

Detección de cambios en cuerpos níveos asociados a la presencia de impurezas absorbentes de radiación, mediante tecnología SAR y simulaciones de albedo en el rango visible

Por ***Lic. Beltramone Giuliana Beatriz***

Presentado ante la Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación y el Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich como parte de los requerimientos para la obtención del grado de

MAGISTER EN APLICACIONES DE INFORMACIÓN ESPACIAL

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

Diciembre, 2021

©IG-CONAE 2021
©FaMAF-UNC 2021

DIRECTOR

Dra. Anabella Ferral

Instituto de Altos Estudios Espaciales “Mario Gulich”, Córdoba, Argentina

CO-DIRECTOR

Dr. Marcelo Scavuzzo

Instituto de Altos Estudios Espaciales “Mario Gulich”, Córdoba, Argentina



Esta obra está bajo una licencia:

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>

“Tell me about the snow,” Moomintroll said and seated himself in Moominpappa’s sunbleached garden chair. “I don’t understand it.”

“I don’t neither,” said Too-ticky. “You believe it’s cold, but if you build yourself a snowhouse it’s warm. You think it’s white, but at times it looks pink, and another time it’s blue. It can be softer than anything, and then again harder than stone. Nothing is certain.”

(Tove Jansson, Moominland midwinter)

Agradecimientos

En primerísimo lugar, muchas gracias Anabella. Has sido y sos mi guía desde que nos ayudaste con la tesis de grado. Además de que las tesis de grado, maestría y futuro doctorado no serían lo mismo sin tu valioso aporte, quiero darte las gracias por apoyarme y creer en mí, acompañarme, darme ánimos y consejos, tanto profesional como personalmente. Te admiro mucho y ojalá muchas personas tuvieran un poquito de tu chispa. Gracias!

Muchas gracias a mi familia por su incondicional apoyo, siempre dispuestos a escuchar mis aventuras y desventuras especialmente con imágenes SAR y programación. Gracias por acompañarme en todos mis proyectos, metas y sueños, son los pilares de mi vida.

Quiero agradecer también a mis compañeros de Maestría. No me imagino decir que los dos años de cursado hubiesen estado llenos de experiencias únicas sin ellos. Gracias Ale, increíble como un actor profesional puede ser tan atento y tener tanta paciencia enseñando programación, ahora también políglota y decorador. Gracias Sofi, sos una de las personas más hermosas que conozco. Todo el mundo debería tener el privilegio de escuchar alguna de tus teorías o razonamientos volviendo en el colectivo al centro. Tuve mucha suerte en sentarme al lado de personas tan increíbles como ustedes. Los extraño y admiro muchísimo. Gracias Fede, por protegerme de los monstruos del ropero, levantarte a ver que había sido el ruido en la cocina y obviamente por ser el mejor chef del mundo. Gracias Juan, por siempre tener ese buen humor y curiosidad que al principio me molestaba pero ahora valoro muchísimo. Y gracias al destino por darme la oportunidad de conocerlos mejor en Florencia y disfrutar de tantas aventuras juntos.

Muchas gracias a todos los profesores que han sido parte de mi formación a lo largo de estos años, y a los profesionales y miembros del Instituto Gulich, CONAE y FaMAF.

Quisiera agradecer a mis compañeros y amigos de gestión ambiental, Nanu, Pau y Lucas. Adoro estudiar, trabajar, viajar, ver avances de obra y hacer relevamiento de vegetación con ustedes. Son increíbles.

Al mejor equipo de la Siglo XXI. Gracias Rosita, porque lo mejor de la construcción da CANVAS fue haberte conocido e ir a tu casa y tomar mates toda la mañana. Vane, si me halagan mis mapas en la maestría, quiero que sepas que fue gracias a vos y las comunas de la provincia de Córdoba. Gracias Fran, por confiar en mí y hacerme formar parte del equipo.

Resumen

La nieve estacional y su monitoreo es una de las variables climáticas esenciales para mejorar los pronósticos del tiempo, comprender el sistema climático global, y estimar el suministro de agua para diversos usos. El cambio climático y la presencia de Impurezas que Absorben Radiación (LAIs) en la nieve, afectan los complejos procesos e interacciones ambientales de la criósfera. Este estudio comprende una primera aproximación sobre el impacto de LAIs en el albedo de los cuerpos níveos patagónicos a través del análisis de modelos de transferencia radiativa obtenidos del simulador SNICAR (*SNow, Ice, and Aerosol Radiative transfer model*) y series de tiempo de imágenes SAR (*Synthetic Aperture Radar*).

El área de estudio del presente trabajo comprende secotres con cobertura nívea al sur de la ciudad de San Carlos de Bariloche, para el período comprendido entre enero a diciembre del 2019. El uso de series de tiempo de retrodispersión obtenidas de imágenes Sentinel-1 disponibles en la plataforma Google Earth Engine (GEE), ha resultado ser una herramienta adecuada para diferenciar 3 períodos de cobertura de nieve estacional, entre ellas el periodo de fusión. Adicionalmente, se corroboró la posibilidad de aplicar la metodología de detección de cambio en dicha plataforma, presentando errores de comisión y omisión menores al 10% con respecto a la clasificación obtenida de preprocesar las imágenes en la plataforma SNAP (*SentiNel Application Platform*). Los resultados de las simulaciones indican que el tamaño de grano de nieve domina la respuesta espectral en el rango infrarrojo. La reducción del albedo se aprecia una vez que el tamaño de grano aumenta, comenzando el proceso de fusión. Dado que las simulaciones de albedo varían significativamente según el tamaño de grano de nieve, es de suma importancia determinar el estado de la nieve antes de estimar la presencia, concentración y tipo de impurezas. Las metodologías propuestas para estimar la presencia de LAIs, determinadas luego de analizar las firmas espectrales simuladas, son complementarias y han aportado mejores resultados ante elevadas concentraciones de impurezas. Si bien no todas las metodologías pueden aplicarse conjuntamente, debido a que en la actualidad, no existe un sensor que posea todas las bandas utilizadas para diferenciar la presencia de LAIs, se recomienda a futuro incorporar la combinación de bandas propuestas en este trabajo para el desarrollo de un sensor específico de monitoreo de nieve.

Palabras clave: Cuerpos Níveos, Impurezas Absorbentes de Luz, Albedo, SNICAR, SAR, Sensado Remoto, Series de Tiempo, Detección de Cambios, Google Earth Engine

Abstract

Seasonal snow and monitoring its spatio-temporal changes are considered one of the essential climate variables that contribute to the improvement of weather forecasts, the understanding of the climate system and also help estimating the supply of water for different activities. Global warming and the effect of light absorbing impurities (LAIs) are affecting the spatial and temporal variability of snow packs and its complex processes and environmental interactions. This study is a first approach for assessing the impact of LAIs in the Argentinean snow packs albedo through radiative transfer models such as the online simulator SNICAR (SNow, Ice, and Aerosol Radiative transfer model). Its results consist in a proposal guideline to determine the presence of impurities in snow. Additionally, temporal series of Sentinel-1 SAR (Synthetic Aperture Radar) images using the data available in Google Earth Engine (GEE) were evaluated and used in order to detect the metamorphosis stage of snow.

The area of study is located on different snowpacks near the city of San Carlos de Bariloche, during the period starting from January to December 2019. Sentinel-1 backscattering time series construction was successfully implemented in GEE, being a powerful tool for discriminating the 3 stages of land cover in a temporal snow covered area. It was also possible to apply the change detection algorithm for wet snow mapping in the platform, showing less than 10% of commission and omission errors in the classification compared to the SNAP corregistered image. The results suggest that determining the state of the snowpack before estimating the presence, concentration and type of impurity is essential due to the fact that the albedo simulations vary significantly according to the snow grain size. All the methodologies proposed to estimate the presence of LAIs are complementary and have shown better results with high concentrations of pollutants. Although not all of the methodologies can be applied simultaneously, due to the lack of bands in all sensors, for a future proposal of a specific snow-monitoring sensor it can be suggested to incorporate the bands used in this work.

Keywords: Snow packs, Light Absorbing Impurities, Albedo, SNICAR, SAR, Remote Sensing, Time Series, Change Detection, Google Earth Engine

Índice de Contenidos

Índice general

Índice de tablas

Índice de figuras

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	4
1.1.1. General	4
1.1.2. Específicos	4
2. Marco Teórico	5
2.1. Criósfera y nieve	5
2.2. Importancia de la cobertura nívea y el Cambio Climático	9
2.3. Impurezas Absorbentes de Luz (LAIs)	10
2.4. Monitoreo de propiedades de la cobertura nívea	12
2.4.1. Mediciones <i>in situ</i>	13
2.4.2. Mediciones con Sensado Remoto	14
2.5. Propiedades electromagnéticas de la nieve	15
2.5.1. Propiedades de la nieve en el rango visible e infrarrojo	15
2.5.2. Propiedades de la nieve en el rango de las microondas	17
2.6. Modelo de Transferencia Radiativa SNICAR	20
3. Área de estudio	23

4. Materiales y Métodos	25
4.1. Construcción de series temporales y mapas de cambio de imágenes SAR . . .	25
4.1.1. Selección de zonas adecuadas para mapear polígonos	25
4.1.2. Construcción de series temporales de imágenes Sentinel-1	27
4.1.3. Estimación de nieve húmeda con datos SAR en GEE y SNAP	27
4.1.4. Histogramas de diferentes estados de nieve para determinación del umbral	28
4.2. Simulaciones de albedo	29
4.3. Caracterización de variaciones de albedo	31
4.3.1. Porcentaje de variación	31
4.3.2. Pendiente en el rango visible	31
4.3.3. Índices normalizados	32
4.3.4. Ajuste de función cuadrática	32
5. Resultados y discusión del procesamiento de datos SAR	35
5.1. Caracterización de cuerpos nívocos a partir de datos SAR	35
5.1.1. Selección y caracterización de polígonos	35
5.1.2. Caracterización de series temporales	37
5.1.3. Detección de nieve húmeda a partir de umbral fijo en diferentes plataformas (GEE y SNAP)	43
5.1.4. Análisis de la dependencia espacial del umbral para la detección de nieve en fusión	47
5.2. Discusión	52
6. Resultados y discusión de simulaciones SNICAR	55
6.1. Simulaciones de reflectancia de cuerpos nívocos a partir del modelo SNICAR-AD	55
6.1.1. Dependencia de la reflectancia ante cambios en el tamaño de grano de nieve	55
6.1.2. Dependencia de la reflectancia ante la presencia y cantidad de diferentes LAIs	59
6.1.2.1. Carbono Negro	59
6.1.2.2. Carbono Marrón	66
6.1.2.3. Polvo	74
6.1.2.4. Ceniza Volcánica	78
6.1.3. Forma de la curva de albedo en el rango visible	85
6.1.4. Reglas de decisión para la estimación de presencia de impurezas en nieve	90

6.1.5. Elección de bandas óptimas para la detección de LAIs en nieve . . .	93
6.1.6. Comparación de simulaciones de albedo SNICAR con la respuesta espectral de sensores ópticos	98
6.2. Discusión	103
7. Conclusión	107

Índice de tablas

2.1. Tipos de grano de nieve según tamaño (mm)	8
2.2. Resumen de propiedades micro y macro físicas de coberturas néveas que afectan su reflectancia en el visible, emisividad en el infrarrojo térmico y la señal retrodispersada en la región de microondas	20
4.1. Longitudes de onda comprendidas por los grupos de bandas utilizados para ajustar la función cuadrática	33
5.1. Características de los polígonos de Bariloche en base a imagen Sentinel-1. .	37
5.2. Características de los polígonos de Bariloche en base al producto SRTM 30m.	37
5.3. Listado y caracterización de adquisiciones de imágenes SAR de las zonas de estudio.	38
5.4. Resultados de pruebas no paramétricas para evaluar diferencias significativas entre poblaciones.	44
5.5. Resumen de medidas de dispersión de las imágenes de cambio procesadas en GEE y SNAP, con y sin filtro de speckle.	45
5.6. Resultados de la diferencia entre las imágenes de clasificación de nieve húmeda de GEE y SNAP.	47
5.7. Valores medios de señal retrodispersada por polígono, en diferentes fechas del período mayo - diciembre 2019.	52
6.1. Porcentaje resultante del total de albedo afectado por el incremento del tamaño de grano de nieve en diferentes longitudes de onda.	57
6.2. Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes tipos y concentraciones (ppb) de carbono negro sin recubrimiento (CN s/rec.) y carbono negro sulfatado (CN sulf.) en nieve fresca.	62

6.3. Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppb) de carbono negro sin recubrimiento (CN s/rec.) y carbono negro sulfatado (CN sulf.) en nieve envejecida.	64
6.4. Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón sin recubrimiento (CM s/rec.) y carbono marrón sulfatado (CM sulf.) en nieve fresca.	70
6.5. Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón sin recubrimiento (CM s/rec.) y carbono marrón sulfatado (CM sulf.) en nieve envejecida.	71
6.6. Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones de polvo (ppm) en nieve fresca y envejecida.	77
6.7. Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppm) de ceniza en nieve fresca y envejecida.	82
6.8. Coeficientes del término cuadrático resultantes de ajustar una función cuadrática para diferentes longitudes de onda, en función de la presencia de diferentes impurezas en nieve fresca.	86
6.9. Coeficientes del término cuadrático resultantes de ajustar una función cuadrática para diferentes longitudes de onda, en función de la presencia de diferentes impurezas en nieve envejecida.	87
6.10. Reglas para diferenciar entre nieve fresca y envejecida.	90
6.11. Reglas para diferenciar nieve fresca afectada por diferentes impurezas.	91
6.12. Reglas para diferenciar nieve envejecida afectada por diferentes impurezas.	92
6.13. Principales características de bandas útiles para estimar presencia de impurezas en nieve, presentes en sensores de libre acceso.	97
6.14. Respuestas de albedo de nieve fresca pura obtenidas a partir de simulaciones de SNICAR y cálculo de la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8.	98
6.15. Pendiente en el rango visible de nieve fresca obtenidos de las simulaciones en SNICAR y la respuesta espectral relativa de Landsat-8, ante la presencia de altas concentraciones de impurezas.	100
6.16. Resultados de ajustar una función cuadrática en 3 puntos (grupo RGB), comparando la respuesta espectral relativa de Landsat-8 y las simulaciones de SNICAR para nieve fresca.	100
6.17. Respuestas de albedo de nieve envejecida pura obtenidas a partir de simulaciones de SNICAR y cálculo de la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8.	101
6.18. Porcentaje de cambio de albedo ante la presencia de impurezas en nieve envejecida en base a la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8 OLI.	102
6.19. Valores de albedo de nieve envejecida obtenidos de las simulaciones en SNICAR y la respuesta espectral relativa de Landsat-8, ante la presencia de altas concentraciones de impurezas	102

6.20. Resultados de ajustar una función cuadrática en 3 puntos (grupo RGB), comparando la respuesta espectral relativa de Landsat-8 y las simulaciones de SNICAR para nieve envejecida.	103
---	-----

Índice de figuras

2.1. Distribución del agua en el planeta Tierra.	6
2.2. Esquema general de fuentes de emisión y procesos que controlan la distribución de carbono negro primario en la atmósfera.	11
2.3. Representación del impacto de las LAIs en el albedo de la nieve y en la radiación solar neta.	12
2.4. Variación en el albedo en nieve según de contenido de LAIs y tamaño de grano de la nieve.	13
2.5. Firma espectral de diferentes superficies de nieve y hielo.	16
2.6. Mecanismos de retrodispersión de cobertura nívea.	19
2.7. Mecanismos principales de backscattering en presencia de nieve fresca y nieve en fusión.	19
3.1. Zona de estudio ubicada en cercanías a la ciudad de San Carlos de Bariloche. Elaborado en Qgis 3.16.12 en base a imágenes Google Earth 2021 CNES / Airbus	24
4.1. Grafos de procesameinto de imágenes Sentinel-1	29
4.2. Funciones de respuesta espectral relativa para las bandas de Landsat 8-OLI.	34
5.1. Polígonos seleccionados en la zona de estudio. Elaborado en Qgis 3.16.12 en base a imágenes Google Earth 2021 CNES / Airbus	36
5.2. Serie de tiempo de retrodispersión polígonos Bariloche.	39
5.3. Comparación de la distribución anual de los datos por polígono en Bariloche.	41
5.4. Diagramas de caja representando los diferentes periodos de cobertura del suelo, determinados según la serie de tiempo de retrodispersión del año 2019, para los diferentes polígonos agrupados según su aspecto.	42

ÍNDICE DE FIGURAS

5.5. Diagramas de caja representando las diferentes estaciones de cobertura de suelo por polígono.	45
5.6. Ubicación polígono rectangular de 1364 píxeles utilizado para recortar las imagenes procesadas en GEE y SNAP. Elaborado en Qgis 3.16.12 en base a imágenes Google Earth 2021 CNES / Airbus	46
5.7. Mapas binarios resultantes de aplicar umbral de -3 dB a los mapas de cambio	47
5.8. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 1 de la zona de estudio.	49
5.9. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 2 de la zona de estudio.	49
5.10. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 3 de la zona de estudio.	49
5.11. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 4 de la zona de estudio.	49
5.12. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 5 de la zona de estudio.	50
5.13. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 6 de la zona de estudio.	50
5.14. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 7 de la zona de estudio.	50
5.15. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 8 de la zona de estudio.	50
5.16. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 9 de la zona de estudio.	51
5.17. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 10 de la zona de estudio.	51
5.18. histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 11 de la zona de estudio.	51
5.19. Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 12 de la zona de estudio.	51

6.1. Reflectancia de nieve pura fresca y envejecida con diferentes densidades de cobertura nívea, elaborado con el simulador online SNICAR-AD.	56
6.2. Disminución del albedo de nieve (%) según el aumento de tamaño de grano, en diferentes longitudes de onda.	57
6.3. Variación en la pendiente de la reflectancia entre la banda roja y azul de nieve fresca y envejecida, según diferentes tamaños de grano de nieve (μm). . . .	58
6.4. Variación de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de tamaño de grano (μm).	59
6.5. Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono negro (CN) sin recubrimiento en nieve fresca (TG:100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG es tamaño de grano (μm).	60
6.6. Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono negro (CN) sulfatado en nieve fresca (TG:100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG es tamaño de grano (μm).	61
6.7. Disminución del albedo de nieve fresca (%) según la concentración de carbono negro (ppb), en diferentes longitudes de onda.	62
6.8. Disminución del albedo de nieve envejecida (%) según la concentración de carbono negro (ppb), en diferentes longitudes de onda (μm).	63
6.9. Variación en la pendiente en el rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono negro sin recubrimiento (ppb).	64
6.10. Variación en la pendiente en el rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono negro sulfatado (ppb).	65
6.11. Variaciones del INAN con respecto al aumento de concentraciones de carbono negro sin recubrimiento (ppb).	65
6.12. Variaciones del INRN con respecto al aumento de concentraciones de carbono negro sulfatado (ppb).	66
6.13. Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón (CM) sin recubrimiento (s/r) en nieve fresca (TG:100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG es tamaño de grano (μm).	68
6.14. Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón (CM) sulfatado en nieve fresca (TG:100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG es tamaño de grano (μm).	69
6.15. Disminución del albedo de nieve fresca (%) según la concentración de carbono marrón, (ppb) en diferentes longitudes de onda (μm).	70
6.16. Disminución del albedo de nieve envejecida (%) según la concentración de carbono marrón (ppb), en diferentes longitudes de onda (μm).	71
6.17. Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono marrón sin recubrimiento (ppb).	72
6.18. Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono marrón sulfatado (ppb).	72

ÍNDICE DE FIGURAS

6.19. Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de carbono marrón sin recubrimiento (ppb).	73
6.20. Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de carbono marrón sulfatado (ppb).	73
6.21. Comparación entre diferentes tamaños de grano de polvo a 50 ppm en nieve fresca (TG: 100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (μm).	75
6.22. Comparación entre diferentes concentraciones de polvo (ppm) tamaño de grano 3 (2.5 a 5.0 μm) en nieve fresca (TG: 100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (μm).	76
6.23. Cambios del albedo de nieve fresca (%) según la concentración de polvo (ppm) tamaño de grano 3, en diferentes longitudes de onda (μm) en nieve fresca (a) y nieve envejecida (b).	77
6.24. Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de polvo (ppm) con tamaño de grano 3.	78
6.25. Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de polvo (ppm).	78
6.26. Comparación entre diferentes tamaños de ceniza volcánica a 50 ppm en nieve fresca (TG: 100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (μm).	80
6.27. Comparación entre diferentes concentraciones (ppm) de ceniza volcánica (tamaño de partícula 3) en nieve fresca (TG: 100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (μm).	81
6.28. Cambios del albedo de nieve fresca (%) según la concentración (ppm) de ceniza volcánica tamaño de grano 3, en diferentes longitudes de onda (μm) en nieve fresca (a) y nieve envejecida (b).	82
6.29. Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración (ppm) de ceniza volcánica con tamaño de grano 3.	83
6.30. Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de ceniza volcánica (ppm).	83
6.31. Comparación de la reducción del albedo de nieve fresca pura ante la presencia de diferentes impurezas a bajas concentraciones.	85
6.32. Comparación de la reducción del albedo de nieve fresca pura ante la presencia de diferentes impurezas a altas concentraciones.	86
6.33. Comparación de la reducción del albedo de nieve envejecida pura ante la presencia de diferentes impurezas a bajas concentraciones.	87
6.34. Comparación de la reducción del albedo de nieve envejecida pura ante la presencia de diferentes impurezas a altas concentraciones.	88
6.35. Longitud de banda central (μm) de diferentes bandas de sensores ópticos analizados.	93

6.36. Disponibilidad de bandas en relación a diferentes sensores ópticos y resoluciones espaciales.	94
6.37. Cobertura temporal de diferentes sensores ópticos (1980-2020).	95
6.38. Superposición de valores de la respuesta espectral relativa de Landsat-8, sobre las firmas espectrales de nieve fresca en presencia de impurezas a altas concentraciones, simuladas con SNICAR.	99
6.39. Superposición de valores de la respuesta espectral relativa de landsat-8, sobre las firmas espectrales de nieve envejecida en presencia de impurezas a altas concentraciones, simuladas con SNICAR.	101

Acrónimos

CM Carbono Marrón

CN Carbono Negro

CONAE Comisión Nacional de Actividades Espaciales

COSMO-SkyMed Constellation of small Satellites for Mediterranean basin Observation

DEM Modelo de Elevación Digital

ESA Agencia Espacial Europea

GEE Google Earth Engine

GRD Ground Range Detected

IGN Instituto Geográfico Nacional, Argentina

INAN Índice Normalizado entre banda Azul y banda NIR

INRN Índice Normalizado entre banda Roja y banda NIR

LAIs Impurezas de Absorción de Luz

MAIE Maestría en Aplicación de Información Espacial

NDSI Índice Diferencial Normalizado de Nieve

NIR Infrarrojo Cercano

SAOCOM Satélite Argentino de Observación Con Microondas

SAR Radar de Apertura Sintética

SNAP Sentinel Application Platform

SNICAR Snow, Ice, and Aerosol Radiative model

SRTM SRTM Global Digital Elevation Model

SWIR Infrarrojo de Onda Corta

TG Tamaño de Grano

UNC Universidad Nacional de Córdoba

CAPÍTULO 1

Introducción

Los cuerpos néveos ubicados en zonas montañosas de los Andes Argentinos son la fuente principal de agua para consumo y suministro de numerosas poblaciones. Los beneficios socioeconómicos, recreacionales y ambientales provistos por los cuerpos néveos andinos, son aprovechados por más de 10 millones de personas entre Argentina y Chile, las cuales utilizan este recurso para consumo de agua potable, riego, industrias, turismo, generación de energía hidroeléctrica, entre otros [1]. Adicionalmente, son fuente de información para el análisis de las dinámicas del clima, su estudio es fundamental para la evaluación de los caudales durante los periodos de estiaje y son verdaderos indicadores de perturbaciones ambientales producidas especialmente por actividades antropogénicas [1], [2], [3], [4].

Los efectos del cambio climático global sobre coberturas néveas, cuerpos néveos y glaciares tiene un impacto directo sobre los recursos hídricos y servicios ecosistémicos que brindan los mismos, resultando en altos costos sociales y económicos si las planificaciones locales y estatales se realizan con caudales de recurrencia menores a 100 años [5]. Un descongelamiento rápido la criósfera andina puede ocasionar desastres naturales como deslizamientos de tierra (*landslides*), inestabilidad de laderas periglaciales, avalanchas, inundaciones, entre otras, afectando las poblaciones que residen aguas abajo. Cambios en las características físicas y estructurales de cuerpos néveos y glaciares en zonas montañosas se deben generalmente a cambios en las condiciones meteorológicas (temperatura, precipitación, viento, entre otros). Como es mencionado en Rivera *et al.*, el aumento de la temperatura es probablemente el principal causante de pérdida de masa glacial y descongelamientos rápidos [6]. Sin embargo los cambios en cuerpos néveos también son influenciados por la presencia de Impurezas Absorbentes de Luz o LAIs por sus siglas en inglés: *Light Absorbing Impurities* que pueden acelerar el efecto que temperaturas más altas producen en la criósfera. A su vez, glaciares y cuerpos néveos en diferentes regímenes climáticos no responden de la misma manera ante perturbaciones similares [7].

El efecto de las impurezas en el albedo de la nieve depende de numerosos factores, tanto como la variación vertical del tamaño de grano de nieve y la distribución del espesor de

nieve en el cuerpo níveo. Basado en la literatura existente y en modelos de transferencia radiativa, el factor de mayor importancia para estimar el albedo de nieve es el tamaño de grano de nieve efectivo (tamaño de grano y distribución de formas) [8][9][10]. El albedo de la nieve es una variable clave para determinar cambios climáticos, cálculos de transferencia radiativa y aplicaciones satelitales.

La mayoría de la cobertura nívea, glaciares y campos de hielo de la superficie terrestre se ubican en zonas remotas o inaccesibles donde el clima es extremo. Analizar las propiedades de la nieve utilizando técnicas convencionales de monitoreo *in situ* tales como mediciones periódicas manuales y estaciones de observación de la nieve, resultan en una serie de limitaciones tales como el relevamiento de áreas espacialmente reducidas, expediciones que consuman mucho tiempo y recursos económicos, como así también pueden derivar en expediciones peligrosas [11].

Es por las razones expuestas anteriormente y debido a la enorme variabilidad espacial y temporal de la nieve, que las técnicas de observación que ofrece el sensado remoto desde plataformas satelitales son particularmente útiles como medio de recolección de información sobre las propiedades físicas de la cobertura nívea [12], [13]. Los tipos de imágenes más importantes para las aplicaciones de nieve se basan en el rango óptico del espectro electromagnético (incluido el infrarrojo cercano), y en el rango de las microondas. La combinación de imágenes de diferentes sensores, en diferentes longitudes de onda ofrecen oportunidades únicas para la caracterización de la nieve debido a que la misma presenta respuestas distintivas dependiendo la longitud de onda lo cual facilita su comparación y detección [12]. Los sensores y satélites utilizados en la actualidad tanto en Sudamérica como en el mundo, para detectar cobertura nívea, albedo y sus parámetros derivados son MODIS, Landsat 8-OLI, Sentinel-2 y VIIRS, [14], [15], [1], mientras que para estimar contenido de agua líquida, cobertura nívea, equivalente agua en nieve, entre otros parámetros se utilizan sensores activos SAR como ERS, Terra SAR-X, Cosmo SKYMED, Sentinel-1 y SAOCOM [16],[1], [17], [18],[19][20].

Existen también dos misiones específicas para la medición de masas de hielo terrestres y marinas. La misión CryoSat-2 de la Agencia Espacial Europea se puso en marcha tras la pérdida del CryoSat original en octubre de 2005 debido a un fallo en el lanzador. El segundo satélite alcanzó su órbita definitiva en el año 2010, y lleva a bordo un sofisticado altímetro radar conocido como SIRAL (Altímetro de Interferometría Radar SAR). Los objetivos de la misión consisten en medir el espesor de las capas de hielo y del hielo marino con gran precisión para poder generar datos concluyentes sobre la tasa de disminución de la cubierta de hielo del planeta, lo que nos permitirá comprender mejor la relación entre el cambio climático y el volumen de hielo en la Tierra. La misión ICESat (*Ice, Cloud, and land Elevation Satellite*) es un satélite de la NASA diseñado para medir masas de hielo, nubes, aerosoles, topografía y características de la vegetación. El primer satélite estuvo operativo desde el año 2003 al 2009, mientras que el ICESat-2 continúa procesando datos e información desde el 2018. El satélite lleva un único instrumento, el sistema de altímetro láser topográfico avanzado (ATLAS, por sus siglas en inglés), que mide los tiempos de viaje de los pulsos de láser para calcular la distancia entre la plataforma y la superficie de la Tierra. El mismo emite 10.000 pulsos de láser por segundo y captura 60.000 mediciones por segundo.

A la fecha, se ha estudiado la concentración de diversas LAIs en nieve mediante sensado remoto y su efecto en el albedo, contenido de agua líquida, equivalente de agua nieve, entre

otros parámetros del cuerpo níveo, como así también su efecto en el forzamiento radiativo y efecto en el sistema acoplado tierra-atmósfera. Muchos de dichos estudios se centran en el hemisferio Norte, como es el caso de estudios en la meseta Tibetana e Himalaya [21], [22], [23], Sierra Nevada, Estados Unidos [24], el Círculo Ártico [25][26], entre otros. Sin embargo, existen pocos antecedentes sobre la medición de LAIs en el hemisferio sur, como así también escasos antecedentes que integren mediciones *in situ* de LAIs y monitoreo satelital.

El presente trabajo es una primera aproximación al estudio del efecto de impurezas en cuerpos níveos Patagónicos, mediante el uso de imágenes ópticas y series de tiempo de imágenes SAR. El estudio se enmarca en los ciclos dos y cuatro del Plan Espacial Nacional que implican el uso de información espacial para el estudio del clima y la hidrología (criósfera en este caso) y el monitoreo de la calidad ambiental (presencia de contaminantes en nieve). Como así también la evaluación del impacto de impurezas en el proceso de fusión de nieve para generar herramientas de control, preservación de recurso y respuesta temprana se enmarca en los objetivos de desarrollo sostenible números 6 y 13 referidos al agua limpia y saneamiento, y acción por el cambio climático respectivamente [27].

En el segundo capítulo de este trabajo se presenta el marco teórico de la investigación. Se establecen conceptos y definiciones sobre la criósfera y particularmente sobre cuerpos níveos, sus propiedades y estructura. Adicionalmente se analiza su importancia en los subsistemas socio-económicos y ambientales, y las consecuencias de las alteraciones producidas por fuentes naturales y antropogénicas, entre ellas las impurezas absorbentes de luz. Se analizan los antecedentes de monitoreo *in situ*, como así también la utilización de sensores remotos ópticos de y radar, conjuntamente con las propiedades electromagnéticas de la nieve que posibilitan las mediciones con satélites. Finalmente se presenta una descripción del modelo de transferencia radiativa SNICAR, utilizado para simular albedo de nieve con diferentes características. En el tercer capítulo se expone el área de estudio del presente trabajo, conjuntamente con una breve caracterización del sitio. En el cuarto capítulo se detalla la metodología propuesta para abordar los objetivos del trabajo. Se presentan los parámetros utilizados para simular el albedo de nieve, conjuntamente con las metodologías empleadas para diferencias tipos de contaminantes en nieve fresca y envejecida. Adicionalmente se presenta la metodología utilizada para caracterizar cuerpos níveos con imágenes SAR, entre ellas la construcción de series temporales de retrodispersión y la evaluación de imágenes de cambio procesadas en SNAP y GEE. En el quinto y sexto capítulo, se exhiben los resultados de aplicar las metodologías propuestas para evaluar diferentes características de la nieve utilizando imágenes de radar de apertura sintética y ópticas. Finalmente, en el último capítulo se realiza una exposición de las conclusiones y propuesta de trabajos a futuro relacionados con la investigación realizada.

1.1. Objetivos

1.1.1. General

Evaluar la posibilidad de desarrollar una metodología basada en el procesamiento de imágenes ópticas y SAR que permita caracterizar cambios en el albedo y presencia de agua líquida en cuerpos níveos de los Andes Patagónicos asociados a la presencia de contaminantes atmosféricos.

1.1.2. Específicos

1. Generar series temporales de imágenes SAR de la zona de estudio y caracterizar la evolución temporal de la señal retrodispersada registrada en sitios expuestos a diferentes condiciones físicas y ambientales.
2. Comparar el desempeño de aplicar la metodología de detección de cambio utilizando diferentes cadenas de procesamiento en Google Earth Engine y SNAP para analizar la dependencia espacial del umbral en la detección de nieve en fusión.
3. Utilizar el modelo de transferencia radiativa SNICAR (*Snow, Ice and Aerosol Radiation Model*) para simular el albedo de superficies níveas con diferentes características.
4. Proponer una metodología basada en el procesamiento de imágenes satelitales que permita estimar la presencia de contaminantes atmosféricos en nieve a partir del análisis de cambios en el albedo superficial.

2.1. Criósfera y nieve

Al analizar la superficie del planeta, sencillamente se puede estimar que un 71 % está cubierto de agua, y el restante 29 % es masa continental. Tal como se observa en la Fig. 2.1, de la cantidad total de agua, el 97.5 % es agua salada y se distribuye entre los océanos y otras fuentes de agua salina. El restante 2.5 % es agua dulce que se encuentra a nivel superficial en forma de ríos y arroyos, a nivel subterráneo en forma de acuíferos naturales, y en forma de hielo en los polos, hielo marino, cimas de montañas, permafrost, entre otros. Es decir, que el 68.7 % del agua dulce se encuentra congelada, formando parte de la criósfera.

La criósfera (del griego kryos, “frío”, “helado” o “hielo” y sphaira, “globo”, “esfera”) engloba todas las regiones del planeta que presentan agua en estado sólido en algún periodo del año, incluyendo el Ártico, la Antártida, gran parte de América del Norte, Eurasia y algunas partes del hemisferio Sur como lo son los Andes de Argentina, Chile y Bolivia. Glaciares, campos o cascos de hielo, sábanas de hielo, nieve, suelo congelado, permafrost, hielo fluvial, lacustre y marino forman parte de los componentes de la criósfera en la superficie terrestre. Juntos, juegan un papel importante en la modulación del sistema climático de la Tierra, siendo la nieve y el hielo marino los que presentan procesos más dinámicos [29], [3], [30].

La nieve está compuesta por cristales de hielo, agua líquida y aire. La cobertura nívica, cobertura de nieve o cuerpo nívico (*snowpack*) es el producto de la superposición de capas o mantos producto de la interacción de procesos complejos tales como la acumulación de nieve en suelo resultante de repetidos eventos de precipitación, transporte por viento, ablación y derretimiento [12], [31]. Las condiciones atmosféricas existentes durante la formación de los cristales de hielo y las variaciones del tiempo durante la precipitación, la naturaleza y frecuencia de las tormentas y otros eventos de nevadas, la temperatura del aire y la temperatura superficial, conjuntamente con la topografía, tipo de cobertura del suelo, como así también el tiempo que la nieve ha permanecido en el suelo dan origen a complejas y sumamente variables estructuras y dimensiones de coberturas nívicas que se modifican tanto en espacio como

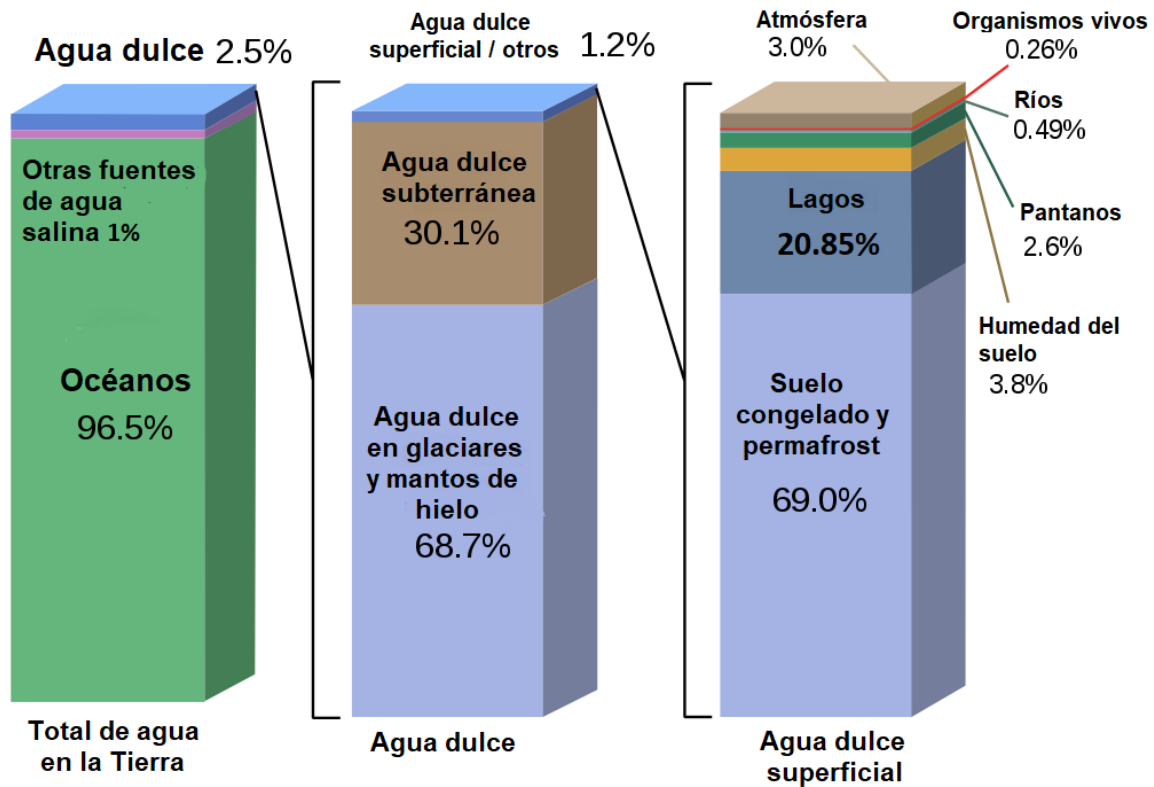


Figura 2.1: Distribución del agua en el planeta Tierra. Fuente: adaptado de Gleick, P.H. (1993), [28]

a lo largo del tiempo. La cobertura de nieve estacional se caracteriza por tener en el terreno una permanencia mayor a dos meses, pero menor a un año, con lo cual existe un período de acumulación de nieve, otro de calentamiento y finalmente de fusión de la nieve luego del cual la misma desaparece dejando expuesto nuevamente el suelo con su respectiva cobertura. Dichos estadios en Argentina coinciden con los de invierno (período de acumulación), primavera (período de calentamiento y fusión) y finalmente verano donde el suelo es expuesto nuevamente hasta finalizado el otoño.

Según el informe presentado sobre la encuesta de prácticas de muestreo de nieve e instrumentos aplicados en Europa [32], las propiedades de la nieve se pueden clasificar en cinco grupos: propiedades macrofísicas de la nieve, propiedades microfísicas de la nieve, propiedades electromagnéticas, nieve precipitando y suspendida, y por último composición de la nieve.

- Las propiedades macrofísicas describen las características generales del cuerpo níveo en su conjunto, o de una capa del cuerpo níveo. Ellas son: área cubierta de nieve, profundidad, equivalente agua en nieve, dureza, penetrabilidad, contenido de agua líquida, rugosidad, temperatura, conductividad térmica, entre otros.
- Las propiedades microfísicas describen la microestructura del cuerpo níveo, como el tamaño y forma del grano de nieve, porosidad, entre otros.
- Las propiedades electromagnéticas caracterizan la interacción del cuerpo níveo con la radiación.

-
- Las propiedades de la nieve precipitando y suspendida son esenciales para los modelos de predicción de cobertura de nieve, simulaciones climáticas, de avalanchas, inundaciones, etc. En este caso, se analizan los mecanismos de su transporte, formas y tamaños de los cristales, entre otros.
 - La composición química de la nieve, consiste en analizar impurezas que absorben radiación (*Light Absorbing Impurities*) tales como carbono negro, carbono marrón, cenizas, polvo y algas o bien isótopos de metales pesados, entre otros.

Una de las características que mejor describe un paquete de nieve es la densidad, la cual generalmente se mide a campo o en laboratorio pesando una muestra de volumen conocido. La densidad de la nieve presenta un amplio rango de valores, desde 10 a 200 kg/m^3 para nieve fresca, de 300 a 600 kg/m^3 para nieve envejecida y redondeada, hasta valores superiores para nieve con alto grado de metamorfosis y recongelamiento [33]. A medida que el paquete de nieve envejece, su densidad aumenta como resultado de la compactación por el viento y gravedad, o a través de metamorfismo termal.

La densidad del cuerpo níveo, se relaciona con el tamaño del grano o cristal de nieve, generalmente definido como el radio medio o radio equivalente de los cristales de hielo. Los tamaños pueden variar según medidas estandarizadas presentes en la Tabla 2.1 [34]. El tamaño de grano de nieve se modifica debido a la metamorfosis de la nieve, que puede darse de 4 maneras diferentes según las condiciones ambientales del manto nivoso:

- **Metamorfosis mecánica:** Este cambio en la estructura de los cristales de nieve, es producido por presión (debido al peso de la misma capa de nieve), o por viento (el empuje de éste, rompe y pulveriza los cristales). Este tipo de metamorfosis destruye las estructuras cristalinas y las reduce a pequeños fragmentos que se unen entre sí, eliminando poco a poco la débil cohesión por trabazón y sustituyéndola por una mejor cohesión por sinterización. Estas nieves cohesionadas forman capas de partículas muy finas, más o menos compactas y densas, llamadas placas de viento.
- **Metamorfosis de gradiente térmico:** Se produce en el manto nivoso cuando la diferencia de temperatura en su interior, o en una zona de él, es grande. La temperatura en superficie del manto nivoso es fría y va aumentando según profundizamos hasta alcanzar los 0°C en su base debido al flujo geotérmico. Cuando en una zona del manto tenemos una parte superior más fría que en la zona más baja, se produce una ascensión lenta de aire en el interior y parte del vapor de agua que lleva, se cristaliza en torno a los granos de nieve, construyendo así, otros cristales de nieve distintos, frágiles y de menor cohesión entre ellos (caras planas y cubiletes). Este flujo depende del tipo de suelo, altitud, latitud, etc. y es más efectivo cuanto mayor sea el espesor del manto.
- **Metamorfosis de isoterminia:** Se produce cuando en el manto nivoso hay poca diferencia de temperatura entre capas. Las partículas de nieve pierden su estructura cristalina y se transforman en granos finos y redondos, aumentando de tamaño.
- **Metamorfosis de fusión:** Cuando hay precipitación en forma de lluvia, o días de niebla húmeda, o se produce un aumento de temperatura por encima de los 0°C, se forma una película de agua alrededor de los cristales. Esta agua, por sucesivos ciclos de deshielo

y recongelamiento, modifica los cristales y los redondea formando granos grandes y redondeados (nieve envejecida o de primavera) [35].

Tabla 2.1: Tipos de grano de nieve según tamaño (mm)

Tipo de grano de nieve	Tamaño (mm)
muy fino	<0.2
fino	0.2 - 0.5
mediano	0.5 - 1.0
grueso	1.0 - 2.0
muy grueso	2.0 - 5.0
extremadamente grueso	>5.0

El tamaño de grano de nieve es indicador del estado de la nieve (si es fresca o se encuentra en fusión). Una metodología simple de medición del parámetro a campo es mediante el uso de grillas milimetradas. En dicha grilla se ubica una muestra de nieve y luego se estima visualmente a través de la comparación con el espaciado de la grilla, el tamaño máximo, mínimo y medio de los cristales de nieve. Adicionalmente se puede registrar el tamaño de grano de nieve con una cámara fotográfica y analizar posteriormente la fotografía mediante procesadores de imágenes. Cuando se trata de relacionar propiedades electromagnéticas de la nieve, se suele utilizar el “equivalente óptico de tamaño de grano de nieve” el cual se relaciona con el área específica de superficie de los granos y por ende a su microestructura [34].

La temperatura de la nieve es importante para determinar si la misma se encuentra seca o húmeda. La nieve seca no contiene agua líquida, obteniendo un tenor de agua líquida igual a 0%. La presencia de agua se produce cuando la temperatura asciende o se encuentra en torno a 0°C. Con temperaturas negativas la nieve siempre será seca, mientras que con temperaturas mayores o iguales al 0°C será húmeda y por lo tanto el tenor de agua líquida será mayor a 0% [36].

El contenido de agua líquida en nieve, describe la humedad de un cuerpo níveo. Es un indicador de la fusión y estabilidad de la nieve [37]. Un claro incremento en el contenido de agua líquida puede desencadenar el inicio de la escorrentía producto del derretimiento de nieve en una cuenca, por lo cual es importante a tener en cuenta en el control y alerta temprana de inundaciones y avalanchas. En general, el contenido de agua líquida en nieve es difícil de medir *in situ*, al igual que estimar el mismo mediante herramientas de sensado remoto [11] [37]. Sin embargo, existen diferentes estrategias basadas en el uso de imágenes SAR para estimar la duración y cobertura de nieve con contenidos de agua líquida.

La cobertura de nieve en fusión, sólo hace referencia a los mantos de nieve con contenido de agua líquida. El área cubierta de nieve o extensión de cobertura nívea, hace referencia a la superficie total cubierta por nieve incluyendo aquella depositada por precipitaciones, por viento e incluso avalanchas. Al abarcar generalmente grandes extensiones, se utilizan imágenes satelitales ópticas para determinar su cobertura.

2.2. Importancia de la cobertura nívea y el Cambio Climático

La nieve, y cobertura nívea desempeñan un papel importante en el clima global al influir en la hidrología, las nubes, la precipitación y la circulación de la atmósfera y los océanos. En Sudamérica, los glaciares y cuerpos n veos de los Andes forman coberturas del suelo extensas, concentrados en ambientes elevados, influenciando el balance energético global, principalmente a través de su albedo elevado (0.98) [38].

