando así la dinámica del derretimiento de nieve (Bormann et al., 2018). Es por ello, que los inventarios precisos de variabilidad espacial y temporal de SWE son relevantes para comprender el cambio climático y su impacto en el medio ambiente (Rott et al., 2008).

Chile posee un gran cordón montañoso con zonas de topografía compleja, lo que dificulta el monitoreo, limita la captura de datos y obstaculiza la adquisición de información para el desarrollo de estudios sobre proyecciones y acumulación de SWE.

El SWE es el producto de densidad de la nieve con la profundidad. Para su estimación existen diversos métodos, predominando la necesidad de mediciones en terreno. Por ejemplo, el modelo de escorrentía de fusión (*Snowmelt Runoff Model* - SRM), requiere de datos medidos in situ en pocos metros para la calibración y validación (Chun-liang et al., 2012).

Una alternativa a las mediciones tradicionales en terreno, especialmente en zonas montañosas son mediciones mediante fotogrametría estereoscópica, pero estudios anteriores mostraron tener capacidad limitada para determinar la profundidad de la nieve, además de abarcar pequeñas zonas de medición (Meyer et al., 2022). Por otra parte, tecnologías satelitales de teledetección se hacen más accesibles, lo que posibilita el monitoreo en lugares de difícil acceso y desempeñan un papel esencial para la vigilancia de los recursos hídricos de agua de nieve (Lievens et al., 2022), ya sea mapas de cobertura de nieve (SCA) proporcionados por "*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*" (MODIS) analizado en Bavera y De Michele (2009), técnica basada en sensores visibles y de infrarrojo que enfrentan limitaciones, ya que se ven afectados por las nubes, además de ofrecer baja resolución espacial (~25 km) (Takala et al., 2011).

En contraste, los datos de teleobservación por microondas pasiva y activa han sido motivo de estudio, encontrando sensibilidad a parámetros de nieve (Shi y Dozier., 2000). El uso de microondas pasivas es capaz de detectar productos de nieve globales (Kelly, 2009), basándose en el algoritmo de recuperación entre la temperatura de brillo y presencia de nieve en la superficie, pero la señal tiende a saturarse en condiciones con acumulaciones de nieve profundas (Vander Jagt et al., 2013). En el caso de los sensores activos estos ofrecen una resolución espacial a escala métrica necesaria para un mapeo preciso en paisajes heterogéneos (Moreira., et al 2013), donde estudios realizados por Ulaby y Stiles (1980) encontraron una relación positiva entre el coeficiente de retrodispersión de la nieve seca y el SWE, mostrando que el uso de esta técnica mediante satélites como el Sentinel-1 puede cubrir extensas áreas sin tener que acercarse al terreno, permitiendo una alternativa viable para la estimación de SWE en regiones remotas. Adicionalmente la teledetección por microondas activa presenta numerosas ventajas sobre la teledetección óptica para estudios sobre hidrología de la nieve, particularmente debido a la mayor penetrabilidad de la señal de microondas (Ulaby et al., 2014).

Dentro de estas técnicas, la estimación de SWE a partir de datos de interferometría, valores de retrodispersión de Radar de Apertura Sintética (SAR) ha demostrado ser una metodología robusta (Belinska et al., 2024), siendo la base para este análisis, en particular el cambio de fase interferométrico en la nieve debido a las diferencias en la constante de propagación atmosférica ofrece un método directo para recuperar la Diferencia de SWE (Δ SWE) propuesto por Guneriusen (2001), basado en la interacción que tiene la señal del SAR con la capa de nieve seca, teniendo principal contribución proveniente del suelo subyacente de esa capa de invierno. La fase interferométrica sufre un cambio al traspasar la capa de nieve seca, debido a las diferencias entre la constante dieléctrica del aire y nieve (Shi et al., 2000). A su vez la técnica de interferometría diferencial (DInSAR) ha mostrado tener un gran potencial para la estimación de la profundidad y el SWE, encontrándose en constante desarrollo en varias cuencas en el mundo (Venkataraman y Singh, 2011), con pruebas en la Banda-C y resultados prometedores en el Sentinel-1 (Rott et al., 2004).

Como la fase DInSAR solo puede ser usada para calcular el cambio de SWE entre dos imágenes (Δ SWE) (Belinska et al., 2024), es necesario tener datos para la calibración y ajustes de resultados. Una alternativa son mediciones en terreno y monitoreo con drones.

El LiDAR montado en dron es un método potencial para observar variaciones a escala de campo y pendientes de terreno, para resolver las variaciones locales en la profundidad de la capa de nieve (Jacobs et al., 2020). Si bien la calidad de sus resultados va acorde en gran medida a la vegetación y pendiente del terreno, estos contienen un error mínimo, con potencial para aplicaciones hidrológicas, específicamente al cálculo de profundidad de nieve y SWE (Deems et al., 2013).

A raíz de lo anterior, este estudio tiene como objetivo analizar la calidad de las estimaciones de SWE mediante la metodología DInSAR propuesta en Leinss (2015), complementada con una calibración basada en mediciones de terreno y la reconstrucción de la serie temporal de SWE. La validación se realizó mediante comparaciones con información obtenida mediante LiDAR aerotransportado y rutas de nieve, donde se realizaron mediciones detalladas de la profundidad y densidad del manto nival en una cuenca piloto ubicada en el centro-sur de Chile.

2. Área de estudio

El área de estudio corresponde a una cuenca piloto ubicada en la entrada del Parque Nacional Laguna del Laja situado en Antuco, en la zona centro sur de Chile (Figura 1). La geografía del área de estudio se caracteriza por una combinación de terrenos volcánicos, montañosos y lacustres.

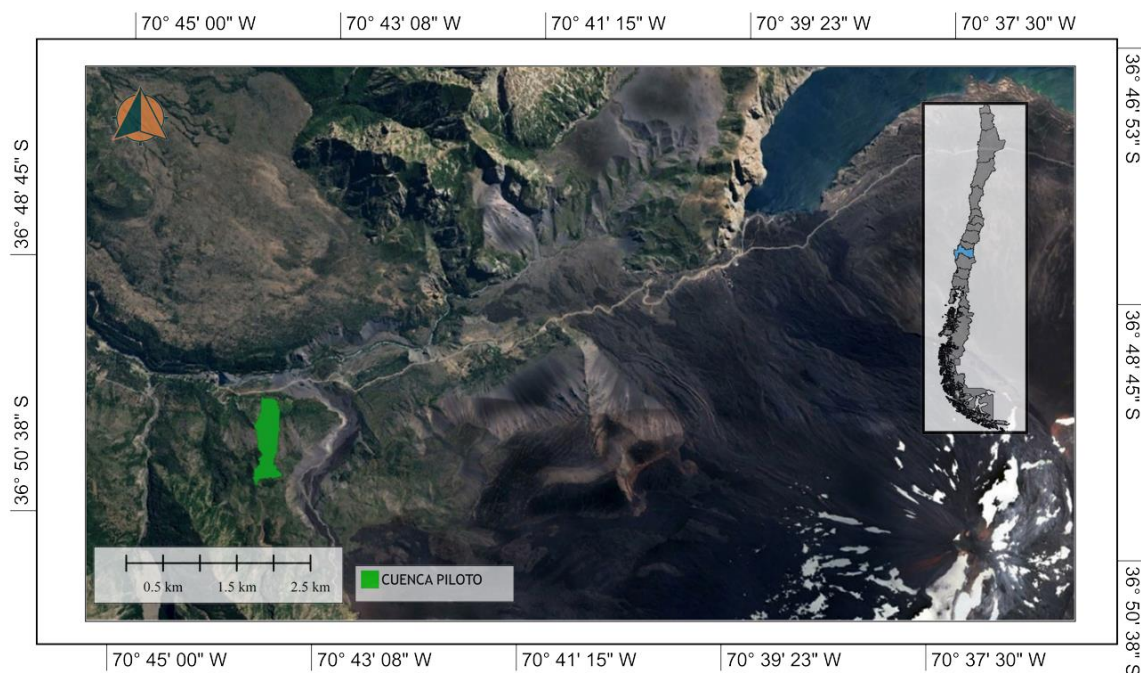


Figura 1. Área de estudio, Parque Nacional Laguna del Laja.