En la década de 1990, la falta de respuestas en el conocimiento del clima y el declive de las redes de observación centrales en muchos países llevaron a pedidos de observación sistemática de un conjunto limitado de variables críticas. Para brindar orientación, el programa del Sistema Mundial de Observación del Clima (SMOC), desarrolló el concepto de “variables climáticas esenciales” (VCE), que desde entonces ha sido ampliamente adoptado en los círculos científicos y políticos [39]. Una Variable Climática Esencial (VCE) es una variable física, química o biológica o un grupo de variables vinculadas que contribuye de manera crítica a la caracterización del clima de la Tierra. El panel de expertos del SMOC actualmente especifica 54 VCE, de las cuales alrededor del 60 % pueden ser abordadas por datos obtenidos por satélite. Los conjuntos de datos de VCE proporcionan la evidencia empírica necesaria para comprender y predecir la evolución del clima, orientar las medidas de mitigación y adaptación, evaluar los riesgos y permitir la atribución de los eventos climáticos a las causas subyacentes y sustentar los servicios climáticos [39]. La nieve, conjuntamente con el permafrost, glaciares y capas de hielo o plataformas de hielo forman las cuatro variables climáticas esenciales de la criósfera.

Mediante el estudio de la nieve, y de la criósfera en su conjunto se puede obtener información sobre el cambio climático global, basados en tres de sus propiedades: Reflectancia de la superficie, difusividad térmica y calor latente. La reflectancia de la superficie permite reflejar la radiación solar de mejor manera que otras partes de la superficie terrestre. La difusividad térmica se refiere a la velocidad a la que el calor puede transferirse a través de un objeto particular. El calor viaja significativamente más lento a través del hielo y la nieve que a través del aire, lo cual significa que la nieve y el hielo ayudan a aislar el suelo y el agua (bajo el hielo), de la transferencia de calor. Y en tercer lugar el calor latente se refiere a la energía liberada o almacenada en transiciones de fase a temperatura constante [5].

El impacto del cambio climático y calentamiento global tiene severas implicancias en la criósfera y cuerpos n veos de Sudamérica, repercutiendo en los servicios ecosistémicos relacionados a los mismos.

Los cambios en la frecuencia, cantidad, distribución, entre otras variables, de nevadas afecta las características físicas y estructurales de cuerpos n veos y glaciares en zonas montañosas lo cual repercute directamente en la disponibilidad de agua de la que se abastecen millones de personas ya que son la fuente principal de muchos de los ríos más importantes de los países que atraviesan, y se utiliza para consumo, generación de energía, actividades productivas, recreativa, entre otras. Adicionalmente un descongelamiento rápido la criósfera andina puede ocasionar desastres naturales como deslizamientos de tierra (*landslides*), inestabilidad de laderas periglaciales, avalanchas, inundaciones, entre otras, afectando las poblaciones que residen aguas abajo, resultando en altos costos sociales y económicos si las planificaciones

locales y estatales se realizan con caudales de recurrencia menores a 100 años [5].

Cambios en las características físicas y estructurales de cuerpos nivosos y glaciares en zonas montañosas se deben generalmente a cambios en las condiciones meteorológicas (temperatura, precipitación, viento, entre otros). Como es mencionado en Rivera et al., es sabido que el aumento de la temperatura es probablemente el principal causante de pérdida de masa glacial y descongelamientos rápidos [6]. Sin embargo, los cambios en cuerpos nivosos también son influenciados por la presencia de Impurezas Absorbentes de Luz o LAIs por sus siglas en inglés: *Light Absorbing Impurities* que pueden acelerar el efecto que temperaturas más altas producen en la criósfera. A su vez, glaciares y cuerpos nivosos en diferentes regímenes climáticos no responden de la misma manera ante perturbaciones similares [7].

Los modelos climáticos han indicado que la reducción del albedo en nieve causado por LAIs, contribuye al calentamiento global y al derretimiento en la superficie de la criósfera en casi todo el mundo [10]. Por ende, es de suma importancia estimar la presencia de LAIs con gran precisión y saber cómo es el proceso del efecto de oscurecimiento de la nieve por impurezas, lo que exige un gran esfuerzo para realizar mediciones *in situ* que cubran grandes áreas nevadas [40]. Por lo tanto, el nivel de incertidumbre en la cuantificación de las LAIs y sus efectos sigue siendo muy alto según el quinto informe de evaluación (AR5) publicado por el panel intergubernamental sobre el cambio climático [41].

2.3. Impurezas Absorbentes de Luz (LAIs)

Los aerosoles atmosféricos son una mezcla compleja y dinámica de partículas sólidas y líquidas en un medio gaseoso cuyo tamaño puede oscilar entre $0.002 \mu\text{m}$ y $100 \mu\text{m}$. Su variabilidad se debe a las numerosas fuentes y a los variados mecanismos de formación (coagulación, condensación y reacciones químicas). Normalmente, están conformadas por compuestos sulfurosos, productos carbonosos de la combustión, como el carbono negro y carbono marrón, por materiales de la corteza terrestre, como la arena y cenizas volcánicas, por otras impurezas de origen natural, como pueden ser las algas y finalmente por contaminantes de origen antropogénico. Los aerosoles que se emiten directamente a la atmósfera se los denomina aerosoles primarios, mientras que a aquellos que se producen en la atmósfera a partir de gases precursores, se los llama aerosoles secundarios [42].

Los aerosoles pueden afectar las características absorptivas de la atmósfera, como por ejemplo pueden dispersar la luz solar entrante, o absorbiendo la luz solar. Adicionalmente, pueden afectar la formación y tiempo de vida de las nubes, el forzamiento radiativo de nubes y patrones de precipitación, como así también pueden perturbar los periodos de acumulación, ablación y derretimiento de nieve de glaciares, cuerpos nivosos, hielo marino, entre otros [43].

A modo de ejemplo, se presenta en la Fig. 2.2 una ilustración de la interacción multifacética del carbono negro en nuestro planeta. Una gran variedad de fuentes antropogénicas y naturales emiten carbono negro directamente a la atmósfera. Las principales fuentes de aerosoles de carbono negro y gases co-emitidos son: incendios forestales, combustión incompleta de combustibles fósiles, quema de biomasa para cocinar o calefacción hogares, incendios forestales, emisiones de procesos industriales, entre otras [44]. Una vez emitidos, los aerosoles de carbono negro son transportados local, regional o intercontinentalmente, y son precipitados a la superficie terrestre mediante el arrastre de humedad o bien depositados de manera seca,

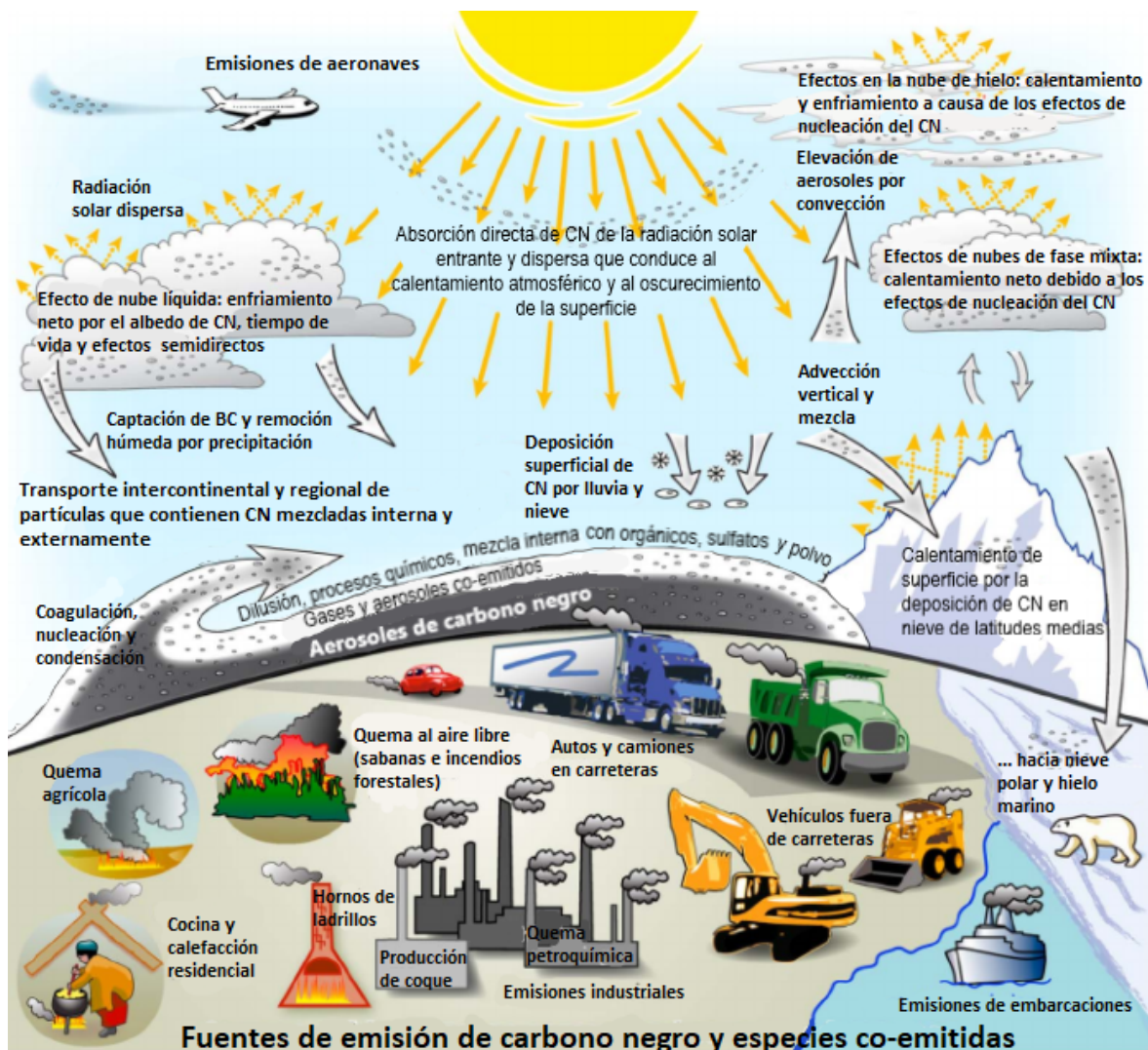


Figura 2.2: Esquema general de fuentes de emisión y procesos que controlan la distribución de carbono negro primario en la atmósfera y que determina su rol en el sistema climático. Fuente: adaptado de Bond, T.C. (2012) [44].

no permaneciendo en la atmósfera más de una semana [44].

Existen numerosos estudios de campo que demuestran que la presencia de LAIs ya sean carbono orgánico (CO), carbono negro (CN), cenizas y polvo depositados en cuerpos nivosos pueden absorber radiación solar especialmente en la región visible e infrarroja del espectro electromagnético, lo cual acelera el proceso de envejecimiento de la nieve y reduce el albedo de la superficie nival, acelerando el proceso de derretimiento [44],[10],[45],[46]. La reducción de albedo en un cuerpo nivo, es un proceso natural que se evidencia cuando la nieve, adentrándose en primavera o verano y debido al aumento de temperaturas o precipitaciones líquidas, atraviesa diferentes tipos de metamorfosis, lo cual aumenta el tamaño de grano de la nieve reduciendo la energía reflejada comparativamente con la nieve fresca. Las LAIs presentes en un manto nivoso oscurecen y absorben radiación, por lo tanto aumenta la temperatura de cuerpo nivo y se acelera el proceso de derretimiento con lo que el albedo de la nieve se reduce aún más. El forzamiento radiativo por las LAIs es definido como la absorción incrementada de energía solar debido a la presencia de impurezas. En la Fig. 2.3

se muestran con flechas rojas la absorción y con flechas amarillas la reflectancia de la luz solar incidente y sus cambios con respecto al contenido de LAIs y el envejecimiento natural de la nieve. El impacto directo de las LAIs (oscurecimiento de la superficie nivosa) acelera el crecimiento de grano de nieve, haciendo que la nieve envejezca más rápido lo que produce una progresiva disminución de albedo. Estos dos procesos combinados refuerzan el derretimiento y el subsiguiente aceleramiento en la pérdida de coberturas de nieve a gran escala [38].

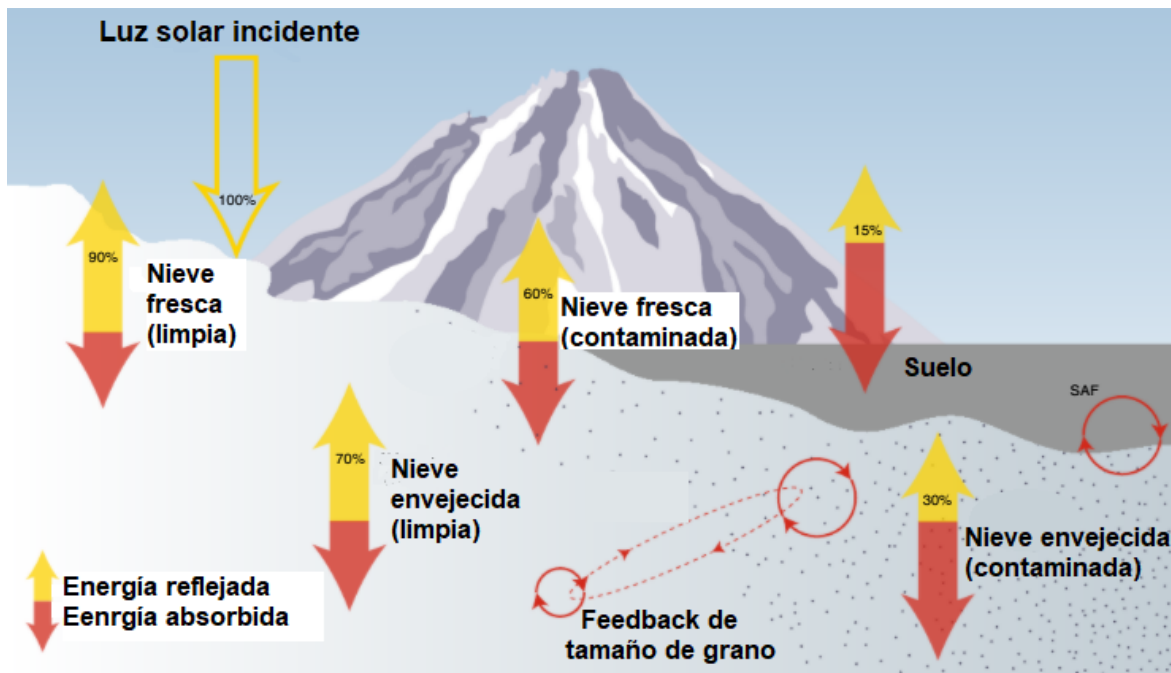


Figura 2.3: Representación del impacto de las LAIs en el albedo de la nieve y en la radiación solar neta. Fuente: adaptado de Skiles, S.M. (2018) [38].

En la Fig. 2.4 se muestra la variación del albedo de nieve, desde las longitudes de onda del $0.215\mu\text{m}$ al $4.995\mu\text{m}$ ante diferentes situaciones. En la Fig. 2.4 (a) se muestra la respuesta espectral de la nieve ante diferentes concentraciones de LAIs, en que se puede observar que la disminución predomina en el rango visible. En la Fig. 2.4 (b) se observa la reducción de albedo de la nieve debido al envejecimiento natural de la misma, siendo más notorios los cambios en el rango infrarrojo cercano y medio. Finalmente, el tercer gráfico presenta respuestas espectrales de la nieve ante un proceso de envejecimiento de la misma con presencia de diferentes concentraciones de LAIs.

Los principales aerosoles de absorción de luz son en Carbono Negro (CN), Carbono Marrón (CM), partículas de polvo y cenizas volcánicas. Recientemente se ha incorporado a la lista de impurezas que absorben radiación las algas o crecimiento microbiano.

2.4. Monitoreo de propiedades de la cobertura nival

Como bien fue mencionado anteriormente, se conducen monitoreos de nieve para aplicaciones operacionales, para la industria energética, investigación, seguridad, entre otras. La

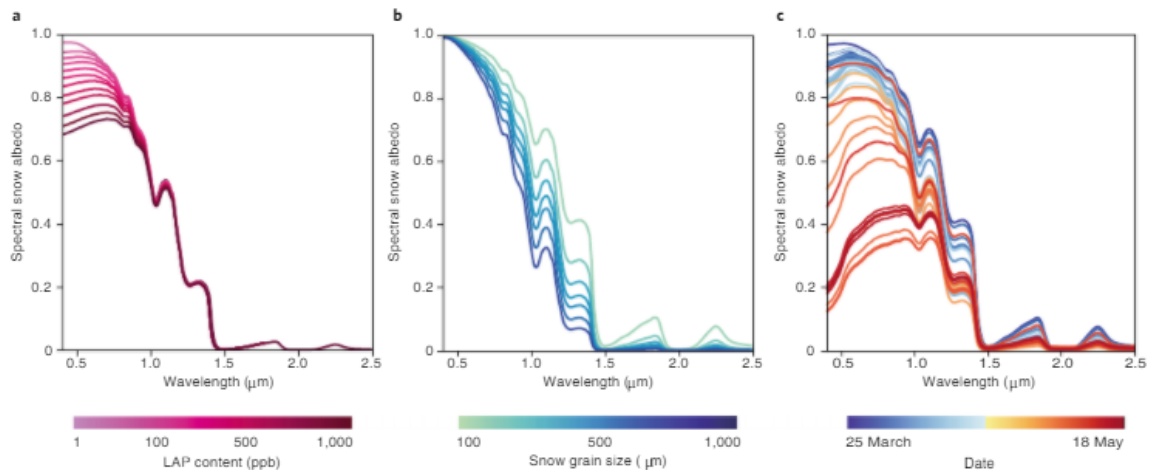


Figura 2.4: Variación en el albedo en nieve según de contenido de LAIs y tamaño de grano de la nieve. a) Resultados de simular albedo de nieve en presencia de diferentes concentraciones de LAIs b) Resultados de simular albedo de nieve sin contaminación pero con diferentes tamaños de grano de nieve lo cual indican un envejecimiento del cuerpo nívco y c) Impacto combinado de reducción de albedo de un cuerpo nívco, ante el envejecimiento de la misma y la presencia de LAIs, en una serie temporal diaria. Fuente: adaptado de Skiles, S.M. (2018) [38].

tipología de ambientes donde se llevan a cabo las mediciones varía desde montañas hasta planicies, como así también bosques, turbas, glaciares, hielo marino, zonas agropecuarias, urbanas, etc. Para ello existen metodologías de muestreo *in situ*, como así también se puede estimar propiedades de la nieve mediante el sensado remoto.

2.4.1. Mediciones *in situ*

Las propiedades micro y macrofísicas de la nieve, así como también su composición química, puede medirse a través de instrumental portable o estacionario. Los dispositivos portables son usados para obtener información espacialmente representativa de las propiedades del cuerpo nívco, mientras que los instrumentos estacionarios son usados para monitorear cambios temporales en coberturas nívcas de un lugar en particulares [47]. Adicionalmente, los instrumentos pueden clasificarse en invasivos, si su uso requiere la modificación irreversible del cuerpo nívco (similar a excavaciones de perfiles de suelo) o no invasivos, los cuales permiten realizar mediciones sobre una misma porción de la cobertura nívca en el tiempo. Los instrumentos no invasivos pueden automatizarse más fácilmente, ya que, en comparación con los invasivos, los últimos requieren la presencia de un observador en todo momento [47].

Una completa revisión de los instrumentos utilizados para medir propiedades de la nieve *in situ* fue realizado por Kinar N. J. & Pomeroy, J. W. en el año 2015. Dicho estudio fue complementado por los resultados del relevamiento realizado en la Unión Europea sobre prácticas y propósitos de monitoreo *in situ* de nieve en el año 2018 [32].

Debido a que la mayoría de la cobertura nívca, glaciares y campos de hielo de la superficie terrestre se ubican en zonas remotas o inaccesibles donde el clima es extremo, analizar las propiedades de la nieve utilizando técnicas convencionales de monitoreo *in situ* tales co-

mo mediciones periódicas manuales y estaciones de observación de la nieve, resultan en una serie de limitaciones tales como el relevamiento de áreas espacialmente reducidas, expediciones que consuman mucho tiempo y recursos económicos, como así también pueden derivar en expediciones peligrosas [11]. Actualmente, el uso reciente de métodos automáticos de medición, telemetría de la nieve y mediciones de variables de nieve acumulada han reducido la necesidad de realizar mediciones en campo, pero no han resuelto el problema de las muestras puntuales de nieve que proveen información limitada al área del alcance de los sensores y pueden no ser representativos de cuencas extensas [12].

2.4.2. Mediciones con Sensado Remoto

El uso de instrumentos satelitales para estudiar coberturas nivas se ha convertido en un complemento importante para monitorear diferentes parámetros de cueros nivos. Una de sus ventajas es poder abarcar grandes superficies, tomar imágenes a diario y contar una alta resolución espacial (10 m en el caso de Sentinel-2).

Los tipos de imágenes más importantes para las aplicaciones de nieve se basan en el rango óptico del espectro electromagnético (incluido el infrarrojo cercano), y el rango de las microondas. La combinación de imágenes de diferentes sensores, en diferentes longitudes de onda ofrecen oportunidades únicas para la caracterización de la nieve debido a que la misma presenta diferentes respuestas dependiendo la longitud de onda lo cual facilita su comparación y detección [12].

Los sensores y satélites utilizados en la actualidad en Sudamérica como en el mundo, para detectar cobertura niva, albedo y sus parámetros derivados son sensores pasivos tales como MODIS, Landsat 8-OLI, Sentinel-2 y VIIRS, [14], [15], [1]. El principal problema de los sensores pasivos es su limitación de adquisición de imágenes durante la noche y en presencia de nubes. Esta dificultad, en algunos casos, puede suplirse mediante el uso de imágenes obtenidas por sensores activos, como lo son los radares de apertura sintética (SAR). Algunos ejemplos de dichos sensores son: los satélites ERS, Terra SAR-X, Cosmo SKYMED, Sentinel-1. Los mismos se han utilizado para estimar la cobertura de nieve en fusión, humedad de la nieve, contenido de agua líquida, tamaño de grano de nieve, entre otras [17],[16],[1],[18],[19][20]. En los años 2018 y 2020 se pusieron en órbita dos satélites pertenecientes a la misión SAOCOM (Satélite Argentino de Observación CON Microondas). La misión SAOCOM consiste de dos satélites de observación terrestre SAOCOM 1A y 1B, idénticos equipados con un radar de apertura sintética polarimétrico en banda L de 1.275 GHz y una antena desplegada de 35m². Los satélites SAOCOM, junto con cuatro satélites de la Constelación Italiana COSMO- SkyMed de la Agencia Espacial Italiana (ASI por su sigla en italiano), integran el Sistema Ítalo Argentino de Satélites para la Gestión de Emergencias (SIASGE), creado por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) y la ASI para beneficio de la sociedad, la gestión de emergencias y el desarrollo económico.

Con respecto a la estimación de LAIs en nieve, diversos autores han estudiado la concentración de impurezas en cuerpos nivos mediante sensado remoto y estudiado su efecto en el albedo, contenido de agua líquida, equivalente de agua nieve, entre otros parámetros del cuerpo de nieve, como así también su efecto en el forzamiento radiativo y efecto en el sistema acoplado tierra-atmósfera. Muchos de dichos estudios se centran en el hemisferio norte, como es el caso de estudios en la meseta Tibetana e Himalaya [21], [22], [23], Sierra Nevada,

Estados Unidos [24], el Círculo Ártico [25][26], entre otros.

Sin embargo, existen pocos antecedentes sobre la medición de LAIs en el hemisferio sur, como así también escasos antecedentes que combinen el uso de sensado remoto para estimar variables sobre las mediciones *in situ* de LAIs.

En el año 2015 se realizaron mediciones en la Cordillera Blanca en Perú encontrando concentraciones de hasta 70 ng/gr de eBC (carbono negro equivalente) [48]. Posteriormente, en el año 2018 se analizó la variación espacio-temporal de LAIs y cenizas volcánicas en la superficie del Nevado Coropuna, Arequipa [49].

En Chile, se analizaron muestras de nieve y se constató el impacto de la contaminación atmosférica urbana de Santiago de Chile [50], también se analizó el impacto del transporte vehicular sobre el albedo en un paso fronterizo [51]. Posteriormente se realizó un estudio latitudinal abarcando gran parte del sector cordillerano del país [52], donde las mayores concentraciones de impurezas y carbono negro fueron encontradas en zonas cercanas a Santiago y en el norte del país.

En Argentina, en [53] se propuso Sistema de Observación Segmentado (SOS) para satélites basado en cierto número de un sistema de cubesats interconectados bajo el paradigma de arquitectura segmentada. Para ello se analizó el impacto de LAIs y cambio de tamaño de grano sobre el albedo utilizando el simulador online SNICAR. Bolaño Ortiz (2019), presentó resultados en el marco de su tesis de maestría sobre el comportamiento del albedo en relación con los datos cobertura nieve, profundidad óptica del aerosol y temperatura de la superficie terrestre obtenidas con el sensor MODIS y otros parámetros derivados como días después de nevadas y la precipitación nieve [40]. Adicionalmente, en el año 2020 se publicó un estudio sobre mediciones y modelado del albedo en el Glaciar Alerce, afectado principalmente por un evento de erupción volcánica y otras LAIs [54].

2.5. Propiedades electromagnéticas de la nieve

2.5.1. Propiedades de la nieve en el rango visible e infrarrojo

Las propiedades electromagnéticas de la nieve caracterizan la interacción de la nieve con la radiación electromagnética. El hielo y la nieve suelen mostrar una gran reflexión en longitudes de onda visibles (aproximadamente $0,4 - 0,75 \mu\text{m}$), con pequeñas variaciones, y va descendiendo a medida que aumenta la longitud de onda, menor reflexión en NIR (longitud de onda aproximada de $0,78 - 0,90 \mu\text{m}$) y reflexión muy baja en SWIR ($1,57 - 1,78 \mu\text{m}$). La baja reflexión del hielo y la nieve en SWIR está relacionada con su contenido microscópico de agua líquida. Los factores que influyen en la reflectividad de la nieve son el tamaño del grano de nieve, la profundidad del manto, la densidad de la capa y la cantidad de impurezas que contenga [55]. A mayor tamaño de grano, menor reflectividad debido a la reducción del número de interfaces aire-hielo, lo cual reduce la dispersión [13].

En la Fig. 2.5 se puede observar la firma espectral de nieve y hielo con diferentes tamaños de grano, en la misma se evidencia que la curva con menor albedo es aquella de hielo oscurecido o con impurezas.

La radiación reflejada no es perfectamente difusa, pero distribuida desigualmente entre los

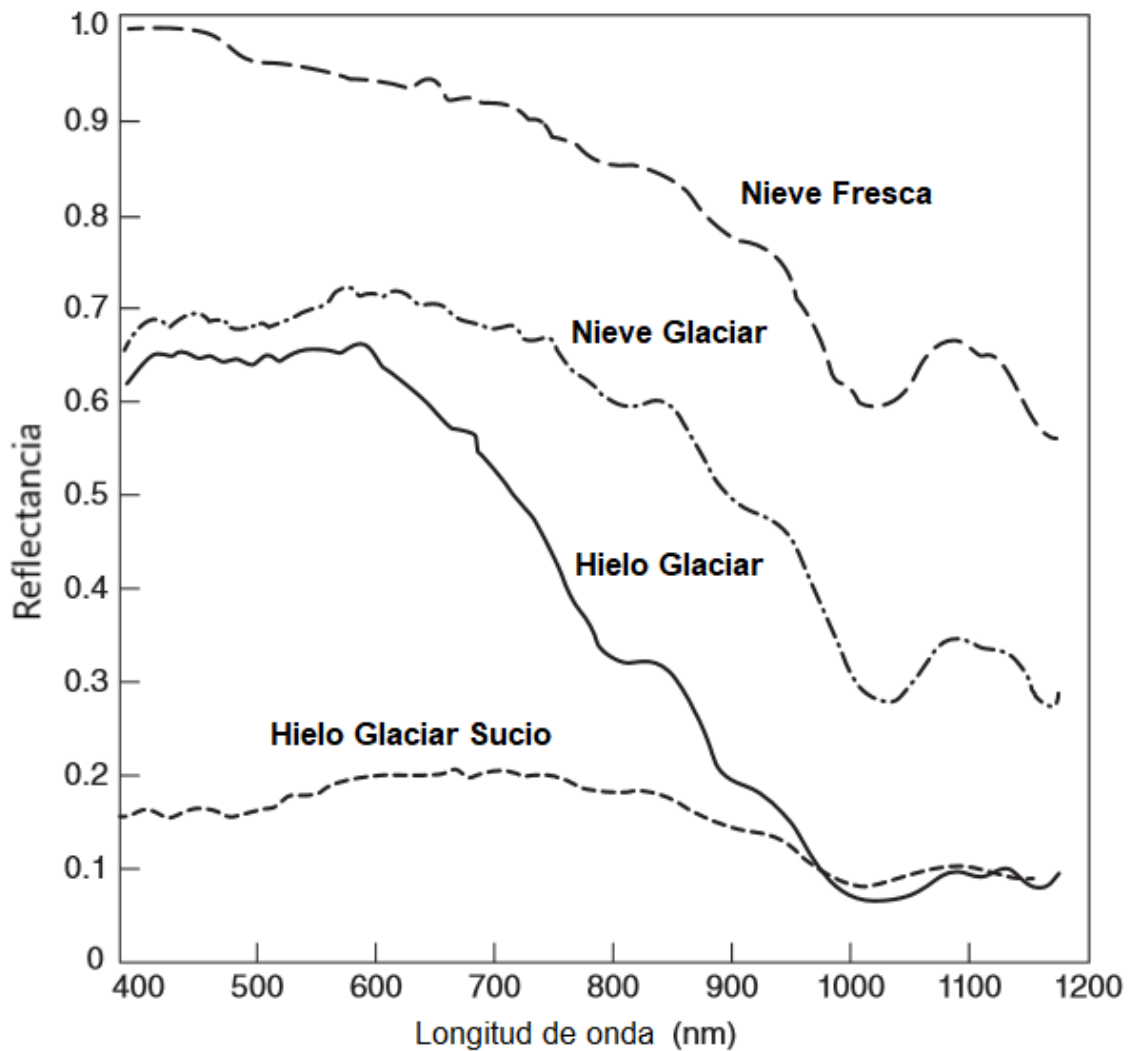


Figura 2.5: Firma espectral de diferentes superficies de nieve y hielo. Fuente: adaptado de Tedesco, M. (2014), [13].

ángulos de reflexión según la función de distribución de reflectancia bidireccional (BRDF). La integral de la función en todos los ángulos de reflexión tiene como resultado el albedo de la nieve [56].

Como bien fue mencionado anteriormente, el albedo de la nieve es generalmente alto (85 a 99%) en el rango ultravioleta y visible. Los máximos locales del albedo se encuentran en las longitudes de onda de 1.1, 1.3, 1.8 y 2.2 μm , que corresponden con los mínimos locales del coeficiente de absorción del hielo [56].

En los últimos años se han presentado resultados sobre los efectos de parámetros individuales sobre el albedo de la nieve, tales como el ángulo cenital solar, cobertura nival, envejecimiento de la nieve, profundidad de nieve, densidad y contenido de impurezas. El albedo de la nieve seca y nieve en fusión generalmente se incrementa con el aumento del ángulo cenital solar. La cobertura de nubes afecta tanto la distribución espectral de la irradiancia como el efectivo ángulo cenital incidente. Siempre causa un aumento (5 a 10%) en el albedo de todas las longitudes de onda comparativamente con el albedo medido en condiciones de cielo

despejado. El albedo de un cuerpo n\u00edveo delgado depende del albedo de la superficie subyacente. Cuando la cobertura n\u00edvea supera un espesor de 50 cm, los efectos del albedo de la superficie del suelo son despreciables [56]. Algunos autores investigaron el efecto de la densidad de la nieve en el albedo, informando que un incremento de la densidad se correlaciona con el decrecimiento del albedo. Sin embargo, se menciona que la densidad est\u00e1 siempre correlacionada con otros s\u00edntomas del envejecimiento de la nieve, como lo es el tama\u00f1o de grano de nieve. Warren *et al* (1982) informaron en su estudio que el albedo no depende de la densidad [56]. El tama\u00f1o de grano de nieve, y el contenido de impurezas son los dos factores cr\u00edticos para determinar los cambios en el albedo de la nieve ya que sus efectos individuales afectan otras variables, y reforzar los efectos sobre la microestructura de los cuerpos n\u00edveos [57].

2.5.2. Propiedades de la nieve en el rango de las microondas

En la regi\u00f3n de las microondas (1 mm – 0.8 m), la se\u00f1al que es capturada por radi\u00f3metros y radares proveniente de cuerpos n\u00edveos responde a propiedades diel\u00e9ctricas especiales, como as\u00ed tambi\u00e9n a caracter\u00edsticas de la estructura de los mismos, tanto a escala micro como macrosc\u00f3pica y a su vez, de las caracter\u00edsticas del sensor. Las caracter\u00edsticas propias del cuerpo n\u00edveo que modifican la se\u00f1al detectada son el contenido de agua l\u00edquida, equivalente agua en nieve, el espesor de la cobertura n\u00edvea, la microestructura del cuerpo n\u00edveo (tama\u00f1o de grano de nieve), la macroestructura (Perfil de densidad de la capa de nieve), la rugosidad entre interfases, los estados de fusi\u00f3n y recongelamiento, y el ambiente que lo rodea (rocas, arboles, suelo descubierto, etc.).

Todos los cuerpos pueden emitir y absorber energ\u00eda electromagn\u00e9tica. La intensidad de la radiaci\u00f3n de microondas emitida por un cuerpo (I), en t\u00e9rminos de la frecuencia (ν), se expresa como un producto de la emisividad (ϵ) y la funci\u00f3n de Plank para cuerpos negros (B):

$$I_{\nu} = \epsilon_{\nu} \cdot B_{\nu}(T_b) = \epsilon_{\nu} \left(\frac{2h\nu^3/c^2}{e^{h\nu/kT} - 1} \right) \quad (2.1)$$

donde h es la constante de Plank, k es la constante de Boltzmann, c es la velocidad de la luz, y T es la temperatura [58]. Aproximando la emisi\u00f3n termal de la funci\u00f3n de Plank mediante la simplificaci\u00f3n de Rayleigh-Jeans, la temperatura de brillo (T_b) puede ser expresada como funci\u00f3n lineal de la temperatura f\u00edsica del cuerpo y su emisividad:

$$T_b = \epsilon \cdot T_{f\u00edsica} \quad (2.2)$$

Por ello, en el manto nival, una peque\u00f1a porci\u00f3n de agua l\u00edquida (1.2 %) causa un abrupto incremento de la emisividad; y, por ende, un incremento de la T_b [58].

Existen amplias diferencias de las propiedades el\u00e9ctricas entre la nieve seca y h\u00fameda, espec\u00edficamente en la constante diel\u00e9ctrica de ambas coberturas [36].

La constante diel\u00e9ctrica define las caracter\u00edsticas el\u00e9ctricas de un medio y se relaciona con el concepto de emisividad (una de las propiedades electromagn\u00e9ticas m\u00e1s importantes de las superficies junto con la reflexi\u00f3n). La emisividad puede ser calculada a partir de la constante

dieléctrica compleja (o permisividad relativa) $\epsilon = \epsilon' - i\epsilon''$. La parte real (ϵ') es la permitividad del medio y la parte imaginaria se expresa como la conductividad del medio. En este sentido, ϵ'' es el factor de pérdida dieléctrica. La constante dieléctrica y la rugosidad superficial del objeto en estudio determinan la emisividad [59].

La nieve húmeda posee un ϵ'' elevado asociado a la alta absorción y emisión, por el contrario en invierno, la nieve seca es prácticamente transparente a la señal de microonda con un ϵ'' muy bajo [60].

Los radiómetros de microondas miden la energía naturalmente emitida por la nieve y su atmósfera, por lo que los radiómetros de microondas pasivos son similares a los radiómetros térmicos y scanners. Al igual que sensores de microondas activos, los pasivos pueden adquirir imágenes a través de las nubes, en cualquier condición climática, en diferentes frecuencias y sin la iluminación solar. Si bien los sensores a bordo de plataformas satelitales pueden adquirir datos de zonas de estudio extensas, su resolución espacial es baja.

Los radares de apertura sintética (SAR) son sensores de radar en el rango de las microondas que generan su propia iluminación de las escenas enviando pulsos de energía electromagnética. Una fracción de la energía es reflejada por el objetivo y retrodispersada hacia la antena de recepción del radar. La información recolectada por el sensor posee datos tanto de la forma del objetivo, como de sus propiedades físicas, tanto en la superficie como en profundidad [13]. El coeficiente de retrodispersión, o coeficiente de backscattering es la unidad de medida de la energía reflejada por un objeto que vuelve a la fuente. La obtención de parámetros de la nieve a través de datos radar, utiliza la interacción entre la señal de microondas con el volumen de nieve.

La respuesta de una capa heterogénea, como la nieve, es una combinación de scattering de superficie, scattering de volumen y de la interacción superficie-volumen, como se aprecia en la Fig. 2.6. El coeficiente de backscattering total, transmitido y recibido, de la cobertura de nieve se compone de las siguientes contribuciones:

$$\sigma_t = \sigma_{an} + \sigma_v + \sigma_{sv} + \sigma_{sn} \quad (2.3)$$

Donde σ_{an} representa el scattering de la interfase aire/nieve, σ_v es el scattering del volumen del paquete de nieve, σ_{sv} son las contribuciones de las interacciones suelo/volumen de nieve y volumen de nieve/suelo y σ_{sn} es el scattering de la interfase nieve/suelo luego de la transmisión a través de la capa de nieve [61].

En la Fig. 2.6, los diferentes diagramas representan los mecanismos de dispersión mencionados anteriormente:

- a. componente de scattering de la interfase aire/nieve (σ_{an})
- b. componente de scattering de la interfase suelo/volumen de nieve y volumen de nieve/suelo (σ_{sv})
- c. componente de scattering del volumen del paquete de nieve (σ_v)
- d'. & d''. componente de scattering de la interfase nieve/suelo (σ_{sn});

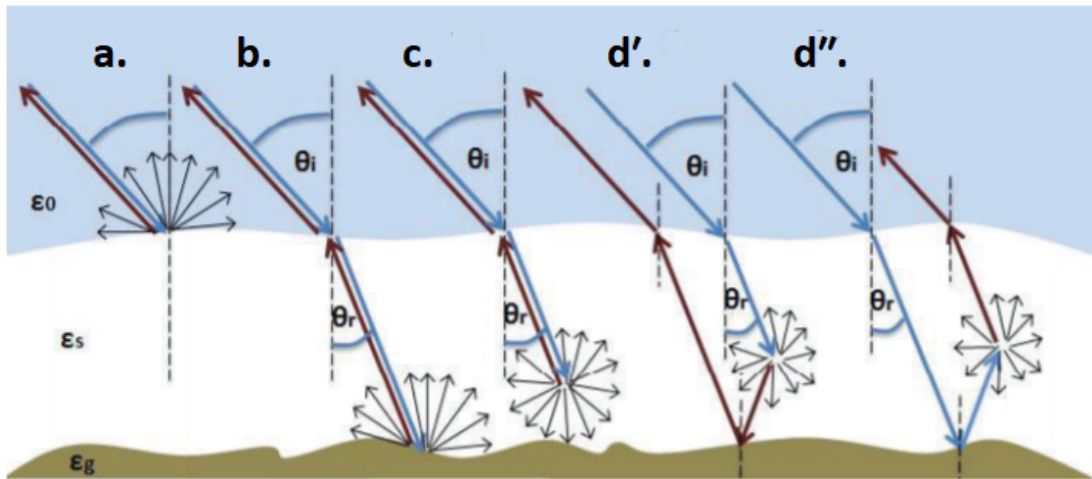


Figura 2.6: Mecanismos de retrodispersión de cobertura nival. Fuente: adaptado de Besic, N. (2012), [61].

La intensidad de dichas contribuciones depende de parámetros relacionados como el sensor, la frecuencia, el ángulo de incidencia local, polarización, propiedades del cuerpo nival y las propiedades del suelo [16].

Durante el período de acumulación (otoño-invierno) la nieve fresca o nieve seca es prácticamente transparente al sensor para la banda C (5.405 GHz), y el eco del radar puede penetrar la nieve por varios metros. En esta situación, la principal fuente de dispersión es la interfase suelo-nieve, y el backscattering es insensible a diferentes parámetros del cuerpo nival [62], [63], tal como se lo observa en la Fig. 2.7. Durante el período de fusión, el incremento en el contenido de agua líquida (LWC) libre dentro del cuerpo nival causa altas pérdidas dieléctricas, con lo que se incrementa el coeficiente de absorción. Esto produce un decrecimiento en la contribución del scattering de la interfase suelo-nieve, que se vuelve despreciable [16]. Por lo tanto, la retrodispersión en volumen se encuentra inversamente correlacionada a la humedad de la nieve. Es también inversamente proporcional a la densidad de la nieve.

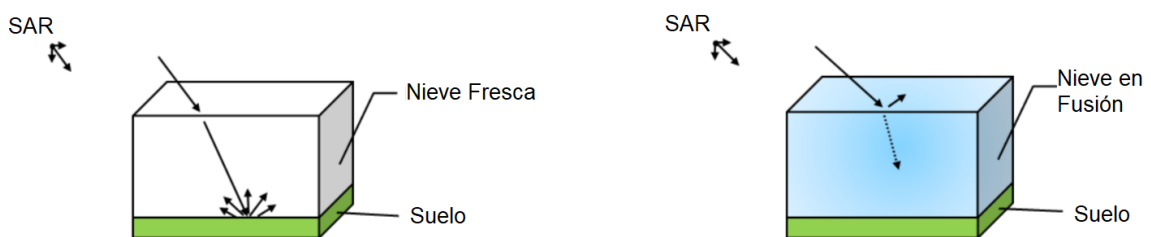


Figura 2.7: Mecanismos principales de backscattering en presencia de nieve fresca y nieve en fusión. Fuente: adaptado de Marin, C. (2020), [16].

A manera de resumen se presentan en la Tabla 2.2 algunos parámetros de la nieve que afectan el albedo, emisividad en el infrarrojo térmico y la señal retrodispersada de cuerpos nivosos [56].

Tabla 2.2: Resumen de propiedades micro y macro físicas de coberturas nées que afectan su reflectancia en el visible, emisividad en el infrarrojo térmico y la señal retrodispersada en la región de microondas. Fuente: adaptado de Warren, S.G. (1982), [56].

	Albedo en el rango visible	Albedo en el rango NIR	Emisividad en el Infrarrojo térmico	Emisividad en el rango de microondas
Tamaño de grano de nieve	afecta	afecta		afecta
Ángulo cenital	afecta	afecta	afecta	afecta
Profundidad	afecta			afecta
Impurezas	afecta			
Contenido de agua líquida				afecta
Densidad				afecta
Temperatura				afecta

2.6. Modelo de Transferencia Radiativa SNICAR

Los primeros modelos que intentaban simular la reflexión y transmisión de la luz a través de la nieve fueron presentados a partir del año 1956. Los mismos no computaban el scattering de granos de hielo individuales, pero se establecía un contexto de transferencia radiativa de dos canales, con lo cual se requería dos parámetros de entrada (grano efectivo de nieve y coeficiente de absorción) [56].

Muchos esfuerzos se han llevado a cabo en los últimos años para incorporar variabilidad a los modelos de albedo de nieve. Los pioneros en aplicar la teoría moderna de transferencia radiativa en nieve fueron Barkstrom & Bohren (1974), quienes comenzaron con el scattering simple por esferas de hielo individuales y usaron un número de aproximaciones para relacionar las mismas a las cantidades observadas. Otra de las aproximaciones, la más certera en su momento para computar flujos radiantes en nieve es el modelo teórico de delta Eddington/Mie usado por Wiscombe & Warren en 1980, el cual hizo el cálculo de scattering simple preciso para todas las longitudes de onda y para todos los tamaños de grano [56].

Dicho modelo fue utilizado por Flanner *et al.* (2007) para el desarrollo en modelo SNICAR, por sus siglas en inglés de *Snow, Ice, and Aerosol Radiation Model*, el cual fue ampliamente usado para evaluar el forzamiento climático del carbono negro [57]. Actualmente se encuentra la versión 3.0 SNICAR-AD (desde enero 2021) de acceso libre a través de la página web <http://snow.engin.umich.edu/>, o bien se puede acceder al código en Matlab a través de github. El simulador, es una implementación del modelo SNICAR con la solución *Adding-Doubling* de dos canales presentada por Dang *et al.* (2019) que mejora las técnicas de modelado de albedo desarrolladas por [8] y [9].

SNICAR-AD utiliza algoritmos de dos flujos o “*two-stream algorithms*” y el ejecutor desarrollado por Toon *et al.* (1989) para computar las propiedades espectrales de cuerpos de nieve de multicapas [64].

Estos *two-stream algorithms* son derivados de la ecuación general de transferencia radiativa en un medio plano-paralelo:

$$\mu \frac{\partial I}{\partial \tau}(\tau, \mu, \Phi) = I(\tau, \mu, \Phi) - \frac{\bar{\omega}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\mu, \mu', \phi, \phi') I(\tau, \mu', \Phi') d\mu' d\phi' - S(\tau, \mu, \Phi) \quad (2.4)$$

Donde ϕ es el ángulo acimutal, μ es el coseno del ángulo cenital, y $\bar{\omega}$ es el albedo de

dispersión simple. A la derecha, los tres términos son la intensidad a profundidad óptica τ , término de fuente interna debido a scattering múltiple, y término de fuente externa S. Para una fuente externa pura a longitud de onda solar S es:

$$S = \frac{\overline{\omega}}{4} F_s P(\mu, -\mu_0, \phi, \phi_0) \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_0}\right) \quad (2.5)$$

Donde ϕF_s es el flujo solar incidente, y μ_0 es la dirección del haz solar incidente. Integrando la Eq. 2.4 sobre los ángulos acimutal y cenital, se obtiene la solución general de aproximaciones de dos flujos (*two-stream approximations*). Los flujos ascendentes (F+) y descendentes (F-) de profundidad óptica τ de una capa n pueden ser representados como:

$$\begin{aligned} F_n^+ &= k_{1n} \exp(\Lambda_n \tau) + \Gamma_n k_{2n} \exp(-\Lambda_n \tau) + C_n^+(\tau) \\ F_n^- &= \Gamma_n k_{1n} \exp(\Lambda_n \tau) + k_{2n} \exp(-\Lambda_n \tau) + C_n^-(\tau) \end{aligned} \quad (2.6)$$

Donde Λ_n , Γ_n y C_n son coeficientes conocidos determinados por el método de dos flujos, flujo solar incidente y ángulo cenital solar, Mientras que k_{1n} y k_{2n} son coeficientes desconocidos determinados por las condiciones de límite. Para un cuerpo nívoo de N-capas, las soluciones para los flujos ascendentes y descendentes son acoplados en interfaces de capas para generar 2N ecuaciones con 2N coeficientes desconocidos k_{1n} y k_{2n} . Combinando estas ecuaciones linealmente se genera un nuevo conjunto de ecuaciones con términos de forma tri-diagonal que habilita la aplicación de un rápido solucionador matricial tri-diagonal. Con los coeficientes resueltos, los flujos ascendentes y descendentes son computados para diferentes profundidades ópticas (Eq. 2.6) y eventualmente la reflectancia, transmitancia y perfiles de absorción del flujo solar para cualquier cuerpo nívoo multi-capa [64].

Este simulador provee albedo espectral hemisférico de nieve con la posibilidad de variar una combinación única de contenido de impurezas (carbono negro, carbono marrón, polvo, ceniza volcánica y algas), tamaño de grano de nieve, forma de grano de nieve, flujo espectral incidente, entre otros.

El resultado del simulador SNICAR consiste en el valor de albedo en 480 bandas espectrales a 10 nm de resolución desde el 0.2 al 5.0 μm .

Existen muy pocos trabajos, siendo los mismos muy recientes, donde se realicen mediciones *in situ* y simulaciones de nieve con impurezas con el modelo de transferencia radiativa SNICAR, basándose la mayoría de ellos en cuerpos nívoo de hemisferio Norte. Aoki *et al* (2007) analizó las variaciones de parámetros físicos de la nieve y su impacto en el albedo en Japón. Negi *et al* (2011) utilizaron mediciones de reflectancia en la cuenca del Himalaya para estimar la respuesta del albedo y tamaño de grano de nieve. Meinander *et al* (2013) establecieron el albedo de nieve estacional en Sodankyla, Círculo Polar Ártico. Adolph *et al* (2017) identificaron la dominancia del efecto de grano de nieve en nieve estacional de New Hampshire, Estados Unidos. Skiles *et al* (2017) analizaron la evolución diaria del contenido de polvo, carbono negro, tamaño de grano de nieve y albedo en las Montañas Rocosas, Estados Unidos. He *et al* (2018) analizaron la reducción del albedo en cuerpos nívoo del Tíbet inducido por presencia de carbono negro. Gogoi *et al* (2018), compararon resultados obtenidos en nieve con presencia de carbono negro en el Ártico y la Antártica. Sin ir mas lejos, recientemente se ha publicado un resumen de la sensibilidad del albedo de la nieve a

contenidos de carbono negro y tamaño de grano de nieve, basado en experimentos, sets de datos y simulaciones, del hemisferio Norte (Ártico, Europa, Asia y América del Norte)

En América Latina, Rowe *et al* (2019) [52] estimaron la reducción de albedo debido a impurezas en cuerpos níveos de Chile utilizando la ecuación 2.7, y el método y parámetros establecidos en [65].

$$\delta\alpha = (CF) * (\delta\alpha_{cloudy}) + (1 - CF) * (\delta\alpha_{clear}), \quad (2.7)$$

Donde α es el albedo espectral, CF es la fracción de nubes. La media mensual de la fracción de nubes es determinada a partir de la edición 4A34 CERES Terra+Aqua

Hasta el momento, se han encontrado dos publicaciones que utilicen el modelo SNICAR en Sudamérica. En Argentina, en [53] se propuso Sistema de Observación Segmentado (SOS) para satélites basado en cierto número de un sistema de cubesats interconectados bajo el paradigma de arquitectura segmentada. Para ello se analizó el impacto de LAIs y cambio de tamaño de grano sobre el albedo utilizando el simulador online SNICAR. Adicionalmente, en el año 2020 se publicó un estudio sobre mediciones y modelado del albedo en el Glaciar Alerce, afectado principalmente por un evento de erupción volcánica y otras LAIs. El mismo, es el primer estudio de mediciones de campo de LAIs en los Andes Argentinos, combinado con el análisis de albedo y modelos de balance de masas glaciares. El modelo SNICAR fue utilizado para estimar la respuesta espectral del glaciar ante el efecto de nubes en comparación con las mediciones del radiómetro de campo [54].

CAPÍTULO 3

Área de estudio

Para caracterizar el comportamiento de diferentes propiedades físicas de la nieve, en esta primera instancia de análisis se tuvo en cuenta la selección de una área de los Andes Patagónicos que cumpliera con los requisitos de presentar nieve estacional, y ubicarse en cercanías a un centro urbano. En este caso la misma corresponde a los alrededores de la ciudad de San Carlos de Bariloche (Fig.3.1), ubicada en la provincia de Río Negro ($41^{\circ}09'S$ $71^{\circ}18'O$). La ciudad de Bariloche se encuentra ubicada al sudoeste de la provincia de Río Negro, en la región cordillerana y precordillerana de la misma, más precisamente en la margen Sur del lago Nahuel Huapi. Posee una población estable de 125.000 habitantes (2020), con lo cual presenta una densidad poblacional comparativamente alta y una intensa red de comunicaciones con respecto a la distribución poblacional del resto de la Patagonia Argentina. Además, el hecho de constituir uno de los principales destinos turísticos de Argentina y el principal destino de turismo de invierno de Latinoamérica, implica un significativo incremento poblacional durante los picos de las temporadas turísticas.

En la zona circundante a la ciudad de Bariloche se reconocen varios tipos de clima, determinados por las variaciones que muestran los diferentes elementos climáticos (temperatura, precipitación, humedad, etc.) [66]. Los cambios más importantes se reconocen en los registros de precipitación y temperatura, influenciados por la altitud, topografía y la presencia de masas de agua, principalmente en sentido longitudinal y altitudinal. De Oeste a Este los tipos climáticos varían de perhúmedos (Tipo A de Thornthwaite) a húmedos y subhúmedos (Tipos B y C) en la zona cordillerana, hacia climas secos subhúmedos (Tipo C) hasta semiáridos (Tipo D) en el extremo oriental de la zona circundante a la ciudad de Bariloche. La región occidental, caracterizada por un alto gradiente altitudinal, relieve montañoso y la existencia de grandes lagos, refleja el control de estos factores sobre la temperatura. La influencia más notoria es la disminución de temperatura con la altura, que queda evidenciada al comparar la temperatura media anual registrada en el cerro Catedral, a 2000 msnm, de $2.4^{\circ}C$ con la registrada en Tronador, a 800 msnm, de $7.4^{\circ}C$ [66].

Con respecto a las precipitaciones, el sector occidental, en el límite con Chile, se registran

valores de hasta 3000 mm anuales. La distribución anual de las precipitaciones muestra una concentración invernal y está controlada por la influencia del anticiclón del Pacífico. En la zona occidental, en la laguna Frías, se registran 3600 mm/a mientras que 50 km hacia el este en Bariloche la precipitación es de 1000 mm anuales, con un gradiente de disminución de 52 mm por Km. En esta zona la concentración de las precipitaciones se da en el semestre más frío (Abril-Septiembre), destacándose los meses de mayo, junio, julio y agosto durante los cuales se producen el 70% de las precipitaciones medias mensuales [66].

Los vientos dominantes por intensidad y persistencia presentan dirección Oeste y son originados por la interacción del Anticiclón del Pacífico y la faja de baja presión del Círculo Polar Antártico [67]. Los vientos del Oeste se caracterizan por su persistencia, alta velocidad, mayor actividad en verano y alto contenido de humedad que se descarga en la zona montañosa. Las velocidades medias anuales de los vientos a 10 m de altura varían entre 10 y 34 km/h. Las velocidades medias mensuales muestran una uniformidad a lo largo del año, aunque los meses más ventosos son los de primavera-verano [67].

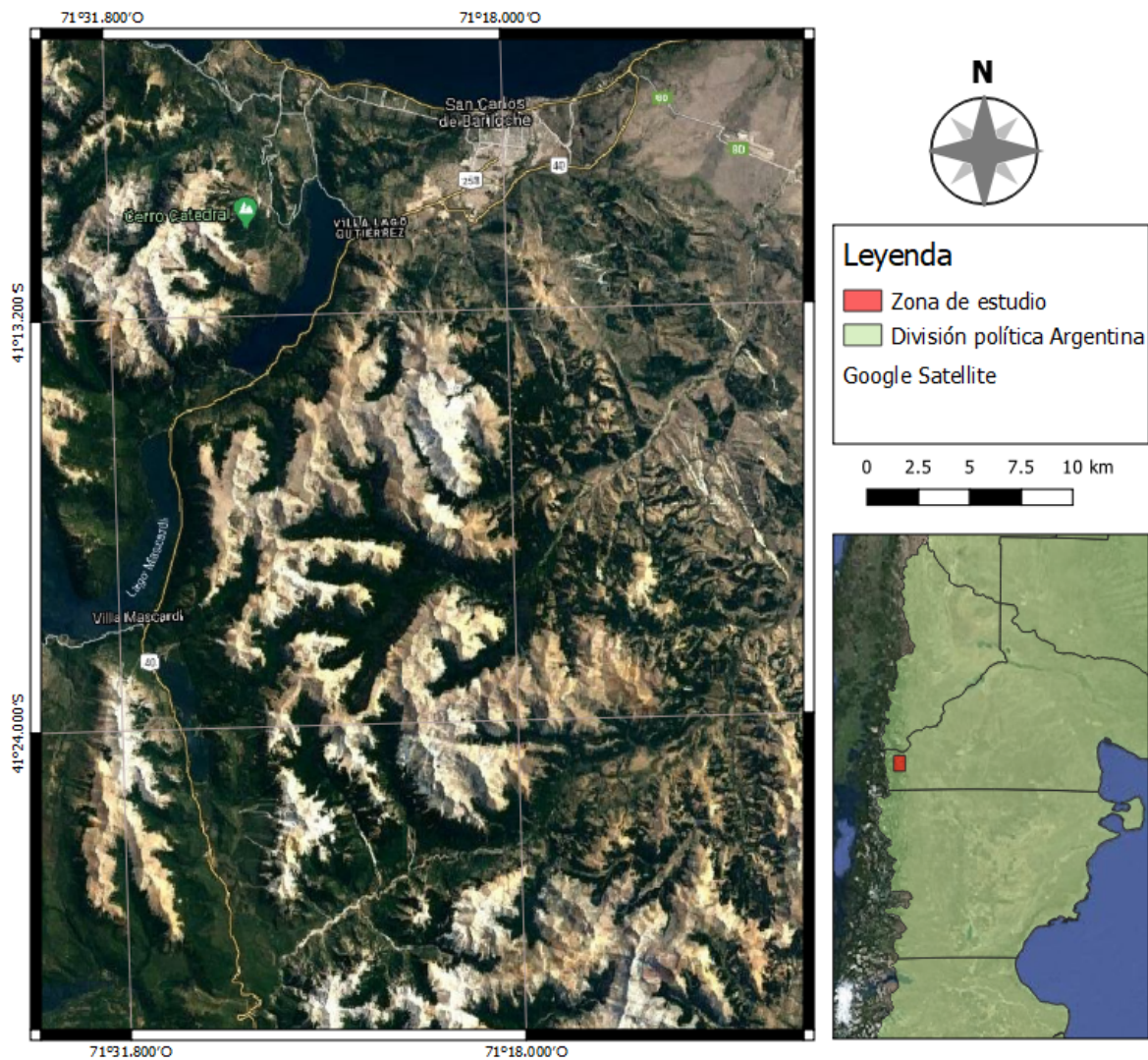


Figura 3.1: Zona de estudio ubicada en cercanías a la ciudad de San Carlos de Bariloche. Elaborado en Qgis 3.16.12 en base a imágenes Google Earth 2021 CNES / Airbus

Materiales y Métodos

En esta sección se explican las metodologías llevadas a cabo para caracterizar los cuerpos níveos de la zona de estudio a través del uso de series de tiempo e imágenes SAR, como así también los parámetros considerados para llevar a cabo las simulaciones de reflectancia y las metodologías de análisis aplicadas.

4.1. Construcción de series temporales y mapas de cambio de imágenes SAR

La descarga de imágenes satelitales, el procesamiento, la construcción de series temporales y parte del análisis de resultados obtenidos se llevaron a cabo con herramientas de manejo de grandes volúmenes de datos (BIG DATA). En esta caso la herramienta utilizada fue la plataforma de Google Earth Engine (GEE), la cual combina catálogos de imágenes satelitales de diferentes sensores, modos de adquisición, resolución y niveles de procesamiento y además posee bases de datos geoespaciales con capacidad de análisis a escala planetaria a libre disposición del usuario. Algunos de los datos seleccionados en dicha plataforma fueron analizados en el mismo editor de código y otros fueron exportados para su posterior análisis e interpretación mediante rutinas de programación en lenguaje R [68] y ENVI [69].

A continuación se describen las principales colecciones, sets de imágenes y procesamientos utilizados:

4.1.1. Selección de zonas adecuadas para mapear polígonos

Para poder delimitar los polígonos de la zona de estudio de Bariloche, se tuvieron en cuenta una serie de máscaras para poder seleccionar los sitios adecuados.

Máscara de bosques

4.1 CONSTRUCCIÓN DE SERIES TEMPORALES Y MAPAS DE CAMBIO DE IMÁGENES SAR

Para enmascarar los bosques se utilizó la colección “Hansen Global Forest Change v1.6 (2000-2018)” la cual es un producto actualizado de la publicación realizada por Hansen M.C. et al. (2013) [70]. Es un dataset global con una resolución espacial de 1 arco segundo en el Ecuador que consta, entre otras, de 3 bandas: Cobertura de la canopia vegetal mayor a 5m de altura del año 2000 (treecover2000), ganancia forestal desde el año 2000 al 2018 (gain) y pérdida forestal desde el año 2000 al 2018 (loss). A la banda treecover2000 se le sumó la banda gain y sustrajo la de loss para obtener al 2018 una máscara representativa de la vegetación arbórea de las zonas de estudio.

Máscara de cuerpos de agua

Para enmascarar cuerpos de agua se tuvo en cuenta la colección “JRC Global Surface Water Mapping Layers, v1.0” la cual contiene productos elaborados con imágenes Landsat 5, 7 y 8 con la distribución espacial y temporal de agua superficial desde 1984 al 2015 y una resolución espacial de 30m. Utilizando la banda “occurance” se puede establecer un umbral de detección de píxeles que en el set de imágenes hayan sido clasificados como agua cierta cantidad de veces. Para las zonas de estudio se determinó un umbral de ocurrencia de 60 %, es decir píxeles que hayan sido clasificados como agua el 60 % de las veces en 31 años.

Máscara de NDSI

Otra de las condiciones a cumplir para seleccionar los sitios de los polígonos de nieve, es que no sean ubicados en nieves eternas y tampoco en coberturas níveas temporales con estacionalidad menor a 2 meses. Para ello se seleccionaron imágenes Sentinel-2, corregidas a reflectancia de superficie con cobertura nubosa inferior al 50 % de las zonas de estudio y se calculó el Índice Diferencial Normalizado de Nieve (NDSI) para todas las adquisiciones elegidas (Ecuación 4.1).

$$NDSI = \frac{Verde - SWIR}{Verde + SWIR} \quad (4.1)$$

Para el caso de imágenes Sentinel-2 la banda verde se corresponde con la 3, mientras que la SWIR con la banda 11. Se construyeron mapas binarios para las adquisiciones de fechas sin nubes de la zona de estudio del año 2019 (10/06/2019, 30/06/2019, 05/07/2019, 08/04/2019 y 03/09/2019) considerando nieve a todos aquellos píxeles que superaran el umbral de 0.4. Adicionalmente, se construyó un mapa binario para una imagen de verano (21/01/2019), en la cual se aplicó el mismo umbral, pero en este caso para identificar las nieves eternas y glaciares. De esta manera, se combinaron las imágenes binarias de nieve de junio a septiembre, enmascarando las nieves eternas, confeccionado un nuevo raster donde 1 equivale a las zonas que presentan nieve en las estaciones de invierno y primavera y 0 aquellas que no cumplieran con el requisito.

Máscara de pendiente

Se utilizó el producto *Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Data* a una resolución espacial aproximada de 1 arco segundo en el Ecuador para descartar aquellas zonas con pendientes muy elevadas debido a la presencia de distorsiones geométricas propias de imágenes SAR. Además, el producto se utilizó posteriormente para calcular el aspecto, la pendiente y la elevación media de los polígonos seleccionados, aplicando el paquete ee.Terrain presente en el editor de código de GEE.

Máscara de distorsiones de radar

Las distorsiones de imágenes de radar como lo son el fortshortening, layover y shadow fueron enmascaradas utilizando el producto resultante de aplicar los pasos de procesamiento mencionados en la Fig.4.1 para la imagen adquirida el 25/04/2019. Utilizando el Sentinel-1 Toolbox una vez realizada la corrección de las imágenes, en el paso de la corrección de terreno asistida por DEM (SRTM 30m resolución), se seleccionó la opción de generar la máscara de layover y shadow, como así también el cálculo de los ángulos de incidencia locales de las imágenes.

Máscara de actividades antrópicas

Finalmente, del Instituto Geográfico Nacional se descargaron vectores de los centros urbanos más cercanos a la zona de estudio y centros de actividades turísticas como el esquí y otros centros de trekking para eliminar sectores de alto impacto antrópico en zonas de montaña.

4.1.2. Construcción de series temporales de imágenes Sentinel-1

Para caracterizar los cuerpos níveos de diferentes cerros de Bariloche con imágenes SAR, se crearon 12 polígonos en diferentes sitios al Sur de Bariloche. El hecho de haber seleccionado polígonos en vez de puntos para confeccionar las series temporales se debe a que las imágenes SAR Sentinel-1 disponibles en GEE no se encuentran corregidas, por lo que un píxel seleccionado en una imagen de referencia puede no corresponder al mismo en una imagen subsiguiente.

Las imágenes SAR fueron obtenidas de la colección “COPERNICUS/S1 _GRD”. La misma incluye escenas de Sentinel-1 con un nivel de procesamiento Ground Range Detected (GRD) en dB. El producto GRD consiste en imágenes con un procesamiento previo de multilooking y proyectadas a tierra, tomando el elipsoide del sistema de referencia WGS84 con una resolución de 10x10m (en rango y azimuth). Complementariamente al procesamiento mencionado que poseen las imágenes Sentinel-1 en GRD, el producto disponible en GEE presenta otro procesamiento adicional realizado a través del Sentinel-1 Toolbox y consiste en la corrección de órbita, la remoción de ruido de bordes GRD, la remoción del ruido térmico, calibración radiométrica, corrección de terreno (utilizando DEM de SRTM de 30m o ASTER para áreas con latitudes mayores a 60°) y finalmente, transformación a decibeles de los datos de retrodispersión en σ° mediante el escalado logarítmico ($10 * \text{Log}_{10}(x)$). Para este estudio fueron seleccionadas todas las imágenes del año 2019, de pasada descendente (con número de órbita relativo = 10 para evitar superposición de escenas) con polarización VV, modo Interferometric Wide Swath (IW) y todas de la misma geometría de adquisición.

A las imágenes Sentinel-1 de la zona de estudio del año 2019 se les aplicó un filtro de mediana focal circular de 50 m, para disminuir el ruido de “sal y pimienta” o speckle. Los valores de retrodispersión presentes en la serie de tiempo corresponden a la media de cada polígono para cada fecha. Dichos valores obtenidos fueron exportados para ser analizados en el software estadístico R.

4.1.3. Estimación de nieve húmeda con datos SAR en GEE y SNAP

La metodología más utilizada para la detección de nieve húmeda mediante datos SAR se basa en la reducción del valor de la señal retrodispersada por las superficies cubiertas con

nieve húmeda, respecto a superficies cubiertas con nieve seca o libre de nieve [71]. En una primera instancia, las imágenes son procesadas siguiendo los siguientes pasos: corrección de órbita, remoción de ruido de borde, remoción de ruido térmico, calibración, corrección de registro, filtro de speckle, corrección de terreno. Luego se realiza el cociente entre las imágenes, se transforman a dB y se aplica un umbral para obtener mapas binarios.

Debido a que la colección presente en GEE no posee la instancia de corrección de registro, ni de filtros de speckle antes de la corrección de terreno, para evaluar la factibilidad de uso de dicha colección para realizar detección de cambios, se compararon imágenes procesadas en SNAP y en GEE.

Para ello se crearon dos pares de imágenes Sentinel-1 con los mismos parámetros de adquisición mencionados anteriormente, conteniendo, la imagen de referencia sin nieve del 25 de abril de 2019, y la imagen de nieve en fusión correspondiente al 28 de septiembre de 2019. El primer grupo de imágenes hace referencia a imágenes descargadas de *Copernicus Open Access Hub* y procesadas SNAP. Mientras que el segundo grupo de imágenes son aquellas presentes en GEE, cuyo procesamiento se encuentra establecido en la plataforma y en las que la diferencia y establecimiento de umbral se realizó completamente en el editor de código de GEE. Una vez seleccionadas las fechas, a las imágenes descargadas de *Copernicus Open Access Hub*, se les aplicó el procesamiento mencionado en la Fig.4.1 (b).

Como se puede observar, los grafos de ambas plataformas son similares, a excepción de la instancia de corrección de registro presente en la plataforma de SNAP. Además de determinar las diferencias existentes entre imágenes procesadas en SNAP y GEE, se consideró analizar las diferencias entre ambos sets de imágenes pero adicionando la instancia de filtro de speckle luego de la corrección de terreno en ambos grafos. Dado que el objetivo de este trabajo es analizar la factibilidad de uso de la colección presente en GEE para aplicar la metodología de detección de cambios sin corregir las imágenes, es que para confeccionar los mapas binarios se consideró un umbral fijo de -3 dB para diferenciar nieve húmeda de nieve seca o suelo sin nieve. Los 4 mapas de cambios (GEE y SNAP con y sin filtro de speckle) fueron importados en el software de uso gratuito QGIS y alineados para su análisis. Para establecer las diferencias y similitudes con respecto a los diferentes procesamientos, se calculó la diferencia entre ambos pares de imágenes, considerando la de SNAP como referencia de clasificación de nieve húmeda y seca. De esta manera, se construyó una matriz de confusión para analizar errores de comisión y omisión.

4.1.4. Histogramas de diferentes estados de nieve para determinación del umbral

Luego de haber aplicado la metodología de detección de cambios propuesta por [71], para analizar la dependencia espacial del umbral para la detección de nieve en fusión se tomaron los valores de los píxeles de cada uno de los 12 polígonos seleccionados, para 3 imágenes de cambios diferentes y se los comparó con un polígono cuya cobertura en las 3 imágenes es de suelo sin nieve. Las fechas corresponden a las imágenes de cambio son 28/09/2019, 22/10/2019 y 15/11/2019, mientras que la imagen de referencia para las 3 fechas de fusión fue la del 25 de abril de 2019. Los valores de retrodispersión en dB fueron importados en el programa ENVI para la confección de histogramas. El valor de cruce de ambos histogramas marca el umbral para la separación entre coberturas de nieve húmeda y nieve seca o suelo

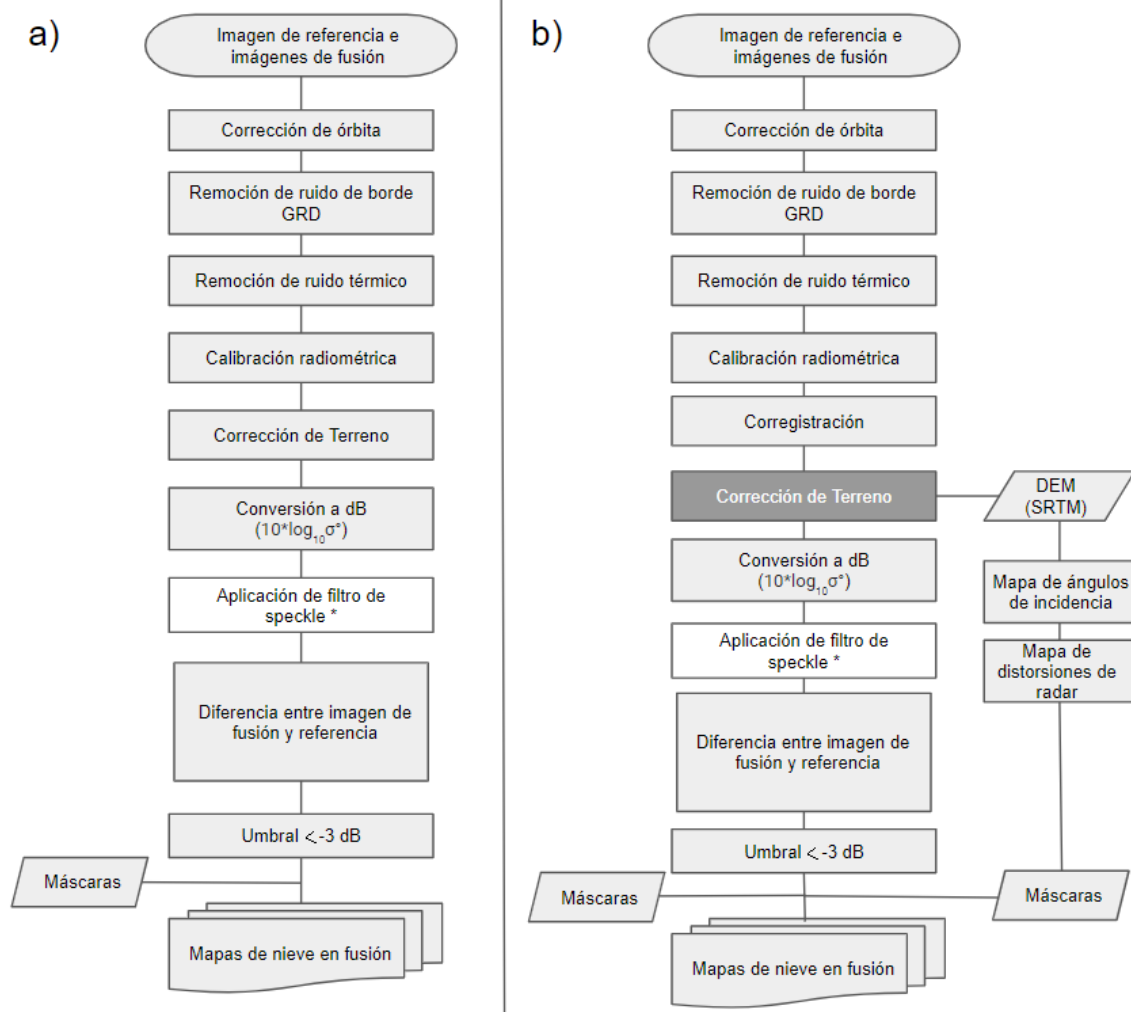


Figura 4.1: Grafos de procesamiento de imágenes Sentinel-1 a) procesamiento establecido en GEE y b) procesamiento aplicado en SNAP similar al aplicado en GEE pero adicionando la instancia de corregestración al proceso. * El filtro de speckle de Refined Lee fue aplicado a un segundo par de imágenes.

sin nieve.

4.2. Simulaciones de albedo

Para simular la respuesta de reflectancia proporcionada por cuerpos nivosos con presencia de diferentes LAIs en concentraciones variables se utilizó el modelo de transferencia radiativa. El simulador SNICAR-AD versión 3.0, operativo desde enero 2021, se encuentra disponible en github en un código apto para Matlab o bien en su versión online gratuita disponible en el sitio <http://snow.engin.umich.edu/>.

El simulador provee albedo espectral hemisférico de nieve como salida a diferentes combinaciones de impurezas (carbono negro, carbono marrón, polvo, cenizas y algas) y variables tales como tamaño de grano de nieve, forma del grano de nieve y flujo espectral de incidencia. Los resultados de albedo son provistos en 480 bandas espectrales a 10 nm de resolución desde 0.2–5.0 μm .

El proceso natural de reducción de albedo debido al envejecimiento de la nieve (aumento del tamaño de grano de nieve) se ve incrementado por la presencia de impurezas [57]. Es por este motivo que para simular las respuestas de reflectancia de cuerpos nivosos en la zona de estudio se tuvo en cuenta una instancia de nieve fresca con presencia de LAIs y otra de nieve envejecida con presencia de LAIs.

A continuación se presentan las variables utilizados como entradas al modelo SNICAR-AD. Las únicas variables que se modifican dependiendo si se trata de nieve fresca o envejecida son: densidad del cuerpo nivo y tamaño de grano de nieve.

1. Radiación incidente: Directa
2. Ángulo cenital solar (0-89°): 64.83181° para la latitud -41.1 y longitud -71.3, el 10 de septiembre de 2020. Fuente: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/antuv/SolarCalc.jsp>
3. Condiciones de irradiancia espectral de la superficie: Mid-latitude winter
4. Espesor del cuerpo nivo: 1m
5. Densidad del cuerpo nivo: 200 kg/m^3 (nieve fresca) y 350 kg/m^3 (nieve envejecida), según lo establecido en [72], [73] y [74]
6. Datos del índice refractivo de hielo: Opción 3 Picard et al. (2016) / Warren & Brandt (2008))
7. Radio efectivo de grano de nieve: 100 μm (nieve fresca) y 1000 μm (nieve envejecida), según lo establecido en [75]
8. Forma de grano de nieve: hexagonal plate
9. Albedo de la superficie subyacente: 0.25
10. Concentraciones de carbono negro sin recubrimiento: 0, 10, 50, 100, 300, 500, 1000, 5000 y 10000 ppb
11. Concentraciones de carbono negro sulfatado: 0, 10, 50, 100, 300, 500, 1000, 5000 y 10000 ppb
12. Concentraciones de carbono marrón sin recubrimiento: 0, 10, 50, 100, 300, 500, 1000, 5000 y 10000 ppb
13. Concentraciones de carbono marrón sulfatado: 0, 10, 50, 100, 300, 500, 1000, 5000 y 10000 ppb
14. Tipo de polvo: Sahara (Balkanski et al.,2007)
15. Concentraciones de polvo: 0, 5, 15, 30, 50, 100, 300 y 500 ppm, para diámetro de grano de polvo de 2.5–5.0 μm
16. Tipo de ceniza: Eyjafjallajökull (Flanner et al., 2014)
17. Concentraciones de ceniza: 0, 5, 50, 100, 300, 500, 1000, 5000 y 1000 ppm, para diámetro de partícula de ceniza de 2.5–5.0 μm

Para este caso de estudio, no se consideraron simulaciones ante la presencia de algas en cuerpos níveos, debido a que la complejidad de análisis de las mismas excedían los objetivos del presente trabajo.

Los valores de concentraciones de LAIs fueron seleccionados teniendo en cuenta bibliografía existente tanto de Latinoamérica como de otros continentes. Por ejemplo, en el caso del rango de valores de concentración de carbono negro, si bien en Chile el valor máximo detectado fue de 100 ppb [52], en el círculo ártico se han encontrado concentraciones de 2894 ppb e incluso 7172 ppb para períodos de derretimiento [72]. De igual manera que para el carbono negro, para las concentraciones de polvo se tuvieron en cuenta concentraciones similares a las presentes en [76], [77], y para cenizas volcánicas, concentraciones similares a las encontradas en el glaciar Alerce de Argentina y en mediciones realizadas en Chile en [52] y [54].

Los resultados de las simulaciones fueron exportados en formato .CSV para luego importarlos en el software de programación y estadística R [78].

4.3. Caracterización de variaciones de albedo

Para caracterizar las variaciones del albedo de nieve fresca y envejecida ante la presencia de LAIs, se seleccionaron diversas longitudes de onda presentes en diferentes sensores ópticos operativos en la actualidad. Se utilizaron las siguientes metodologías para evaluar las variaciones en el albedo: porcentaje de variación con respecto a nieve pura, pendiente en el rango visible, índices normalizados y ajuste cuadrático en 3 bandas para determinar la derivada segunda y la forma de la curva en el rango visible.

Las metodologías mencionadas fueron aplicadas a las longitudes de onda presentes en ciertas bandas de sensores activos en la actualidad. Las longitudes de bandas seleccionadas fueron: 0.415, 0.445, 0.485, 0.565, 0.665, 1.025, 1.275, 1.375 y 2.205 μm .

4.3.1. Porcentaje de variación

Para calcular el porcentaje de variación con respecto a un cuerpo níveo impoluto, se consideró como “nieve fresca pura” aquella con un radio efectivo de tamaño de grano de 100 μm , densidad del cuerpo níveo de 200 kg/m^3 y sin presencia de impurezas. Se consideró como “nieve envejecida pura” aquella con un radio efectivo de tamaño de grano de 1000 μm , densidad del cuerpo níveo de 350 kg/m^3 y sin presencia de impurezas. Luego, la respuesta simulada en SNICAR-AD con presencia de impurezas, fue comparada con las de nieve pura y de esta manera se estableció el porcentaje del total al que corresponde la nieve con impurezas.

4.3.2. Pendiente en el rango visible

La pendiente entre la longitud de onda azul y roja fue calculada tanto para la nieve fresca como para la nieve envejecida con impurezas. La misma consistió en realizar el cociente

entre la diferencia de reflectancias (banda roja y banda azul) y la diferencia de longitudes de onda en la que se calcularon dichas reflectancias, tal como se muestra en la Ecuación 4.2.

$$Pendiente = \frac{Reflectancia\ Rojo - Reflectancia\ Azul}{(0,665\mu m - 0,485\mu m)} \quad (4.2)$$

4.3.3. Índices normalizados

Debido a que en la longitud de onda $1.025\ \mu m$ el albedo de nieve fresca y envejecida pura presenta un mínimo local de la función, es posible calcular índices normalizados entre el rango visible y la banda NIR. Para ello se seleccionaron los valores de reflectancia, ya sea la banda azul o la banda roja y se realizó la diferencia normalizada de las mismas teniendo en cuenta los valores de reflectancia de la banda NIR. Dichos índices se denominaron INAN (índice normalizado entre banda azul y NIR) e INRN (índice normalizado entre banda roja y NIR)

Las Ecuaciones 4.3 y 4.4 muestran la metodología utilizada en este caso para caracterizar la presencia de diferentes LAIs utilizando las bandas mencionadas.

$$INAN = \frac{Reflectancia\ Azul - Reflectancia\ NIR}{Reflectancia\ Azul + Reflectancia\ NIR} \quad (4.3)$$

$$INRN = \frac{Reflectancia\ Rojo - Reflectancia\ NIR}{Reflectancia\ Rojo + Reflectancia\ NIR} \quad (4.4)$$

4.3.4. Ajuste de función cuadrática

Se utilizó la función lm (poly) disponible en R, para ajustar modelos cuadráticos a tres puntos o más de la curva de albedo donde la misma se asimila a una función cuadrática. De esta manera se obtiene la curvatura o derivada segunda de la función en dichos puntos. Los puntos de las funciones de albedo seleccionados fueron los valores correspondientes para ciertas bandas presentes en sensores ópticos operativos en la actualidad. Dichas bandas fueron combinadas de diversas maneras favoreciendo la caracterización de LAIs en cuerpos nivosos. Las combinaciones de bandas analizadas se denominaron RGB, Cerceta, Azul y Visible, en función de las longitudes de onda que comprendía cada una. En la Tabla 4.1 se puede apreciar las bandas que comprenden cada uno de los cuatro grupos mencionados.

Los resultados de las metodologías mencionadas anteriormente, sirvieron como base para la construcción de lineamientos para la identificación de presencia de LAIs en nieve fresca y envejecida y para la elección de bandas óptimas para detectar impurezas en cuerpos nivosos.

Las simulaciones realizadas y las metodologías aplicadas para estimar presencia de diferentes impurezas en nieve fresca y envejecida, se desarrollaron teniendo en cuenta los valores de las longitudes de onda centrales de sensores ópticos operativos en la actualidad. A la hora de utilizar datos provenientes de sensores remotos debe tenerse en cuenta que los valores de las bandas existentes no representan una sola longitud de onda sino que el valor obtenido corresponde con la integración de un rango de valores sobre una longitud de onda central. A su vez, dicho rango varía dependiendo del sensor elegido.

Tabla 4.1: Longitudes de onda comprendidas por los grupos de bandas utilizados para ajustar la función cuadrática

Nombre de grupo	Longitud de onda	Bandas
RGB	0.485 μm	Azul
	0.565 μm	Verde
	0.655 μm	Rojo
Cerceta	0.415 μm	Azul
	0.445 μm	Azul
	0.485 μm	Azul
	0.565 μm	Verde
Azul	0.415 μm	Azul
	0.445 μm	Azul
	0.485 μm	Azul
Visible	0.415 μm	Azul
	0.445 μm	Azul
	0.485 μm	Azul
	0.565 μm	Verde
	0.655 μm	Rojo

Con el objetivo de demostrar la aplicabilidad de las metodologías presentadas anteriormente al uso de sensores remotos, se tomó como ejemplo la respuesta espectral relativa de las bandas presentes en el sensor Landsat-8 OLI (Fig. 4.2). La respuesta espectral relativa de banda de Landsat-8 se encuentran disponibles en: <https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-8/spectral-response-operational-land-imager-band-band-average-relative-spectral-response>

Para comparar los resultados simulados en SNICAR y la respuesta del Landsat-8 se tomaron como referencia los valores de nieve fresca y envejecida con altas concentraciones de impureza, es decir 500 ppb para partículas carbonosas y 500 ppm para ceniza y polvo.

Los valores obtenidos en SNICAR fueron interpolados utilizando la función *approx* de R para obtener valores de albedo cada 1 μm , compatibles con los datos de la respuesta espectral estimada para cada banda del sensor.

En este caso, la reflectancia esperada para cada banda del sensor Landsat-8 fue calculada a partir de la respuesta del sensor (Fig. 4.2) y el espectro modelado del albedo de la nieve con el software SNICAR, mediante la Ecuación 4.5. En donde ρ_{banda} es la reflectancia simulada para el sensor Landsat-8 OLI en una dada banda, S es la función de la respuesta espectral del sensor Landsat-8 OLI para esa banda y $\rho(\lambda)$ es la reflectancia simulada para cada λ a partir del modelo SNICAR.

$$\rho_{banda} = \frac{\int_{band_{\lambda_{min}}}^{band_{\lambda_{max}}} S_{band}(\lambda) \rho(\lambda) d\lambda}{\int_{band_{\lambda_{min}}}^{band_{\lambda_{max}}} S_{band}(\lambda) d\lambda} \quad (4.5)$$

Finalmente las metodologías propuestas de caracterización del porcentaje de disminución de albedo, pendiente del rango visible y ajuste de función cuadrática del grupo RGB, fueron aplicadas a los datos resultantes de calcular la respuesta espectral relativa del Landsat-8 y de

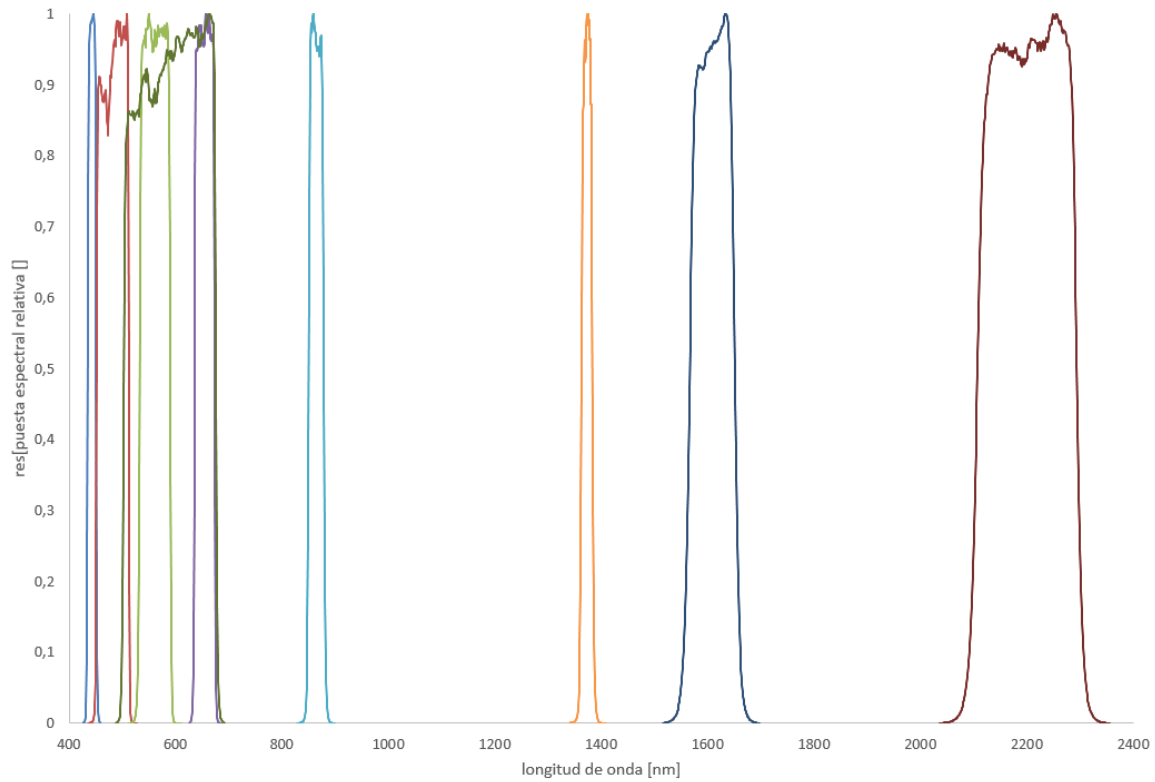


Figura 4.2: Funciones de respuesta espectral relativa para las bandas de Landsat 8-OLI.

esta manera compararlos con los datos simulados en SNICAR para verificar su desempeño ante sensores remotos.

Las bandas comparadas fueron las correspondientes al azul, rojo, NIR y SWIR del sensor OLI del satélite Landsat-8, pudiéndose extender este estudio a las bandas de aerosoles costeros y verde.

Resultados y discusión del procesamiento de datos SAR

El sensado remoto con instrumentos ópticos y radares de apertura sintética han demostrado ser herramientas complementarias para estudiar la variabilidad espacial y temporal de áreas cubiertas de nieve. Tradicionalmente se han utilizado sensores ópticos para estimar las características de la nieve y el área cubierta por la misma. Sin embargo, mediante el uso de estos instrumentos resulta difícil establecer si el cuerpo níveo posee o no presencia de agua líquida, lo cual es un parámetro fundamental para estimar el estado de la nieve y el tamaño de grano de nieve. El tamaño de grano de nieve domina la respuesta espectral del manto nivoso y dependiendo del estado (nieve fresca o nieve envejecida), la presencia de impurezas incrementa el efecto de oscurecimiento de la nieve y su posterior reducción de albedo [24]. El uso de instrumentos SAR se presenta como una opción válida para estimar si la nieve es fresca o se encuentra en fusión, ya que la señal retrodispersada es sensible al contenido de humedad.

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de caracterizar cuerpos níveos de la zona de estudio de Bariloche a través de imágenes y series de tiempo de datos SAR.

5.1. Caracterización de cuerpos níveos a partir de datos SAR

5.1.1. Selección y caracterización de polígonos

La aplicación de las diferentes máscaras y condicionantes para seleccionar zonas de estudio mencionados en la metodología, permitió la delimitación de 12 polígonos, tal como se indica en la Fig. (5.1) y cuyas coordenadas del píxel central se encuentran en la Tabla 5.1. Adicionalmente, se calculó la cantidad de píxeles correspondientes a cada polígono, como así también el ángulo de incidencia local. Los polígonos cuentan con un número total de píxeles (10x10m) que varía de entre 1500 a 1800. Los valores de ángulo de incidencia local presen-

5.1 CARACTERIZACIÓN DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DE DATOS SAR

tan un rango amplio, con un mínimo de 26° y un máximo de 76.6° . Tres polígonos presentan valores superiores a 70° lo cual se encuentra cercano a ser valores descartados por distorsiones de imagen radar (layover y shadow), pero al no superar el valor de 78° [71] y no haber sido descartado por las máscaras de distorsión construida a partir del pre-procesamiento de la imagen abril, se las incluyó en el análisis.

La elevación, pendiente y aspecto también fueron tenidos en cuenta para el análisis de series temporales y se muestra en la Tabla 5.2. El rango de medias de elevaciones varía entre 1690m y 2061m. La diferencia máxima de elevaciones es de 324m presente en el polígono 12. Los polígonos número 1, 3, 5, 7, 10 y 11 superan los 22m de diferencia entre la elevación máxima y mínima. Con respecto a la pendiente, los polígonos 8, 10, 11 y 12 presentan valores medios superiores a los 30° , aunque las diferencias entre máximos y mínimos son mayores en los polígonos 1, 5 y 7.