3. Metodología

En este capítulo se describen los métodos empleados para la estimación y validación de la Variación Del Equivalente De Agua De Nieve (Δ SWE) utilizando datos de imágenes Sentinel-1 SAR, levantamientos LiDAR y mediciones en terreno. Primero, se expone la técnica de interferometría diferencial de apertura sintética y su aplicación para calcular la Variación De La Profundidad de Nieve (Δ Profundidad) y Δ SWE, lo cual permite analizar la evolución de la nieve en distintas fechas y condiciones climáticas. Conjuntamente, se realizó un levantamiento LiDAR en una cuenca piloto antes y después de una nevada, permitiendo obtener en detalle las

variaciones en la superficie debido a la acumulación de nieve, con el fin de comparar los resultados en distintas zonas topográficas entre el SAR y el LiDAR. Para validar los resultados obtenidos por teledetección, se realizaron mediciones in situ de profundidad de nieve en puntos estratégicos de la cuenca piloto y a lo largo de una ruta de nieve, sumado a esta última ensayos de densidad y reconstrucción de una serie temporal de SWE, mediante los datos en terreno y la técnica DInSAR.

3.1 Interferometría Diferencial (DInSAR)

La interferometría como técnica de teledetección de radar (InSAR), mide el patrón de interferencia de la fase de ondas electromagnéticas de dos imágenes SAR (Master y Slave), adquiridas con la misma ruta y marco, pero en épocas distintas. El resultado es un interferograma SAR, que es la multiplicación pixel a pixel de la imagen Master (imagen de referencia) con la imagen Slave. Este interferograma contiene la fase interferométrica que corresponde a la diferencia de fases entre las dos imágenes (Hermosilla, 2016). Una variación del InSAR es DInSAR, con la cual se pueden realizar interferogramas de orden de centímetros (Vargas, 2016). Estas mediciones son fundamentales para el método empleado en el cálculo de SWE, el que usa datos de densidad de nieve ρ_s y profundidad de nieve d_s .

El SWE por tanto se puede expresar de la siguiente forma:

$$SWE = \frac{1}{\rho_a} \int_0^{d_s} \rho_s(z) dz \quad (1)$$

Donde ρ_a es la densidad del agua.

El modelo propuesto en Leinss et al. (2015) para la estimación de la variación de SWE mediante interferometría SAR se fundamenta en una relación lineal entre el cambio de SWE y el diferencial de fase interferométrica entre dos adquisiciones SAR que compartan los mismos píxeles. Esta variación es influenciada por las propiedades dieléctricas de la nieve, que regulan la interacción entre las ondas de radar y la nieve (Rott et al., 2003). Debido a la diferencia en la constante dieléctrica entre la nieve y el aire, las ondas experimentan refracción al propagarse a través de la capa de nieve, como se muestra en la Figura 2.

Al compararse la longitud de la trayectoria óptica de la onda para condiciones cubiertas de nieve, puede observarse un retardo en la trayectoria, que resulta a una diferente longitud debido a la refracción en el paquete de nieve y distinta velocidad de propagación de onda en el radar en la nieve. Este retardo de ruta se produce en el cambio de profundidad de la nieve Δd_s entre dos mediciones (Gunteriusen et al., 2001).

Esta demora se traduce en un DInSAR de diferencia de fase, la que puede ser convertida a la diferencia de profundidad de nieve en el terreno (Belinska et al., 2024).

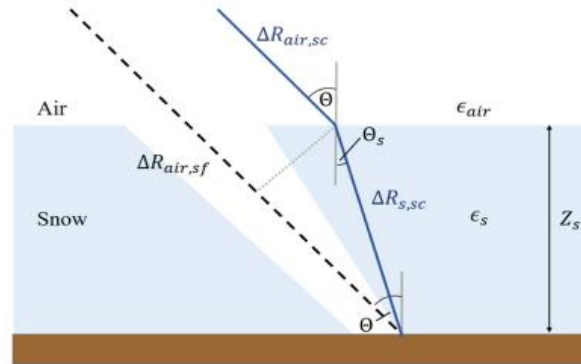


Figura 2. Refracción de una onda SAR en la nieve. Cuando el suelo está cubierto por nieve con una altura Z_s , la onda viaja primero a la distancia $\Delta R_{air,sc}$ en el aire, refractándose luego en la nieve. Debido a la constante dieléctrica de la nieve es diferente a la del aire. Para condiciones sin nieve, la onda viaja la distancia $\Delta R_{air,sf}$ (Belinska et al., 2024).

3.2 Adquisición de datos

Se utilizaron imágenes de Radar Sentinel 1A/1B, de la Banda-C, con una frecuencia de 5.405 Ghz (5.54 cm longitud de onda), descargadas del portal abierto de Alaska Vertex de la NASA (<https://search.asf.alaska.edu/>). Entre los niveles de procesamiento de imágenes SAR se usó el nivel de procesamiento L1 Single Look Complex (SLC), debido a que preserva tanto la amplitud como la fase de la señal SAR, permitiendo detectar cambios sutiles en la profundidad de nieve (Nagler et al., 2024), su georreferencia es mediante el uso de datos de órbita y altitud del satélite (ESA y Veci, 2016). Adicionalmente se complementó con el modo de adquisición Interferometric Wide-Swath (IW) el cual está diseñado para captar áreas extensas con alta resolución (ESA y Veci, 2016), también con la misma dirección de vuelo ascendente o descendente, como ruta y marco. Adicionalmente se utilizó polarización Vertical-Vertical (VV) sugerida en Papathanassiou (2007) y Vaka et al., (2017).

Se ocupó el conjunto de imágenes del año 2024, seleccionadas al inicio de la temporada de nevadas para capturar nieve seca, esencial para el método. La nieve seca es casi transparente para el SAR, permitiendo que las ondas atravesasen la capa. Sin embargo, la presencia de agua en el manto de nieve provoca pérdidas dieléctricas significativas (Marin et al., 2019).



Figura 3. SAR en nieve seca (Dry) y húmeda (Wet) (Marin et al., 2019)

Para procesamiento de imágenes se utilizó el software SNAP (Sentinel Application Platform) de libre acceso. Se usaron las imágenes descritas y se limitó el área de interés, el procesamiento de las imágenes SAR en el software SNAP implica una serie de pasos para obtener precisión en los datos sobre la superficie terrestre.

Estos se detallan en la Figura 4, la que muestra el modelo de geoprocésamiento desarrollado para generar un interferograma.