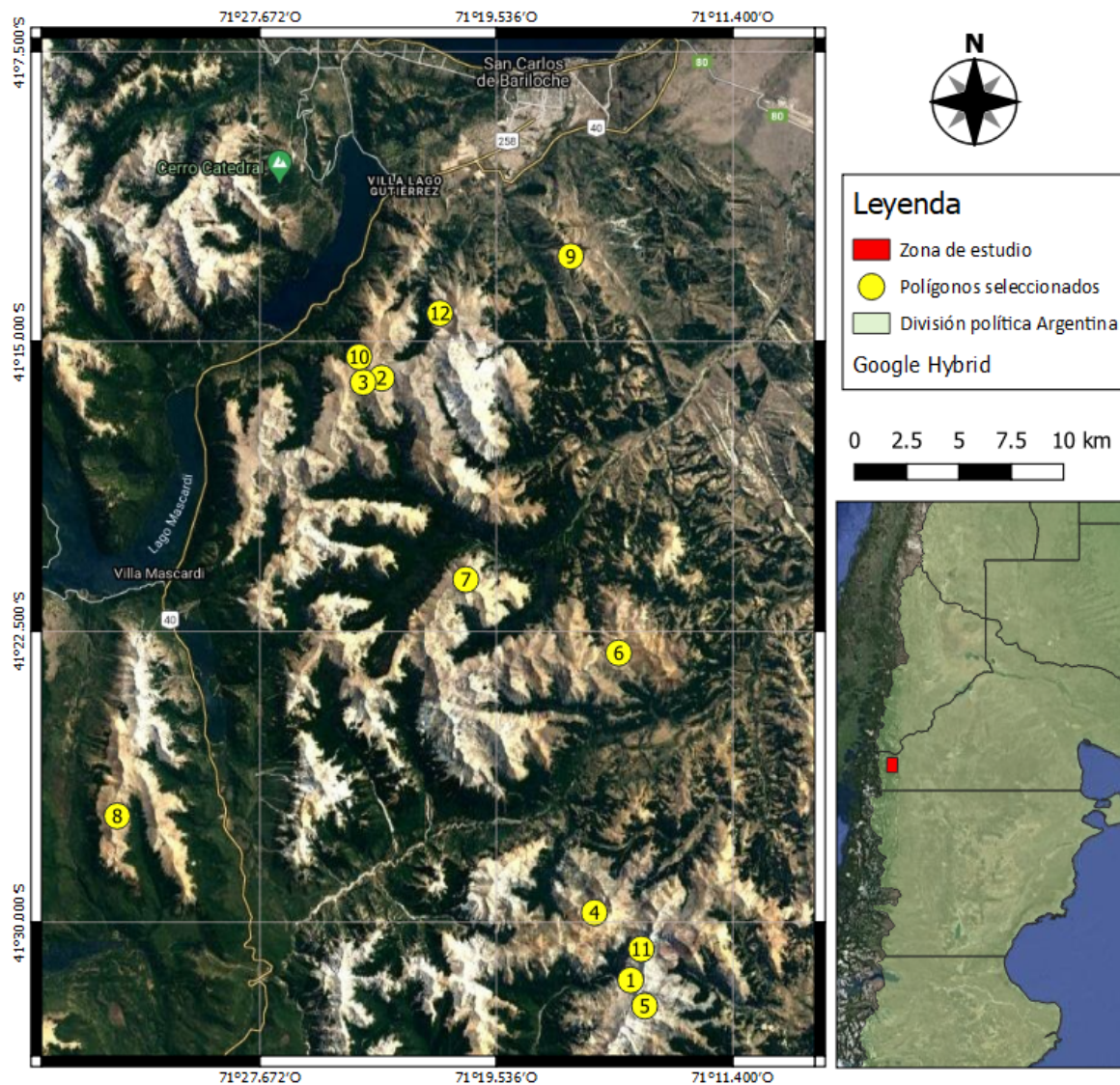


Figura 5.1: Polígonos seleccionados en la zona de estudio. Elaborado en Qgis 3.16.12 en base a imágenes Google Earth 2021 CNES / Airbus

Polígono	Latitud	Longitud	N° de Píxeles	Ángulo de Incidencia	Ángulo de incidencia local
1	41°31'29.64"S	71°14'54.94"W	1635	40.89°	63.21°
2	41°15'57.02"S	71°23'28.78"W	1788	42.03°	28.01°
3	41°16'3.79"S	71°24'7.17"W	1783	42.08°	57.57°
4	41°29'45.20"S	71°16'9.88"W	1795	41.03°	52.73°
5	41°32'9.58"S	71°14'26.09"W	1797	40.82°	22.27°
6	41°23'3.36"S	71°15'19.69"W	1799	41.19°	37.22°
7	41°21'9.53"S	71°20'35.32"W	1501	41.65°	32.21°
8	41°27'15.86"S	71°32'35.02"W	1662	42.32°	26.08°
9	41°12'48.06"S	71°16'58.84"W	1564	41.65°	40.89°
10	41°15'24.24"S	71°24'15.75"W	1596	42.11°	71.99°
11	41°30'41.61"S	71°14'33.13"W	1603	40.88°	73.71°
12	41°14'16.52"S	71°21'28.75"W	1785	41.94°	76.69°

Tabla 5.1: Características de los polígonos de Bariloche en base a imagen Sentinel-1.

Polígono	Elev. media	Elev. máx	Elev. mín	Pendiente media	Pendiente máx	Pendiente mín	Rango de aspecto
1	1882	2003	1798	25.92°	40.°2	3.71°	233-333°
2	1900	1985	1816	17.68°	28.31°	3.71°	42-162°
3	1921	2025	1794	22.61°	34.5°	13.12°	205-254°
4	2005	2087	1941	20.26°	38.04°	7.47°	250-20°
5	2061	2186	1981	21.71°	45.77°	3.9°	37-149°
6	1917	1974	1866	12.49°	18.53°	4.78°	120-204°
7	2023	2123	1899	23.44°	37.05°	2.63°	1-72°
8	1855	1946	1756	31.31°	42.99°	12.68°	32-78°
9	1690	1733	1649	12.7°	33.01°	3.08°	136-262°
10	1857	1987	1708	30.25°	41.56°	15.76°	271-306°
11	2023	2186	1897	32.54°	48.09°	13.64°	270-293°
12	1809	1969	1645	34.47°	45.55°	20.96°	274-298°

Tabla 5.2: Características de los polígonos de Bariloche en base al producto SRTM 30m.

5.1.2. Caracterización de series temporales

La colección de imágenes SAR Sentinel-1 en GEE resultante de aplicar los filtros mencionados en la sección de área de estudio y datos utilizados, contiene 30 imágenes cuyas características de adquisición se presentan en la Tabla 5.3. Todas las adquisiciones seleccionadas fueron adquiridas en el modo IW con polarización VV por el satélite Sentinel 1B. Las fechas de adquisición se encuentran distanciadas por un rango temporal de 12 días, por lo que se cuenta con dos o tres adquisiciones por mes.

Tomando la media de los valores de retrodispersión presentes en cada uno de los 12 polígono, se graficó la series de tiempo para el año 2019 (Fig. 5.2), teniendo en cuenta las 30 adquisiciones resultantes de la selección dentro de la colección de imágenes Sentinel-1.

Como puede observarse en los gráficos de las series temporales, se evidencia un período de

5.1 CARACTERIZACIÓN DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DE DATOS SAR

Tabla 5.3: Listado y caracterización de adquisiciones de imágenes SAR de las zonas de estudio.

Fecha	Satélite	Modo	Pasada	Polarización	Número de órbita relativo
07-01-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
19-01-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
31-01-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
12-02-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
24-02-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
08-03-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
20-03-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
01-04-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
13-04-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
25-04-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
07-05-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
19-05-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
31-05-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
12-06-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
24-06-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
06-07-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
18-07-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
30-07-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
11-08-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
23-08-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
04-09-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
16-09-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
28-09-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
10-10-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
22-10-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
03-11-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
15-11-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
27-11-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
09-12-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10
21-12-2019	S1B	IW	Descendente	VV	10

suelo descubierto, otro de nieve fresca (generalmente a finales de mayo, principios de junio) y luego, a partir de septiembre el periodo de derretimiento, donde los valores del coeficiente de retrodispersión llegan a su mínimo y luego, una vez que la nieve comienza a derretirse, fraccionarse y se forman manchones, el backscattering se incrementa hasta recuperar los valores de suelo desnudo.

La identificación de las fechas de cambios en la curva de retrodispersión anual, fueron utilizadas para establecer tres estaciones a lo largo del año, que se describen a continuación.

- Nieve fresca: esta estación se caracteriza por la presencia y acumulación de nieve en la superficie consecuente de nevadas recurrentes y temperaturas bajo cero. Su fecha de inicio se estableció el 31 de mayo de 2019. La fecha de finalización de esta estación es el 16 de septiembre (inclusive), que es la fecha anterior a uno de los valores mínimos detectados de retrodispersión que indican presencia de agua líquida en la nieve.
- Nieve en fusión: esta estación se caracteriza por la presencia de agua líquida en los cuerpos de nieve, lo cual reduce notablemente los valores de retrodispersión medidos por el sensor. Comienza a partir del 28 de septiembre hasta el 03 de noviembre de 2019, presentando algunas variaciones dependiendo de periodos de altas temperaturas seguidos de congelamientos, entre otros que determinan la velocidad de fusión de la

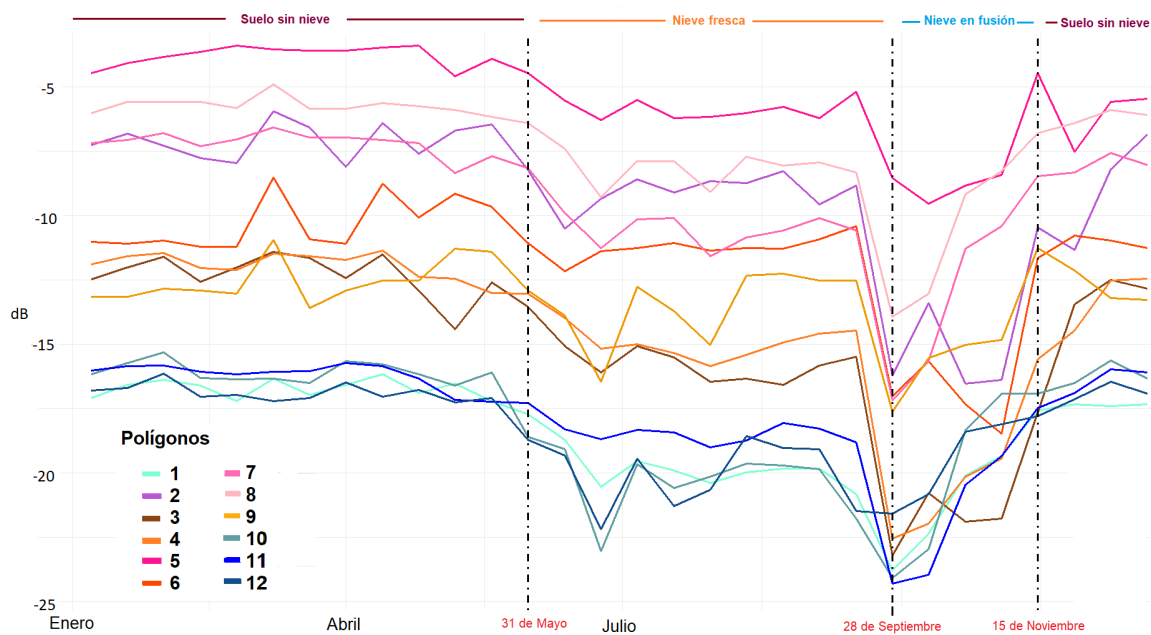


Figura 5.2: Serie de tiempo de retrodispersión polígonos Bariloche.

nieve. A medida que se derrite, la cobertura nívica se segmenta y forma parches, por lo cual se evidencia una tendencia positiva en la curva de la serie temporal, hasta que finalmente la nieve desaparece y se recuperan los valores de suelo sin nieve.

- Suelo sin nieve: esta estación se corresponde con los períodos en los que no hay presencia de nieve, pudiendo desarrollarse vegetación herbácea. Abarca desde el 07 de enero hasta el 19 de mayo de 2019 inclusive, y luego de haber finalizado el período de fusión, comprende las fechas entre el 15 de noviembre y diciembre 21 de 2019. Las variaciones de señal retrodispersada evidenciadas en esta estación se corresponden con eventos de precipitaciones, o variaciones en la vegetación.

En la Fig. 5.2 también se puede evidenciar que existe una estratificación de los promedios de valores de retrodispersión de los polígonos. En general, se distinguen 3 grupos cuya estratificación responde a la influencia del ángulo de incidencia local, a la órbita de adquisición de la imagen y a la dirección de mirada del sensor. En un primer lugar se encuentran aquellos polígonos que se ubican en laderas orientadas hacia la órbita y mirada de adquisición del sensor (facing slopes), luego se encuentran aquellos polígonos ubicados de manera opuesta a la órbita de adquisición y mirada del sensor (shadow slopes) y finalmente aquellos que se ubican perpendicularmente a las características del sensor mencionadas. En este caso, al utilizar imágenes descendentes con mirada a la derecha (right looking) los diferentes grupos de polígonos se clasifican en:

- Facing slopes: los polígonos de este grupo se caracterizan por “enfrentar” a la órbita de adquisición y mirada del sensor. Ellos corresponden a los polígonos número 2, 5, 7 y 8 de Bariloche. Según el rango de aspecto determinado por el producto SRTM, las laderas que enfrentan al sensor son las que presentan predominancia: NE-E-SE.

Los ángulos de incidencia local de dichos polígonos varía entre 22° y 32° para aquellos ubicados en cercanías de la ciudad de Bariloche. Con respecto a los valores de retrodispersión, en la serie de tiempo se observa que durante la estación de suelo desnudo, los valores promedio del coeficiente varían entre -3.8 dB a -8 dB.

- **Shadow slopes:** los polígonos de este grupo se caracterizan por estar “ocultas” a la órbita de adquisición y mirada del sensor, sin caer en zonas de distorsiones de adquisición (shadow, layover and forthshortening). Ellos corresponden a los polígonos número 1, 10, 11 y 12. Según el rango de aspecto determinado por el producto SRTM, las laderas que se ocultan al sensor son las que presentan predominancia: SO-O-NO. Los ángulos de incidencia local de dichos polígonos varía entre 63° y 76° . Con respecto a los valores de retrodispersión, en la serie de tiempo se observa que durante la estación de suelo desnudo, los valores promedio del coeficiente varían entre -15.1 dB a -17.4 dB.
- **Perpendicular slopes:** los polígonos de este grupo se caracterizan por presentar propiedades compartidas entre los facing y shadow slopes. Dependiendo de si su aspecto se orienta más hacia la órbita y mirada del sensor, los coeficientes de backscatter serán menores, al igual que los ángulos de incidencia local. De manera contraria ocurrirá si los polígonos se encuentran en laderas con mayor predominancia de aspectos SO-O-NO. Adicionalmente, los polígonos que presenten un rango amplio de aspecto también presentan valores intermedios entre los polígonos que enfrentan o se ocultan del sensor. Ellos corresponden a los polígonos número 3, 4, 6 y 9. Según el rango de aspecto determinado por el producto SRTM, las laderas que se ocultan al sensor son las que presentan predominancia: N y S. Los ángulos de incidencia local de dichos polígonos varía entre 37° y 57° . Con respecto a los valores de retrodispersión, en la serie de tiempo se observa que durante la estación de suelo desnudo, los valores promedio del coeficiente varían entre -9 dB a -14.4 dB.

La estratificación de los polígonos de acuerdo a su ubicación con respecto al aspecto y ángulo de incidencia local puede ser evidenciado de una manera más clara mediante herramientas de estadística marginal como lo son los diagramas de caja, los cuales muestran la distribución de los datos, su morfología y simetría, entre otras cosas.

En una primera instancia se graficaron diagramas de caja de datos anuales del coeficiente de retrodispersión por polígono. Dichos diagramas se presentan en la Fig. 5.3. Los gráficos muestran en el eje vertical, el coeficiente de retrodispersión, y en el eje horizontal los polígonos. Los mismos se caracterizaron por color, dependiendo si correspondían a polígonos facing, shadow o perpendicular a la órbita de adquisición del sensor. El color fucsia representa los polígonos facing o enfrentados al sensor, los polígonos celestes representan aquellos que se encuentran ocultos o shadow al sensor y finalmente los anaranjados son los perpendiculares a la órbita de adquisición.

En los mismos se puede observar la tendencia presentada a lo largo de la serie de tiempo, en la que aquellos polígonos enfrentados al sensor presentaban medianas de coeficiente de retrodispersión más elevadas, los que se están ocultos al sensor son aquellos que presentan medianas menores y los que se ubican en las zonas perpendiculares a la órbita de adquisición también presentan valores intermedios.

El polígono 6 presenta mayor cantidad de valores discrepantes (*outliers*) fuera de los bigotes del diagrama de cajas. El rango intercuartílico = $Q3 - Q1$ del polígono 6 es igual a $-15.395 - (-17.650) = 2.25$. Eso significa que 22 de los datos, los cuales representan el 50 % de los valores de señal retrodispersada están comprendidos en un rango de 2.25 decibeles. Son *outliers* los puntos comprendidos entre los -18 a -12 dB y -10 a -5 dB. Se observa que la diferencia entre el período de suelo sin nieve y nieve fresca es baja, siendo los datos de dichas estaciones los que se encuentran presentes en el rango intercuartílico $Q3 - Q1$ Mientras que los datos de la etapa de nieve en fusión y eventos de precipitación en verano y otoño quedan fuera de los bigotes. Se requieren estudios complementarios para establecer las razones por las cuales la mediana de la estación de suelo sin nieve y nieve fresca del polígono 6 son similares.

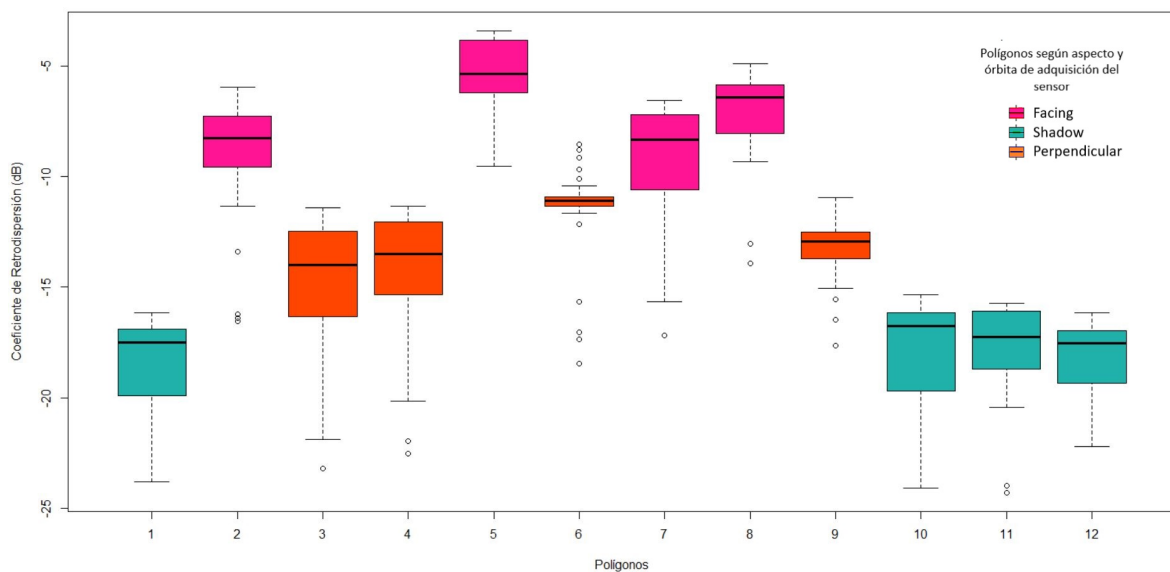


Figura 5.3: Comparación de la distribución anual de los datos por polígono en Bariloche.

Adicionalmente, se agruparon los polígonos identificados como facing, shadow y perpendicular y se graficaron diagramas de caja para identificar si la estratificación se mantenía durante las estaciones identificadas en la serie temporal del año 2019. La Fig. 5.4 muestra los resultados de la mediana y los cuartiles de la señal retrodispersada en dB, para cada estación considerada. Se utilizó la mediana como medida de tendencia central ya que en el 50 % de los casos, los datos no seguían una distribución normal según interpretación de histogramas, gráficos cuantil-cuantil (*QQplot*), gráficos de densidad y el test de normalidad “Shapiro-Wilk”. Como se puede observar, la tendencia se mantiene para los polígonos agrupados. Para cada estación los valores de retrodispersión más altos son aquellos pertenecientes a la estación de suelo sin nieve, y los menores a la de nieve en fusión.

Finalmente, en la Fig. 5.5 se confeccionaron diagramas de caja para cada polígono, donde en el eje de ordenadas se indica la señal retrodispersada en dB, y en el eje de las abscisas la estación del año establecida según la serie de tiempo del 2019. Los diagramas rosados indican suelo sin nieve, aquellos color verde representan nieve fresca y por último, los diagramas color azul representan nieve en fusión.

En el caso de los diagramas presentados en la Fig. 5.5, a excepción de los polígonos 6 y 9, las medianas de los demás polígonos presentan diferencias significativas entre las medianas de la estación de suelo sin nieve y nieve fresca. De igual manera no hay diferencia significativa

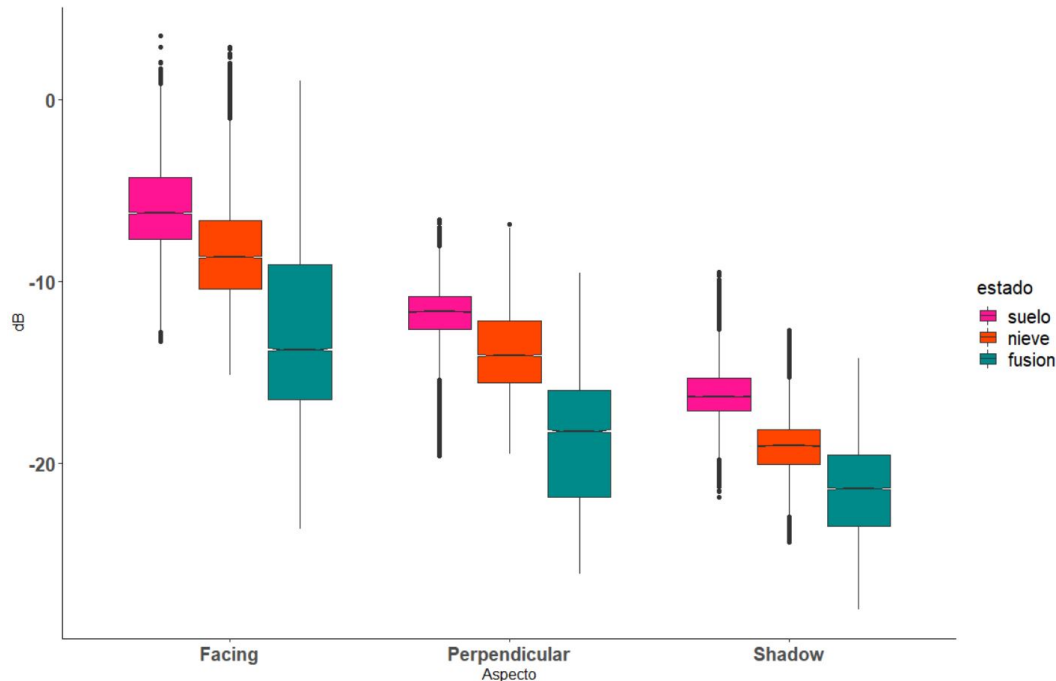


Figura 5.4: Diagramas de caja representando los diferentes periodos de cobertura del suelo (suelo sin nieve, nieve fresca y nieve en fusión) determinados según la serie de tiempo de retrodispersión del año 2019, para los diferentes polígonos agrupados según su aspecto (facing, shadow y perpendicular slope).

entre las estaciones de nieve fresca y nieve en fusión en el polígono 12. Dicha diferencia puede atribuirse a un comportamiento diferente de estos polígonos en cuanto al intervalo de tiempo considerado fusión o puede ser alguna situación particular de nieve de esos polígonos. En estos casos se recomienda un análisis particular de cada polígono considerando adquisiciones ascendentes e imágenes ópticas.

Al no presentar distribuciones normales sólo el 50% de los datos analizados, se realizó una evaluación con tests no paramétricos para determinar si existen diferencias significativas entre las medianas de las estaciones de suelo sin nieve y nieve fresca, nieve fresca y nieve en fusión y suelo sin nieve y nieve en fusión. Para ello se analizaron los datos con las pruebas de la U de Mann-Whitney y la prueba de Kruskal-Wallis.

En estadística la prueba de la U de Mann-Whitney (también llamada de Mann-Whitney-Wilcoxon, prueba de suma de rangos Wilcoxon, o prueba de Wilcoxon-Mann-Whitney) es una prueba no paramétrica aplicada a dos muestras independientes. Es la versión no paramétrica de la habitual prueba t de Student.

La prueba de Mann-Whitney se usa para comprobar la heterogeneidad de dos muestras ordinales. El planteamiento de partida es:

- Las observaciones de ambos grupos son independientes.
- Las observaciones son variables ordinales o continuas.
- Bajo la hipótesis nula, la distribución de partida de ambos grupos es la misma: $P(X > Y) = P(Y > X)$

- Bajo la hipótesis alternativa, los valores de una de las muestras tienden a exceder a los de la otra: $P(X > Y) + 0.5 P(X = Y) > 0.5$.

El test de Kruskal-Wallis, también conocido como test H, es la alternativa no paramétrica al test ANOVA de una vía para datos no apareados. Se trata de una extensión del test de Mann-Whitney para más de dos grupos. Se trata por lo tanto de un test que emplea rangos para contrastar la hipótesis de que k muestras han sido obtenidas de una misma población.

A diferencia del ANOVA en el que se comparan medias, el test de Kruskal-Wallis contrasta si las diferentes muestras están equidistribuidas y que por lo tanto pertenecen a una misma distribución (población). Bajo ciertas simplificaciones puede considerarse que el test de Kruskal-Wallis compara las medianas.

- H₀: todas las muestras provienen de la misma población (distribución).
- H_A: Al menos una muestra proviene de una población con una distribución distinta.

El valor de significancia para la prueba de Mann-Whitney es 0.05, mientras que para la prueba de Kruskal-Wallis es de 0.01.

Para ambas pruebas en la mayoría de los casos analizados, el p-valor es menor que el valor de significancia de ambas pruebas por lo que en dichos casos se concluye que existen diferencias significativas entre las estaciones analizadas. En la Tabla 5.4 se pueden observar los resultados obtenidos de los tests de Wilcoxon-Mann-Whitney y Kruskal-Wallis y en cada caso si la H₀ fue rechazada o no. Las filas de la Tabla 5.4 coloreadas de celeste son aquellas en las que el p-valor es mayor que el valor de significancia correspondiente para cada prueba. Como se puede observar, en la mayoría de los casos coincide con la interpretación visual que se puede hacer de los diagramas de caja presentes en la Fig. 5.5. Los polígonos 6, 8 y 9 no presentan diferencias significativas entre las estaciones de suelo sin nieve y nieve fresca, mientras que los polígonos 7, 10 y 12 no presentan diferencias significativas entre las estaciones de nieve en fusión y nieve fresca.

5.1.3. Detección de nieve húmeda a partir de umbral fijo en diferentes plataformas (GEE y SNAP)

Para determinar si existen diferencias entre realizar la detección de cambios corrigiendo o no las imágenes Sentinel-1, se aplicó la metodología mencionada anteriormente. Luego de alinear el raster de detección de cambio procesado en SNAP con el procesado en GEE, se recortó un polígono rectangular de 1364 píxeles situado en el lugar donde se encuentra el polígono 11 de las zonas de estudio seleccionadas (ver 5.6) y se calcularon estadísticos de dispersión y centralización. De igual manera se procedió con los rasters procesados en SNAP y GEE pero con un paso adicional en la cadena de pre-procesamiento que consiste en un filtro de speckle.

Como se puede apreciar en la Tabla 5.5, para las imágenes de cambio entre el 28 de agosto y 25 de septiembre de 2019, procesadas en SNAP y GEE existen diferencias entre los resultados obtenidos en las imágenes de cambio sin filtro, como así también en el par de imágenes procesadas en SNAP y GEE a las que se le aplicó el filtro de speckle. El único valor que

5.1 CARACTERIZACIÓN DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DE DATOS SAR

Tabla 5.4: Resultados de pruebas no paramétricas para evaluar diferencias significativas entre poblaciones.

Polígono	Interacción entre estados	Prueba Mann-Whitney valor de significancia: 0.05	Kruskal-Wallis valor de significancia: 0.01	Valoración
polígono 1	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 9.626e-05	p-value = 0.0003401	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.0085	p-value = 0.002930	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.002797	p-value = 0.005479	se rechaza Ho
polígono 2	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 0.0006306	p-value = 0.0005781	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.002211	p-value = 0.001941	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.002797	p-value = 0.005479	se rechaza Ho
polígono 3	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 1.937e-05	p-value = 0.0001343	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.0001882	p-value = 0.001946	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.002797	p-value = 0.005479	se rechaza Ho
polígono 4	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 0.0002148	p-value = 0.0001957	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.002211	p-value = 0.001941	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.002797	p-value = 0.005479	se rechaza Ho
polígono 5	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 5.292e-05	p-value = 0.000236	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.0001882	p-value = 0.001946	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.002797	p-value = 0.005479	se rechaza Ho
polígono 6	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 0.01332	p-value = 0.01246	se acepta Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.002211	p-value = 0.001941	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.002797	p-value = 0.005479	se rechaza Ho
polígono 7	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 1.997e-07	p-value = 2.209e-05	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.0001882	p-value = 0.001946	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.05035	p-value = 0.04486	se acepta Ho
polígono 8	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 0.1155	p-value = 0.109	se acepta Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.0001882	p-value = 0.001946	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.04035	p-value = 0.004486	se rechaza Ho
polígono 9	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 0.3221	p-value = 0.3107	se acepta Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.002211	p-value = 0.001941	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.03357	p-value = 0.00375	se rechaza Ho
polígono 10	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 1.997e-07	p-value = 2.209e-05	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.0007529	p-value = 0.003246	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 1	p-value = 1	se acepta Ho
polígono 11	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 2.396e-06	p-value = 5.033e-05	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.01776	p-value = 0.00865	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.002797	p-value = 0.005479	se rechaza Ho
polígono 12	suelo sin nieve y nieve fresca	p-value = 1.997e-07	p-value = 2.209e-05	se rechaza Ho
	suelo sin nieve y nieve en fusión	p-value = 0.0007529	p-value = 0.003246	se rechaza Ho
	nieve fresca y nieve en fusión	p-value = 0.5035	p-value = 0.4404	se acepta Ho

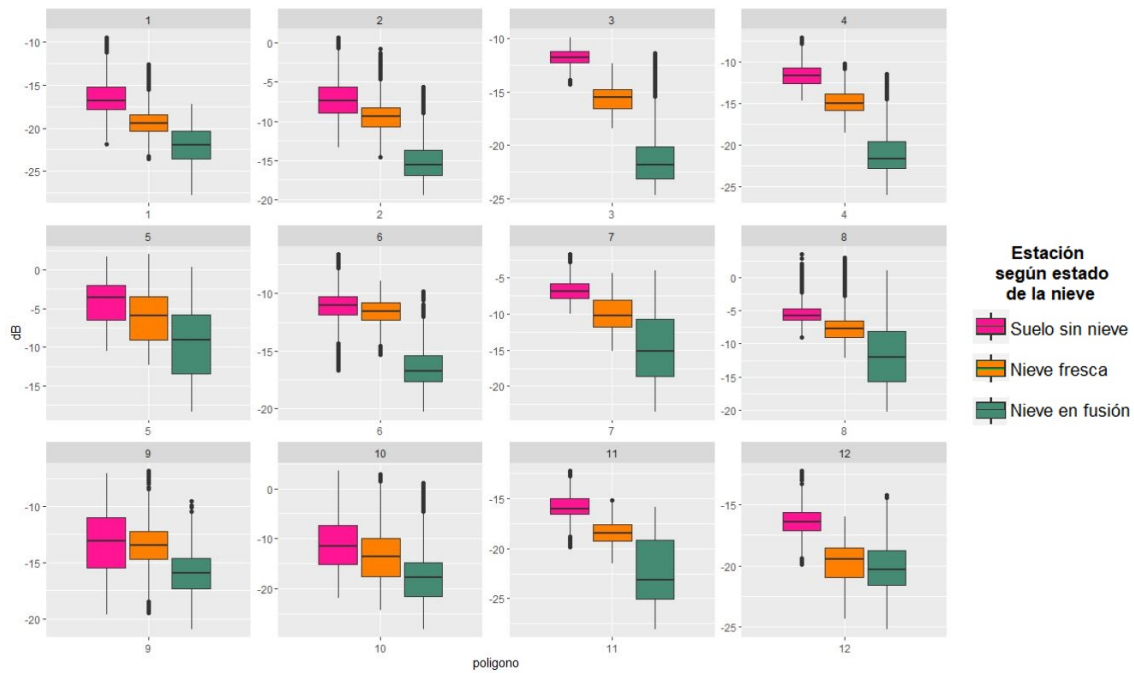


Figura 5.5: Diagramas de caja representando las diferentes estaciones (suelo sin nieve, nieve fresca y nieve en fusión) por polígono.

comparten las imágenes es la cantidad de píxeles debido a que se utilizó un polígono de iguales dimensiones para recortar las mismas. En las imágenes sin filtro los máximos son mayores, al igual que los mínimos menores comparativamente con aquellas imágenes con el filtro de speckle.

Tabla 5.5: Resumen de medidas de dispersión de las imágenes de cambio procesadas en GEE y SNAP, con y sin filtro de speckle.

	Imagen SNAP (sin filtro)	Imagen GEE (sin filtro)	Imagen SNAP (Refined Lee)	Imagen GEE (Refined Lee)
tot. píxeles	1364	1364	1364	1364
suma	-8105.82	-8623.74	-8478.93	-8180.11
media	-5.94	-6.32	-6.21	-5.99
mediana	-5.71	-5.73	-6.31	-5.98
stdev	4.76	5.52	3.77	4.04
mín	-24.48	-32.00	-16.80	-16.13
máx	7.27	9.69	2.92	7.08
moda	-24.48	-29.41	-16.80	-16.13
varianza	22.66	30.54	14.27	16.33

Si bien los primeros resultados presentes en la Tabla 5.5 mostraron diferencias con respecto a los estadísticos de retrodispersión en dB de las 4 imágenes, se procedió a la construcción de mapas de detección de cambios para verificar si las diferencias en los procesamientos son significativas a la hora de aplicar el umbral y construir mapas binarios. Para elaborar los mapas de nieve húmeda y comparar las clasificaciones entre imágenes pre-procesadas en SNAP y GEE con y sin filtro y con diferentes grafos de pre-procesamiento, a todas las

5.1 CARACTERIZACIÓN DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DE DATOS SAR



Figura 5.6: Ubicación polígono rectangular de 1364 píxeles utilizado para recortar las imágenes procesadas en GEE y SNAP. Elaborado en Qgis 3.16.12 en base a imágenes Google Earth 2021 CNES / Airbus

imágenes de cambio se les aplicó un umbral de -3 dB para determinar la separación entre superficies de nieve en fusión y superficies sin nieve o con nieve sin cambio de estado. La Fig. 5.7 presenta los mapas binarios de las 4 imágenes de detección de cambio analizadas, siendo de color blanco aquellos píxeles con valor 1, es decir con presencia de nieve en fusión según la metodología propuesta por [71].

Un análisis visual permite observar, que entre las imágenes 5.7 a y b, correspondientes a las procesadas en SNAP y GEE sin filtro de speckle, existe un patrón determinado de clasificación similar pero los píxeles se distribuyen de diferente manera. Lo mismo ocurre con las imágenes filtradas (c y d), donde no sólo se observa la disminución del efecto sal y pimienta con respecto a las imágenes sin filtro, sino que también se observa un patrón de clasificación en común pero no idéntico.

Los resultados del conteo de la cantidad de píxeles clasificados como nieve húmeda en cada una de las imágenes indica que el total para cada imagen es: $a = 970$, $b = 958$, $c = 1040$ y $d = 975$.

La diferencia entre las imágenes sin filtro pre-procesadas en SNAP y GEE es de 12 píxeles, mientras que en las imágenes con filtro de speckle asciende hasta un valor de 65. Si bien la diferencia de píxeles clasificados diferente es aproximadamente un 0.87% y 4.76% respectivamente, no significa que los mismos se encuentren ubicados de la misma manera espacialmente, por ello se realizó la diferencia entre la imagen de GEE y su respectivo par con o sin filtro pre-procesada en SNAP, y se tomó la imagen de SNAP como verdad de campo

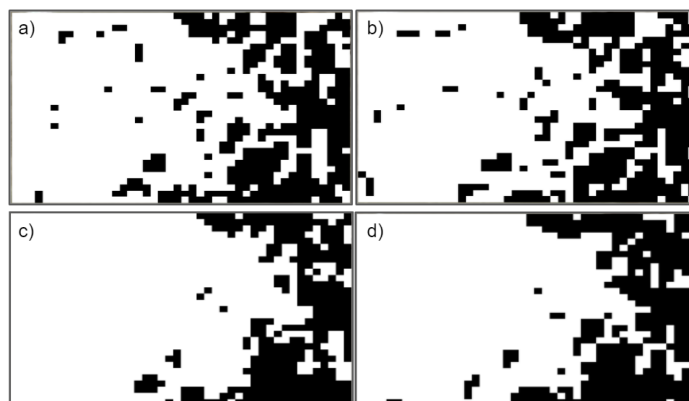


Figura 5.7: Mapas binarios resultantes de aplicar umbral de -3 dB a los mapas de cambio. El color blanco indica píxeles con un valor <-3 dB en la imagen de detección de cambios. (a) Imagen procesada en SNAP sin filtro de speckle. (b) Imagen procesada en GEE sin filtro de speckle. Imagen procesada en SNAP con filtro de speckle. Imagen procesada en GEE con filtro de speckle.

para evaluar los errores de omisión y comisión de la clasificación.

En la Tabla 5.6, Los píxeles con valor -1 son aquellos que fueron clasificados como nieve húmeda por el GEE pero no por el SNAP, por lo que se considera una sobre estimación de la clasificación y un error de comisión. Aquellos píxeles con valor 1, fueron clasificados como nieve húmeda por SNAP pero como nieve fresca o suelo sin nieve por GEE, por lo que representa una sub estimación en la clasificación y un error de omisión. Finalmente, los píxeles con valor 0 son aquellos donde la imagen de GEE y SNAP coinciden en la clasificación de tipos de cobertura.

Tabla 5.6: Resultados de la diferencia entre las imágenes de clasificación de nieve húmeda de GEE y SNAP.

	Píxeles totales	Píxeles = 0	Píxeles = 1	Píxeles = -1
GEE - SNAP (sin filtro de speckle)	1364	89.1 %	4.9 %	5.8 %
GEE - SNAP (con filtro de speckle)	1364	85.5 %	4.8 %	9.6 %

Para el caso de la comparación entre la clasificación de GEE y SNAP sin filtro de speckle, el error de comisión representa 80 píxeles, es decir un 5.86 %, mientras que el error de omisión corresponde a 68 píxeles, lo que se traduce en un 4.98 %. Para el caso de la identificación de nieve húmeda con imágenes de cambio de GEE y SNAP con filtro de speckle, el error de comisión representa 66 píxeles (4.83 %) mientras que el error de omisión se encuentra representado por 131 píxeles (9.60 %).

5.1.4. Análisis de la dependencia espacial del umbral para la detección de nieve en fusión

En la actualidad, la metodología de detección de cambio propuesta por Nagler *et al* (2000) para detectar nieve en fusión y de dicha manera poder mapear cobertura nívica, es la técnica

más utilizada. En una primera instancia, la selección de un umbral de -3 dB fue considerado adecuado para mapear nieve en los Alpes utilizando imágenes adquiridas por el sensor ERS (European Remote Sensing satellite) para discriminar nieve en fusión de nieve fresca o áreas sin nieve [71]. Dicho umbral fue utilizado con éxito por diversos autores en otras zonas, empleando imágenes de diferentes sensores e inclusive para mapear cobertura nívica en presencia de bosques boreales [17], [79], [80], [81], [82], [83]. Otros autores encontraron umbrales menores (-2 dB) o mayores (-4 dB) para clasificar nieve en el sur de Alemania, o en cultivos [84]. Adicionalmente, para una serie de tiempo de imágenes Sentinel-1, un umbral de -2 dB fue considerado adecuado [85], [16].

En el caso particular de la zona de estudio de Bariloche, se corroboró que cada polígono presenta un umbral en particular, y que a su vez, dicho umbral varía dependiendo de la fecha seleccionada. En las Fig 5.8 a 5.19 se presentan los histogramas de cada polígono con el polígono de referencia de una zona sin nieve para las fechas 28/09/2019, 22/10/2019 y 15/11/2019. Dichas fechas corresponden a 3 adquisiciones de Sentinel-1 en las cuales la nieve se encuentra en fusión. En los gráficos, el eje vertical se encuentra la frecuencia de distribución de los píxeles, mientras que en el eje horizontal se presenta la escala de dB con un rango del -15 al 5. Los histogramas de colores azules representan polígonos ubicados en pendientes shadow, los histogramas, verde facing y los rosados polígonos perpendiculares a la órbita de mirada y adquisición del sensor.

La imagen adquirida el 28 de septiembre es cuando se registra el mínimo valor de backscattering a excepción de los polígonos 2 y 6 que registran su mínimo en una fecha posterior. Los histogramas de nieve y suelo sin nieve de la fecha en que comienza el período de fusión se diferencian claramente. Los umbrales considerados para dicha fecha varían entre el -1.5 al -3.75 según el polígono considerado, no dependiendo el umbral de la altura ni pendiente en la que se ubican. A manera de ejemplo, el polígono 5 que enfrenta la órbita de adquisición del sensor, se encuentra a una elevación media de 2062 m.s.n.m y presenta un umbral de 1.75, igual que el polígono 9 que es perpendicular y se encuentra a una elevación de 1690 m.s.n.m.

De una manera similar, para la adquisición del 22 de octubre de 2019, los umbrales varían entre polígonos y a su vez, entre el valor determinado para cada uno de ellos de la imagen anterior. el rango de umbrales en este caso varía entre -1 y -3.75. Histogramas de nieve y suelo sin nieve superpuestos indican la finalización, o próxima finalización del período de fusión, dado a que la señal retrodispersada es similar a la de suelo sin nieve, la cual se corresponde con la estación que comienza el 15 de noviembre según la serie de tiempo de retrodispersión analizada anteriormente. A excepción del polígono 9, que es perpendicular a la órbita de adquisición del sensor, los polígonos 1, 10, 11 y 12 son los que para el 22 de octubre, se encuentran en una fase avanzada de derretimiento.

Finalmente, para el 15 de noviembre, y tal como fue indicado en la serie de tiempo, la mayoría de los polígonos se encuentran en la estación de suelo sin nieve, habiendo desaparecido parcial o completamente la cobertura nívica dado a que los valores de retrodispersión se han incrementado hasta coincidir con los de referencia para dicha estación. El rango de umbral para esta fecha varía entre los -1 y 2. Valores positivos indican la similitud con el histograma de suelo sin nieve.

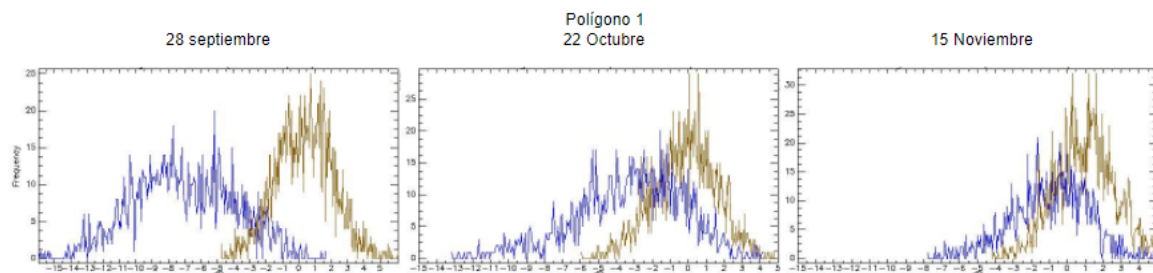


Figura 5.8: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 1 de la zona de estudio.

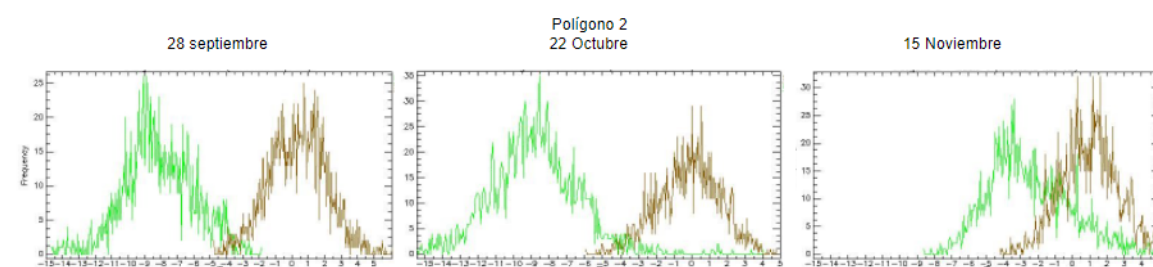


Figura 5.9: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 2 de la zona de estudio.

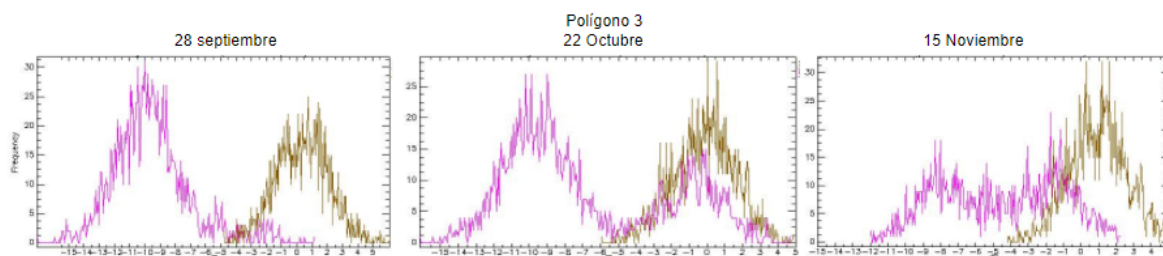


Figura 5.10: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 3 de la zona de estudio.

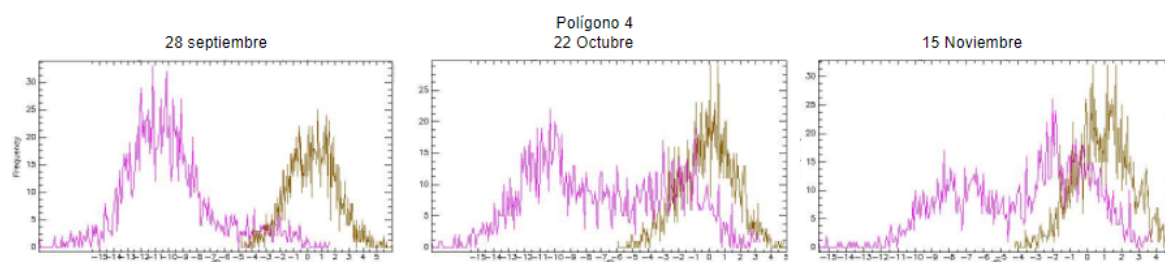


Figura 5.11: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 4 de la zona de estudio.