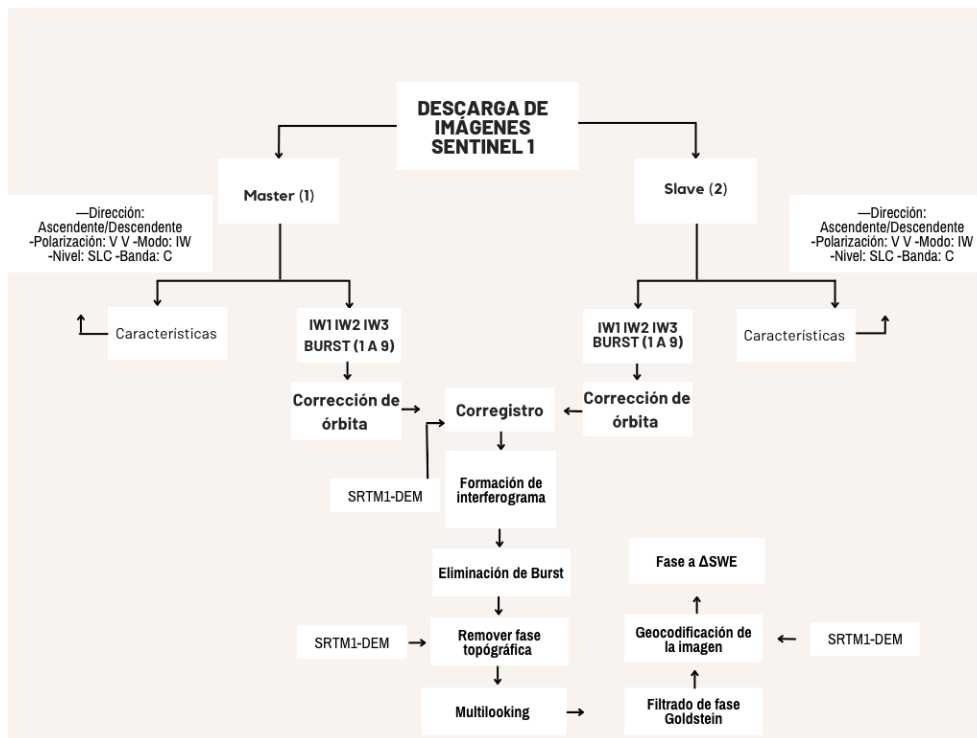


Figura 4. Esquema procesamiento en SNAP. Elaboración propia.

Creaciones pares interferométricos:

Se seleccionan dos imágenes en la misma órbita, imagen Master e imagen Slave del área de estudio, con un intervalo de 12 días entre ellas.

Corregistro de imágenes:

El primer paso involucra la fase de preparación antes de la formación del interferograma, la extracción de los Subs IW y Burst (*Radar/Sentinel-1 TOPS/S-1 TOPS Split*) elección que contenga la zona de estudio. En este estudio se utilizó para las imágenes descendente IW2 y Burst 6,7 y 8. Para las imágenes ascendentes IW2 y Burst 3,4 y 5. Luego se aplicó la corrección de órbita precisa (*Radar/Apply Orbit File*) en cada imagen.

Posteriormente realizó el corregistro (*Radar/Coregistration/S1 TOPS Coregistration/S-1 Back Geocoding*), en este proceso se selecciona la imagen Master y luego la Slave, creando la alineación de la imagen Slave con la imagen Master. Se utilizó un modelo de elevación digital (DEM) del SRT1-DEM como sugiere (Correa-Muñoz et al., 2019). Adicionalmente, se recurrió al método de diversidad espectral mejorada para aumento de calidad (*EDS, Radar/Coregistration/S1 TOPS Coregistration/S-1 Enhanced Spectral Diversity*), el cual aplica correcciones de desplazamiento en el corregistro (ESA et al., 2020).

Formación de interferogramas:

Una vez corregidas las imágenes, se formaron interferogramas (*Radar/Interferometric/Products/interferogram Formation*), en este proceso se sustrae la fase de tierra plana, debido a la curvatura del sistema de referencia WGS84. El resultado incluye un interferograma con valores entre $\pm \pi$, además de un mapa de coherencia con valores de 0 a 1, donde 1 indica coherencia perfecta.

Eliminación demarcaciones entre cada Burst:

Con la herramienta TOPS Debursts (*Radar/Sentinel-1 TOPS/S-1 TOPS Deburst*), se eliminaron las demarcaciones de cada Burst, generando una imagen homogénea.

Eliminación de la fase Topográfica:

Para la obtención de interferogramas diferenciales, es necesario remover los efectos vinculados a la topografía. Para ello se utilizó la herramienta "Topographic Phase Removal" (*Radar/Interferometric/Products/Topographic Phase Removal*). Se utilizó SRTM de 1 segundo de arco (30 m), para eliminar la fase topográfica. El resultado es la diferencia de fase residual, que puede deberse a variaciones atmosféricas, ruido o, en este caso a la superficie cubierta de nieve.

Corrección atmosférica:

Para reducir el ruido característico de las imágenes SAR, se aplicaron filtros al interferograma. En primer lugar, se utilizó el filtro Multilooking (*Radar/SAR Utilities/Multilooking*), para disminuir el ruido de manera significativa (Fielding NASA, 2018). Posteriormente se aplicó el filtro Goldstein el cual es un algoritmo no lineal adaptativo propuesto por Goldstein y Werner (1998), para suavizar aún más los datos, (*Radar/Interferometric/Filtring/Goldstein Phase Filtring*). Lo que relaciona la *señal/ruido* de la imagen (Esa et al., 2020).

Corrección de terreno:

Para compensar las distorsiones generadas por la mirada oblicua del SAR, se realizó la corrección de terreno y así se ajustó la imagen correctamente a la superficie. Este proceso requiere el uso de un DEM, en este caso se usó SRTM-1 (*Radar/Geometric/Terrain Correction/Range-Doppler Terrain Correction*) (ESA et al., 2020).

Calibración con terreno:

Para una mayor precisión en los datos se utilizó una medición de terreno para usar de base al momento de obtener la diferencia de profundidad entre los pares interferométricos.

3.3 Estimación de la profundidad de nieve y densidad

Se puede expresar tanto en términos de profundidad equivalente de agua (mm) o como masa depositada en una unidad de superficie (kg/m^2) (Rott et al., 2001).

Para el cálculo de SWE se realizó mediante la relación entre la densidad promedio de la nieve y la profundidad de la capa de nieve según la fórmula (2):

$$SWE = \langle \rho_s \rangle * d_s \quad (2)$$

Donde ρ_s es la densidad de la nieve y d_s la profundidad de la nieve, denotando $\langle \cdot \rangle$ como valor medio sobre la muestra.

La propagación de las ondas de radar en la nieve se rige por la permitividad compleja que depende en gran medida del contenido líquido de agua (Rott et al., 2001). La profundidad de penetración d_p de la longitud de onda en el espacio libre λ_0 se puede estimar a partir de la parte real ϵ' e imaginaria ϵ'' (Rott et al., 2003). Expresada de la siguiente forma:

$$d_p = \frac{\lambda_0 \sqrt{\epsilon''}}{2\pi \epsilon''} \quad (3)$$

El parámetro central para la región de microondas es el contenido de agua líquida en el paquete de nieve, el cual se expresa mediante la constante dieléctrica. Esta define las características eléctricas de un medio y está relacionada con el concepto de emisividad, fundamental para la respuesta del SAR (Mätzler, 1996), en el caso de la nieve fresca o seca, la constante dieléctrica ϵ'_s depende de la constante dieléctrica del aire y la porción de hielo contenida en el paquete de nieve, donde ϵ'' de nieve seca en las Bandas-C es del orden de 0.001 por lo que puede ser despreciado. Adicionalmente, cuando la densidad es menor a 0.4 gr/cm³ puede ser aproximada con la siguiente fórmula (Mätzler, 1996).

$$\epsilon'_s = 1 + 1.60\rho_s + 1.86\rho_s^3 \quad (4)$$

Ahora para el cálculo del cambio de fase en la nieve de un par interferométrico, se debe tener en cuenta el cambio entre las diferentes constantes de propagación de onda entre el aire y la nieve. Entonces una capa de nieve uniforme, que tiene una profundidad d_s entre el tiempo de adquisición del par interferométrico genera un cambio de fase con la siguiente forma (Rott et al., 2003).

$$\Delta\phi_{snow} = -\frac{4\pi}{\lambda_i} d_s (\cos \theta_i - \sqrt{\epsilon'_s - \sin^2 \theta_i^2}) \quad (5)$$

Donde θ es el ángulo de incidencia y λ_i es la longitud de onda de la Banda-C

3.4 Estimación de SWE

Suponiendo la relación de la densidad de nieve con constante dieléctrica ϵ' . Mediante la fórmula (4), la dependencia de la fase interferométrica respecto a SWE se puede aproximar mediante la relación lineal de la fórmula (6), para una $\rho_s \leq 500 \text{ kg/m}^3$ (Rott et al., 2003).

$$\Delta SWE = -\frac{\lambda_i}{4\pi (\cos \theta_i - \sqrt{\epsilon'_s - \sin^2 \theta_i^2}) \rho_s} \Delta\phi \quad (6)$$

3.5 Levantamiento LiDAR en cuenca piloto

La adquisición de datos LiDAR en la cuenca piloto es fundamental para comparar y evaluar los resultados obtenidos mediante el SAR. Se realizaron vuelos en fechas pre y post nevadas. Esto permitió obtener Modelos Digitales De Terreno (DTM, por sus siglas en inglés), que representan únicamente la superficie terrestre (Olaya, 2014).

El proceso comenzó el 15 de diciembre de 2023, obteniendo un DTM base sin nieve en la cuenca piloto. Posteriormente, el 9 de mayo de 2024, tras una nevada en el sector, se realizó un nuevo vuelo, generando un

DTM con nieve, lo que permitió evaluar las variaciones en la superficie del terreno. Ambos levantamientos comparten la misma georeferenciación, mediante puntos de referencia monumentados en terreno.

Para estas mediciones, se empleó un dron DJI Matrice 350 RTK equipado con el sensor LiDAR Zenmuse L2. Destacando por su capacidad de retorno múltiple, capturando hasta cinco rebotes por pulso, mediante “*retorno penta*” opción que se utilizó. Los vuelos se efectuaron a una altura predefinida entre 250 y 350 m, con “Modo de seguimiento del Terreno”, el cual permite que el dron ajuste automáticamente su altura de vuelo.

3.6 Procesamiento de datos

Para procesar la nube de puntos que entrega el LiDAR, se utilizó el software DJI Terra, usando la opción de “pendiente pronunciada” y creando el filtrado de los puntos donde se verificó que el programa identificara correctamente los puntos de terreno, excluyendo elementos no deseados como árboles y estructuras. Posteriormente, se exportó la nube de puntos en formato LAS, donde se realizó un segundo filtrado para asegurar que los puntos de terreno correspondan en su totalidad a este, para finalmente crear el DTM.

Se realizó el levantamiento sobre un área, de la cual se obtuvo el DTM base, con una resolución de 2.5 m y a partir de ese DTM se seleccionó la cuenca piloto, la que se basó en criterios de accesibilidad, dimensiones y representatividad del terreno.

Para la comparación de datos, se emplearon 3 zonas en la cuenca piloto, cada una con 2 subzonas (A1, A2, B1, B2, C1, C2). Las cuales se dividieron en 2 criterios, vegetación y pendiente. La zona A se encuentra en la parte más alta de la cuenca piloto, donde predomina la vegetación. Zona B predomina la pendiente, encontrándose en una ladera pronunciada y zona C con baja pendiente, situada fuera de la cuenca piloto en un valle cercano al camino. Adicionalmente, se incorporan perfiles transversales de cada Zona. Las subzonas y perfiles correspondientes se visualizan a continuación en la Figura 5.



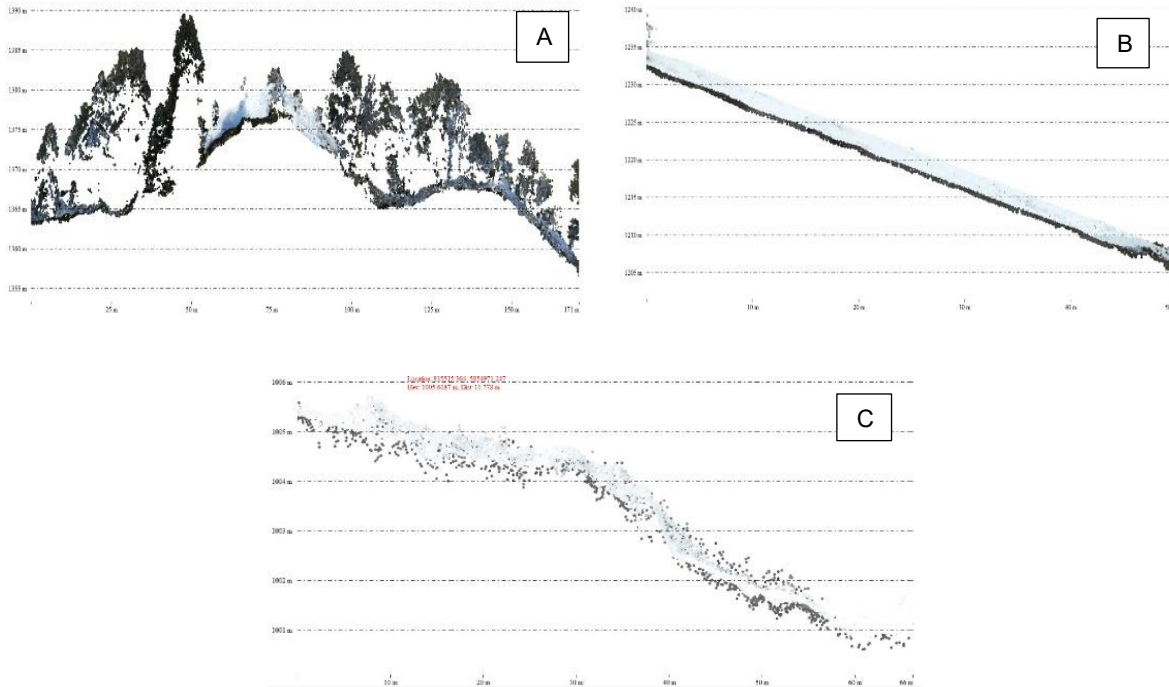


Figura 5. Zonas, A en rectángulo naranja, B rectángulo azul y C en rectángulo verde. Imagen 3D de levantamiento LiDAR 09 mayo 2024. Imágenes del perfil representativo de cada zona A, B, C.

Para cada subzona se realizaron tres mediciones utilizando la nube de puntos LiDAR, promediando los resultados cada diez metros. Estos promedios se compararon luego con el par interferométrico del 3 y 15 de mayo de 2024. En esta comparación, se tomaron seis mediciones para los datos del SAR en cada subzona y se obtuvo el promedio de las cuatro más altas, dado que la interferometría tiende a subestimar los valores. Finalmente, los resultados obtenidos con LiDAR y SAR se contrastaron en las áreas correspondientes.