5.1 CARACTERIZACIÓN DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DE DATOS SAR

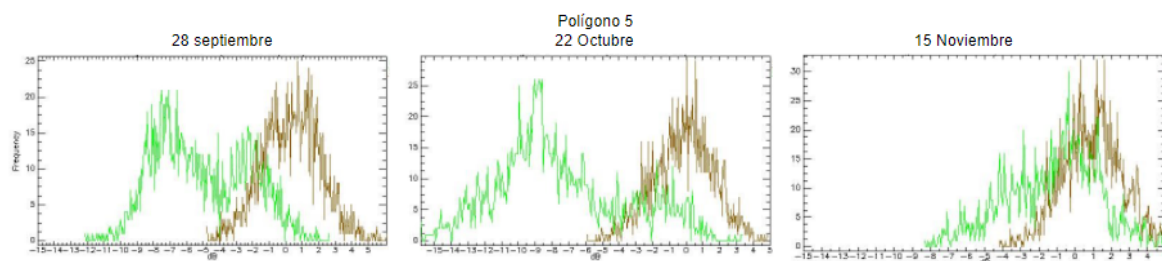


Figura 5.12: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 5 de la zona de estudio.

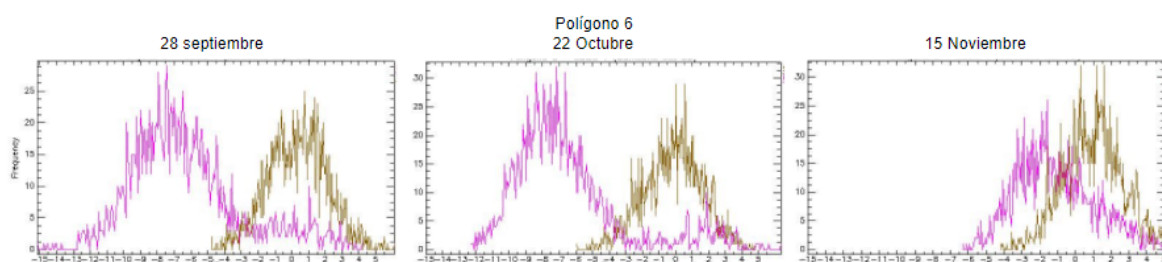


Figura 5.13: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 6 de la zona de estudio.

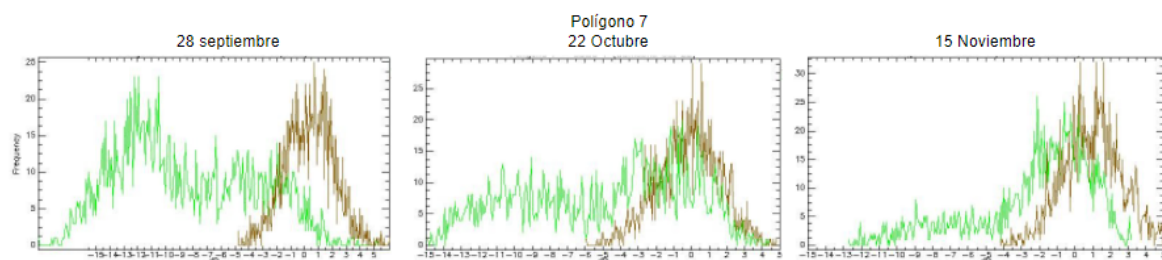


Figura 5.14: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 7 de la zona de estudio.

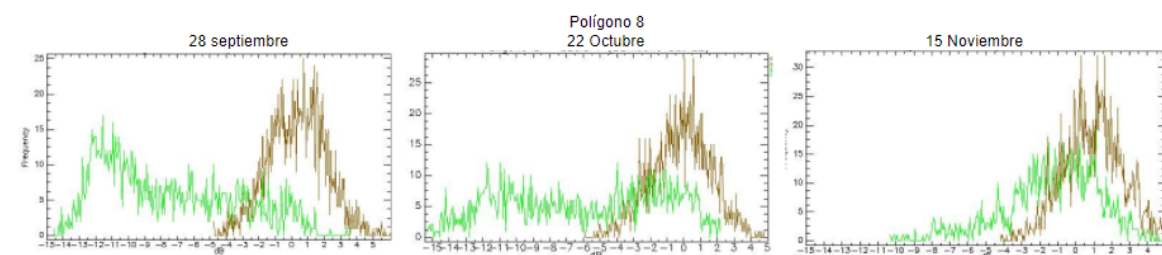


Figura 5.15: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (verde) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 8 de la zona de estudio.

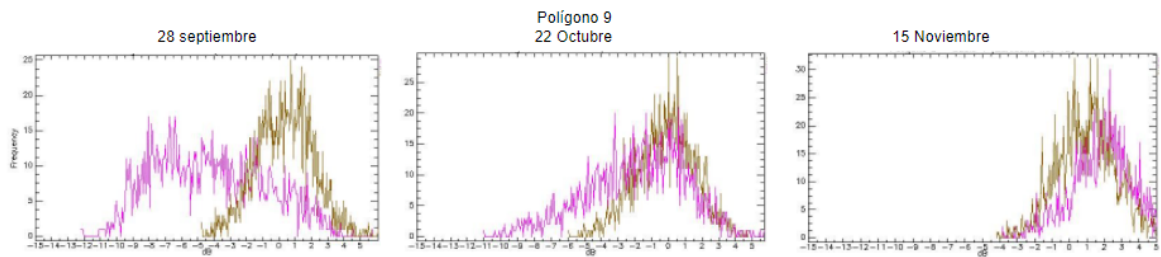


Figura 5.16: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (rosa) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 9 de la zona de estudio.

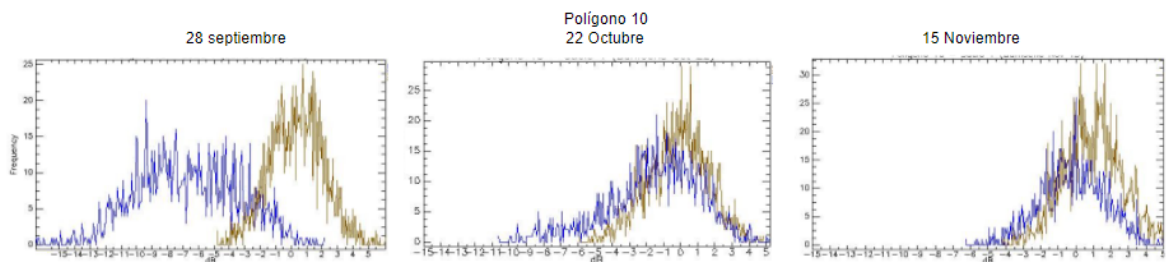


Figura 5.17: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 10 de la zona de estudio.

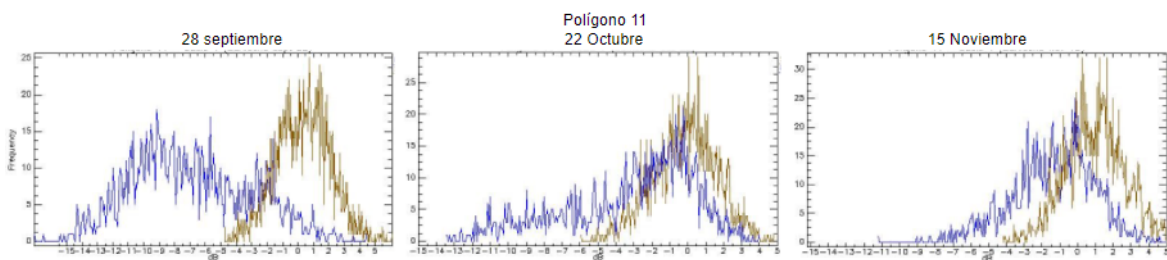


Figura 5.18: histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 11 de la zona de estudio.

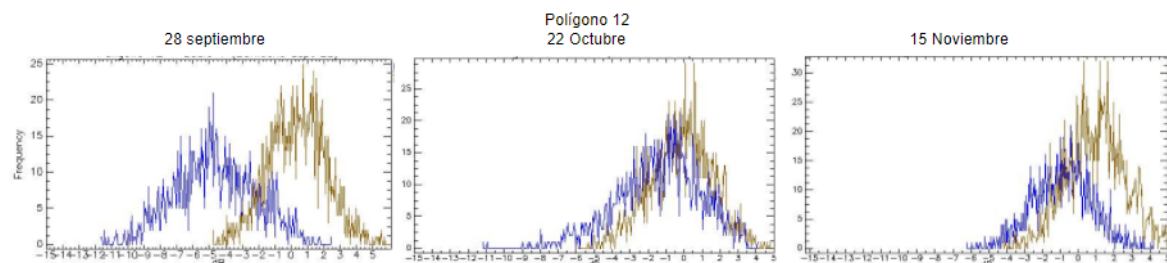


Figura 5.19: Histogramas de frecuencia de píxeles de las imágenes de detección de cambios con nieve húmeda (azul) y suelo sin nieve (marrón) para el polígono 12 de la zona de estudio.

Tal como se puede observar en el análisis realizado, el umbral no depende necesariamente de la altura ni de la ladera de exposición y, como bien fue expuesto por Notarnicola *et al* (2012),

el umbral para distinguir nieve en fusión de nieve fresca o suelo sin nieve es dependiente de la imagen de referencia seleccionada, de la imagen de fusión seleccionada, y del tipo del suelo bajo el manto de nieve [17].

Tabla 5.7: Valores medios de señal retrodispersada por polígono, en diferentes fechas del período mayo - diciembre 2019.

	Promedio dB estación: suelo sin nieve	Polígono											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	31/05/2019	-17.565	-8.186	-13.595	-12.784	-4.801	-11.191	-8.094	-6.437	-12.817	-18.563	-17.177	-18.685
	12/06/2019	-18.687	-10.557	-15.066	-13.902	-5.696	-12.227	-9.694	-7.184	-14.055	-18.947	-18.176	-19.435
	24/06/2019	-20.383	-9.564	-16.192	-15.032	-6.659	-11.471	-10.905	-9.45	-16.308	-22.687	-18.699	-21.935
	06/07/2019	-19.396	-8.684	-15.159	-14.814	-5.815	-11.343	-10.062	-7.81	-12.683	-19.44	-18.062	-19.314
	18/07/2019	-19.874	-9.196	-15.464	-15.189	-6.309	-11.155	-9.937	-7.94	-13.82	-20.188	-18.449	-21.183
	30/07/2019	-20.194	-8.686	-16.408	-15.563	-6.449	-11.467	-11.561	-8.823	-15.187	-20.189	-19.053	-20.808
	11/08/2019	-19.687	-8.928	-16.325	-15.351	-6.577	-11.314	-10.819	-7.685	-12.436	-19.32	-18.566	-18.694
	23/08/2019	-19.811	-8.442	-16.229	-14.943	-6.193	-11.278	-10.694	-7.939	-12.304	-19.41	-18.06	-19.18
Fechas de Adquisición Sentinel 1	04/09/2019	-19.553	-9.688	-16.067	-14.57	-6.438	-10.967	-10.193	-7.812	-12.429	-19.556	-18.299	-19.068
	16/09/2019	-20.678	-8.819	-15.662	-14.284	-5.835	-10.472	-10.315	-8.059	-12.557	-21.431	-18.934	-21.447
	28/09/2019	-23.606	-16.186	-22.805	-22.38	-9.061	-16.967	-17.19	-13.546	-17.811	-23.818	-23.635	-21.681
	10/10/2019	-22.379	-13.42	-20.803	-21.878	-9.801	-15.649	-15.818	-13.098	-15.555	-22.805	-23.374	-20.677
	22/10/2019	-20.187	-16.3	-21.439	-19.882	-9.177	-17.173	-11.56	-9.179	-15.201	-18.064	-20.894	-18.445
	03/11/2019	-19.429	-16.312	-21.422	-19.317	-8.823	-18.311	-10.566	-8.44	-14.677	-16.929	-19.393	-18.195
	15/11/2019	-17.449	-10.313	-17.568	-15.566	-4.938	-11.594	-8.7	-6.558	-11.055	-16.822	-17.553	-17.727
	27/11/2019	-17.063	-11.185	-13.568	-14.434	-7.569	-11.061	-8.191	-6.553	-12.057	-16.546	-16.94	-17.22
	09/12/2019	-17.298	-8.31	-12.56	-12.557	-5.933	-10.939	-7.315	-5.683	-13.058	-15.689	-15.948	-16.526
	21/12/2019	-17.192	-7.067	-12.837	-12.568	-5.693	-11.222	-7.821	-6.059	-13.185	-16.433	-15.926	-16.97

En la Tabla 5.7 se presentan los valores medios de señal retrodispersada para cada polígono, en mismas fechas consideradas para construir la serie temporal. Las fechas de la estación de suelo sin nieve correspondientes a los meses de enero a mayo 2019, fueron promediados y se indican en la primer fila de la tabla. La estación de nieve fresca comienza el 31 de mayo y finaliza el 28 de septiembre, según lo establecido previamente en el análisis de la serie temporal, y corroborado con datos de estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio. Si se realiza una diferencia entre el promedio de dB obtenido para la estación de suelo sin nieve y la media de señal retrodispersada para cada polígono en cada imagen de la estación de nieve fresca, se evidencia que sólo en los polígonos 6 y 9 se podría aplicar la metodología propuesta por [16] dado a que presentan en dicha estación valores de diferencia menores a 2 dB. El resto de los polígonos, a excepción de algunas fechas puntuales para los polígonos 2, 5, 11 y 12, presentan una diferencia mayor a 2 dB entre el valor de referencia de suelo sin nieve y nieve fresca. Para el período comprendido entre las fechas del 28 de septiembre y 03 de noviembre, dicha condición se cumple dado que la diferencia entre el promedio de dB de suelo sin nieve y las imágenes para cada polígono es mayor a 2 en todas las imágenes a excepción de las fechas del 22/10 y 03/11 para el polígono 10. Una vez finalizado el período de nieve en fusión, se puede corroborar que los valores de retrodispersión de las imágenes comprendidas entre las fechas de 15 de noviembre y 21 de diciembre de 2019 se asemejan a la media calculada para la estación de suelo sin nieve.

5.2. Discusión

El uso de imágenes SAR para determinar el estado de la nieve es fundamental para estimar la presencia de impurezas mediante el análisis de albedo. Tal como fue establecido en [24], el

tamaño de grano de nieve domina la respuesta espectral del manto nivoso y dependiendo del estado (nieve fresca o nieve envejecida), la presencia de impurezas incrementa el efecto de oscurecimiento de la nieve y su posterior reducción de albedo. Los resultados obtenidos en este trabajo, presentan el uso de instrumentos SAR como una opción válida para estimar si la nieve es fresca o se encuentra en fusión, ya que la señal retrodispersada de sensores SAR banda C, es sensible al contenido de humedad [16], [17], [19], [86].

Según [63] y [87], durante la fase de acumulación, la nieve fresca es casi transparente a un sensor banda C, ya que el eco del radar puede penetrar la nieve por varios metros. En esta situación, la principal fuente de backscattering es la interfaz suelo-nieve, siendo la respuesta retrodispersada insensible a diferentes parámetros de la nieve [60], [63]. Es decir, que las medianas de las estaciones de suelo sin nieve y nieve fresca son similares, o no presentan variaciones significativas para los datos obtenidos por un sensor SAR [71], [79], [88], o incluso que no es posible diferenciar entre nieve fresca y suelo sin nieve [87].

Sin embargo, en la zona de estudio analizada en este trabajo, a excepción de los polígonos 6 y 9, los demás polígonos presentan diferencias significativas entre las medianas de la estación de suelo sin nieve y nieve fresca, tal como se indica en las figuras 5.3 y 5.4. Dicha diferencia de medianas posibilitó la determinación del inicio de los períodos de nieve fresca, nieve en fusión y recuperación de suelo sin nieve. Para determinar la razón de dichas variaciones se requiere muestreos *in situ* con el objetivo de caracterizar las condiciones del cuerpo níveo.

En la Fig. 5.2 también se puede evidenciar que existe una estratificación de los promedios de valores de retrodispersión de los polígonos. Dicha estratificación coincide con lo establecido por [89] con la particularidad que en este caso los aspectos se encuentran invertidos. Es decir, los polígonos que enfrentan el sensor tienen un aspecto NE-E-SE y los shadow una tendencia SO-O-NO, ya que la pasada es descendente con ángulo de mirada derecha. Al considerar el análisis de imágenes SAR y series de tiempo, es importante tener en cuenta la influencia del LIA (ángulo de incidencia local) y de las características de adquisición del sensor sobre la señal retrodispersada por el objeto en zonas montañosas ya que valores obtenidos para una misma fecha, en una misma zona varían dependiendo del aspecto de la pendiente donde se encuentra localizado cada ROI, lo cual no significa una variación en el estado de la nieve.

Con respecto a los resultados de aplicar la metodología de detección de cambios propuesta por [4] en GEE y SNAP, si bien se recomienda analizar las diferencias y similitudes de clasificación de nieve húmeda producto de los procesamientos en GEE y SNAP en más imágenes de fechas diferentes, en los resultados de este trabajo, las diferencias de clasificación no fueron significativas. Este resultado permite establecer que la aplicación del algoritmo de detección de cambio en la colección de Sentinel-1 presente en GEE es posible. En el presente trabajo, la posibilidad de utilizar GEE ha sido exitosa no sólo para el mapeo de nieve en fusión sino también para la construcción y análisis de series temporales.

Al aplicar el algoritmo de detección de cambio propuesto por [4] en la zona de estudio analizada, se corroboró que cada polígono presenta un umbral en particular, y que a su vez, dicho umbral varía dependiendo de la fecha seleccionada (8/09/2019, 22/10/2019 y 15/11/2019) y que no depende de la altura ni pendiente donde se ubique.

En [17] se calcularon umbrales adaptativos a cada tipo de cobertura existente bajo el manto de nieve, para estimar la variación en la clasificación de la imagen con respecto al uso de

un umbral fijo. Los resultados indicaron que los umbrales adaptativos no mejoran significativamente la detección de nieve húmeda con respecto a aplicar un umbral fijo, aunque se requieren análisis posteriores debido a que la serie de tiempo utilizada no cuenta con los suficientes datos para obtener valores robustos de umbrales para cada tipo de cobertura.

Marin *et al* (2020) presentaron una propuesta de automatización adaptativa de detección de nieve húmeda utilizando una diferencia igual o mayor a 2 dB para determinar diversas fases del período de fusión. En este caso, el estado del cuerpo níveo se determina comparando la señal obtenida de imágenes ascendentes y descendentes, es decir obtenidas a la mañana y a la tarde, y comparándolas con una imagen de referencia.

Sin embargo, y como bien fue mencionado anteriormente, en la zona de estudio de Bariloche existen diferencias significativas entre suelo sin nieve y nieve fresca. Considerar una diferencia igual o mayor a 2 dB para determinar el inicio del período de fusión, resultaría en incorporar el período de nieve fresca a la nieve en fusión.

Por este motivo, la fijación de un umbral sobre la base del análisis de series de tiempo específicas de cada localización resulta muy promisorio y ha sido escasamente estudiado hasta la fecha.

Resultados y discusión de simulaciones SNICAR

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de analizar simulaciones de albedo para diferentes estados de nieve con presencia de LAIs, aplicando las metodologías seleccionadas para caracterizar la variabilidad de reflectancia.

6.1. Simulaciones de reflectancia de cuerpos níveos a partir del modelo SNICAR-AD

Para analizar la respuesta del albedo de nieve ante la presencia de diferentes impurezas, se utilizó el simulador SNICAR-AD para iguales condiciones de cuerpo níveo, variando el estado de la nieve, fresca o envejecida, y diferentes concentraciones de LAIs. En los resultados que se presentan a continuación, se diferencia el análisis realizado tanto para nieve fresca como para nieve envejecida.

6.1.1. Dependencia de la reflectancia ante cambios en el tamaño de grano de nieve

El tamaño de grano de nieve es un indicador general del estado del cuerpo níveo. A menor tamaño de grano, la nieve se considera “fresca”. A mayor tamaño de grano de nieve, se infiere que el manto ha experimentado una o varios tipos de metamorfosis considerando al cuerpo níveo “envejecido”. El tamaño de grano de nieve, tiene un claro impacto en la respuesta espectral del cuerpo níveo, ya que a mayor tamaño de grano, menor es el albedo. La Fig. 6.1 muestra dos respuestas espectrales de nieve fresca (radio efectivo de grano de nieve equivalente a $100 \mu\text{m}$) y dos de nieve envejecida (radio efectivo de grano de nieve equivalente a $1000 \mu\text{m}$), con una densidad de capa de nieve de 200 y 350 kg/m^3 para ambos casos, obtenidos del simulador SNICAR-AD. En primer lugar se puede evidenciar que la influen-

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

cia de la densidad tanto para el caso de nieve fresca como para el de la nieve envejecida es despreciable, es decir, que cambios en la densidad no afectan la reflectancia en porcentajes mayores al 1 %. Con lo que la reducción del albedo simulado se debe al aumento del tamaño de grano, cuando la nieve es pura [57]. La disminución en la respuesta se evidencia de manera más notoria en el rango del infrarrojo cercano hasta aproximadamente los $2.75 \mu\text{m}$ donde el albedo de nieve fresca y envejecida se asimilan. Sin embargo, existen ciertos máximos y mínimos locales de la función, en los que el análisis de la respuesta de la nieve fresca y nieve envejecida se diferencian, tal es el caso de los máximos en las longitudes de onda de $1.095 \mu\text{m}$, $1.325 \mu\text{m}$, $1.835 \mu\text{m}$ y $2.245 \mu\text{m}$ o los mínimos en las longitudes de $1.025 \mu\text{m}$, $1.245 \mu\text{m}$, $1.500 \mu\text{m}$ y $2.000 \mu\text{m}$. Para analizar la reducción del albedo debido al envejecimiento de la nieve se tomaron como referencia las longitudes de onda que se corresponden con longitudes de onda presentes en sensores ópticos operativos en la actualidad y que se muestran en la Tabla 6.1.

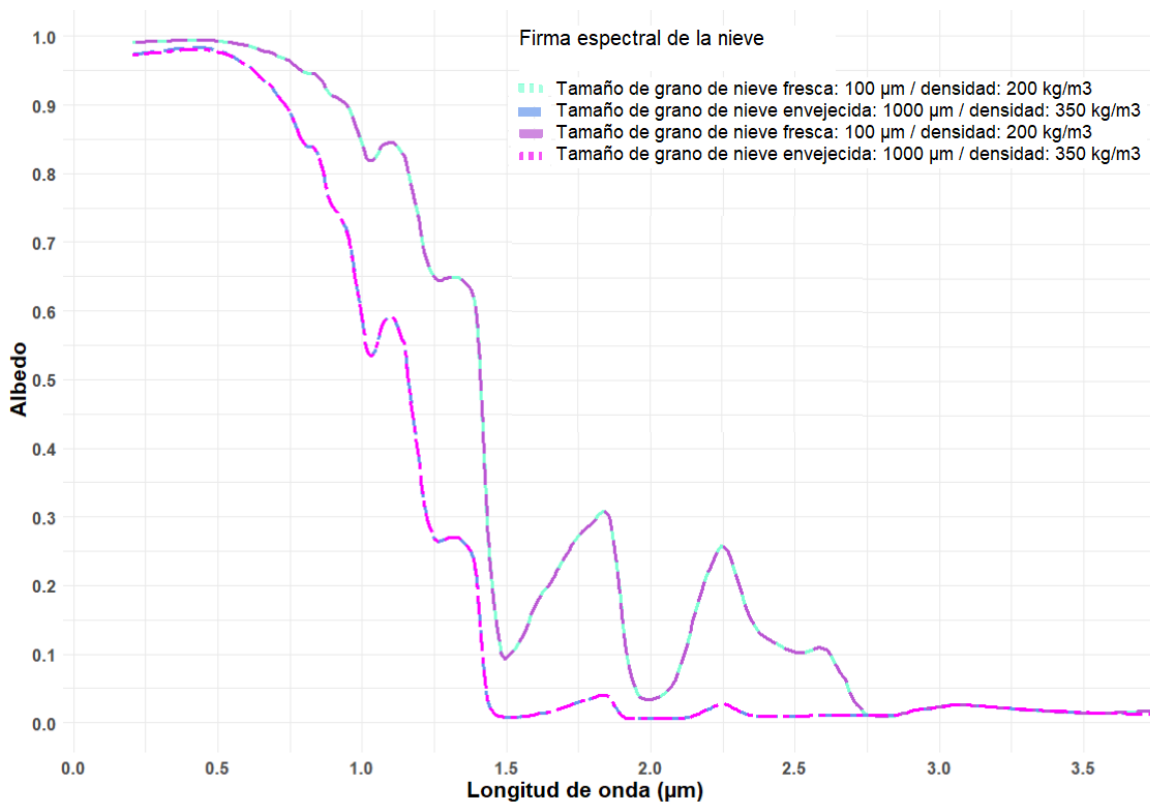


Figura 6.1: Reflectancia de nieve pura fresca y envejecida con diferentes densidades de cobertura nívica, elaborado con el simulador online SNICAR-AD.

En la Tabla 6.1 se muestra un análisis del porcentaje obtenido sobre el total de reflectancia en diferentes longitudes de onda, como consecuencia del progresivo aumento del tamaño de grano de nieve. Para ello se tomó como referencia el albedo de nieve limpia (pura) con un tamaño de grano de $30 \mu\text{m}$. Las bandas en el rango visible del espectro electromagnético, son las que menos variaciones presentan, es decir la banda $0.485 \mu\text{m}$ y $0.665 \mu\text{m}$ (azul y rojo respectivamente). En las seis simulaciones realizadas, el albedo disminuye notoriamente a partir de la longitud $1.025 \mu\text{m}$, el cual se encuentra representado por el color amarillo en la Fig. 6.2. La baja reflexión de la nieve en el NIR y SWIR está relacionada con un reducido contenido de agua líquida. A mayor presencia de agua líquida, se acentúan los cambios

Tabla 6.1: Porcentaje resultante del total de albedo afectado por el incremento del tamaño de grano de nieve en diferentes longitudes de onda.

		Tamaño de grano (μm)					
		30	50	100	500	1000	1500
Longitud de onda (μm)	0.485 μm	100.00 %	99.90 %	99.73 %	98.94 %	98.22 %	97.55 %
	0.665 μm	100.00 %	99.66 %	99.03 %	96.43 %	94.53 %	93.10 %
	1.025 μm	100.00 %	96.94 %	91.57 %	71.77 %	59.93 %	52.34 %
	1.275 μm	100.00 %	93.50 %	82.77 %	49.80 %	34.67 %	26.64 %
	1.375 μm	100.00 %	93.09 %	81.67 %	47.46 %	32.31 %	24.43 %
	2.205 μm	100.00 %	79.84 %	53.71 %	12.46 %	5.02 %	2.91 %

en la microestructura del cuerpo nívoo, por lo cual un aumento en el tamaño de grano de nieve produce una reducción en el albedo en dicha zona del espectro. Los porcentajes de disminución de las bandas 1.275 μm y 1.375 μm son similares en todos los casos. La banda de 2.205 μm , correspondiente al color cian es la que presenta mayores cambios ante el aumento del tamaño de grano, presentando un porcentaje del total calculado para dicha banda de un 53.71 % para un tamaño de grano de 100 μm y un 5.02 % para 1000 μm de radio efectivo de grano de nieve.

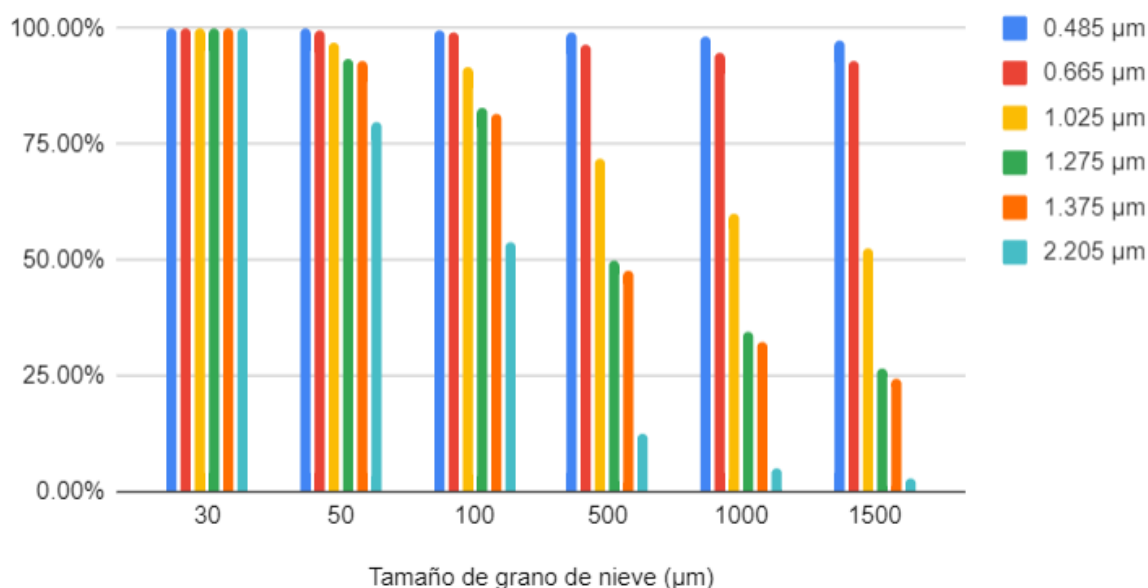


Figura 6.2: Disminución del albedo de nieve (%) según el aumento de tamaño de grano, en diferentes longitudes de onda.

Además de analizar los porcentajes de reducción de albedo entre la respuesta simulada de un cuerpo nívoo de nieve fresca con 30 μm de radio efectivo de nieve, y sus sucesivas respuestas ante el aumento del tamaño de grano, se calculó la pendiente en el rango visible y los índices INAN e INRN.

En la Fig.6.3 se evidencian los resultados de calcular la pendiente en el rango visible para diferentes tamaños de grano de nieve, tanto para nieve fresca (200 kg/m^3) como para nieve envejecida (350 kg/m^3). Los valores de la pendiente calculados para todos los tamaños de granos simulados, presentan valores negativos para ambos casos. Hasta un tamaño de

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

grano de $100 \mu\text{m}$, no existe diferencia entre la pendiente calculada para un cuerpo n\u00edveo con densidad de 200 kg/m^3 o 350 kg/m^3 . Sin embargo, con un progresivo aumento del tama\u00f1o de grano de nieve, se pueden evidenciar leves diferencias entre los resultados obtenidos para ambas densidades de nieve. Por ejemplo para el tama\u00f1o de nieve seleccionado en este estudio como nieve envejecida, la pendiente con 200 kg/m^3 equivale a -0.249 mientras que para una densidad de 350 kg/m^3 la pendiente es -0.261 . Como bien fue mencionado anteriormente, la densidad del cuerpo n\u00edveo para este caso de estudio no es el factor principal de reducci\u00f3n de albedo, por lo que se consideran despreciables las diferencias.

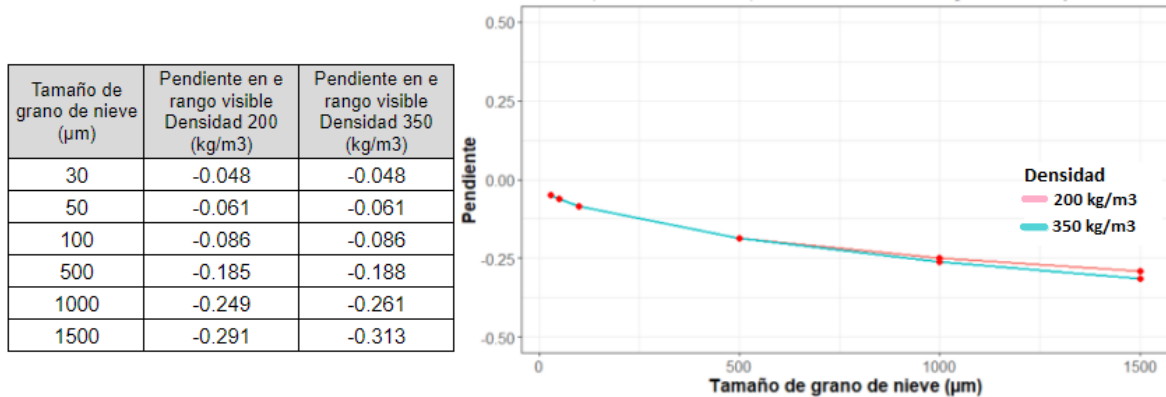


Figura 6.3: Variaci\u00f3n en la pendiente de la reflectancia entre la banda roja y azul de nieve fresca y envejecida, seg\u00fan diferentes tama\u00f1os de grano de nieve (μm).

Si consideramos que la densidad de un cuerpo n\u00edveo no modifica la respuesta del albedo, y las variaciones son debido al aumento del tama\u00f1o de grano de nieve, entonces podemos establecer que independientemente de la densidad, se considera nieve fresca a aquella cuyos tama\u00f1os de grano sean iguales o menores a $100 \mu\text{m}$, y nieve envejecida a aquellos mantos nivosos con tama\u00f1o de grano de nieve igual o superior a $500 \mu\text{m}$. De utilizar la pendiente del rango visible como medio para diferenciar el estado de la nieve, se puede trazar un umbral donde aquellos valores iguales o menores a -0.1 se consideren nieve envejecida.

Como se estableci\u00f3 que la densidad de la cobertura n\u00edvea no influye de manera significativa en la reducci\u00f3n de albedo, para el c\u00e1lculo de los \u00edndices INAN e INRN, se utilizaron los resultados de la simulaci\u00f3n de un cuerpo n\u00edveo con densidad de 350 kg/m^3 .

La Fig. 6.4 muestra los resultados de los \u00edndices INAN e INRN. Se puede observar que para todos los tama\u00f1os de grano simulados, el INAN presenta valores superiores a los obtenidos para el \u00edndice INRN. Por ejemplo para el valor seleccionado de tama\u00f1o de grano de nieve fresca ($100 \mu\text{m}$), el valor del INRN es de 0.088 , mientras que para el INAN es de 0.096 . Para el tama\u00f1o de grano envejecido ($1000 \mu\text{m}$), el valor INRN es de 0.270 mientras que para el INAN es de 0.290 . Esto representa una diferencia entre ambos de 0.008 y 0.02 respectivamente.

De utilizar los \u00edndices INAN e INRN, como medio para diferenciar el estado de la nieve, se puede trazar un umbral donde aquellos valores iguales o mayores a 0.1 se consideren nieve envejecida.

Determinar el estado de la nieve, es decir, identificar si el tama\u00f1o de grano de nieve pertenece a un cuerpo n\u00edveo fresco o envejecido, es fundamental para luego interpretar correctamente su reflectancia y posibles alteraciones. Para ello se pueden utilizar sensores \u00f3pticos con

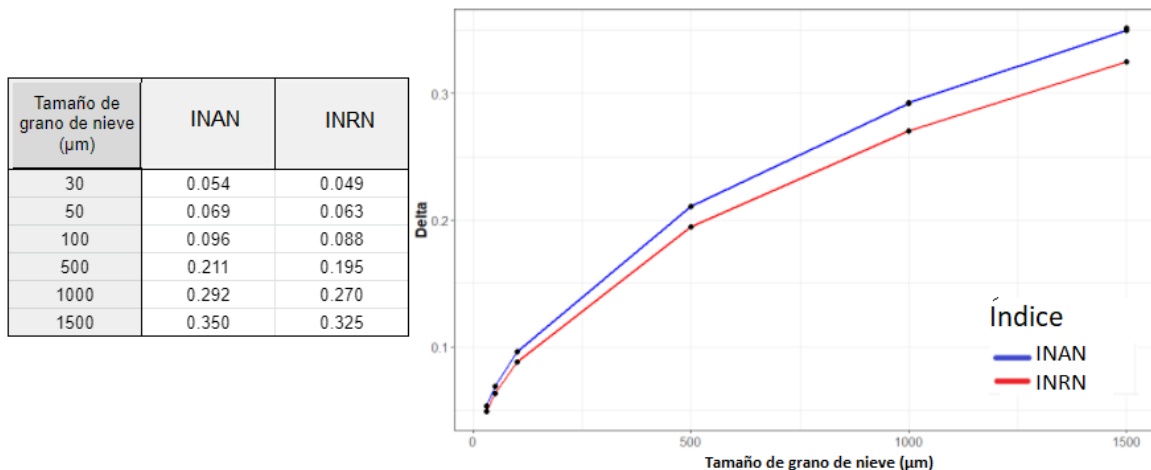


Figura 6.4: Variación de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de tamaño de grano (μm).

bandas espectrales en las longitudes de onda de $0.485 \mu\text{m}$, $0.665 \mu\text{m}$, $1.025 \mu\text{m}$, $1.275 \mu\text{m}$, $1.375 \mu\text{m}$ y $2.205 \mu\text{m}$. Complementariamente se pueden analizar imágenes de cambio de imágenes SAR de fechas cercanas para determinar el inicio del período de fusión, o derretimientos aislados del cuerpo nívico.

6.1.2. Dependencia de la reflectancia ante la presencia y cantidad de diferentes LAIs

Tal como se evidencia en los resultados de las simulaciones y debido a que el tamaño de grano de nieve posee un influencia mayor en los cambios de albedo que la presencia de impurezas o la densidad de la nieve [57], es que el análisis de la dependencia de la reflectancia de cuerpos nívicos ante la presencia y cantidad de diferentes LAIs se llevará a cabo de manera diferencial para nieve fresca y nieve envejecida. Para las siguientes subsecciones se considerará nieve fresca, aquella con un tamaño de grano de $100 \mu\text{m}$ y nieve envejecida, aquella con un tamaño de grano de $1000 \mu\text{m}$.

6.1.2.1. Carbono Negro

Dado que en el simulador online SNICAR se puede discernir entre carbono negro sin recubrimiento (uncoated) y sulfatado (sulfated), a continuación se presentarán los resultados diferenciados para ambos tipos de partículas.

Las Figuras 6.5 y 6.6 muestran las respuestas espectrales combinadas de nieve fresca y envejecida pura, conjuntamente con variaciones de las mismas en función de diferentes concentraciones de carbono negro sin recubrimiento y sulfatado. Las líneas sólidas color verde muestran la variación de la nieve fresca con contenidos de carbono negro de 10, 100 y 1000 ppb. Dichas concentraciones de impureza también fueron utilizadas para simular la respuesta ante las mismas de la nieve envejecida con líneas intermitentes color azul.

Se puede establecer que el carbono negro ya sea sin recubrimiento como sulfatado, afecta mayoritariamente el rango visible, y que a partir de la longitud de onda $1.2 \mu\text{m}$, el impacto

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

de las partículas tanto para la nieve fresca como para la nieve envejecida, es despreciable.

Si bien las curvas presentan un patrón de comportamiento similar, el carbono negro sulfatado posee un mayor impacto en la reducción del albedo que el carbono negro sin recubrimiento para densidades de nieve y concentración de impurezas similar. En el rango comprendido entre las longitudes de onda de $0.205 \mu\text{m}$ y $0.505 \mu\text{m}$ aproximadamente, la curva simulada para tamaño de grano: $100 \mu\text{m}$ y carbono negro: 100 ppb se superpone con la respuesta simulada para tamaño de grano: $1000 \mu\text{m}$ y carbono negro: 10 ppb . De manera similar ocurre para la respuesta simulada para tamaño de grano: $100 \mu\text{m}$ y carbono negro: 1000 ppb y tamaño de grano: $1000 \mu\text{m}$ y carbono negro: 100 ppb .

Es por ello que estimar la concentración de carbono negro mediante el análisis de la respuesta espectral de la nieve es ambiguo y requiere el uso de información complementaria como lo es el tamaño de grano de nieve.

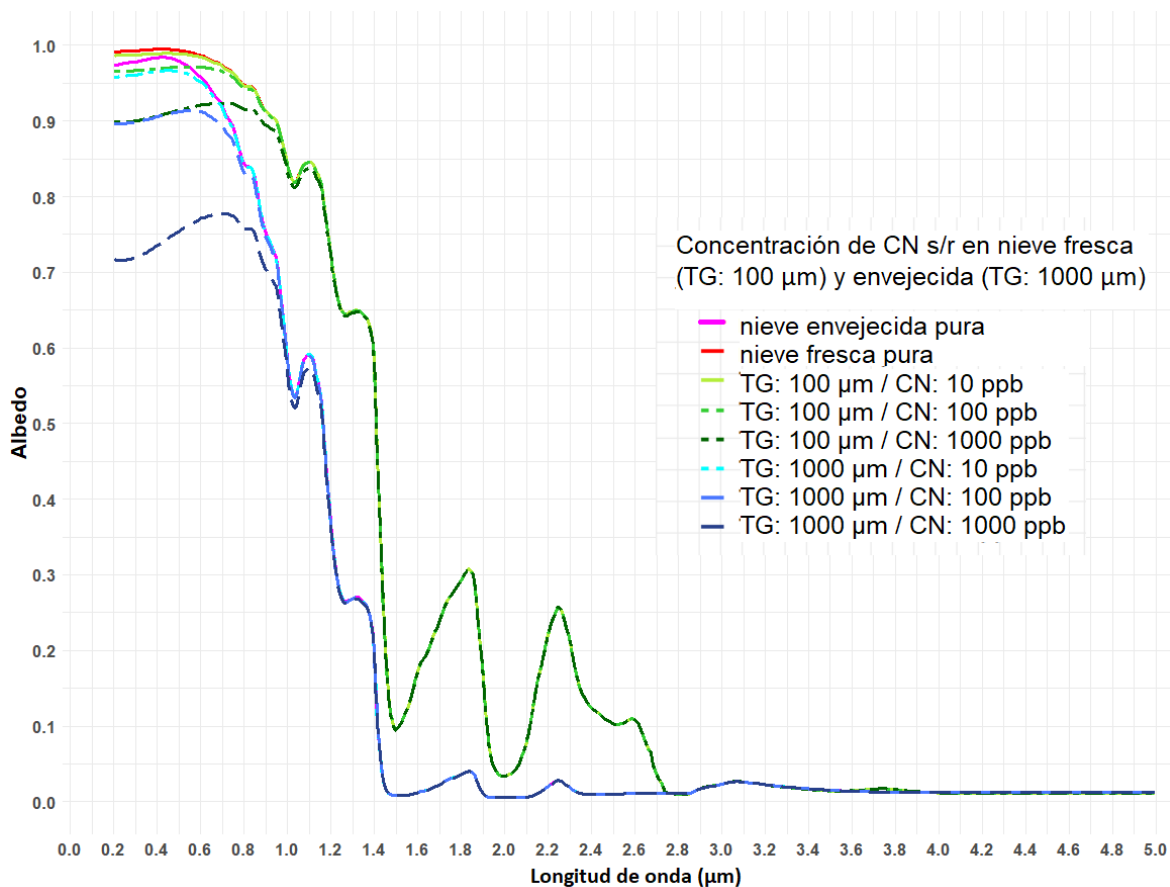


Figura 6.5: Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono negro (CN) sin recubrimiento en nieve fresca (TG: $100 \mu\text{m}$) y envejecida (TG: $1000 \mu\text{m}$). Donde TG es tamaño de grano (μm).

Para analizar la reducción del albedo debido a la concentración de carbono negro sin recubrimiento y sulfatado en nieve fresca se calcularon los porcentajes de reducción de albedo sobre el total, el cual hace referencia a un cuerpo nívoo con tamaño de grano de $100 \mu\text{m}$ y nula concentración de carbono negro. En la Fig. 6.7 se presenta un diagrama de barras representando los resultados obtenidos, los cuales son complementarios a los datos presentados en la Tabla 6.2. La Fig. 6.7 a) muestra los resultados obtenidos para nieve fresca afectada con carbono negro sin recubrimiento, mientras que la Fig. 6.7 b) muestra los resultados de la

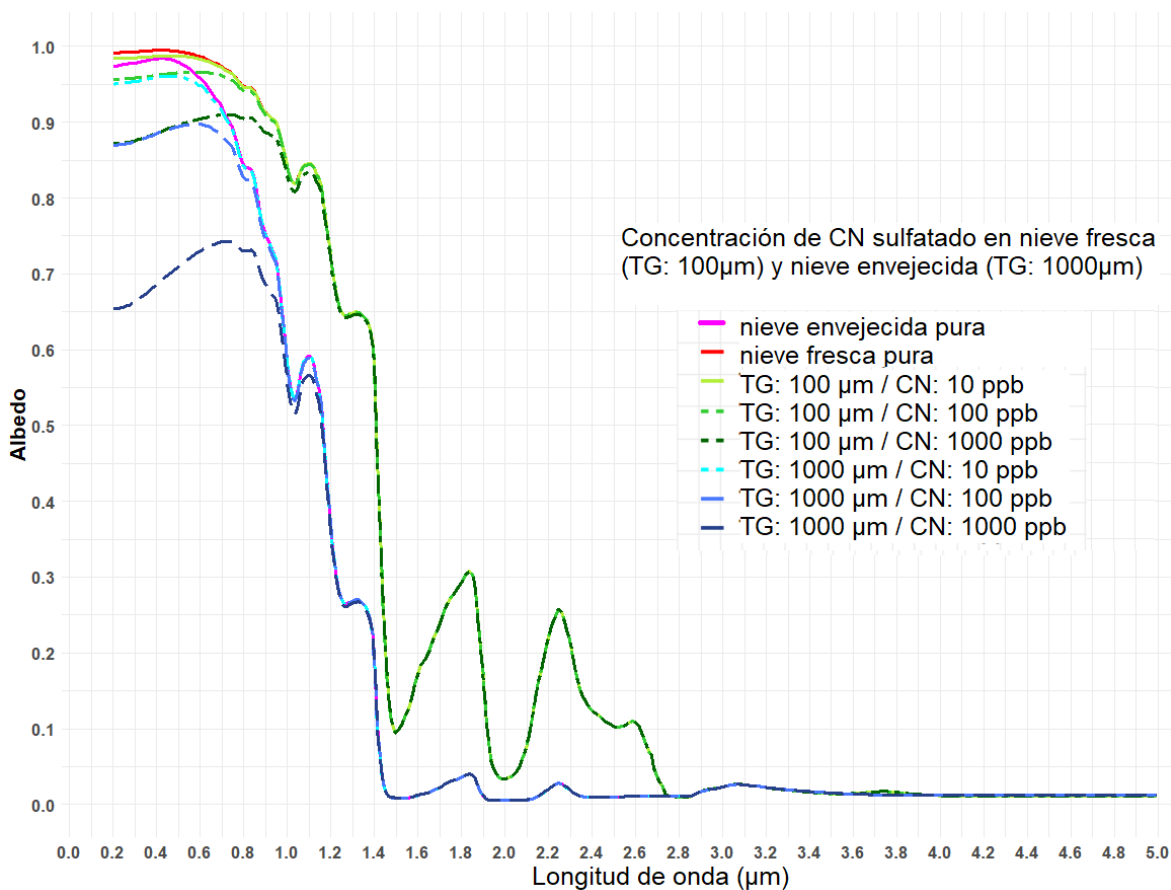


Figura 6.6: Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono negro (CN) sulfatado en nieve fresca (TG:100µm) y envejecida (TG: 1000µm). Donde TG es tamaño de grano (µm).

reducción de albedo de nieve fresca debido a la presencia de carbono negro sulfatado.

En los gráficos se puede evidenciar que las bandas del rango visible, especialmente la banda azul, son las más afectadas por el carbono negro. Adicionalmente, se puede observar que las bandas del NIR y SWIR comienzan a tener alteraciones perceptibles en el albedo con concentraciones muy altas de impurezas tales como 1000 ppb o 5000 ppb. Sin embargo, las variaciones en el porcentaje total de albedo debido a la presencia de carbono negro en nieve fresca son menores con respecto a la influencia del tamaño de grano de nieve sobre el cuerpo níveo.

Teniendo en cuenta lo presentado en la Tabla 6.2, siendo la banda azul la más afectada, para una concentración de 50 ppb (considerado un valor de concentración promedio para el centro de Chile [52]) presenta una reflectancia de 98.50% y 98.06% para CN sin recubrimiento y CN sulfatado respectivamente, lo cual representa alteraciones dentro del rango de error de medición de un sensor remoto. Con valores excepcionalmente altos encontrados en mediciones en el círculo polar ártico, la reflectancia alcanza un porcentaje de 82.19% y 75.67% para 5000 y 10000 ppb de carbono negro sin recubrimiento y 78.58% y 71.13% respectivamente para carbono negro sulfatado.

Para las bandas comprendidas entre el rango del infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, la mayor reducción observada se obtiene en la longitud de onda 1.025 µm. La reducción

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

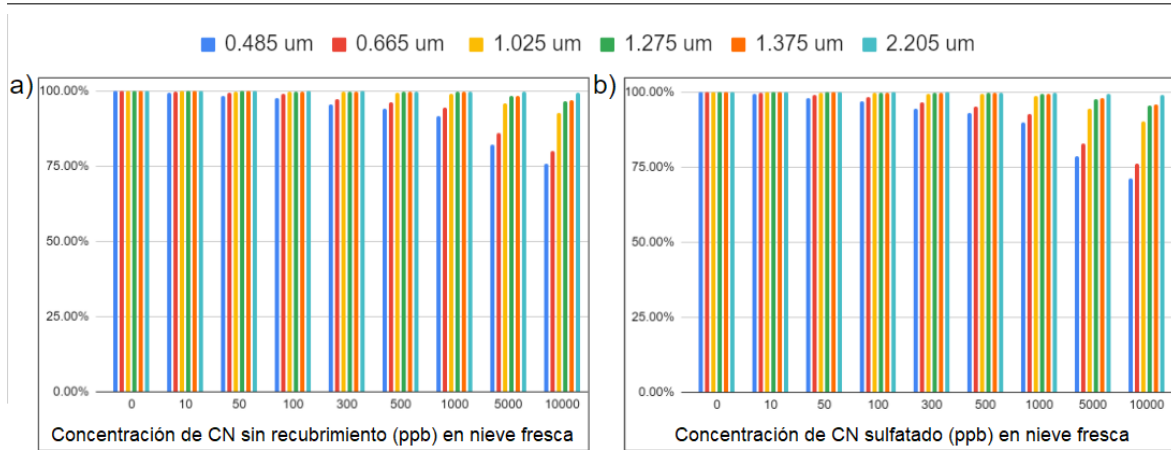


Figura 6.7: Disminución del albedo de nieve fresca (%) según la concentración de carbono negro (ppb), en diferentes longitudes de onda. a) Carbono negro sin recubrimiento (nieve fresca). b) Carbono negro sulfatado (nieve fresca).

de reflectancia en dicha banda para 50 ppb de CN sin recubrimiento y sulfatado alcanzan el 99.95 % y 99.93 % sobre el total de reflectancia de nieve limpia, mientras que para concentraciones de 10000 ppb, los porcentajes son de 92.60 % y 90.18 %.

Tabla 6.2: Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes tipos y concentraciones (ppb) de carbono negro sin recubrimiento (CN s/rec.) y carbono negro sulfatado (CN sulf.) en nieve fresca.

Nieve Fresca			Concentración de carbono negro (ppb)								
			0	10	50	100	300	500	1000	5000	10000
CN s/rec.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00 %	99.51 %	98.50 %	97.70 %	95.69 %	94.33 %	91.87 %	82.19 %	75.67 %
		0.665 μm	100.00 %	99.87 %	99.40 %	98.92 %	97.46 %	96.38 %	94.35 %	85.96 %	80.14 %
		1.025 μm	100.00 %	99.99 %	99.95 %	99.91 %	99.73 %	99.55 %	99.10 %	95.92 %	92.60 %
		1.275 μm	100.00 %	100.00 %	99.98 %	99.96 %	99.89 %	99.82 %	99.64 %	98.26 %	96.62 %
		1.375 μm	100.00 %	100.00 %	99.98 %	99.97 %	99.90 %	99.84 %	99.68 %	98.45 %	96.98 %
		2.205 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	99.99 %	99.98 %	99.97 %	99.93 %	99.67 %	99.34 %
CN sulf.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00 %	99.34 %	98.06 %	97.07 %	94.63 %	92.97 %	90.00 %	78.58 %	71.13 %
		0.665 μm	100.00 %	99.81 %	99.16 %	98.51 %	96.65 %	95.31 %	92.83 %	82.87 %	76.17 %
		1.025 μm	100.00 %	99.99 %	99.93 %	99.87 %	99.61 %	99.35 %	98.73 %	94.43 %	90.18 %
		1.275 μm	100.00 %	100.00 %	99.98 %	99.95 %	99.85 %	99.75 %	99.51 %	97.63 %	95.44 %
		1.375 μm	100.00 %	100.00 %	99.98 %	99.96 %	99.87 %	99.78 %	99.57 %	97.90 %	95.95 %
		2.205 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	99.99 %	99.97 %	99.96 %	99.92 %	99.58 %	99.16 %

Lo realizado para analizar la reducción del albedo por carbono negro en nieve fresca se llevó a cabo en nieve envejecida. En la Fig. 6.8 se presenta un diagrama de barras representando los resultados obtenidos, los cuales son complementarios a los datos presentados en la Tabla 6.3. La Fig. 6.8 a) muestra los resultados obtenidos para nieve envejecida afectada con carbono negro sin recubrimiento, mientras que la Fig. 6.8 b) muestra los resultados de la reducción de albedo de nieve envejecida debido a la presencia de carbono negro sulfatado.

La Fig. 6.8 a) presenta un comportamiento similar al expuesto sobre nieve fresca afectada por carbono negro sin recubrimiento, con la diferencia de que el porcentaje de reducción de albedo sobre nieve envejecida es mayor, es decir, el carbono negro refuerza el efecto de reducción de albedo que caracteriza la nieve envejecida. Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente, donde el porcentaje de reflectancia de la banda azul con 50 ppb de carbono negro sin recubrimiento en nieve fresca era de 98.50 %, en el caso de nieve envejecida el

porcentaje se reduce a 95.33 %. El mínimo valor de reflectancia obtenido en las simulaciones de nieve fresca se encontraron para la banda 0.454 μm a una concentración de 10000 ppb de CN sulfatado (71.13 %), valor similar al obtenido en este caso a una concentración de 1000 ppb.

Para el caso de una concentración de carbono negro sin recubrimiento, los porcentajes de reducción de albedo a 50 ppb no superan el 0.14 % para las bandas del NIR y SWIR. La banda que presenta menor variación en los porcentajes de reflectancia, siendo los mismos del orden del 99.16 % y 98.42 % para nieve fresca y envejecida respectivamente, fueron los de la banda 2.205 μm .

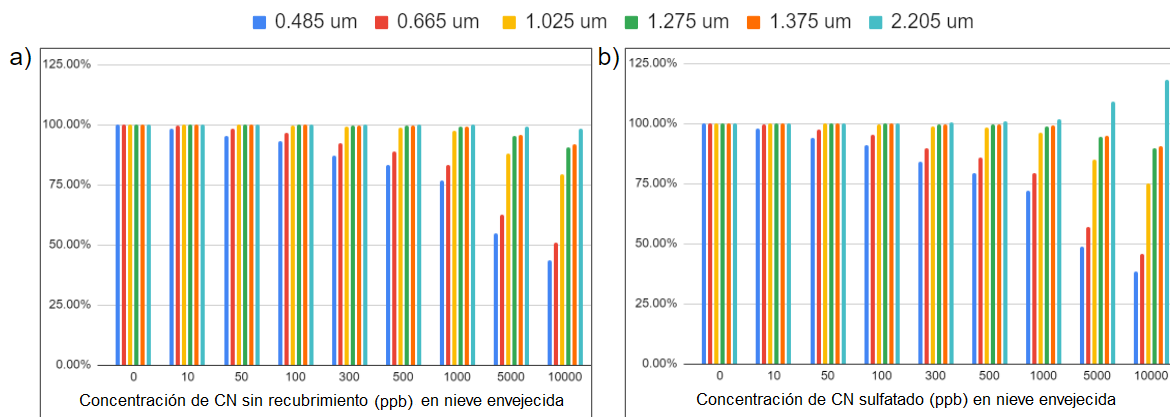


Figura 6.8: Disminución del albedo de nieve envejecida (%) según la concentración de carbono negro (ppb), en diferentes longitudes de onda (μm). a) Carbono negro sin recubrimiento (nieve envejecida). b) Carbono negro sulfatado (nieve envejecida).

Para el caso de la presencia de carbono negro sulfatado en nieve envejecida, se puede observar una tendencia similar a la mencionada para nieve envejecida con presencia de carbono negro sin recubrimiento. Es importante notar que al igual que la nieve fresca, el impacto del carbono negro sulfatado sobre el cuerpo nívico es mayor que para las simulaciones obtenidas de carbono negro sin recubrimiento.

Adicionalmente, en la gráfica b) de la Fig. 6.8 se puede evidenciar que las concentraciones de carbono negro sulfatado aumentan la reflectancia en la banda 2.205 μm , desde la concentración de 10 ppb paulatinamente hasta alcanzar un incremento de 18.16 % a concentraciones de 10000 ppb. Sin embargo, hay que tener en cuenta que los porcentajes se calculan en base al máximo de reflectancia obtenido con los parámetros de grano de nieve de 1000 μm y presencia nula de carbono negro, valor que para la banda 2.205 μm es de 0.0058. Las variaciones registradas de aumento de albedo se traducen en el tercer o cuarto decimal, que con instrumentos de sensado remoto disponibles caen dentro del error de medición.

Además de analizar los porcentajes de reducción de albedo entre la respuesta simulada de un cuerpo nívico de nieve fresca y otro de nieve envejecida, en presencia de carbono negro, se calculó la pendiente del rango visible y los índices INAN e INRN.

En la Fig.6.9 se puede evidenciar los resultados de calcular la pendiente del rango visible para diferentes concentraciones de carbono negro sin recubrimiento, tanto para la nieve fresca (tamaño de grano: 100 μm) como para la nieve envejecida (tamaño de grano: 1000 μm).

Hasta los 100 ppb, las pendientes en ambos casos presentan valores negativos, siendo meno-

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

Tabla 6.3: Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppb) de carbono negro sin recubrimiento (CN s/rec.) y carbono negro sulfatado (CN sulf.) en nieve envejecida.

Nieve Envejecida			Concentración de carbono negro (ppb)								
			0	10	50	100	300	500	1000	5000	10000
CN s/rec.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00 %	98.49 %	95.33 %	92.91 %	87.02 %	83.18 %	76.59 %	54.82 %	43.61 %
		0.665 μm	100.00 %	99.58 %	98.10 %	96.57 %	92.13 %	88.93 %	83.15 %	62.53 %	51.05 %
		1.025 μm	100.00 %	99.97 %	99.86 %	99.71 %	99.15 %	98.59 %	97.24 %	88.04 %	79.34 %
		1.275 μm	100.00 %	99.99 %	99.95 %	99.89 %	99.69 %	99.48 %	98.96 %	95.05 %	90.65 %
		1.375 μm	100.00 %	99.99 %	99.95 %	99.91 %	99.72 %	99.54 %	99.08 %	95.61 %	91.64 %
		2.205 μm	100.00 %	100.00 %	99.99 %	99.98 %	99.95 %	99.92 %	99.84 %	99.20 %	98.42 %
CN sulf.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00 %	97.94 %	94.00 %	91.05 %	84.02 %	79.52 %	71.98 %	48.91 %	38.38 %
		0.665 μm	100.00 %	99.38 %	97.33 %	95.31 %	89.75 %	85.89 %	79.13 %	56.79 %	45.67 %
		1.025 μm	100.00 %	99.96 %	99.80 %	99.61 %	98.83 %	98.07 %	96.26 %	84.74 %	74.94 %
		1.275 μm	100.00 %	99.99 %	99.94 %	99.87 %	99.63 %	99.38 %	98.77 %	94.28 %	89.47 %
		1.375 μm	100.00 %	99.99 %	99.95 %	99.89 %	99.67 %	99.46 %	98.92 %	94.94 %	90.59 %
		2.205 μm	100.00 %	100.02 %	100.10 %	100.19 %	100.58 %	100.95 %	101.89 %	109.26 %	118.16 %

res aquellos obtenidos para la nieve envejecida. Sin embargo, con un progresivo aumento de la concentración de carbono negro sin recubrimiento, se pueden evidenciar que la pendiente alcanza valores positivos y que los valores de la nieve envejecida son mayores que los de la nieve fresca. Por ejemplo para una concentración de carbono negro de 300 ppb, la pendiente de nieve fresca equivale a 0.014 mientras que para la nieve envejecida la pendiente es 0.039.

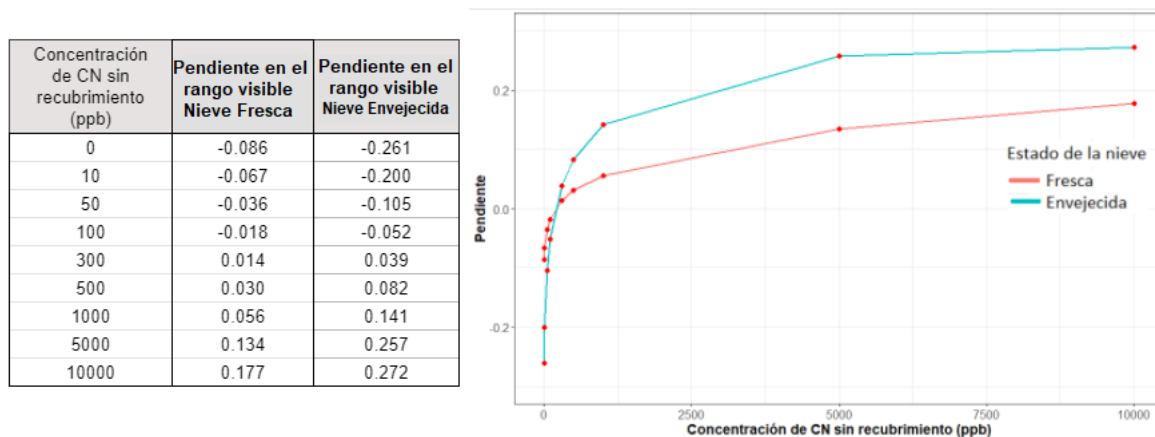


Figura 6.9: Variación en la pendiente en el rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono negro sin recubrimiento (ppb).

En la Fig. 6.10 se muestran los resultados de calcular la pendiente del rango visible para diferentes concentraciones de carbono negro sulfatado. De la misma manera que para el carbono negro sin recubrimiento, hasta los 100 ppb, las pendientes en ambos casos presentan valores negativos, siendo menores aquellos obtenidos para la nieve envejecida. A partir de los 300 ppb las pendientes adquieren valores positivos y la nieve envejecida valores mayores que aquellos obtenidos por la nieve fresca.

Comparativamente, los valores de la pendiente para nieve con presencia de carbono negro sulfatado son mayores que los simulados para nieve fresca con CN sin recubrimiento, lo cual enfatiza los resultados observados en el diagrama de barras.

De utilizar la pendiente del rango visible como medio para determinar la presencia de impurezas, tanto para nieve fresca como para nieve envejecida, se puede trazar un umbral donde

Concentración de CN sulfatado (ppb)	Pendiente en el rango visible Nieve Fresca	Pendiente en el rango visible Nieve Envejecida
0	-0.086	-0.261
10	-0.060	-0.180
50	-0.025	-0.072
100	-0.006	-0.016
300	0.029	0.078
500	0.047	0.123
1000	0.076	0.183
5000	0.166	0.281
10000	0.213	0.278

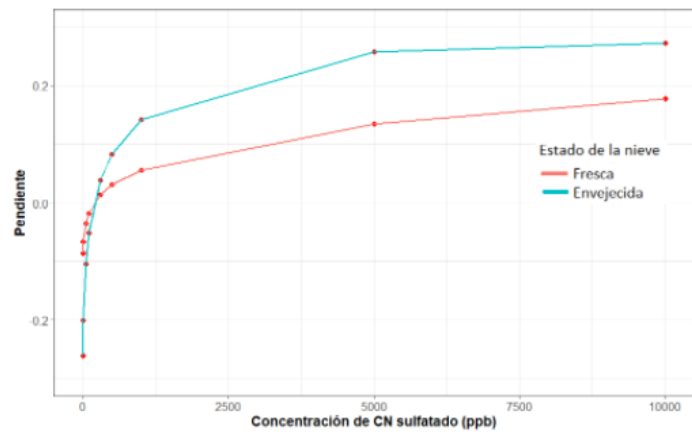


Figura 6.10: Variación en la pendiente en el rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono negro sulfatado (ppb).

aquellos valores iguales o mayores a 0 se considere cuerpos nivosos con alta carga de impurezas (mayor a 300 ppb).

Las Figuras 6.11 y 6.12 muestran los resultados de los índices INAN e INRN para diferentes concentraciones de carbono negro (sin recubrimiento y sulfatado) para nieve fresca y envejecida.

Concentración de CN sin recubrimiento (ppb)	Nieve fresca		Nieve envejecida	
	INAN	INRN	INAN	INRN
0	0.096	0.088	0.293	0.270
10	0.094	0.088	0.286	0.268
50	0.089	0.086	0.272	0.262
100	0.085	0.083	0.260	0.255
300	0.076	0.077	0.232	0.236
500	0.069	0.072	0.213	0.222
1000	0.058	0.064	0.180	0.196
5000	0.019	0.034	0.065	0.106
10000	-0.005	0.016	0.002	0.057

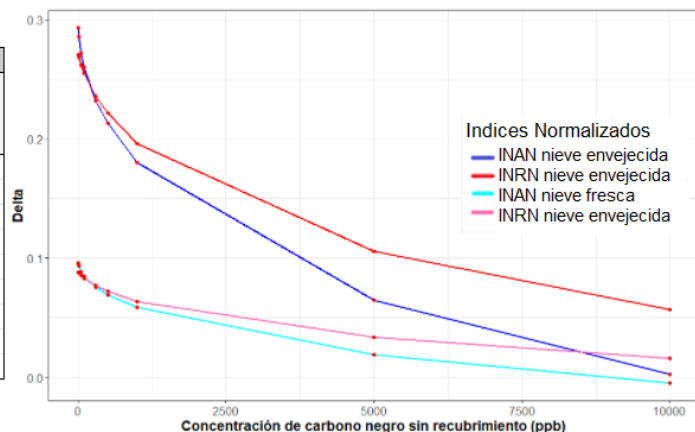


Figura 6.11: Variaciones del INAN con respecto al aumento de concentraciones de carbono negro sin recubrimiento (ppb).

En ambos gráficos se puede observar la misma tendencia de las curvas, en la que los índices calculados para la nieve envejecida son mayores que para la nieve fresca, hasta concentraciones iguales o mayores que 10000 ppb, donde los índices, se reducen significativamente alcanzando valores similares a los presentados por nieve fresca ante iguales concentraciones de carbono negro.

Adicionalmente, se puede observar que para el carbono negro sin recubrimiento (Fig. 6.11) como el sulfatado (Fig. 6.12), el INAN presenta valores superiores al INRN, hasta una concentración de 100 ppb. A partir de los 300 ppb el INRN en todos los casos simulados, presenta valores superiores al INAN.

Los valores obtenidos de calcular índices normalizados para nieve con presencia de carbono

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

Concentración de CN sulfatado (ppb)	Nieve fresca		Nieve envejecida	
	INAN	INRN	INAN	INRN
0	0.096	0.088	0.293	0.270
10	0.093	0.087	0.283	0.268
50	0.087	0.084	0.265	0.259
100	0.082	0.081	0.251	0.250
300	0.071	0.073	0.217	0.225
500	0.063	0.068	0.194	0.208
1000	0.050	0.058	0.155	0.177
5000	0.004	0.023	0.027	0.077
10000	-0.022	0.004	-0.033	0.030

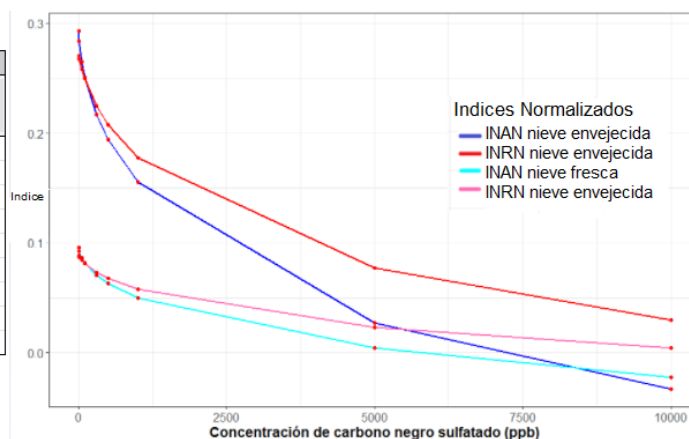


Figura 6.12: Variaciones del INRN con respecto al aumento de concentraciones de carbono negro sulfatado (ppb).

negro sulfatado son menores que los obtenidos para nieve con presencia de carbono negro sin recubrimiento. Las variaciones se presentan a partir del segundo o tercer decimal, cayendo dentro del error de medición de instrumentos de sensado remoto disponibles en la actualidad. Por ejemplo, a una concentración de 50 ppb de carbono negro sin recubrimiento en nieve envejecida el INRN es de 0.262, en cambio, la simulación con iguales parámetros a excepción de presentar carbono negro sulfatado es de 0.258.

La importancia de identificar si la nieve es fresca o se encuentra envejecida se puede verificar observando los valores obtenidos para los índices tanto para CN sin recubrimiento o sulfatado. Altas concentraciones de CN en nieve envejecida presentan valores de los índices INAN e INRN similares a los resultados obtenidos para nieve fresca. Si bien los resultados obtenidos se encuentran dentro del rango de error de medición del sensor, para instrumentos más precisos se pueden considerar estas variaciones para determinar la presencia de CN en nieve.

6.1.2.2. Carbono Marrón

Dado que en el simulador online SNICAR se puede discernir entre carbono marrón sin recubrimiento (uncoated) y sulfatado (sulfated), a continuación se presentarán los resultados diferenciados para ambos tipos de partículas.

Las Figuras 6.13 y 6.14 muestran las respuestas espectrales combinadas de nieve fresca y envejecida, conjuntamente con variaciones de las mismas en función de diferentes concentraciones de carbono marrón sin recubrimiento y sulfatado. Las líneas sólidas color verde muestran la variación de la nieve fresca con contenidos de carbono marrón de 10, 100 y 1000 ppb. Dichas concentraciones de impureza también fueron utilizadas para simular la respuesta ante las mismas de la nieve envejecida con líneas intermitentes color azul.

Se puede establecer que el carbono marrón ya sea sin recubrimiento como sulfatado, afecta mayoritariamente el rango visible, y que a partir del máximo de la función, el impacto de las partículas tanto para la nieve fresca como en la nieve envejecida, es despreciable. Dicho máximo se desplaza hacia longitudes de onda más largas a medida que se incrementa la concentración de carbono marrón. Por ejemplo, en nieve fresca, para una concentración de

carbono marrón sin recubrimiento de 10 ppb, el máximo para nieve fresca es de 0.993 en la longitud de onda de $0.445 \mu\text{m}$. Si se incrementa la concentración de CM a 1000 ppb, el máximo de la función en nieve fresca es de 0.988 en la longitud de onda de $0.525 \mu\text{m}$. En nieve envejecida, para una concentración de carbono marrón sin recubrimiento de 10 ppb, el máximo para nieve fresca es de 0.979 en la longitud de onda de $0.445 \mu\text{m}$. Si se incrementa la concentración de CM a 1000 ppb, el máximo de la función en nieve envejecida es de 0.935 en la longitud de onda de $0.625 \mu\text{m}$.

El carbono marrón sulfatado sigue la misma tendencia, con la diferencia de que presenta un impacto levemente mayor sobre la reducción de albedo que el carbono marrón sin recubrimiento. Por ejemplo, para una concentración de carbono marrón sin recubrimiento de 10 ppb, la máxima reflectancia para nieve fresca es de 0.992 en la longitud de onda de $0.445 \mu\text{m}$ y para nieve envejecida la máxima reflectancia es de 0.977 a los $0.455 \mu\text{m}$. Para una concentración de 1000 ppb, el máximo para nieve fresca es de 0.977 en la longitud de onda de $0.645 \mu\text{m}$ y para nieve envejecida el máximo es de 0.932 en la longitud de onda de $0.645 \mu\text{m}$.

En el rango comprendido entre las longitudes de onda de $0.205 \mu\text{m}$ y $0.505 \mu\text{m}$ aproximadamente, la curva simulada para tamaño de grano: $100 \mu\text{m}$ y carbono marrón: 100 ppb se superpone con la respuesta simulada para la nieve envejecida pura y para la respuesta simulada de tamaño de grano: $1000 \mu\text{m}$ y carbono marrón: 10 ppb. De manera similar ocurre para la respuesta simulada para tamaño de grano: $100 \mu\text{m}$ y carbono marrón: 1000 ppb y tamaño de grano: $1000 \mu\text{m}$ y carbono marrón: 100 ppb. Es por ello que estimar la concentración de carbono marrón mediante el análisis de la respuesta espectral de la nieve es ambiguo y requiere el uso de información complementaria como lo es el tamaño de grano de nieve.

Para analizar la reducción del albedo debido a la concentración de carbono marrón sin recubrimiento y sulfatado en nieve fresca se calcularon los porcentajes de reducción de albedo sobre el total, el cual hace referencia a un cuerpo nivo con tamaño de grano de $100 \mu\text{m}$ y nula concentración de carbono marrón. En la Fig. 6.15 se presenta un diagrama de barras representando los resultados obtenidos, los cuales son complementarios a los datos presentados en la Tabla 6.4. La Fig. 6.15 a) muestra los resultados obtenidos para nieve fresca afectada con carbono marrón sin recubrimiento, mientras que la Fig. 6.15 b) muestra los resultados de la reducción de albedo de nieve fresca debido a la presencia de carbono marrón sulfatado.

En los gráficos se puede evidenciar que se requieren concentraciones mayores a 5000 ppb de carbono marrón para que el albedo de la banda azul se reduzca a un 93.14% y 91.78%, para carbono marrón sin recubrimiento y sulfatado respectivamente. Tal como se puede apreciar en la Tabla 6.4, la segunda banda con reducción de albedo debido a la presencia de CM es la roja, aunque los porcentajes de reducción no superan el 1.08% y 1.49% para CM sin recubrimiento y sulfatado respectivamente. Es por ello que a la reducción del albedo en la banda $0.665 \mu\text{m}$, conjuntamente con aquellos valores de albedo obtenidos para las bandas del NIR y SWIR se los consideró dentro del rango de error del sensor, por lo tanto son valores despreciables a esta escala de análisis.

Adicionalmente, se puede evidenciar que las concentraciones de carbono marrón sulfatado en nieve fresca aumentan la reflectancia de las bandas del NIR y SWIR a partir de concentraciones de CM sulfatado mayores o iguales a 1000 ppb hasta un 0.06%. Sin embargo, hay que tener en cuenta que los porcentajes se calculan en base al máximo de reflectancia obtenido con los parámetros de grano de nieve de $100 \mu\text{m}$ y presencia nula de carbono marrón, valor

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

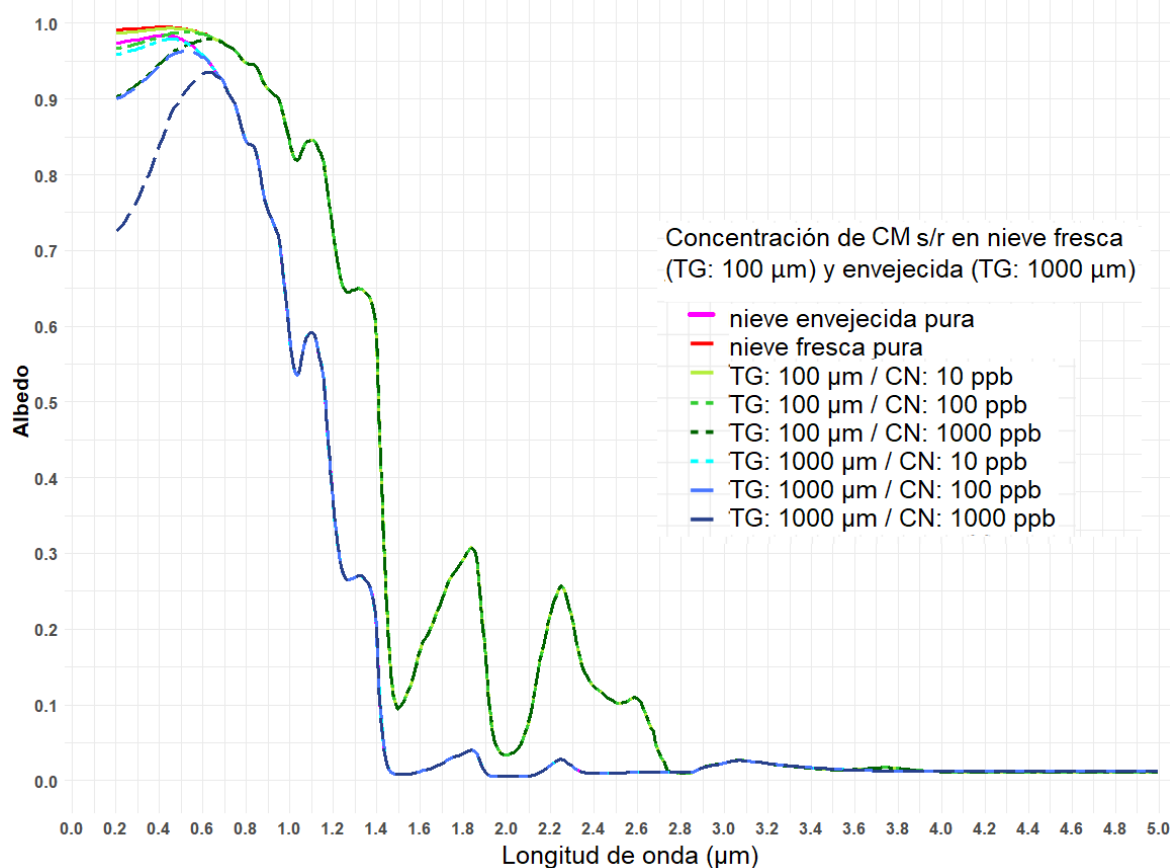


Figura 6.13: Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón (CM) sin recubrimiento (s/r) en nieve fresca (TG:100µm) y envejecida (TG: 1000µm). Donde TG es tamaño de grano (µm).

que para la banda 2.205 µm es de 0.22. Las variaciones registradas de aumento de albedo se traducen en el quinto decimal.

De manera similar a lo realizado para analizar la reducción del albedo por carbono marrón en nieve fresca se llevó a cabo para analizar el impacto en el albedo debido a la concentración de carbono marrón sin recubrimiento y sulfatado en nieve envejecida. En la Fig. 6.16 se presenta un diagrama de barras representando los resultados obtenidos, los cuales son complementarios a los datos presentados en la Tabla 6.5. La Fig. 6.16 a) muestra los resultados obtenidos para nieve envejecida afectada con carbono marrón sin recubrimiento, mientras que la Fig. 6.16 b) muestra los resultados de la reducción de albedo de nieve envejecida debido a la presencia de carbono marrón sulfatado.

La Fig. 6.16 a) presenta un comportamiento similar al expuesto sobre nieve fresca afectada por carbono marrón sin recubrimiento, con la diferencia de que el porcentaje de reducción de albedo sobre nieve envejecida es mayor, es decir, el carbono marrón, al igual que el carbono negro, refuerza el efecto de reducción de albedo que caracteriza la nieve envejecida. Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente, donde el porcentaje de reflectancia de la banda azul con 300 ppb de carbono marrón sin recubrimiento en nieve fresca era de 98.63 %, en el caso de nieve envejecida el porcentaje se reduce a 95.75 %. El mínimo valor de reflectancia obtenido en las simulaciones de nieve fresca se encontraron para la banda 0.454 µm a una concentración de 10000 ppb de carbono marrón sulfatado (88.44 %), valor similar al obtenido

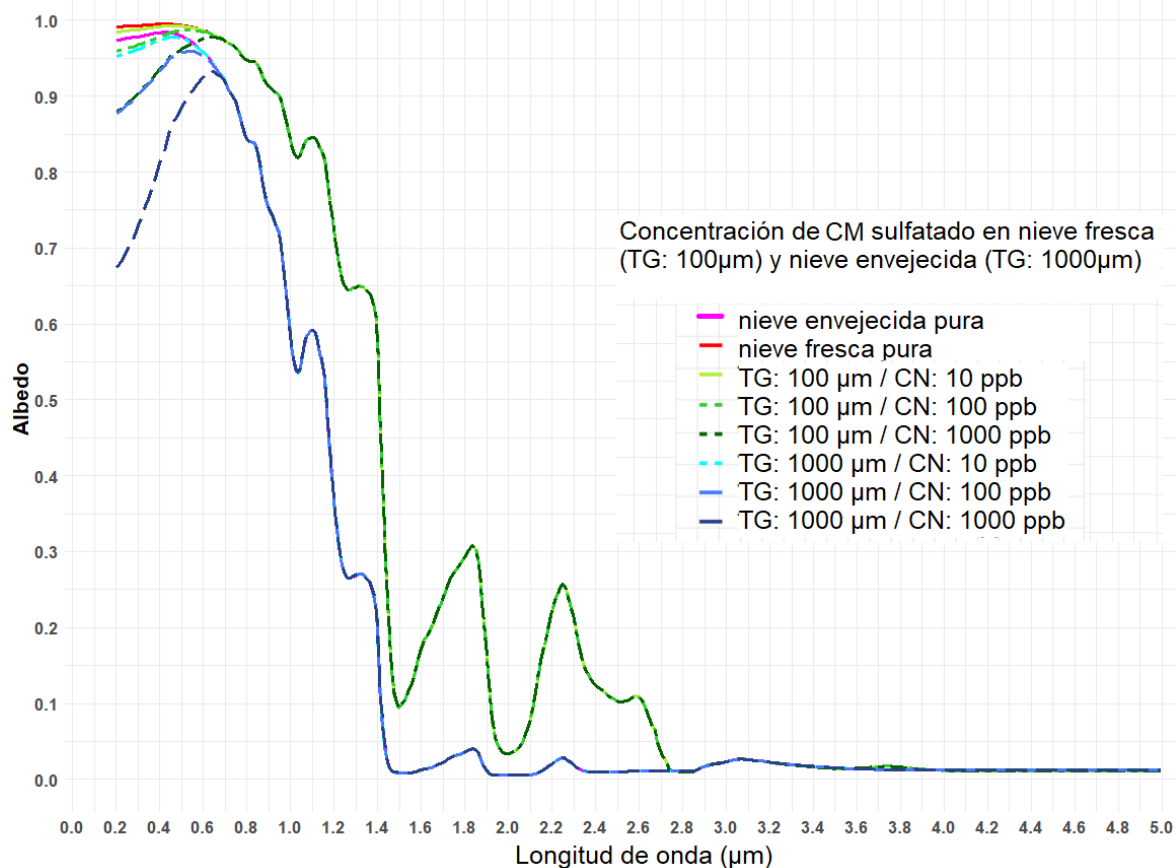


Figura 6.14: Comparación entre diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón (CM) sulfatado en nieve fresca (TG:100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG es tamaño de grano (μm).

en este caso a una concentración de 1000 ppb.

Para el caso de la presencia de carbono marrón sulfatado en nieve envejecida, se puede observar una tendencia similar a la mencionada para nieve envejecida con presencia de carbono marrón sin recubrimiento. Es importante notar que al igual que la nieve fresca, en la nieve envejecida, el impacto del carbono marrón sulfatado sobre el cuerpo nívico es mayor que para las simulaciones obtenidas de carbono marrón sin recubrimiento.

En la Tabla 6.5 se puede evidenciar que las concentraciones de carbono marrón sin recubrimiento en nieve envejecida aumentan la reflectancia de las bandas del NIR y SWIR a partir de concentraciones de CM mayores o iguales a 300 ppb. Adicionalmente, se observa la misma tendencia en las simulaciones realizadas para carbono marrón sulfatado, con la excepción de que el aumento de albedo se produce en las bandas del NIR y SWIR a partir de concentraciones mayores a 50 ppb.

Sin embargo, hay que tener en cuenta que los porcentajes se calculan en base al máximo de reflectancia obtenido con los parámetros de grano de nieve de 1000 μm y presencia nula de carbono marrón, valor que para la banda 2.205 μm de carbono marrón sulfatado es de 0.02105. Las variaciones registradas de aumento de albedo se traducen en el cuarto o quinto decimal.

En la Fig.6.17 se puede evidenciar los resultados de calcular la pendiente del rango visible

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

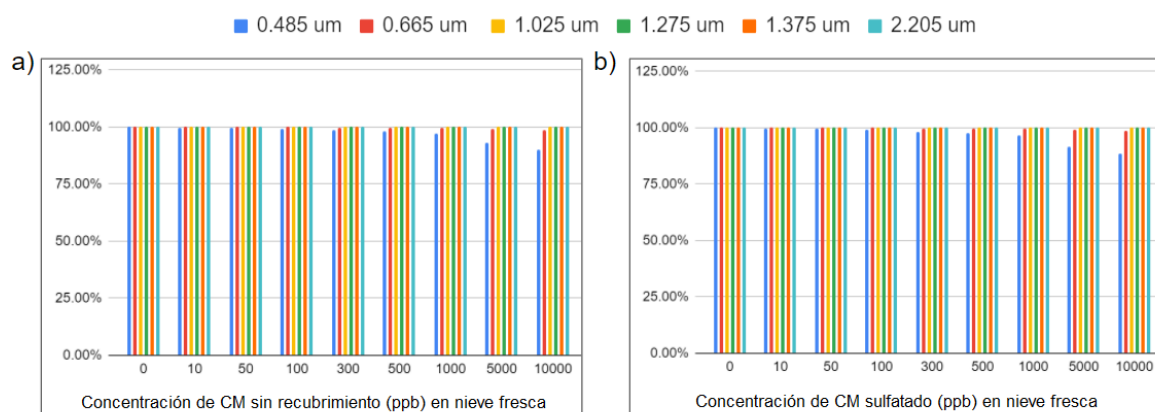


Figura 6.15: Disminución del albedo de nieve fresca (%) según la concentración de carbono marrón (ppb), en diferentes longitudes de onda (μm). a) Carbono marrón sin recubrimiento (nieve fresca). b) Carbono marrón sulfatado (nieve fresca).

Tabla 6.4: Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón sin recubrimiento (CM s/rec.) y carbono marrón sulfatado (CM sulf.) en nieve fresca.

Nieve Fresca			Concentración de carbono marrón (ppb)								
			0	10	50	100	300	500	1000	5000	10000
CM s/rec.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00 %	99.91 %	99.63 %	99.36 %	98.63 %	98.11 %	97.15 %	93.14 %	90.24 %
		0.665 μm	100.00 %	100.00 %	99.99 %	99.99 %	99.96 %	99.93 %	99.87 %	99.41 %	98.92 %
		1.025 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	99.99 %	99.99 %
		1.275 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %
		1.375 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %
		2.205 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %
CM sulf.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00 %	99.87 %	99.50 %	99.17 %	98.28 %	97.66 %	96.50 %	91.78 %	88.44 %
		0.665 μm	100.00 %	100.00 %	99.99 %	99.98 %	99.94 %	99.91 %	99.82 %	99.20 %	98.59 %
		1.025 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.02 %	100.03 %
		1.275 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.01 %	100.03 %	100.06 %
		1.375 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.01 %	100.03 %	100.05 %
		2.205 μm	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.02 %	100.03 %

para diferentes concentraciones de carbono marrón sin recubrimiento, tanto para la nieve fresca (tamaño de grano: 100 μm) como para la nieve envejecida (tamaño de grano: 1000 μm).

Hasta los 300 ppb, las pendientes en ambos casos presentan valores negativos, siendo menores aquellos obtenidos para la nieve envejecida. Sin embargo, a partir de concentraciones de 500 ppb de carbono marrón sin recubrimiento, la pendiente no solo adquiere valores positivos sino que la nieve envejecida adquiere valores mayores que los obtenidos para nieve fresca con igual concentración de impurezas. Por ejemplo para una concentración de carbono marrón sin recubrimiento de 1000 ppb, la pendiente de nieve fresca equivale a 0.064 mientras que para la nieve envejecida la pendiente es 0.193.

Comparativamente, las pendientes calculadas para el rango visible de un cuerpo nívico con presencia de carbono marrón sin recubrimiento hasta una concentración de 500 ppb, son menores que aquellas obtenidas para las mismas concentraciones pero de carbono negro sin recubrimiento. A partir de los 1000 ppb, dicha tendencia se invierte, obteniendo valores de pendiente mayor aquellos calculados para nieve con presencia de carbono marrón.

En la Fig. 6.18 se muestran los resultados de aplicar la misma metodología mencionada, para analizar la pendiente del rango visible, en este caso para diferentes concentraciones

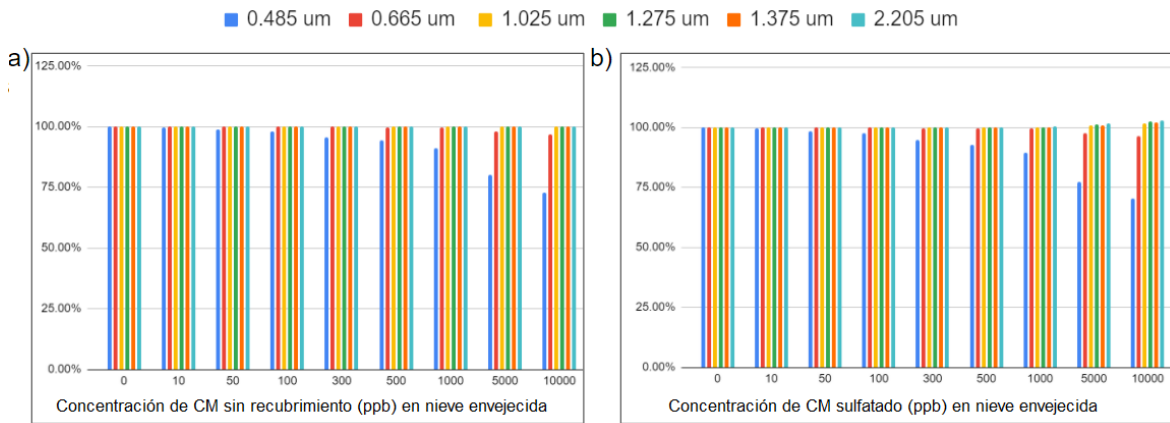


Figura 6.16: Disminución del albedo de nieve envejecida (%) según la concentración de carbono marrón (ppb), en diferentes longitudes de onda (μm). a) Carbono marrón sin recubrimiento (nieve envejecida). b) Carbono marrón sulfatado (nieve envejecida).

Tabla 6.5: Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppb) de carbono marrón sin recubrimiento (CM s/rec.) y carbono marrón sulfatado (CM sulf.) en nieve envejecida.

Nieve Envejecida			Concentración de carbono marrón (ppb)								
			0	10	50	100	300	500	1000	5000	10000
CM s/rec.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00%	99.72%	98.84%	98.01%	95.75%	94.17%	91.29%	80.09%	72.84%
		0.665 μm	100.00%	100.00%	99.98%	99.96%	99.87%	99.79%	99.58%	98.15%	96.69%
		1.025 μm	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%	100.01%	100.01%	100.06%	100.13%
		1.275 μm	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%	100.01%	100.01%	100.02%	100.10%
		1.375 μm	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%	100.01%	100.02%	100.08%	100.16%
CM sulf.	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00%	99.61%	98.45%	97.42%	94.69%	92.82%	89.48%	77.39%	70.51%
		0.665 μm	100.00%	99.99%	99.97%	99.94%	99.83%	99.72%	99.46%	97.76%	96.23%
		1.025 μm	100.00%	100.00%	100.01%	100.02%	100.05%	100.09%	100.18%	100.88%	101.72%
		1.275 μm	100.00%	100.00%	100.01%	100.02%	100.07%	100.12%	100.24%	101.18%	102.34%
		1.375 μm	100.00%	100.00%	100.01%	100.02%	100.06%	100.10%	100.20%	100.97%	101.93%
		2.205 μm	100.00%	100.00%	100.01%	100.03%	100.09%	100.15%	100.29%	101.48%	102.96%

de carbono marrón sulfatado. Hasta los 100 ppb, las pendientes en ambos casos presentan valores negativos, siendo menores aquellos obtenidos para la nieve envejecida. A partir de los 300 ppb las pendientes adquieren valores positivos y la nieve envejecida valores mayores que aquellos obtenidos por la nieve fresca.