3.7 Cálculo de profundidad de nieve y SWE

El cálculo de la profundidad de nieve es comprendido como la distancia vertical de la base hasta la superficie del manto de nieve en un lugar en específico (Fierz et al., 2009). La profundidad de nieve se calculó restando el DTM sin nieve (capa base) del DTM con nieve. Mediante la operación “Combine”. Como se muestra en la ecuación 7.

$$Profundidad\ nieve\ lidar = DTM_{con\ nieve} - DTM_{sin\ nieve} \quad (7)$$

Al ser SWE una relación entre la profundidad y la densidad se usó una densidad media medida en terreno, explicada en la sección 3.2 y 3.3.

$$SWE = Profundidad\ nieve\ lidar * \rho_{nieve} \quad (8)$$

3.8 Mediciones en terreno

Para la validación y calibración de los datos se realizaron mediciones en terreno en la cuenca piloto, complementadas con una ruta de nieve efectuada el 3 de julio de 2024 en las coordenadas -37.388442° S, -

71.383338° O. La ruta abarcó 230 m, partiendo desde el camino hacia el volcán Antuco, como se observa en la Figura 6. Durante esta ruta, se midió la profundidad y ensayos de densidad de la nieve.

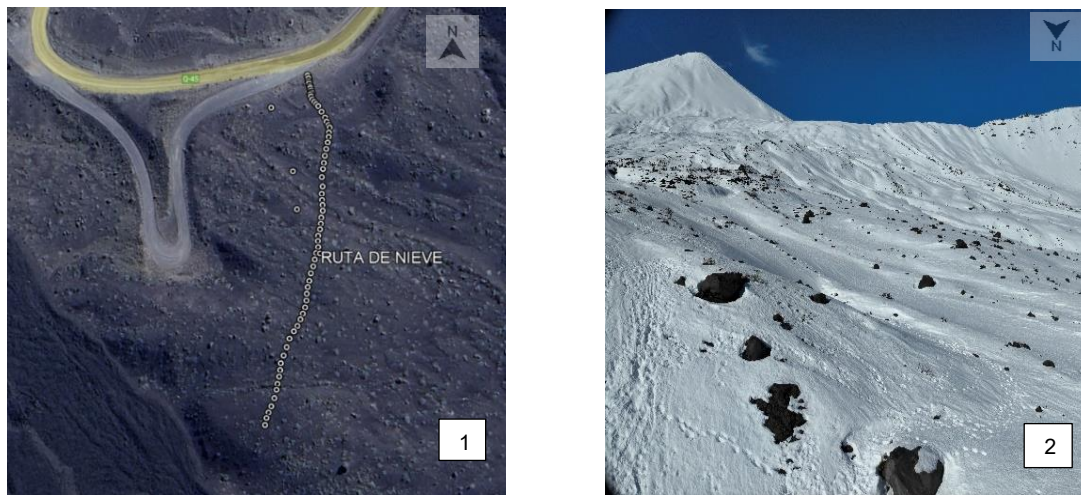


Figura 6. Imagen 1 representa los puntos de medición de profundidad de nieve a lo largo de 230 metros, más los tres puntos de la derecha sector ensayos de densidad. Foto Google Earth Pro. Imagen 2, representación visual zona ruta de nieve. Fotografía obtenida por Dron DJI Matrix 350 RTK, 03/07/24.

3.9 Selección de puntos de medición en cuenca piloto

Se identificaron 2 zonas de medición, con varios puntos representativos en la cuenca piloto, se consideró la variabilidad del terreno y la cobertura de nieve. Los sitios incluyeron áreas planas (al inicio de la cuenca piloto cercano al camino) y 100 metros hacia arriba de la cuenca piloto aproximadamente. En la zona A y B se midió una profundidad de calibración de 14 cm, mientras que para la zona C fue de 4 cm.

3.10 Medición de profundidad y densidad de nieve

En cada punto de medición, se utilizó una sonda de nieve de hasta 3 metros de longitud, la cual se introdujo de manera vertical hasta alcanzar el suelo, los datos obtenidos de cada medición de la profundidad de la nieve fueron registrados junto con las coordenadas geográficas precisas proporcionadas por un GPS diferencial en modo RTK. Para determinar la densidad de la nieve, se utilizó un cortador de densidad con dimensiones de 10 x 10 x 20 cm (volumen de 1000 cm³). Se realizó un pozo con una pala de nieve hasta alcanzar el suelo subyacente, seleccionando cuidadosamente la ubicación para evitar áreas con influencias externas significativas, como árboles, grandes rocas u otras irregularidades que podrían afectar la uniformidad de la nieve (Proksch., et al 2016). También se buscó para el ensayo de densidad que la ubicación del pozo sea opuesta a la de la luz solar como lo indica la USGS (2016). Una vez realizado el pozo, se insertó el cortador de densidad en la nieve, extrayendo muestras cada 10 cm en un patrón de zig-zag, como se ilustra en la Figura 7. Cada muestra fue pesada, mediante una báscula digital portátil, permitiendo calcular la densidad de la nieve en diferentes niveles de profundidad, para posteriormente obtener el promedio de estas en las zonas realizadas.

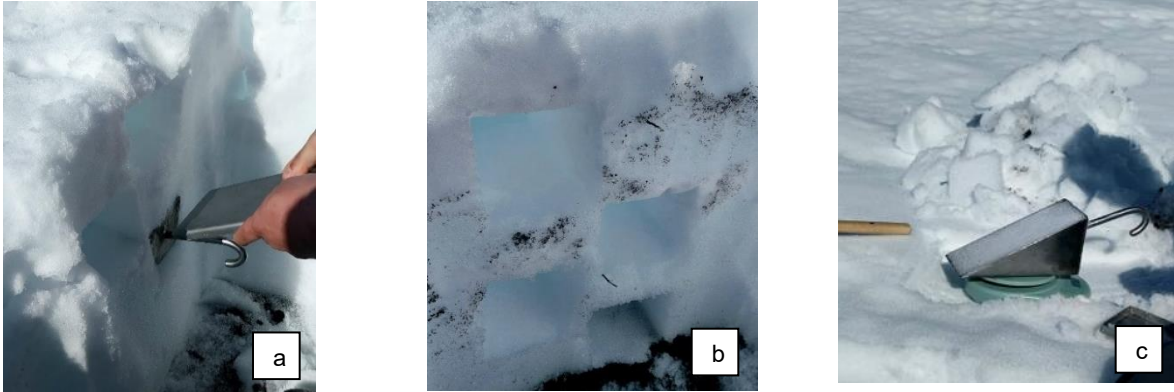


Figura 7. Cortador de densidad ingresado en zigzag (a). Pozo hasta suelo de espaldas hacia la luz solar (b). Bascula pesando la muestra (c). Imágenes en sector definido como ruta de nieve mostrado en Figura 6.

3.11 Cálculo densidad de nieve

La densidad de la nieve ρ_{nieve} se calculó con la siguiente fórmula:

$$\rho_{nieve} = \frac{\text{masa de la muestra}}{\text{volumen de la muestra}} \quad (9)$$

Se calculó una densidad promedio de todas las muestras extraídas para obtener una estimación global de densidad en el área estudiada.

Usando la siguiente fórmula:

$$\rho_{promedio} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i}{n} \quad (10)$$

4. Resultados

4.1 Cálculo de profundidad de nieve para pares interferométricos

Al calcular la profundidad de nieve para los pares interferométricos, se asume que la fase remanente en los interferogramas corresponde a la cubierta de nieve. A partir de esta premisa, se aplica la relación lineal entre la fase interferométrica y la profundidad de nieve, tal como se define en la fórmula 11. Para este análisis, se consideraron diferentes valores de densidad de nieve, incluyendo una densidad de nieve fresca de 0.25 g/cm^3 y una densidad típica al inicio de la temporada de fusión que puede alcanzar hasta 0.5 g/cm^3 , según lo sugerido por Marshall (2011). En particular, para el cálculo de la variación del SWE, se utilizó la densidad medida en terreno el 3 de julio de 2024, que fue de 0.42 g/cm^3 . Tomando los valores de Sentinel-1 para el ángulo de incidencia y longitud de onda de 5.54 cm de la Banda-C.