Comparativamente, los valores de la pendiente para nieve con presencia de carbono marrón sulfatado son mayores que los simulados para nieve fresca con carbono marrón sin recubrimiento, lo cual enfatiza los resultados observados en el diagrama de barras.

De igual manera que lo mencionado para la comparación entre carbono marrón y negro sulfatado para nieve fresca, las pendientes calculadas para el rango visible de un cuerpo níveo con presencia de carbono marrón sulfatado hasta una concentración de 500 ppb, son menores que aquellas obtenidas para las mismas concentraciones pero de carbono negro sulfatado. A partir de los 1000 ppb, dicha tendencia se invierte, obteniendo valores de pendiente mayor aquellos calculados para nieve con presencia de carbono marrón.

De utilizar la pendiente del rango visible como medio para determinar la presencia de impurezas, se puede trazar un umbral tanto para nieve fresca como envejecida donde aquellos valores iguales o mayores a 0 se considere cuerpos níveos con alta carga de impurezas (ma-

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

Concentración de CM sin recubrimiento (ppb)	Pendiente en el rango visible Nieve Fresca	Pendiente en el rango visible Nieve Envejecida
0	-0.086	-0.261
10	-0.081	-0.246
50	-0.066	-0.198
100	-0.052	-0.154
300	-0.013	-0.036
500	0.014	0.046
1000	0.064	0.193
5000	0.260	0.728
10000	0.394	1.047

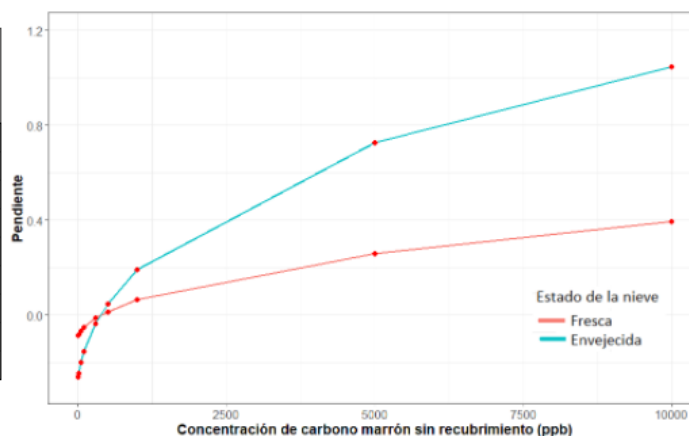


Figura 6.17: Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono marrón sin recubrimiento (ppb).

Concentración de CM sulfatado (ppb)	Pendiente en el rango visible Nieve Fresca	Pendiente en el rango visible Nieve Envejecida
0	-0.086	-0.261
10	-0.079	-0.240
50	-0.059	-0.178
100	-0.041	-0.123
300	0.006	0.020
500	0.038	0.116
1000	0.097	0.285
5000	0.324	0.855
10000	0.476	1.151

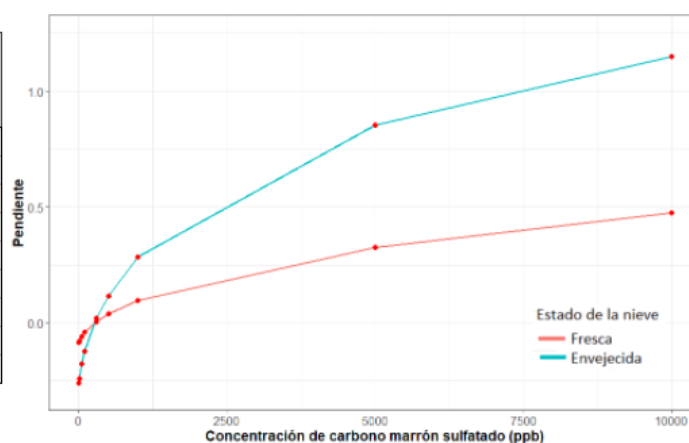


Figura 6.18: Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de carbono marrón sulfatado (ppb).

yor a 500 ppb).

Las Figuras 6.19 y 6.20 muestran los resultados obtenidos de los índices INAN e INRN para diferentes concentraciones de carbono marrón (sin recubrimiento y sulfatado) para nieve fresca y envejecida.

En ambos gráficos se puede observar la misma tendencia de las curvas, en la que los deltas calculados para la nieve envejecida son mayores que para la nieve fresca.

La curva representada por los resultados del índice INRN, presenta un comportamiento prácticamente lineal y constante, con un rango para la nieve fresca de entre 0.088 y 0.082 para el carbono marrón sin recubrimiento y un rango entre 0.088 y 0.081 para el carbono negro sulfatado. El rango de INRN para nieve envejecida con concentraciones de carbono marrón sin recubrimiento varía entre 0.270 y 0.254, mientras que para nieve envejecida con carbono marrón sulfatado, el rango de INRN varía entre 0.270 y 0.244.

Las curvas del índice INAN, para nieve fresca tanto en presencia de carbono marrón sin recubrimiento y sulfatado, también presentan un comportamiento prácticamente lineal y constante. En la Fig. 6.19 se puede observar que hasta una concentración de CM sin recubrimiento

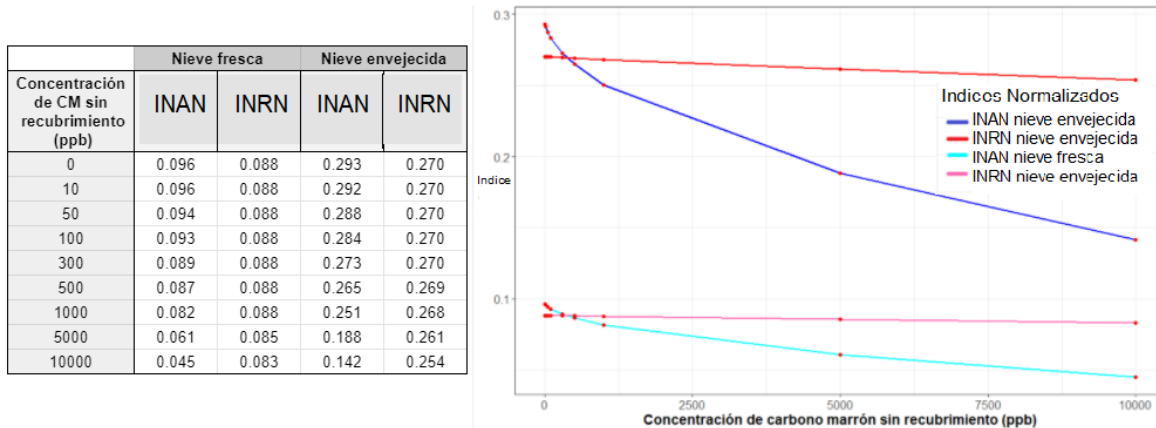


Figura 6.19: Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de carbono marrón sin recubrimiento (ppb).

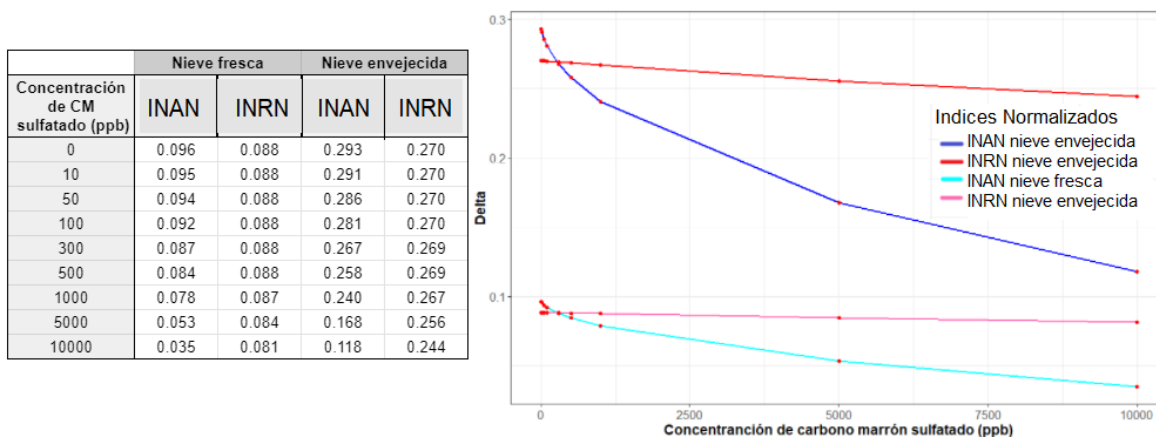


Figura 6.20: Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de carbono marrón sulfatado (ppb).

de 300 ppb, los valores obtenidos de INAN son mayores que para el INRN en nieve fresca. El rango de valores obtenidos para el INAN es de 0.096 a 0.045 para nieve fresca en presencia de carbono marrón sin recubrimiento. Lo mismo ocurre con los índices calculados para cuerpos nivosos en presencia de carbono marrón sulfatado (Fig. 6.20). El rango de valores obtenidos para el INAN es de 0.096 a 0.034 para nieve fresca en presencia de carbono marrón sulfatado.

Para ambos tipos de carbono marrón, la curva con mayor amplitud en rango es la obtenida de calcular el INAN para nieve envejecida. Para CM sin recubrimiento el rango varía entre 0.292 y 0.141, mientras que para el CM sulfatado el rango varía entre 0.292 y 0.117

Debido al acotado rango entre de valores obtenidos para los deltas calculados para carbono marrón, es que no se ha podido establecer un umbral de detección de la presencia de dichas impurezas utilizando los índices normalizados INAN e INRN.

6.1.2.3. Polvo

La Fig. 6.21 muestra las respuestas espectrales combinadas de nieve fresca y envejecida, conjuntamente con variaciones de las mismas en función de diferentes tamaños de grano de polvo. Para todos los casos, la concentración de polvo es de 50 ppm, según lo establecido en [76] y [77].

Las líneas sólidas color verde muestran la variación de la nieve fresca con contenidos de polvo para los tamaños de grano de polvo 1 (0.1 a 1.0 μm), 3 (2.5 a 5.0 μm) y 5 (10.0 a 100.0 μm). Dichos tamaños de grano de polvo también fueron utilizados para simular la respuesta ante las mismas de la nieve envejecida con líneas intermitentes color azul.

Se puede establecer que las partículas de polvo, afectan mayoritariamente el rango visible. Adicionalmente, se puede observar que tanto para la nieve fresca como envejecida, el impacto en el albedo de las impurezas es mayor, mientras menor tamaño de grano posea el polvo.

La Fig. 6.22 muestra las respuestas espectrales combinadas de nieve fresca y envejecida, conjuntamente con variaciones en la concentración de polvo con un tamaño de grano 3 (2.5 a 5.0 μm). De la misma manera que la Fig. 6.21, las curvas verdes representan la variación de albedo sobre nieve fresca, mientras que las curvas azules sobre la nieve envejecida. Se puede observar que a idénticas concentraciones de polvo, el albedo de la nieve envejecida se reduce de una manera significativa en comparación con el albedo afectado en nieve fresca.

Para concentraciones menores a 500 ppm para el tamaño de grano 3, el impacto sobre el albedo de nieve pura tanto fresca como envejecida se vuelve despreciable a partir de los 1.0 μm . Sin embargo, a concentraciones mayores a 500 ppm para nieve envejecida, el albedo aumenta a partir de la longitud de onda 1.0 μm .

En el rango comprendido entre las longitudes de onda de 0.205 μm y 0.605 μm aproximadamente, la curva simulada para tamaño de grano de nieve: 100 μm y polvo: 50 ppm se superpone con la respuesta simulada para tamaño de grano de nieve: 1000 μm y polvo: 5 ppm. De manera similar ocurre para la respuesta simulada para tamaño de grano de nieve: 100 μm y polvo: 500 ppm y tamaño de grano de nieve: 1000 μm y polvo: 50 ppm.

Es por ello que estimar la presencia y concentración de polvo mediante el análisis de la respuesta espectral de la nieve es ambiguo y requiere el uso de información complementaria como lo es el tamaño de grano de nieve, o estado de la nieve (fresca o en fusión).

Para analizar la reducción del albedo debido a la concentración de polvo tamaño de grano 3 en nieve fresca y envejecida se calcularon los porcentajes de reducción de albedo sobre el total, el cual hace referencia a un cuerpo nívico con tamaño de grano de 100 μm o 1000 μm (para nieve fresca y envejecida respectivamente) y nula concentración de polvo. En la Fig. 6.23 se presenta un diagrama de barras representando los resultados obtenidos, los cuales son complementarios a los datos presentados en la Tabla 6.6. La Fig. 6.23 a) muestra los resultados obtenidos para nieve fresca afectada con polvo, mientras que la Fig. 6.23 b) muestra los resultados de la reducción de albedo de nieve envejecida.

En los gráficos se puede evidenciar que las bandas del rango visible, especialmente la banda azul, presentan mayores reducciones en albedo debido a la presencia de polvo. Por ejemplo en la nieve fresca, dicha banda presenta una disminución del 5.11 % con una concentración de 50 ppm, y una disminución de 12.22 % con una concentración de 500 ppm. La banda 0.665

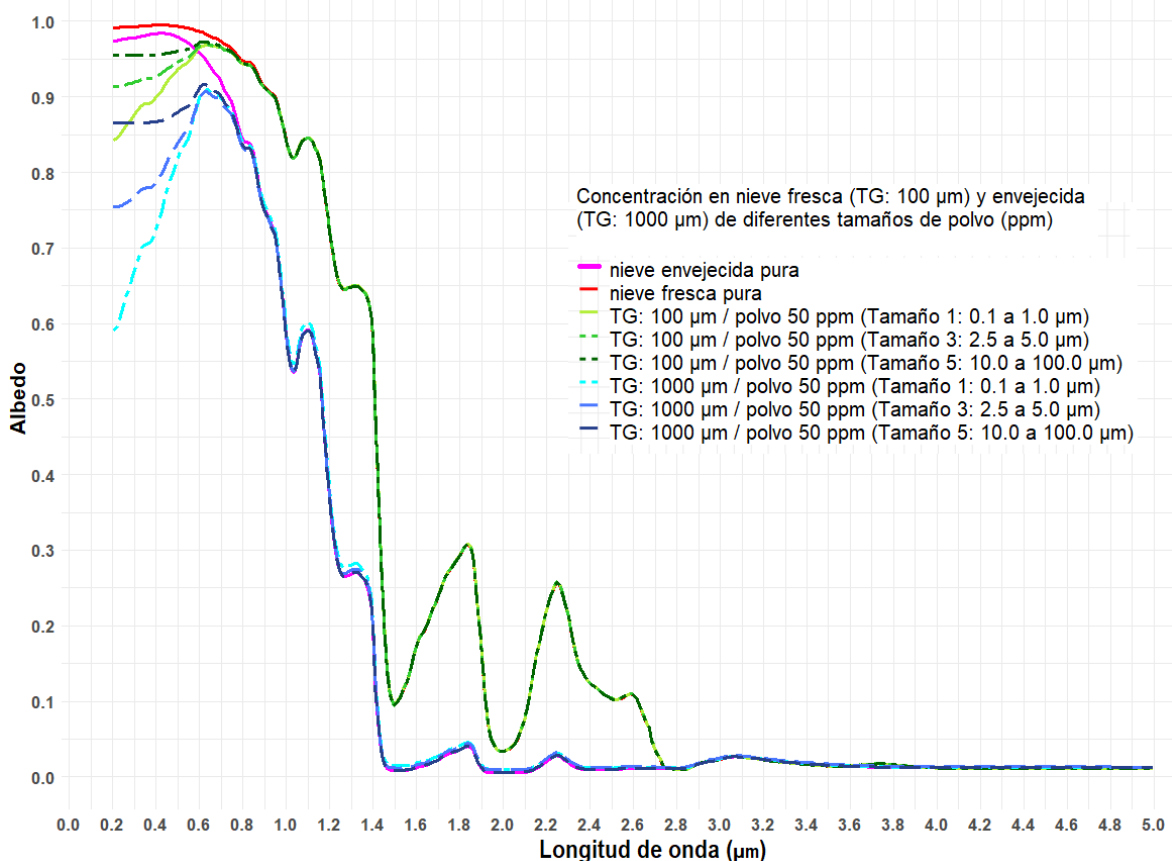


Figura 6.21: Comparación entre diferentes tamaños de grano de polvo a 50 ppm en nieve fresca (TG: 100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (μm).

μm y 1.025 μm también presentan reducción de albedo, pero en menores porcentajes que la banda azul. Para una concentración de 50 ppm el albedo de la banda roja se redujo un 1.15%, mientras que la banda en el NIR un 0.07% y un 5.88% y 0.66% para una concentración de 500 ppm respectivamente.

En la nieve envejecida, las únicas bandas que presentan disminución de albedo son la banda azul y roja. Como se mencionó anteriormente, los porcentajes de reducción de albedo en nieve envejecida debido a la presencia de polvo son mayores que aquellos resultados obtenidos a mismas concentraciones de polvo para nieve fresca. A manera de ejemplo, para la banda azul, el porcentaje de reducción de albedo de nieve fresca a una concentración de 100 ppm de polvo es de 7.35% mientras que para nieve envejecida el porcentaje aumenta a 21.27%.

Adicionalmente, se puede observar que para la nieve fresca, la longitud de onda de 1.275 μm presenta un incremento de albedo a partir de una concentración de polvo de 30 ppm, y que las longitudes de onda de 1.375 μm y 2.205 μm presentan un incremento a partir de concentraciones de 15 y 5 ppm respectivamente. Para la nieve fresca el valor máximo de albedo incrementado se obtuvo a los 500 ppm para la banda 2.205 μm con un valor de 0.230, siendo el valor de nieve fresca pura registrado de 0.205.

De la misma manera que el albedo de la nieve envejecida se ve más reducido por la presencia de impurezas, para las longitudes de onda de NIR y SWIR el albedo se incrementa con porcentajes mayores que los obtenidos para la nieve fresca. Para las simulaciones de nieve

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

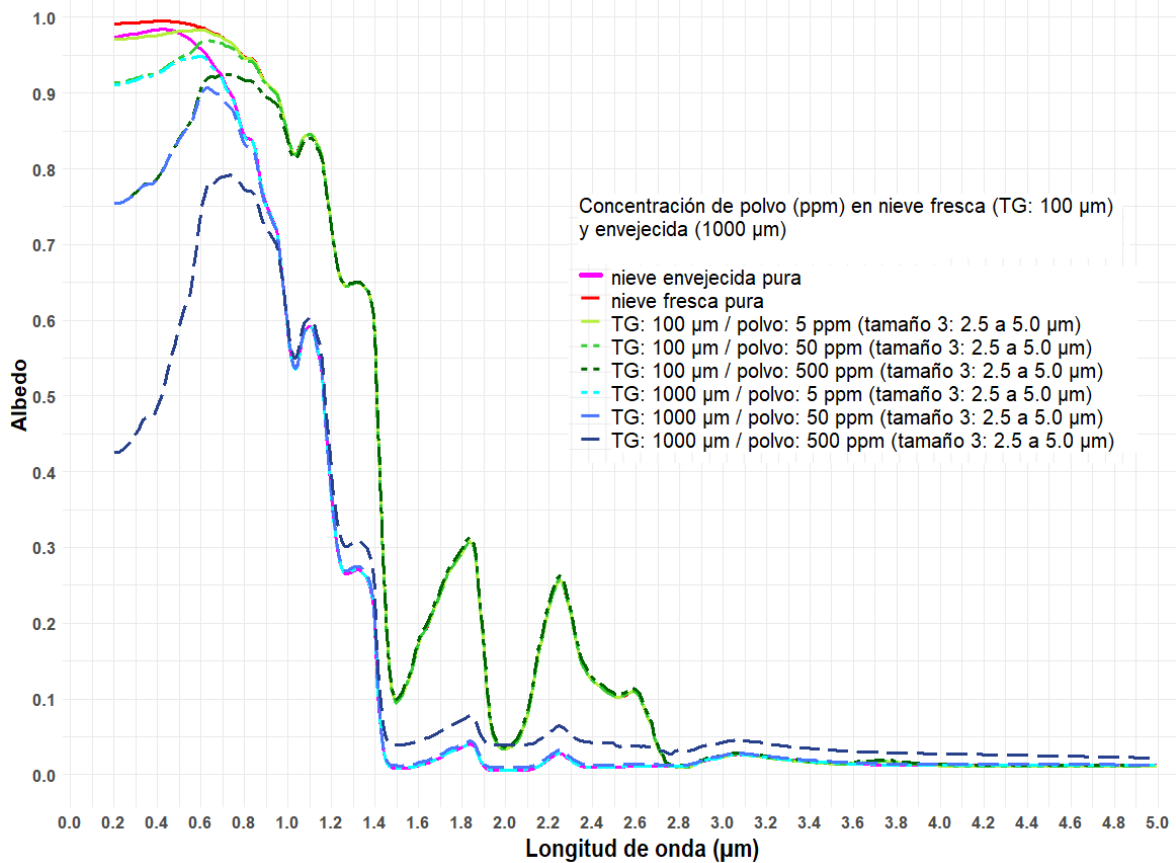


Figura 6.22: Comparación entre diferentes concentraciones de polvo (ppm) tamaño de grano 3 (2.5 a 5.0 µm) en nieve fresca (TG: 100µm) y envejecida (TG: 1000µm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (µm).

envejecida, a partir de la longitud de onda de 1.025 se aprecian incrementos en el albedo a concentraciones bajas de polvo, es decir 5 ppm. La banda que presenta mayores incrementos es la 2.205 µm, cuyos porcentajes de aumento varían entre 103.77% y 167.05% para concentraciones de 300 y 500 ppm respectivamente. A partir de los 30 ppm, prácticamente el mismo porcentaje de reducción obtenido en la banda azul, es aumentado en la banda del SWIR.

Este aumento en el albedo se debe a que, cuando el espesor de la capa formada por la acumulación de polvo excede una altura crítica, la misma actúa como una capa aislante y la tasa de fusión de la nieve es menor a los cuerpos nivosos sin presencia de polvo [52].

Además de analizar los porcentajes de reducción de albedo entre la respuesta simulada de un cuerpo nivo de nieve fresca y otro de nieve envejecida, en presencia de polvo, se calculó la pendiente del rango visible y los índices INAN e INRN.

En la Fig.6.24 se pueden evidenciar los resultados de calcular la pendiente en el rango visible para diferentes concentraciones de polvo (ppm), tanto para la nieve fresca como para la nieve envejecida.

Hasta los 5 ppm, es decir a muy bajas concentraciones de polvo, las pendientes en ambos casos presentan valores negativos, siendo menores aquellos obtenidos para la nieve envejecida. Sin embargo, con un progresivo aumento de la concentración de polvo, se puede evidenciar

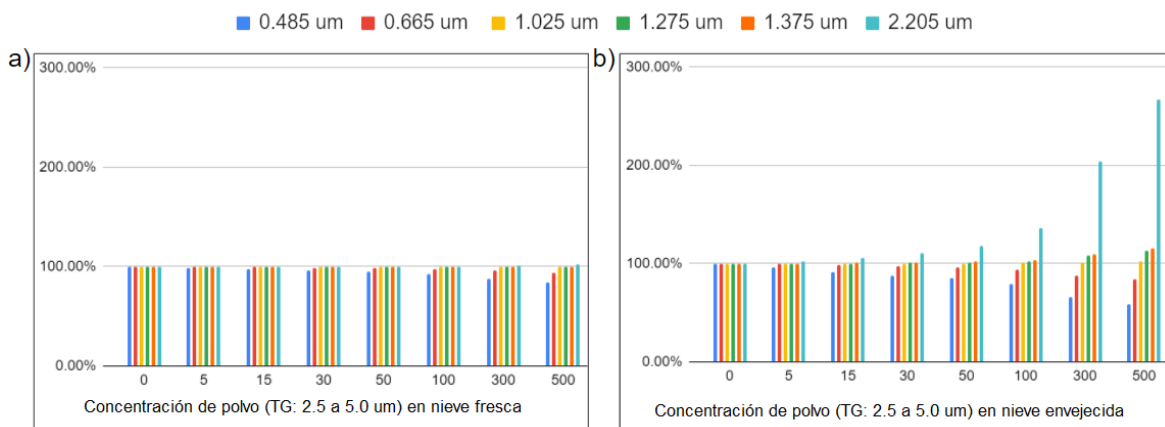


Figura 6.23: Cambios del albedo de nieve fresca (%) según la concentración de polvo (ppm) tamaño de grano 3, en diferentes longitudes de onda (μm) en nieve fresca (a) y nieve envejecida (b).

Tabla 6.6: Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones de polvo (ppm) en nieve fresca y envejecida.

Polvo tamaño de grano 3 (2.5 a 5.0 μm)			Concentración de polvo (ppm)								
			0	5	15	30	50	100	300	500	
Nieve fresca	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00%	98.68%	97.40%	96.13%	94.89%	92.65%	87.28%	83.78%	
		0.665 μm	100.00%	99.86%	99.60%	99.25%	98.85%	98.02%	95.73%	94.12%	
		1.025 μm	100.00%	99.99%	99.98%	99.96%	99.93%	99.86%	99.60%	99.34%	
		1.275 μm	100.00%	100.00%	100.00%	100.01%	100.02%	100.03%	100.09%	100.15%	
		1.375 μm	100.00%	100.00%	100.01%	100.02%	100.03%	100.06%	100.16%	100.27%	
		2.205 μm	100.00%	100.03%	100.08%	100.15%	100.25%	100.51%	101.51%	102.50%	
Nieve envejecida	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00%	95.88%	92.00%	88.31%	84.79%	78.73%	65.88%	58.73%	
		0.665 μm	100.00%	99.55%	98.73%	97.65%	96.42%	93.94%	87.66%	83.71%	
		1.025 μm	100.00%	100.03%	100.09%	100.18%	100.30%	100.59%	101.67%	102.63%	
		1.275 μm	100.00%	100.15%	100.44%	100.87%	101.45%	102.86%	108.20%	113.11%	
		1.375 μm	100.00%	100.18%	100.54%	101.07%	101.77%	103.50%	110.01%	115.96%	
		2.205 μm	100.00%	101.83%	105.48%	110.92%	118.13%	135.91%	203.77%	267.05%	

que la pendiente alcanza valores positivos y que los valores de la nieve envejecida en este caso son mayores que los de la nieve fresca. A medida que aumenta la concentración de polvo en nieve, aumenta la diferencia entre la pendiente obtenida para la nieve fresca y envejecida a mismas concentraciones de impurezas.

De utilizar la pendiente entre el rojo y el azul como medio para determinar la presencia de impurezas, tanto para nieve fresca como para nieve envejecida, se puede trazar un umbral donde aquellos valores iguales o mayores a 0 se considere cuerpos nivosos con presencia de polvo (mayor a 15 ppm).

La Fig. 6.25 muestra los resultados obtenidos de aplicar los índices normalizados para diferentes concentraciones de polvo (tamaño de grano 3) para nieve fresca y envejecida.

En ambos gráficos se puede observar la misma tendencia de las curvas, en la que los índices calculados para la nieve envejecida son mayores que para la nieve fresca, hasta concentraciones iguales o mayores que 300 ppm, donde el delta azul de nieve envejecida disminuye asemejándose a los valores adquiridos del delta azul para nieve fresca.

Para nieve fresca, el INRN obtiene valores superiores a 0.08 para concentraciones iguales o menores a 50 ppm. A mayores concentraciones el índice disminuye. De igual manera ocurre

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

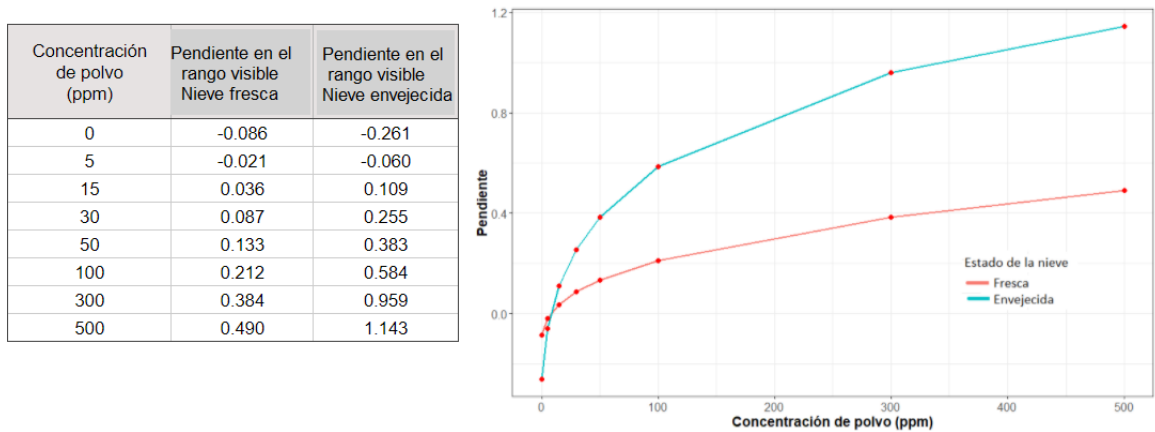


Figura 6.24: Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración de polvo (ppm) con tamaño de grano 3.

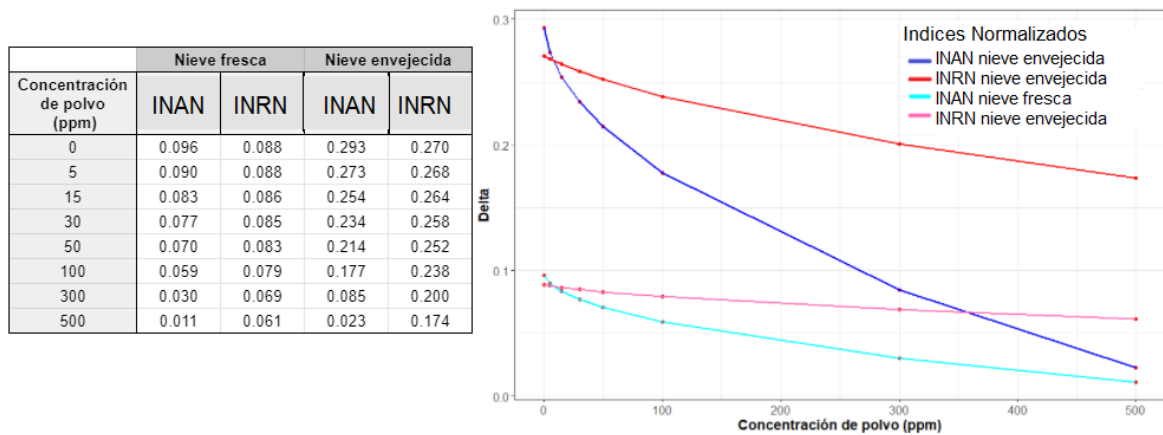


Figura 6.25: Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de polvo (ppm).

para el INAN, donde se obtienen valores superiores a 0.07 a concentraciones menores o iguales a 50 ppm, y luego dicho valor disminuye al aumentar la concentración de polvo en el cuerpo nívoo.

Para la nieve envejecida, el INRN obtiene valores superiores a 0.25 para concentraciones iguales o menores a 50 ppm. A mayores concentraciones el índice disminuye. De igual manera ocurre para el INAN, donde se obtienen valores superiores a 0.21 a concentraciones menores o iguales a 50 ppm, y luego dicho valor disminuye al aumentar la concentración de polvo en el cuerpo nívoo.

A partir de la Fig. 6.25 se puede observar la importancia de detectar polvo en nieve envejecida, ya que los cambios son mucho mayores en relación a lo esperado para nieve fresca.

6.1.2.4. Ceniza Volcánica

La Fig. 6.26 muestra las respuestas espectrales combinadas de nieve fresca y envejecida, conjuntamente con variaciones de las mismas en función de diferentes tamaños de ceniza volcánica. Para todos los casos, la concentración de ceniza es de 50 ppm, según las observa-

ciones presentadas en [52] y [54].

Las líneas sólidas color verde muestran la variación de la nieve fresca con contenidos de ceniza para los tamaños de grano de ceniza 1 (0.1 a 1.0 μm), 3 (2.5 a 5.0 μm) y 5 (10.0 a 100.0 μm). Dichos tamaños de partícula de ceniza también fueron utilizadas para simular la respuesta de la nieve envejecida con líneas intermitentes color azul.

Se puede establecer que las partículas de cenizas, afectan mayoritariamente el rango visible. Adicionalmente, se puede establecer que tanto para la nieve fresca como envejecida, el impacto en el albedo de las impurezas es mayor, mientras menor tamaño de grano posea la ceniza. En este sentido, se puede observar que los tamaños de partículas de cenizas volcánicas número 5 (10.0 a 100.0 μm) para tamaños de grano de nieve de 100 μm y 1000 μm presentan curvas similares a la de nieve fresca y envejecida respectivamente.

La Fig. 6.27 muestra las respuestas espectrales combinadas de nieve fresca y envejecida, conjuntamente con variaciones en la concentración de ceniza con un tamaño de grano 3 (2.5 a 5.0 μm). De la misma manera que la Fig. 6.26, las curvas verdes representan la variación de albedo sobre nieve fresca, mientras que las curvas azules sobre la nieve envejecida. Se puede observar que a idénticas concentraciones de ceniza, el albedo de la nieve envejecida se reduce de una manera significativa comparativamente con el albedo afectado en nieve fresca.

Para concentraciones menores a 500 ppm para el tamaño de grano 3, el impacto sobre el albedo de nieve pura tanto fresca como envejecida se vuelve despreciable a partir de los 1.25 μm . Sin embargo, a concentraciones mayores a 500 ppm para nieve envejecida, el albedo aumenta a partir de dicha longitud.

En el rango comprendido entre las longitudes de onda de 0.205 μm y 0.505 μm aproximadamente, la curva simulada para tamaño de grano de nieve: 100 μm y ceniza: 50 ppm se superpone con la respuesta simulada para tamaño de grano de nieve: 1000 μm y ceniza: 5 ppm. De manera similar ocurre para la respuesta simulada para tamaño de grano de nieve: 100 μm y ceniza: 500 ppm y tamaño de grano de nieve: 1000 μm y ceniza: 50 ppm.

Estimar la presencia y concentración de ceniza mediante el análisis de la respuesta espectral de la nieve es ambiguo y requiere el uso de información complementaria como lo es el tamaño de grano de nieve o el estado de la nieve en el momento de medición.

Para analizar la reducción del albedo debido a la concentración de ceniza tamaño de grano 3 en nieve fresca y envejecida se calcularon los porcentajes de reducción de albedo sobre el total, el cual hace referencia a un cuerpo nívico con tamaño de grano de 100 μm o 1000 μm (para nieve fresca y envejecida respectivamente) y nula concentración de ceniza. En la Fig. 6.28 se presenta un diagrama de barras representando los resultados obtenidos, los cuales son complementarios a los datos presentados en la Tabla 6.7. La Fig. 6.28 a) muestra los resultados obtenidos para nieve fresca afectada con ceniza, mientras que la Fig. 6.28 b) muestra los resultados de la reducción de albedo de nieve envejecida.

En los gráficos se puede evidenciar que las bandas del rango visible, especialmente las bandas azul y roja, presentan mayores reducciones en albedo debido a la presencia de cenizas. Por ejemplo en la nieve fresca, la banda azul presenta una disminución del 4.7% con una concentración de 50 ppm, y una disminución de 15.07% con una concentración de 500 ppm. Las bandas roja (0.665 μm) y NIR (1.025 μm) también presentan reducción de albedo, pero en menores porcentajes que la banda azul. Para una concentración de 50 ppm el albedo de la banda roja se redujo un 2.88%, mientras que la banda en el NIR un 0.45% y un 11.72% y

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

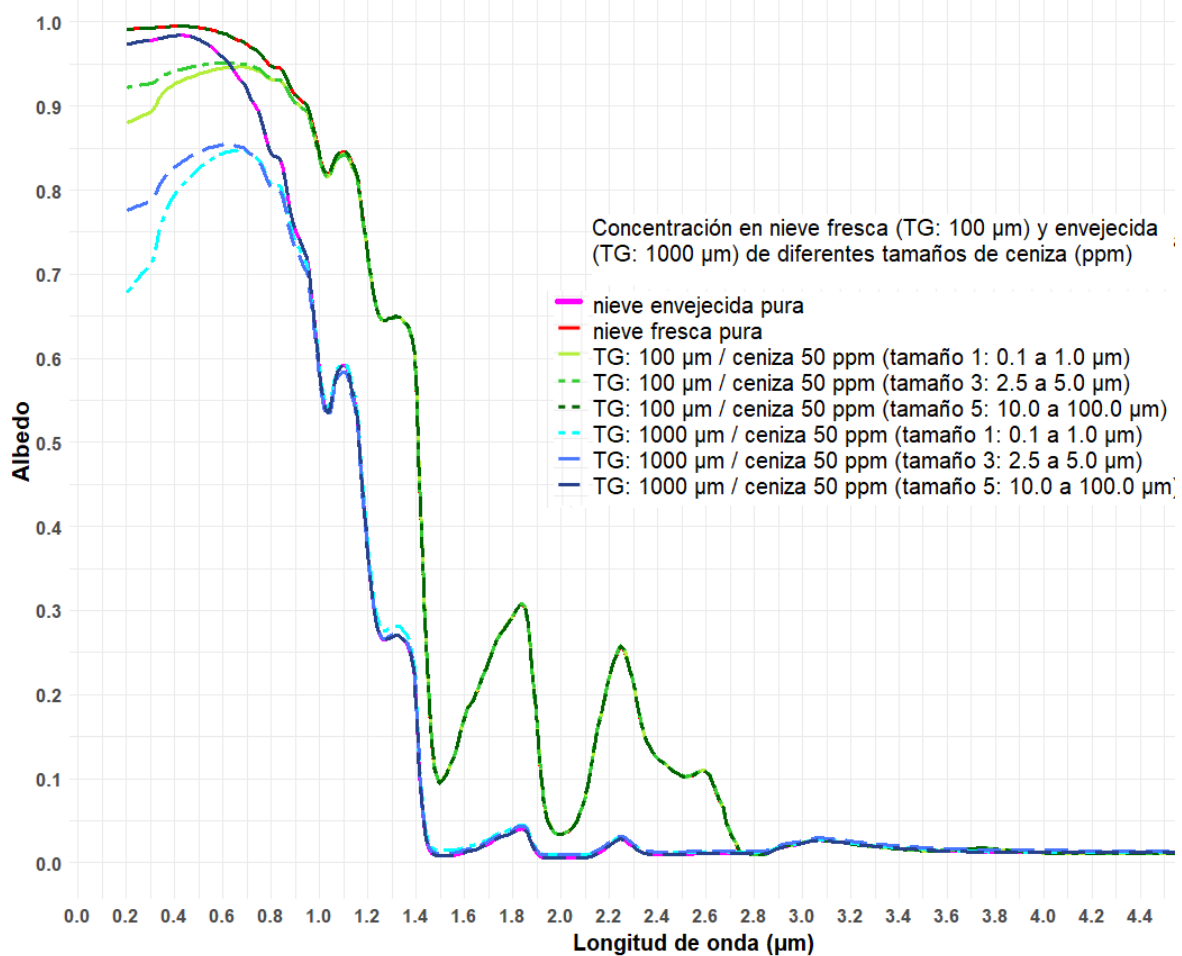


Figura 6.26: Comparación entre diferentes tamaños de ceniza volcánica a 50 ppm en nieve fresca (TG: 100 μm) y envejecida (TG: 1000 μm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (μm).

3.99 % para una concentración de 500 ppm respectivamente.

A partir de los 500 ppm de ceniza, las bandas 1.275 μm y 1.375 μm presentan porcentajes de reducción de albedo mayores a 1.66 %, tendencia que se incrementa con altas concentraciones de impureza hasta alcanzar una reducción de 16.09 % y 18.44 % respectivamente para los 10000 ppm de cenizas.

La banda 2.205 μm presenta un comportamiento diferencial al resto de las longitudes de onda analizadas ya que el incremento en la concentración de impurezas aumenta el albedo. Para la nieve fresca, en concentraciones bajas como lo son 5 ppm el porcentaje de aumento es de 0.02 % mientras que para concentraciones de 500 y 1000 ppm el porcentaje de aumento es de 1.97 % y 29.76 %.

Dicho efecto de incremento de albedo se debe a las mismas razones por las que se incrementa el albedo ante altas concentraciones de polvo. Al superar un espesor crítico, las cenizas actúan como aislante aumentando el albedo y disminuyendo la tasa de derretimiento de la nieve [52].

En la nieve envejecida, las únicas bandas que presentan disminución de albedo son las bandas del rango visible y NIR (1.025 μm). Como se mencionó anteriormente, los porcentajes

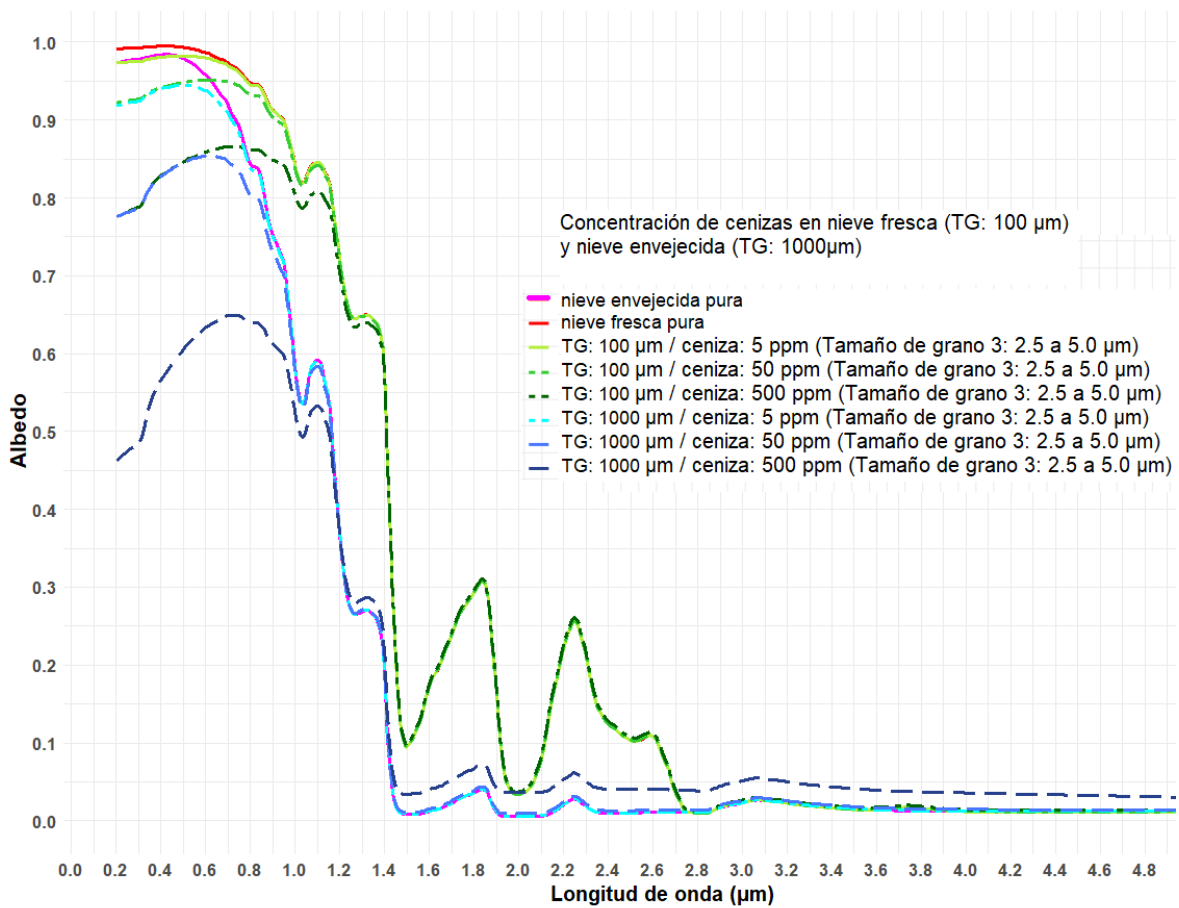


Figura 6.27: Comparación entre diferentes concentraciones (ppm) de ceniza volcánica (tamaño de partícula 3) en nieve fresca (TG: 100µm) y envejecida (TG: 1000µm). Donde TG: tamaño de grano de nieve (µm).

de reducción de albedo en nieve envejecida debido a la presencia de ceniza son mayores que aquellos resultados obtenidos a mismas concentraciones de ceniza para nieve fresca. A manera de ejemplo, para la banda azul, roja y NIR, el porcentaje de reducción de albedo de nieve fresca a una concentración de 100 ppm de ceniza es de 6.79 %, 4.58 % y 0.88 % respectivamente, mientras que para nieve envejecida los porcentajes aumentan a 19.75 %, 13.66 % y 1.95 %.

A partir de la longitud de onda de 1.275 µm, para las simulaciones realizadas en nieve envejecida, se aprecian incrementos en el albedo a concentraciones bajas de ceniza, es decir 5 ppm. La banda que presenta mayores incrementos es la 2.205 µm, cuyos porcentajes de aumento varían entre 282 %, 892.15 % y 1253.78 % para concentraciones de 1000, 5000 y 10000 ppm respectivamente. Para dicha longitud de onda, el valor de albedo de nieve envejecida pura es de 0.021, y los valores alcanzados de albedo ante concentraciones de ceniza de 500, 1000, 5000 y 10000 ppm respectivamente son: 0.053, 0.080, 0.208 y 0.284.

En la Fig.6.29 se puede evidenciar los resultados de calcular la pendiente del rango visible para diferentes concentraciones de ceniza volcánica, tanto para la nieve fresca como para la nieve envejecida.