Cambio de profundidad entre dos pares interferométricos (Δdn) está dado por la siguiente expresión:

$$\Delta dn = 1.84 * \Delta \theta_{nieve} \quad (11)$$

Se debe tener en cuenta que la fase obtenida varía entre $\pm \pi$, lo que resulta en un cambio de profundidad entre $\pm 5.78 \text{ cm}$, intervalo en el cual se puede estimar la variación sin ambigüedades, si el valor es superado es necesario crear un desenrollamiento de fase, para obtener los valores continuos de la variación. En este caso no fue necesario puesto que ningún valor de los pares interferométricos estudiados superó el rango.

4.2 Cuenca Piloto DInSAR vs LiDAR

Se llevó a cabo una comparación de los datos obtenidos mediante LiDAR e interferometría diferencial SAR en la cuenca piloto. La primera fase de comparación se centró en los resultados SAR sin la calibración de campo, que reflejan únicamente la diferencia entre el par interferométrico. La Figura 8 muestra diferencias entre la variación de profundidad de nieve sin calibración de terreno del par interferométrico del 3 al 15 de mayo de 2024 y la medición LiDAR de terreno efectuada el 09 de mayo del 2024. Por tanto, se observa la necesidad de disponer información capturada en terreno.

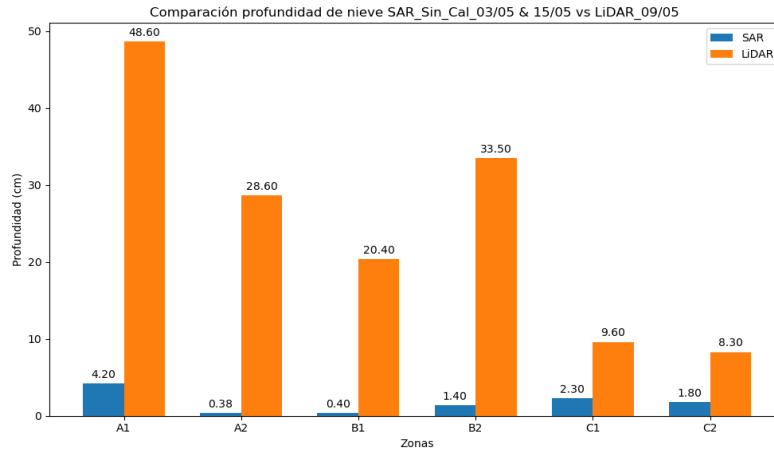


Figura 8. Comparación de profundidad de nieve SAR sin calibración de terreno vs datos LiDAR en la cuenca piloto para cada zona.

Los resultados sin calibración de terreno muestran discrepancias significativas en comparación a aquellos obtenidos con LiDAR. Esto se debe a que solo se capturan los cambios relativos en la superficie, entre un periodo de 12 días. Para mejorar las estimaciones se aplicó a los mismos valores de variación de profundidad de nieve, la calibración en terreno basada en mediciones in situ en la cuenca piloto. Tras esta calibración los datos mostraron una mayor concordancia con los datos LiDAR, expuesto en Figura 9.

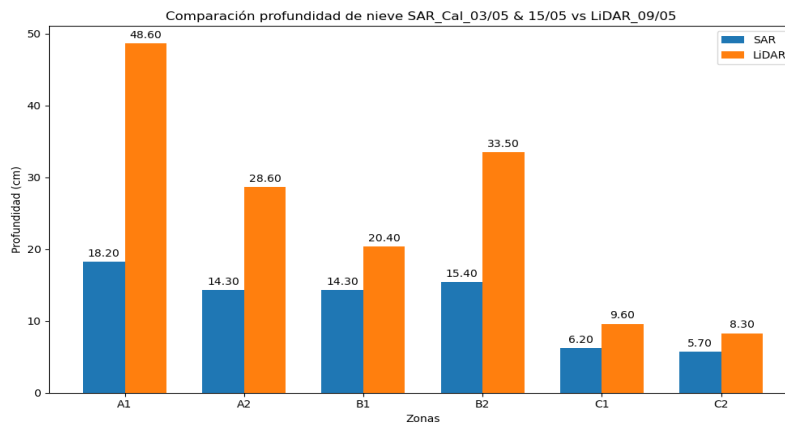


Figura 9. Comparación de profundidad de nieve SAR con calibración de terreno por zona vs datos LiDAR en la cuenca piloto por zonas.

Tras la calibración, los resultados mostraron mayor relación y se observó que el nivel de ajuste varía en función de la zona analizada. Según cada zona se observó lo siguiente:

Zona A (A1 y A2): Esta zona presenta una alta cobertura de vegetación y una pendiente moderada entre 23.5% y 27.5%. Los resultados muestran una diferencia de 30.4 cm en A1 y de 14.3 cm en A2 entre SAR y LiDAR, con profundidades de nieve menores en SAR. Es probable que la presencia de vegetación cause una atenuación y dispersión de la señal SAR, lo que resulta en una menor profundidad de nieve registrada en comparación con LiDAR. A1 18.20 cm SAR vs 48.60 cm LiDAR mientras que A2 14.30 cm SAR vs 28.60 cm LiDAR.

Zona B (B1 y B2): Esta zona se caracteriza por una pendiente fuerte entre 48.5% y 51.5%, los valores muestran discrepancia, sobre todo en la subzona B2 con una diferencia de casi el 50% de profundidad de nieve. Esto refleja que la topografía y la inclinación afectan significativamente la capacidad para capturar la profundidad de nieve, con pérdidas en la señal del SAR.

Zona C (C1 y C2): Zona caracterizada por estar cercana a un valle, con una pendiente baja, menor a 1.3% y superficie limpia. Se observa una mejora en la estimación de la variación de nieve con calibración de campo obtenida por el SAR y las mediciones in situ al comparar los resultados medidos con LiDAR. Se observan diferencias menores, en C1 6.2 cm SAR vs 9.6 cm LiDAR y C2 5.7 cm SAR vs 8.3 cm LiDAR.

4.3 Reconstrucción de profundidad y SWE en ruta de nieve

Primero se analizó la coherencia y su cambio temporal a medida que se avanza en las fechas con relación a la presencia de nieve (Figura 10).

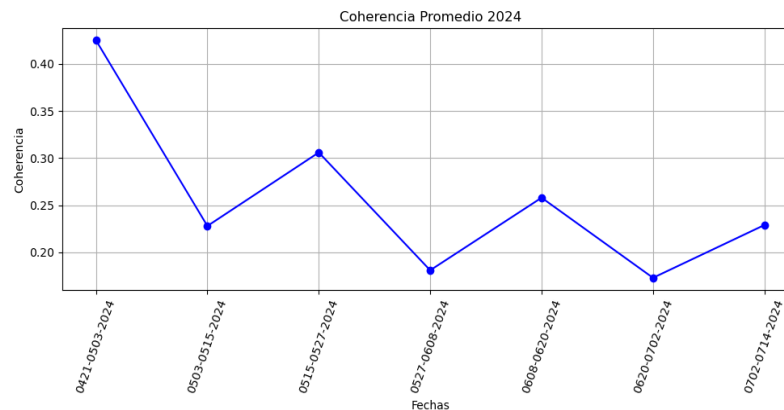


Figura 10. Coherencia promedio en ruta de nieve por pares interferométricos, desde 21 abril, hasta 14 julio.

Se puede observar una mayor coherencia en el primer par del 21 de abril a 05 mayo con valor de 0.44 promedio. Concordando con el no registro de nevadas entre esos días, asociado al inicio de la temporada de nieve y a un suelo casi libre de nieve, conservando las condiciones entre ambas fechas. Los valores más bajos se encuentran en los pares 0527-0608 y 0620-0702 con valores de 0.181 y 0.173 respectivamente. Obteniendo interferogramas ruidosos, lo que se traduce a una pérdida de información. Es probable que exista un aumento de la temperatura del aire por encima de cero grados, provocando derretimiento de la nieve y por ende mayor agua líquida dentro del paquete de nieve, lo que provoca coherencias bajas (Belinska et al., 2024).

Para la Figura 11 se muestra el cambio de altura de nieve (Δdn) calculado para cada par, mediante la fórmula (11).

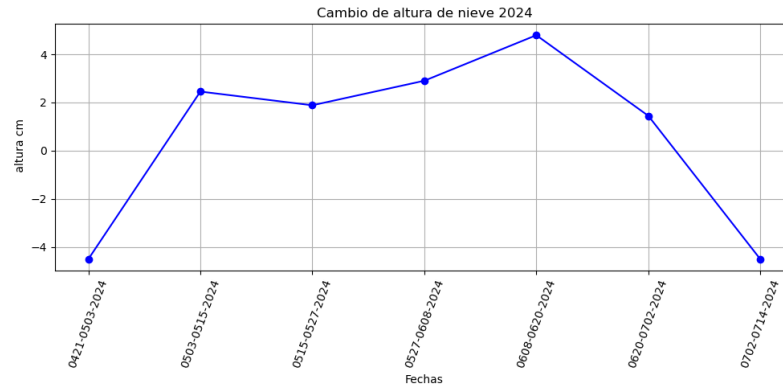


Figura 11. Cambio de altura de profundidad de nieve por par interferométrico, medido con DInSAR, en ruta de nieve.

Analizando la fluctuación de altura entre fechas, se observó como valor máximo en el último par interferométrico del 02 al 14 de julio, con un valor de -4.496 cm de cambio negativo. Por el contrario, el valor más alto positivo corresponde al par del 06 al 20 de agosto con un valor de 4.792 cm de variación entre las fechas.

Para el cálculo del valor de SWE, se utilizaron los datos de la Figura 11 de Δdn a este se le sumó la profundidad promedio medida en terreno el 03 de julio, como dato de calibración. Posteriormente se reemplazó en (2) utilizando un valor promedio de densidad calculado en terreno, el cual fue de un valor de 0.42 gr/cm^3 .

Los resultados de la reconstrucción de SWE, en la ruta de nieve empleada se muestran a continuación en Figura 12.

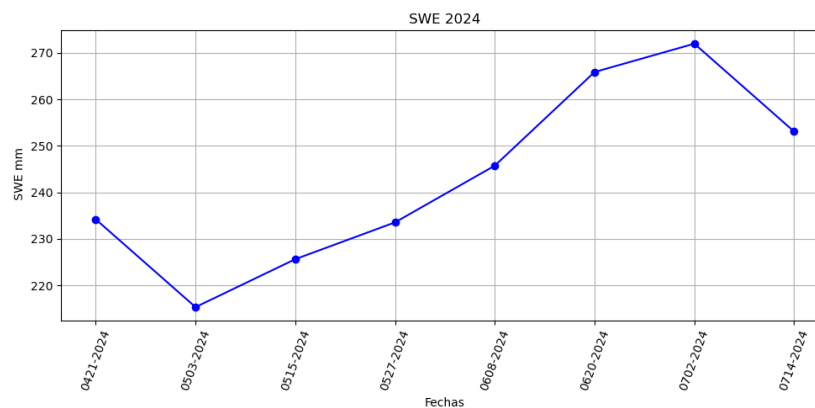


Figura 12. Reconstrucción de SWE en mm, mediante DInSAR y valor promedio de calibración tomado en terreno el 03 julio de 2024 con la densidad de la misma fecha in situ.

Se aprecia un crecimiento en general como era de esperarse a medida que avanza la temporada. El valor más bajo se encuentra en el día 05 de mayo con 215.341 mm, pero crece inmediatamente 10.306 mm 12 días después. En la fecha del 02 de julio se alcanzó el punto más alto de SWE, llegando a un valor de 271.950 mm.

5. Conclusión

En este estudio se utilizó la serie temporal Sentinel-1 para recuperar SWE mediante la metodología DInSAR, complementada con una calibración utilizando datos LiDAR y de terreno, comparando los resultados obtenidos de imágenes Sentinel-1 y LiDAR en la cuenca piloto del Parque Nacional Laguna del Laja en distintas zonas topográficas. Los resultados evidencian una mejora significativa tras la calibración de los datos SAR con

mediciones in situ, especialmente en zonas con pendientes bajas menores al 1.3% y superficies despejadas. En la Zona C, la diferencia de profundidad de nieve entre SAR y LiDAR fue mínima (6.2 cm y 9.6 cm en C1), indicando una alta concordancia. No obstante, en áreas con alta vegetación y pendientes pronunciadas, como la Zona A, se observaron discrepancias notables, con diferencias de hasta 30.4 cm, lo que resalta la influencia de la topografía y la cobertura vegetal en las mediciones SAR.

Además, el análisis temporal de la coherencia y la variación de la profundidad de nieve durante la temporada demostró una correlación significativa entre el incremento del SWE y las condiciones climáticas, alcanzando un máximo de 271.950 mm el 2 de julio de 2024. La combinación de DInSAR y LiDAR, junto con la calibración en terreno, ofrece una solución para la estimación de SWE en áreas montañosas complejas, aunque persisten desafíos en zonas con características topográficas adversas.

Es importante considerar que las estimaciones de nieve basadas en microondas activas enfrentan incertidumbres en casos de nieve poco profunda o húmeda. Eventos de fusión y altas temperaturas generan mala coherencia debido a la atenuación de la señal de radar por la nieve húmeda, mientras que la vegetación provoca cambios aleatorios y pérdida de información en las imágenes. También, las nevadas intermitentes fuera de los rangos de adquisición de las imágenes no logran ser registradas, lo que limita la continuidad temporal de los datos obtenidos.

Como aspectos positivos, se destaca que las mediciones en terreno necesarias son mínimas en comparación con otros métodos, permitiendo una reconstrucción de SWE efectiva con una única medición in situ. Este enfoque reduce significativamente costos y logística asociada con las campañas de campo.

Para futuros trabajos, se sugiere establecer una relación entre la variación del SWE y el caudal de escorrentía, mejorando la comprensión de los procesos hidrológicos en la región de estudio. Asimismo, se propone la combinación de diferentes bandas de radar, como la Banda-C utilizada en este estudio, con la Banda-L, que opera a longitudes de onda distintas, para aprovechar las ventajas complementarias de cada una. Además, la inclusión de mapas de variación de SWE y datos de temperatura podrían ayudar a relacionar la coherencia con SWE, incorporando patrones para momentos donde no se presenten imágenes. Lo que proporcionaría una representación espacial más detallada y dinámica de la distribución de nieve a lo largo del tiempo.

Finalmente se validó la metodología DInSAR para la reconstrucción de SWE a partir de imágenes Sentinel-1, complementadas con mediciones LiDAR y en terreno. Los resultados confirman que, pese a las limitaciones en el área, la combinación de teledetección y calibraciones permite una estimación de SWE en cuencas montañosas. Esta metodología es una herramienta eficaz para el monitoreo de recursos hídricos en regiones de difícil acceso y permite crear una base sólida para futuras investigaciones.

6. Referencias

Alpala Aguilar, J. A., & Erazo Montenegro, Y. Y. (2021). Interferometría con software libre e imágenes Sentinel 1A/1B, aplicada al monitoreo de la deformación volcánica en Colombia, caso de estudio volcanes Chiles-Cerro Negro (Doctoral dissertation, Tesis de maestría, Universidad de Cauca).

ASF DAAC. (n.d.). *NASA ASF DAAC Search*. Alaska Satellite Facility. Retrieved April 2024, from <https://search.asf.alaska.edu/>.

- Angarita Vargas, M. F. (2016). Procesos de deformación en la región de los volcanes Chiles-Cerro Negro por medio de imágenes InSAR. Departamento de Geociencias.
- Bavera, D., & De Michele, C. (2009). Snow water equivalent estimation in the Mallerio basin using snow gauge data and MODIS images and fieldwork validation. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(14), 1961-1972.
- Belinska, K., Fischer, G., Parrella, G., & Hajsek, I. (2023). The potential of multifrequency spaceborne DInSAR measurements for the retrieval of snow water equivalent. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*.
- Conde, V., Nico, G., Mateus, P., Catalão, J., Kontu, A., & Gritsevich, M. (2019). On the estimation of temporal changes of snow water equivalent by spaceborne SAR interferometry: A new application for the Sentinel-1 mission. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 67(1), 93-100.
- Correa-Munoz, N. A., Tansey, K., & Murillo-Feo, C. A. (2019). Effect of a DEM in the estimation of coherence and unwrapped phase InSAR for landslides detection. In *Geotechnical Engineering in the XXI Century: Lessons learned and future challenges* (pp. 1693-1700). IOS Press.
- Deems, J. S., Painter, T. H., & Finnegan, D. C. (2013). Lidar measurement of snow depth: A review. *Journal of Glaciology*, 59(215), 467-479.
- Eppler, J., & Rabus, B. T. (2021). The effects of dry snow on the SAR impulse response and feasibility for single channel snow water equivalent estimation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 60, 1-23.
- ESA, & Veci, L. (2016). TOPS Interferometry Tutorial. In *Sentinel-1 Toolbox Array Systems Computing Inc., ESA* (Vol. 1).
- González, A., González, A., & Mardones, M. (2004). Estudio de la interacción y regulación del sistema hídrico en la cuenca lacustre de laguna de la Laja, Región del Biobío, Chile. In *XXXIII Groundwater Flow Understanding Congress*, Zacatecas City.
- Guneriussen, T., Hogda, K. A., Johnsen, H., & Lauknes, I. (2001). InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(10), 2101-2108.
- Hill, D. F., Burakowski, E. A., Crumley, R. L., Keon, J., Hu, J. M., Arendt, A. A., ... & Wolken, G. J. (2019). Converting snow depth to snow water equivalent using climatological variables. *The Cryosphere*, 13(7), 1767-1784.
- Jacobs, J. M., Hunsaker, A. G., Sullivan, F. B., Palace, M., Burakowski, E. A., Herrick, C., & Cho, E. (2021). Snow depth mapping with unpiloted aerial system lidar observations: A case study in Durham, New Hampshire, United States. *The Cryosphere*, 15(3), 1485-1500.
- Kelly, R. (2009). The AMSR-E snow depth algorithm: Description and initial results. *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*, 29(1), 307-317.

- Kuchment, L. S., Romanov, P., Gelfan, A. N., & Demidov, V. N. (2010). Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(2), 339-350.
- Leinss, S., Wiesmann, A., Lemmetyinen, J., & Hajnsek, I. (2015). Snow water equivalent of dry snow measured by differential interferometry. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(8), 3773-3790.
- Lievens, H., Brangers, I., Marshall, H. P., Jonas, T., Olefs, M., & De Lannoy, G. (2022). Sentinel-1 snow depth retrieval at sub-kilometer resolution over the European Alps. *The Cryosphere*, 16(1), 159-177.
- Long, D., & Ulaby, F. (2015). *Microwave radar and radiometric remote sensing*. Artech.
- Marin, C., Bertoldi, G., Premier, V., Callegari, M., Brida, C., Hürkamp, K., ... & Notarnicola, C. (2019). Use of Sentinel-1 radar observations to evaluate snowmelt dynamics in alpine regions. *The Cryosphere*, 14(3), 935-956.
- Matzler, C. (1996). Microwave permittivity of dry snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(2), 573-581.
- Meyer, J., Deems, J. S., Bormann, K. J., Shean, D. E., & Skiles, S. M. (2022). Mapping snow depth and volume at the alpine watershed scale from aerial imagery using Structure from Motion. *Frontiers in Earth Science*, 10, 989792.
- Mital, U., Dwivedi, D., Özgen-Xian, I., Brown, J. B., & Steefel, C. I. (2022). Modeling spatial distribution of snow water equivalent by combining meteorological and satellite data with lidar maps. *Artificial Intelligence for the Earth Systems*, 1(4), e220010.
- Nagler, T., Rott, H., Scheiblauer, S., Horn, R., Fischer, J., Moreira, A., & Kubanek, J. (2024, April). Field experiments for InSAR retrieval of snow mass in preparation for Copernicus ROSE-L. In *EUSAR 2024; 15th European Conference on Synthetic Aperture Radar* (pp. 110-113). VDE.
- Oveisgharan, S., Zinke, R., Hoppinen, Z., & Marshall, H. P. (2024). Snow water equivalent retrieval over Idaho—Part 1: Using Sentinel-1 repeat-pass interferometry. *The Cryosphere*, 18(2), 559-574.
- Proksch, M., Rutter, N., Fierz, C., & Schneebeli, M. (2016). Intercomparison of snow density measurements: Bias, precision, and vertical resolution. *The Cryosphere*, 10(1), 371-384.
- Rathmann, L., Geissler, J., & Reiterer, A. (2021, June). Concept for a novel airborne LiDAR system combining high-resolution snow height mapping with co-registered spatial information on the water content of the snowpack. In *Multimodal Sensing and Artificial Intelligence: Technologies and Applications II* (Vol. 11785, pp. 237-258). SPIE.
- Rott, H., Nagler, T., & Scheiber, R. (2003, December). Snow mass retrieval by means of SAR interferometry. In *3rd FRINGE Workshop, European Space Agency, Earth Observation* (pp. 1-6).

Shaw, T. E., Caro, A., Mendoza, P., Ayala, Á., Pellicciotti, F., Gascoin, S., & McPhee, J. (2020). The utility of optical satellite winter snow depths for initializing a glacio-hydrological model of a high-elevation, Andean catchment. *Water Resources Research*, 56(8), e2020WR027188.

Teverovsky, S., Premier, V., Notarnicola, C., & Solorza, R. (2023). Intercomparison of methods to reconstruct snow water equivalent over mountainous catchments by using remote sensing data. In *XXVIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG)*.

Vuyovich, C., & Jacobs, J. M. (2011). Snowpack and runoff generation using AMSR-E passive microwave observations in the Upper Helmand Watershed, Afghanistan. *Remote sensing of environment*, 115(12), 3313-