Hasta los 5 ppm, las pendientes en ambos casos presentan valores negativos, siendo menores aquellos obtenidos para la nieve envejecida. Sin embargo, con un progresivo aumento de la

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

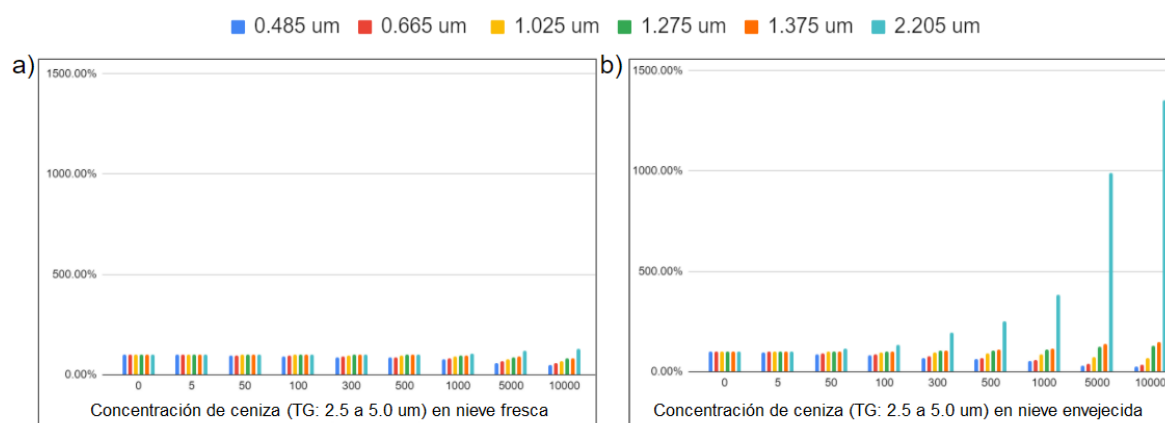


Figura 6.28: Cambios del albedo de nieve fresca (%) según la concentración (ppm) de ceniza volcánica tamaño de grano 3, en diferentes longitudes de onda (μm) en nieve fresca (a) y nieve envejecida (b).

Tabla 6.7: Porcentaje resultante del total de albedo afectado por la presencia de diferentes concentraciones (ppm) de ceniza en nieve fresca y envejecida.

Ceniza tamaño de grano 3 (2.5 a 5.0 μm)		Concentración de ceniza volcánica (ppm)									
		0	5	50	100	300	500	1000	5000	10000	
Nieve fresca	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00%	98.80%	95.30%	93.21%	88.20%	84.93%	79.29%	60.39%	50.56%
		0.665 μm	100.00%	99.56%	97.12%	95.42%	91.14%	88.28%	83.28%	66.18%	57.08%
		1.025 μm	100.00%	99.95%	99.55%	99.12%	97.49%	96.01%	92.83%	78.34%	69.55%
		1.275 μm	100.00%	99.98%	99.83%	99.65%	98.98%	98.34%	96.82%	88.04%	81.56%
		1.375 μm	100.00%	99.98%	99.85%	99.70%	99.12%	98.57%	97.25%	89.59%	83.91%
		2.205 μm	100.00%	100.02%	100.20%	100.40%	101.19%	101.97%	103.88%	117.07%	129.76%
Nieve envejecida	Long. de onda (μm)	0.485 μm	100.00%	96.28%	85.95%	80.25%	68.04%	61.17%	51.28%	31.83%	26.90%
		0.665 μm	100.00%	98.59%	91.18%	86.33%	75.33%	68.96%	59.61%	40.83%	36.01%
		1.025 μm	100.00%	99.90%	99.00%	98.05%	94.73%	92.01%	86.93%	73.01%	68.76%
		1.275 μm	100.00%	100.06%	100.58%	101.15%	103.24%	105.11%	109.00%	123.04%	128.66%
		1.375 μm	100.00%	100.09%	100.93%	101.82%	105.15%	108.10%	114.25%	136.46%	145.40%
		2.205 μm	100.00%	101.69%	116.77%	133.20%	195.65%	253.52%	382.00%	992.15%	1353.78%

concentración de ceniza, se puede evidenciar que la pendiente alcanza valores positivos y que los valores de la nieve envejecida en este caso son mayores que los de la nieve fresca.

De utilizar la pendiente del rango visible como medio para determinar la presencia de impurezas, tanto para nieve fresca como para nieve envejecida, se puede trazar un umbral donde aquellos valores iguales o mayores a 0 se considere cuerpos nivosos con presencia de ceniza (mayor a 50 ppm).

La Fig. 6.30 muestra los resultados obtenidos de calcular los índices INAN e INRN para diferentes concentraciones de ceniza (tamaño de grano 3) para nieve fresca y envejecida.

Concentración de cenizas (ppm)	Pendiente en el rango visible Nieve fresca	Pendiente en el rango visible Nieve envejecida
0	-0.086	-0.261
5	-0.044	-0.131
50	0.017	0.048
100	0.039	0.106
300	0.084	0.201
500	0.109	0.244
1000	0.149	0.299
5000	0.262	0.384
10000	0.311	0.402

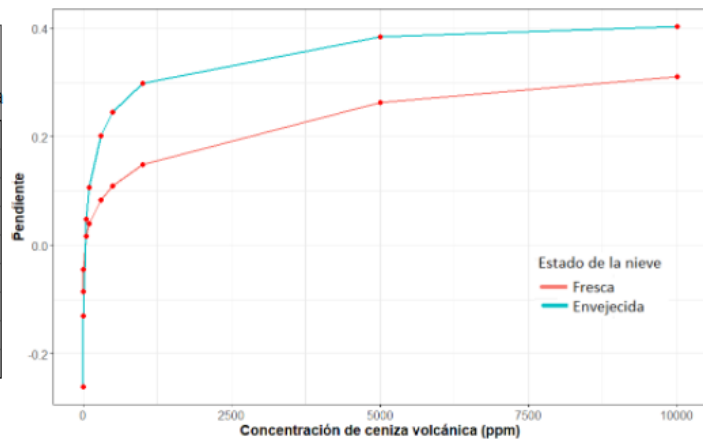


Figura 6.29: Variación en la pendiente del rango visible para nieve fresca y envejecida, según la concentración (ppm) de ceniza volcánica con tamaño de grano 3.

Concentración de cenizas (ppm)	Nieve fresca		Nieve envejecida	
	INAN	INRN	INAN	INRN
0	0.096	0.088	0.293	0.270
5	0.090	0.086	0.276	0.264
50	0.074	0.076	0.227	0.232
100	0.066	0.069	0.199	0.210
300	0.046	0.055	0.135	0.161
500	0.035	0.046	0.097	0.132
1000	0.018	0.034	0.038	0.088
5000	-0.034	0.004	-0.113	-0.013
10000	-0.063	-0.010	-0.166	-0.046

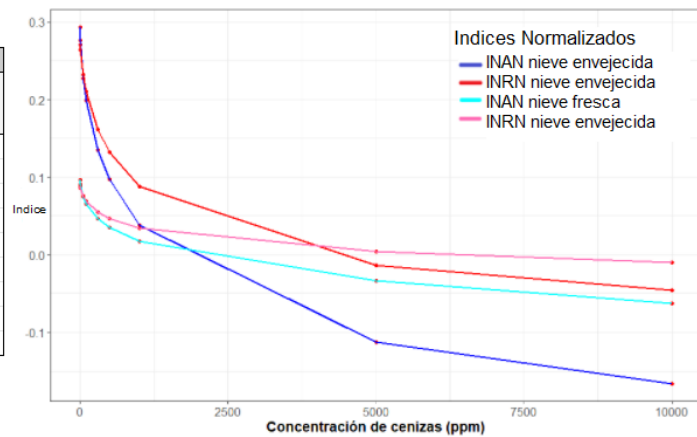


Figura 6.30: Variaciones de los índices INAN e INRN con respecto al aumento de concentraciones de ceniza volcánica (ppm).

En ambos gráficos se puede observar la misma tendencia de las curvas, en la que los índices calculados para la nieve envejecida son mayores que para la nieve fresca, hasta concentraciones iguales o menores que 1000 ppm, donde el INAN de nieve envejecida disminuye significativamente y el INRN para nieve envejecida también disminuye pero asemejándose a los valores simulados para el INAN de nieve fresca.

Para nieve fresca, el INRN obtiene valores superiores a 0.07 para concentraciones iguales o menores a 50 ppm. A mayores concentraciones el índice disminuye. De igual manera ocurre para el INAN, donde se obtienen valores superiores a 0.07 a concentraciones menores o iguales a 50 ppm, y luego dicho valor disminuye al aumentar la concentración de cenizas en el cuerpo nieve. Los resultados de ambos índices presentan valores menores a 0.06 con concentraciones mayores o iguales a 100 ppm. El INRN de nieve fresca adquiere valores negativos a concentraciones iguales o mayores que 10000 ppm, mientras que el INAN de nieve fresca presenta valores negativos a partir de una concentración de ceniza volcánica de 5000 ppm.

Para la nieve envejecida, el índice INRN obtiene valores superiores a 0.2 para concentraciones

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

nes iguales o menores a 100 ppm. A mayores concentraciones dichos valores disminuyen. De igual manera ocurre para el INAN, donde se obtienen valores superiores a 0.2 a concentraciones menores o iguales a 50 ppm, y luego dicho valor disminuye al aumentar la concentración de cenizas en el cuerpo nívoo. Ambos índices en nieve envejecida adquieren valores negativos a partir de una concentración de ceniza mayor o igual a 5000 ppm.

6.1.3. Forma de la curva de albedo en el rango visible

Como se estableció anteriormente, si bien la presencia de LAIs afecta en su mayoría el rango visible disminuyendo el albedo, la pendiente y concavidad o convexidad de las curvas, es decir su forma, también se ve afectada. Las Figuras 6.31 y 6.32, muestran el comportamiento de la curva de albedo de nieve fresca ante la presencia de diferentes LAIs (carbono negro sin recubrimiento y sulfatado, carbono marrón sin recubrimiento y sulfatado, polvo y cenizas) a bajas y altas concentraciones de las mismas respectivamente, mientras que las Figuras 6.33 y 6.34 muestran la respuesta en el albedo de las mismas impurezas, a iguales concentraciones pero para nieve envejecida. Las concentraciones fueron seleccionadas teniendo en cuenta los valores obtenidos en muestreos en Sudamérica [52], [54].

Analizando visualmente las curvas en el rango visible ($400\mu\text{m}$ - $700\mu\text{m}$) se podría establecer que a excepción del polvo, las curvas presentan una orientación cóncava. El carbono negro, presenta una tendencia lineal en nieve fresca y nieve envejecida con bajas concentraciones de LAIs. Adicionalmente, de considerar las curvas en dicho rango como una función cuadrática, las curvas representadas por el carbono marrón, presentarían un coeficiente de término cuadrático mayor que las de carbono negro, debido a la menor apertura de las ramas de la parábola.

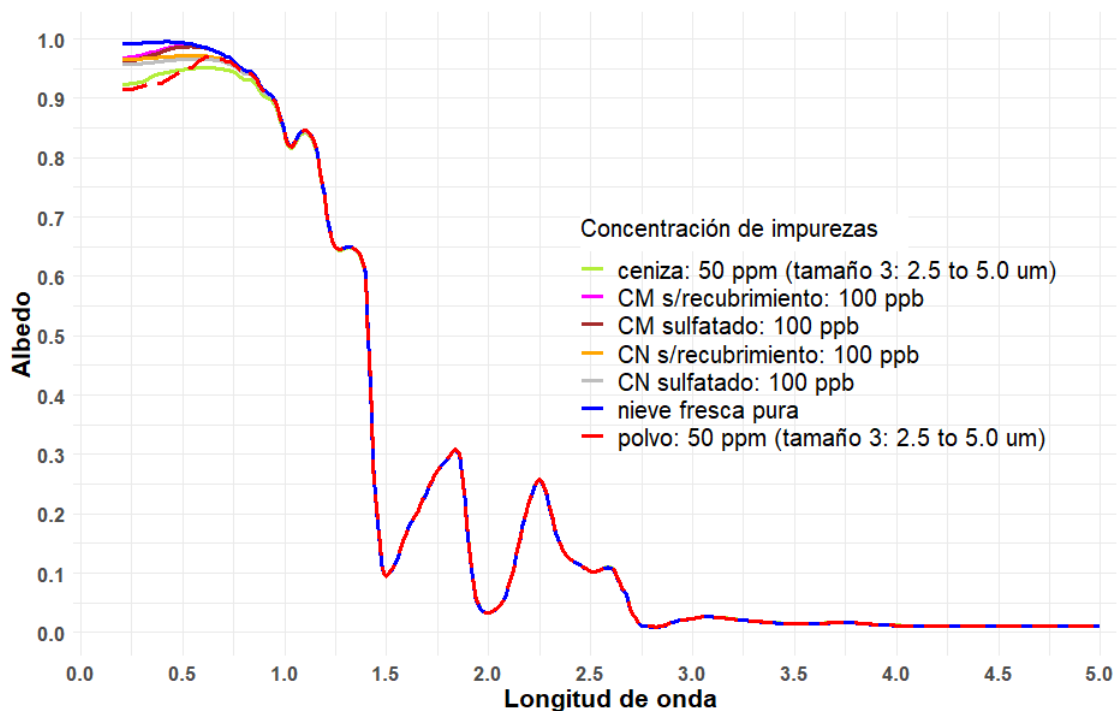


Figura 6.31: Comparación de la reducción del albedo de nieve fresca pura ante la presencia de diferentes impurezas a bajas concentraciones. CM: carbono marrón, CN: carbono negro, s/recubrimiento: sin recubrimiento.

El coeficiente del término cuadrático resultante de ajustar una función cuadrática a diferentes grupos de valores de albedo, se muestran en la Tabla 6.8 para la nieve fresca y en la Tabla 6.9 para la nieve envejecida. Los valores de albedo simulados seleccionados para ajustar la función, se corresponden con aquellos obtenidos en diferentes longitudes de onda centrales de satélites operativos. El primer grupo seleccionado corresponde a las bandas de “RGB”

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

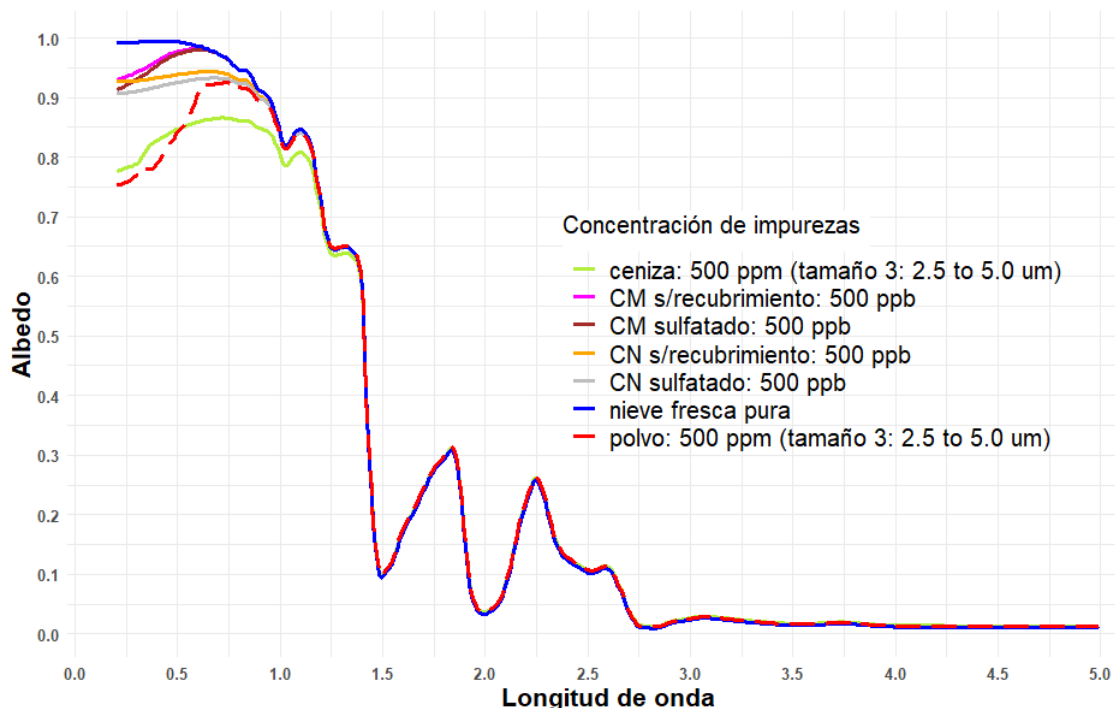


Figura 6.32: Comparación de la reducción del albedo de nieve fresca pura ante la presencia de diferentes impurezas a altas concentraciones. CM: carbono marrón, CN: carbono negro, s/recubrimiento: sin recubrimiento.

($0.485\mu\text{m}$, $0.565\mu\text{m}$ y $0.655\mu\text{m}$), El segundo grupo, “Cerceta”, hace referencia a las bandas del azul y verde ($0.415\mu\text{m}$, $0.445\mu\text{m}$, $0.485\mu\text{m}$ y $0.565\mu\text{m}$). El tercer grupo denominado “Azul”, corresponde al análisis realizado únicamente con 3 bandas del espectro electromagnético correspondiente al azul ($0.415\mu\text{m}$, $0.445\mu\text{m}$ y $0.485\mu\text{m}$). Finalmente, el último grupo “Visible” comprende la totalidad e las bandas mencionadas del azul, verde y rojo ($0.415\mu\text{m}$, $0.445\mu\text{m}$, $0.485\mu\text{m}$, $0.565\mu\text{m}$ y $0.655\mu\text{m}$).

Tabla 6.8: Coeficientes del término cuadrático resultantes de ajustar una función cuadrática para diferentes longitudes de onda, en función de la presencia de diferentes impurezas en nieve fresca. CM: carbono marrón, CN: carbono negro, s/recubrimiento: sin recubrimiento.

	Nieve fresca											
	Baja concentración de impurezas						Alta concentración de impurezas					
	ceniza 50 ppm	polvo 50 ppm	CN s/recubr. 100 ppb	CM s/recubr. 100 ppb	CN sulfatado 100 ppb	CM sulfatado 500 ppb	ceniza 500 ppm	polvo 500 ppm	CN s/recubr. 500 ppb	CM s/recubr. 500 ppb	CN sulfatado 500 ppb	CM sulfatado 500 ppb
RGB	-0.23	-0.23	-0.26	-0.48	-0.23	-0.51	-0.28	0.22	-0.16	-0.57	-0.15	-0.57
Cerceta	-0.15	-0.22	-0.10	-0.47	-0.10	-0.50	-0.29	-0.34	-0.06	-0.63	-0.08	-0.71
Azul	-0.07	-0.13	-0.04	-0.68	-0.07	-0.80	-0.13	-0.16	-0.02	-1.31	-0.07	-1.57
Visible	-0.20	-0.23	-0.19	-0.47	-0.18	-0.50	-0.29	-0.02	-0.12	-0.58	-0.12	-0.60

Para nieve fresca con baja concentración de LAIs, los valores de ajustar una función cuadrática para los 4 grupos de bandas analizadas, varía ente -0.04 y -0.80 , es decir que todas las curvas presentan una orientación cóncava. Analizando únicamente las 3 bandas en el Azul, o las bandas del grupo Cerceta, la curva de cenizas y las de carbono negro en nieve fresca presentan un comportamiento que asemeja una recta. Analizando los resultados obtenidos en el grupo de bandas de RGB y comparándolos con los resultados obtenidos para el grupo de bandas Azul, se puede establecer que si el ajuste de las bandas azules es menor que en el

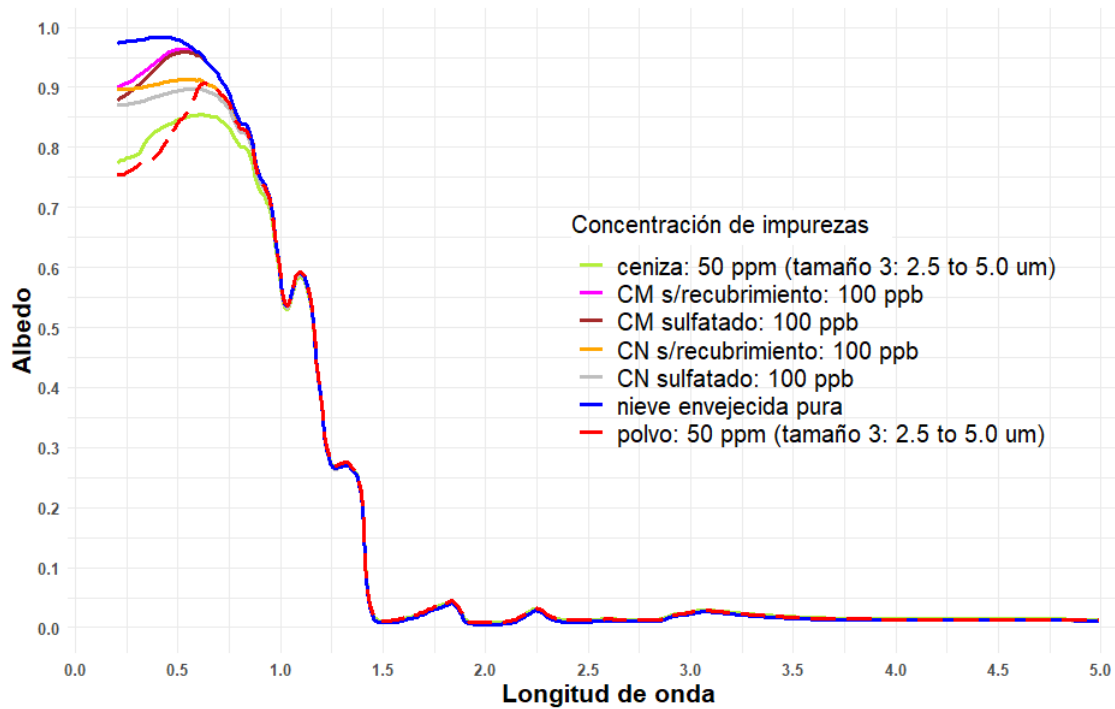


Figura 6.33: Comparación de la reducción del albedo de nieve envejecida pura ante la presencia de diferentes impurezas a bajas concentraciones. CM: carbono marrón, CN: carbono negro, s/recubrimiento: sin recubrimiento.

Tabla 6.9: Coeficientes del término cuadrático resultantes de ajustar una función cuadrática para diferentes longitudes de onda, en función de la presencia de diferentes impurezas en nieve envejecida. CM: carbono marrón, CN: carbono negro, s/recubrimiento: sin recubrimiento.

	Nieve envejecida											
	Baja concentración de impurezas						Alta concentración de impurezas					
	ceniza 50 ppm	polvo 50 ppm	CN s/recubr. 100 ppb	CM s/recubr. 100 ppb	CN sulfatado 100 ppb	CM sulfatado 500 ppb	ceniza 500 ppm	polvo 500 ppm	CN s/recubr. 500 ppb	CM s/recubr. 500 ppb	CN sulfatado 500 ppb	CM sulfatado 500 ppb
RGB	-0.63	-0.56	-0.74	-1.44	-0.67	-1.53	-3.14	-15.15	-1.09	-0.85	-1.60	-1.76
Cerceta	-0.41	-0.49	-0.28	-1.43	-0.27	-1.50	0.87	9.17	0.24	-2.29	0.50	-1.91
Azul	-0.19	-0.22	-0.13	-2.08	-0.19	-2.40	-0.19	0.42	-0.03	-3.77	-0.17	-4.42
Visible	-0.54	-0.54	-0.55	-1.42	-0.50	-1.49	-1.41	-4.59	-0.52	-1.42	-0.69	-1.75

RGB, se encuentra ante la presencia de carbono marrón.

Para nieve fresca con alta concentración de LAIs los resultados de ajustar una función cuadrática a las curvas dieron valores negativos (orientaciones cóncavas) a excepción del ajuste en el RGB de 500 ppm de polvo, en el que se obtuvo un valor de 0.22, es decir una curva con orientación convexa. El rango de resultados para todos los grupos de bandas considerados varía entre -0.02 y -1.57, siendo el 50% de los mismos menores a -0.30. A excepción del carbono negro, los valores obtenidos de ajustar una función cuadrática a las simulaciones de albedo en el grupo Azul, da como resultado valores cercanos a cero, lo cual hace referencia a que la curva presenta una tendencia lineal entre dichas longitudes de onda. De lo contrario, si en el grupo de bandas Azul los resultados presentan valores menores a -1 existe presencia de carbono marrón.

Los resultados de calcular el ajuste cuadrático para los diferentes grupos de bandas en nieve

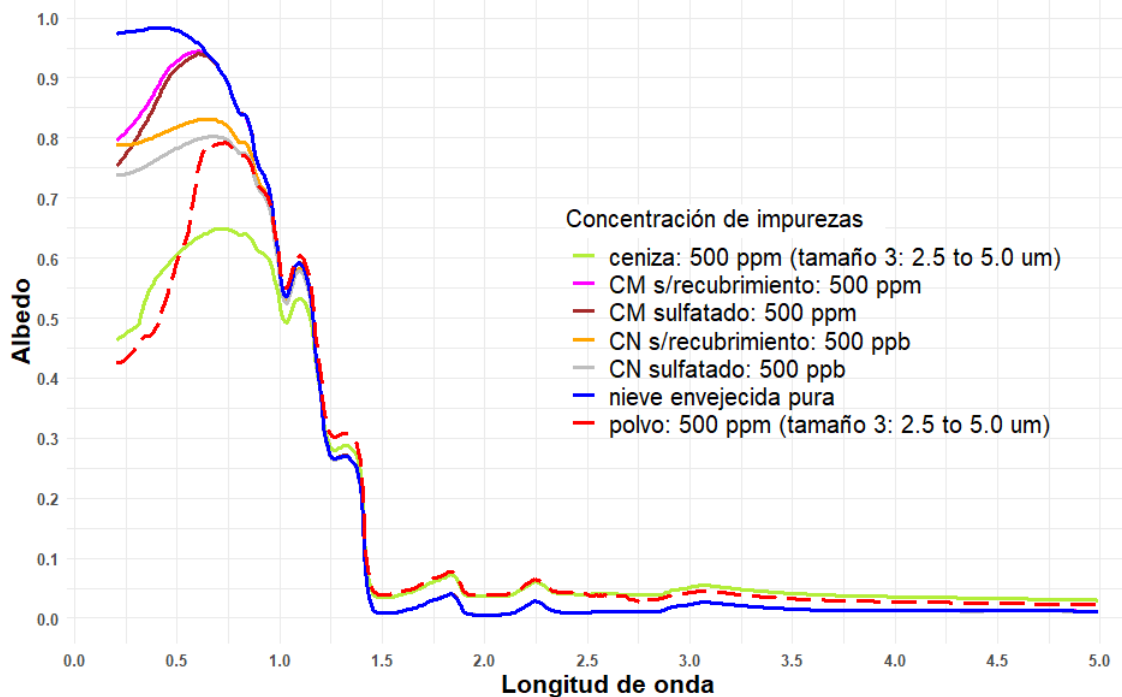


Figura 6.34: Comparación de la reducción del albedo de nieve envejecida pura ante la presencia de diferentes impurezas a altas concentraciones. CM: carbono marrón, CN: carbono negro, s/recubrimiento: sin recubrimiento.

envejecida con baja concentración de LAIs, arrojaron valores menores que para nieve fresca, pero siguiendo la misma tendencia. Todas las curvas presentan una orientación cóncava, y en este caso el rango de resultados varía entre -0.13 y -2.40 . De igual manera que para nieve fresca con baja concentración de LAIs, si el ajuste cuadrático del grupo Azul es menor que el valor obtenido en el RGB, hay presencia de carbono marrón.

Para la nieve envejecida con altas concentraciones de impurezas se presentan menores valores de los coeficientes calculados que para nieve fresca, como así también valores positivos en diferentes grupos de bandas seleccionadas. Para el coeficiente del término cuadrático calculado del grupo RGB, el polvo presenta valores negativos de -15.15 , el cual es mucho menor al resto de las impurezas analizadas que presentaron valores en un rango de -1 a -3 . En el grupo de bandas Cerceta, se obtuvieron valores positivos para la curva de la ceniza, polvo y carbono negro, es decir, que los ajustes cuadráticos para dicho rango modelan una curva convexa. De dichos valores positivos, el mas alto corresponde al polvo, con un valor de 9.17 . Los únicos valores negativos obtenidos para dicho grupo de bandas corresponde a la presencia de altas concentraciones de carbono marrón en nieve envejecida. Para el grupo de bandas Azul, la nieve envejecida contaminada con 500 ppm de polvo dieron como resultado 0.42 , el único valor positivo de dicho grupo de bandas, lo cual ajusta una curva convexa. Valores menores a -3.77 se corresponden con la presencia de carbono marrón en dicho rango de longitudes de onda. Valores cercanos a cero en el grupo de bandas Azul, representan contaminación por cenizas o carbono negro. El comportamiento de este tipo de impurezas presenta una tendencia rectilínea en el rango mencionado.

Se puede establecer que si bien existen diferencias entre los coeficientes del término cua-

drático obtenidos para distintos tipos y concentraciones de impurezas, las mismas no son significativas para determinar el tipo de LAI existente en un cuerpo nívico por sí solas. Se recomienda utilizar esta metodología de manera complementaria a las de análisis del porcentaje de reducción de albedo, pendiente entre la banda azul y roja y delta del rango visible (banda roja y azul) y NIR analizadas en este capítulo.

Es importante aclarar que las diferencias entre las curvas con presencia de diferentes impurezas, perceptibles a través de la interpretación visual del albedo de la nieve en el rango visible, puede ser posible a través del uso de imágenes hiper espectrales.

6.1.4. Reglas de decisión para la estimación de presencia de impurezas en nieve

Habiendo analizado la respuesta de la reflectancia de nieve ante la presencia de impurezas, se presenta a continuación una serie de reglas de decisión útiles para poder estimar la presencia de impurezas y en ciertos casos diferenciar su tipo y concentración.

1. Determinación del estado de la nieve

Para determinar si la nieve es fresca o envejecida, es decir si ya ha iniciado el proceso de fusión o experimenta derretimientos puntuales, se pueden utilizar imágenes SAR. Se puede utilizar la metodología de detección de cambios propuesta por Nagler *et al* (2000), o bien analizar una serie temporal de imágenes SAR y determinar una disminución significativa en la señal retrodispersada, la cual indica presencia de agua líquida en el cuerpo níveo.

Adicionalmente se puede determinar el estado de la nieve analizando las bandas 0.485 μm , 0.665 μm , 1.025 μm y 2.205 μm de sensores ópticos y las metodologías implementadas a lo largo de este capítulo teniendo como referencia las condiciones establecidas en la Tabla 6.10:

Tabla 6.10: Reglas para diferenciar entre nieve fresca y envejecida.

Estado de la nieve	Impacto en SWIR (2.205 μm)	Pendiente en el rango visible	Índice INAN	Índice INRN
Nieve fresca	reducción $\leq 60\%$	>-0.1	<0.1	<0.1
Nieve Envejecida	reducción $\geq 90\%$	<-0.1	>0.1	>0.1

2. Determinación de la pureza de la nieve

Una vez determinado el estado de la nieve, es posible estimar la presencia de impurezas. Para ello se pueden tener en cuenta los siguientes condicionantes en función del estado fresco (Tabla 6.11) o envejecido (Tabla 6.12) del cuerpo níveo.

Tabla 6.11: Reglas para diferenciar nieve fresca afectada por diferentes impurezas.

NIEVE FRESCA													
Impureza	Impacto en el Albedo						Pendiente en el rango visible	Índice INAN	Índice INRN	Ajuste Cuadrático			
	0.485µm	0.665µm	1.025µm	1.275µm	1.375µm	2.205µm				RGB	Cerceta	Azul	Visible
Carbono Negro	a 1000 ppb se reduce 10%	a 1000 ppb se reduce 8%	a 1000 ppb se reduce 2%	a 1000 ppb se reduce 0.1%	a 1000 ppb se reduce 0.1%	a 1000 ppb se reduce 0.1%	Es <0 a concentraciones =<100 ppb	>=0.08 a concentraciones =<100 ppb	>=0.08 a concentraciones =<100 ppb	valores en el rango -0.15 a -0.26 a concentraciones de 100 y 500 ppb	valores en el rango -0.06 a -0.10 a concentraciones de 100 y 500 ppb	valores en el rango -0.02a -0.07 a concentraciones de 100 y 500 ppb	valores en el rango -0.12 a -0.19 a concentraciones de 100 y 500 ppb
Carbono Marrón	a 5000 ppb se reduce 7%	a 5000 ppb se reduce 0.5%	a 5000 ppb se reduce 0.1%	a 5000 ppb se reduce 0.1%	a 5000 ppb se reduce 0.1%	a 5000 ppb se reduce 0.1%	Es <0 a concentraciones =<100 ppb	>=0.09 a concentraciones =<100 ppb	=0.08	valores en el rango -0.48 a -0.57 a concentraciones de 100 y 500 ppb	valores en el rango -0.47 a -0.71 a concentraciones de 100 y 500 ppb	valores en el rango -0.68 a -0.80 para 100 ppb y -1.31 a -1.57 para 500 ppb	valores en el rango -0.48 a -0.57 a concentraciones de 100 y 500 ppb
Polvo	a 100 ppm se reduce 8%	a 100 ppm se reduce 2%	a 100 ppm se reduce 0.2%	a 100 ppm aumenta 0.03%	a 100 ppm aumenta 0.06%	a 100 ppm aumenta 0.5%	Es <0 a concentraciones =<5 ppm y >0.1 a concentraciones =>50 ppm	>=0.07 a concentraciones =<50 ppm	>=0.08 a concentraciones =<50 ppm	valores cercanos a -0.23 para 100 ppm y cercanos a 0.22 para 500 ppm	valores en el rango -0.22 a -0.34 a concentraciones de 100 y 500 ppb	valores en el rango -0.13 a -0.16 a concentraciones de 100 y 500 ppb	valores cercanos a -0.23 para 100 ppm y cercanos a -0.02 para 500 ppm
Ceniza	a 15 ppm se reduce 7%	a 15 ppm se reduce 5%	a 15 ppm se reduce 1%	a 15 ppm se reduce 0.4%	a 15 ppm se reduce 0.3%	a 15 ppm aumenta 0.4%	Es <0 a concentraciones =<5 ppm y >0.1 a concentraciones =>500 ppm	>=0.04 a concentraciones =<300 ppm	>=0.05 a concentraciones =<300 ppm	valores en el rango -0.23 a -0.28 a concentraciones de 100 y 500 ppm	valores en el rango -0.15 a -0.30 a concentraciones de 100 y 500 ppm	valores en el rango -0.07 a -0.13 a concentraciones de 100 y 500 ppm	valores en el rango -0.20 a -0.30 a concentraciones de 100 y 500 ppm

Tabla 6.12: Reglas para diferenciar nieve envejecida afectada por diferentes impurezas.

Impureza	NIEVE ENVEJECIDA												
	Impacto en el Albedo						Pendiente en el rango visible	Índice INAN	Índice INRN	Ajuste Cuadrático			
	0.485µm	0.665µm	1.025µm	1.275µm	1.375µm	2.205µm				RGB	Cerceta	Azul	Visible
Carbono Negro	a 100 ppb se reduce 9%	a 100 ppb se reduce 5%	a 100 ppb se reduce 2%	a 100 ppb se reduce 1%	a 100 ppb se reduce 1%	a 100 ppb se reduce 1%	Es <0 a concentraciones =<100 ppb	>=0.25 a concentraciones =<100 ppb	>=0.24 a concentraciones =<100 ppb	valores del rango para 100 ppb y para 500 ppb	valores del rango para 100 ppb y para 500 ppb	valores del rango para 100 ppb y para 500 ppb	valores del rango para 100 ppb y para 500 ppb
Carbono Marrón	a 500 ppb se reduce 6%	a 500 ppb se reduce 0.3%	a 500 ppb aumenta 0.1%	a 500 ppb aumenta 0.1%	a 500 ppb aumenta 0.1%	a 500 ppb aumenta 0.1%	Es <0 a concentraciones =<100 ppb	>=0.20 a concentraciones =<100 ppb	>=0.27 a concentraciones =<100 ppb	valores del rango para 100 ppb y para 500 ppb	valores del rango para 100 ppb y para 500 ppb	valores del rango para 100 ppb y para 500 ppb	valores en el rango de 100 y 500 ppb
Polvo	a 15 ppm se reduce 8%	a 15 ppm se reduce 2%	a 15 ppm aumenta 0.09%	a 15 ppm aumenta 0.40%	a 15 ppm aumenta 0.54%	a 15 ppm aumenta 5.48%	Es <0 a concentraciones =<5 ppm y >0.5 a concentraciones =>100 ppm	>=0.20 a concentraciones =<50 ppm	>=0.25 a concentraciones =<50 ppm	valores cercanos a -0.56 para 100 ppm y para 500 ppm	valores cercanos a -0.49 para 100 ppm y para 500 ppm	valores cercanos a -0.22 para 100 ppm y para 500 ppm	valores cercanos a -0.54 para 100 ppm y para 500 ppm
Ceniza	a 15 ppm se reduce 15%	a 15 ppm se reduce 9%	a 15 ppm se reduce 1%	a 15 ppm aumenta 0.58%	a 15 ppm aumenta 0.93%	a 15 ppm aumenta 16.7%	Es <0 a concentraciones =<5 ppm y >0.2 a concentraciones =>300 ppm	>=0.20 a concentraciones =<100 ppm	>=0.20 a concentraciones =<100 ppm	valores cercanos a -0.63 para 100 ppm y para 500 ppm	valores cercanos a -0.41 para 100 ppm y para 500 ppm	valores cercanos a -0.19 para 100 y 500 ppm	valores cercanos a -0.54 para 100 ppm y para 500 ppm

6.1.5. Elección de bandas óptimas para la detección de LAIs en nieve

Teniendo en cuenta los análisis realizados en la sección 5.1, donde se determinaron las regiones del espectro electromagnético donde cada impureza presenta mayor impacto, y diferentes metodologías para poder diferenciar la presencia de LAIs, a continuación se propone el uso de una serie de bandas presentes en sensores ópticos de libre acceso recomendados para la detección de impurezas en nieve.

En la Fig. 6.35 se presentan las curvas de albedo de nieve fresca y envejecida, en función de la longitud de onda considerada. En línea punteada se encuentran las longitudes de onda centrales de bandas presentes en satélites ópticos que pueden utilizarse para estimar la presencia de diferentes LAIs en nieve. Las bandas seleccionadas para el rango visible son: $0.415\mu\text{m}$, $0.445\mu\text{m}$, $0.485\mu\text{m}$, $0.565\mu\text{m}$ y $0.665\mu\text{m}$. Para el infrarrojo cercano e infrarrojo medio, las bandas consideradas son: $1.025\mu\text{m}$, $1.245\mu\text{m}$, $1.375\mu\text{m}$ y $2.205\mu\text{m}$.

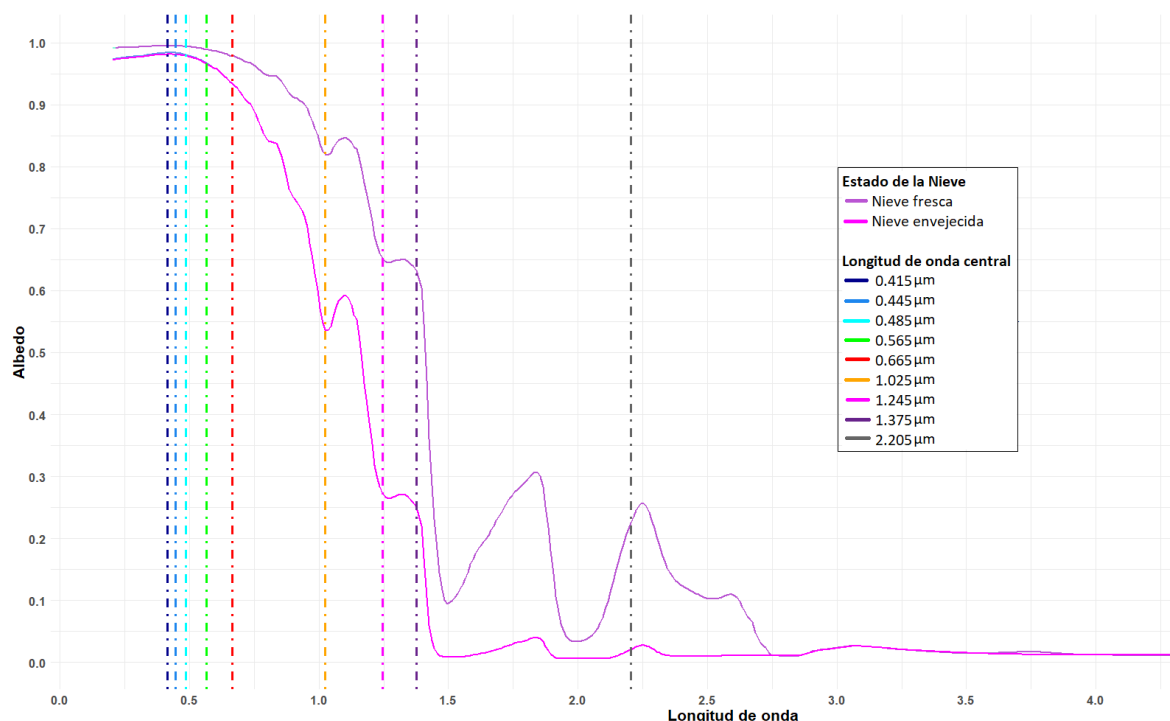


Figura 6.35: Longitud de banda central (μm) de diferentes bandas de sensores ópticos analizados.

Si bien las longitudes de onda presentes en la Fig. 6.35 fueron utilizadas en las diferentes metodologías de estimación de presencia de LAIs, no todas ellas se encuentran presentes en un solo sensor, como así también, cada banda presente en los diferentes sensores posee características particulares. Los sensores seleccionados a bordo de sus respectivas plataformas son: Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+, Landsat 8 OLI, Sentinel 2 MSI, Sentinel 3 OLCI, Terra MODIS, Aqua MODIS y Soumi NPP VIIRS.

La Fig. 6.36 muestra todas las bandas presentes en los sensores y satélites seleccionados, diferenciando la resolución espectral de las mismas, en función de las longitudes de onda que abarcan. Además de tener en cuenta el ancho de longitud de onda y resolución espacial y temporal de cada banda, dependiendo de la temporalidad en la que se quiera analizar la presencia de impurezas, es que se pueden seleccionar diferentes sensores. En la Fig. 6.37,

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

se presentan los años de lanzamiento de satélites con sensores ópticos que han adquirido imágenes anteriormente y se encuentran dados de baja en la actualidad, como por ejemplo Landsat 4 y 5, como así también los satélites que se encuentran operativos hasta el 2020.

En la Tabla 6.13, se presentan los sensores ópticos cuyas imágenes son gratuitas y de libre acceso, con sus principales características y únicamente las bandas útiles para detectar LAIs que posee cada sensor.

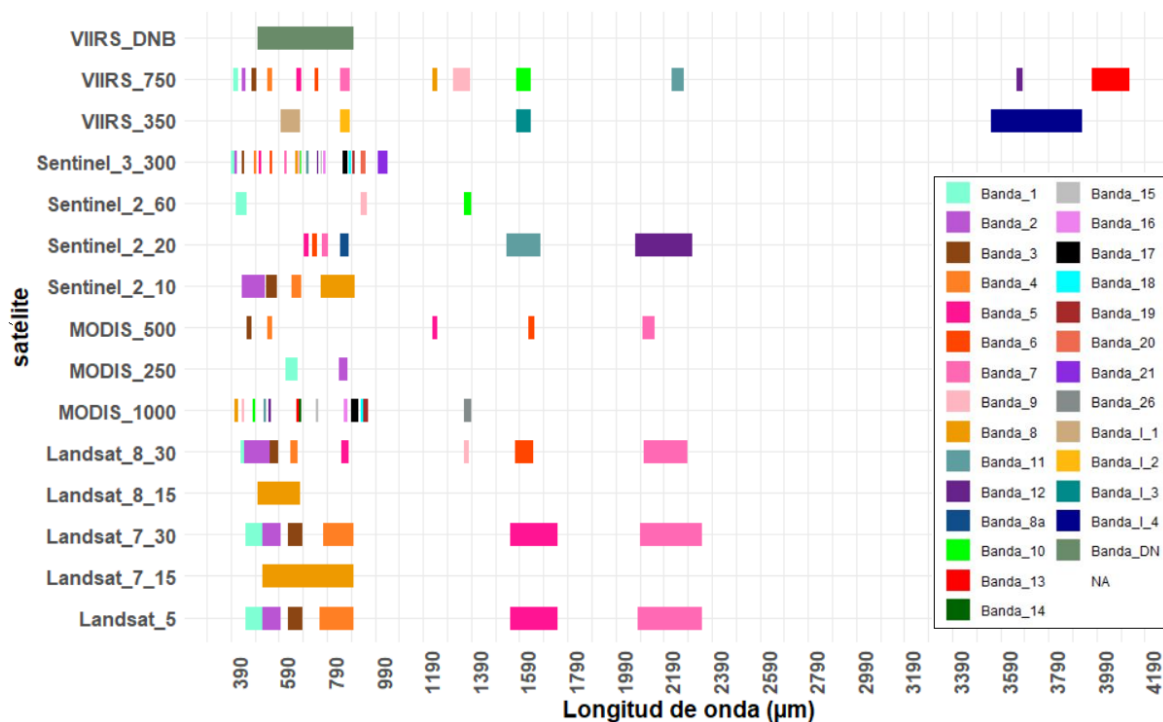


Figura 6.36: Disponibilidad de bandas en relación a diferentes sensores ópticos y resoluciones espaciales.

Tal como se puede apreciar en la Tabla 6.13, los instrumentos TM y ETM+ presentes en los satélites Landsat-5 y Landsat-7 respectivamente pueden adquirir imágenes en 4 de las bandas contempladas para la detección de impurezas en nieve. Ambos poseen las bandas del RGB ($0.485\mu\text{m}$, $0.565\mu\text{m}$ y $0.665\mu\text{m}$) y una banda en el SWIR ($2.215\mu\text{m}$). La resolución espacial de dichas bandas es de 30m. Actualmente, los satélites no se encuentran operativos, pero pueden utilizarse para análisis de series temporales pasadas hasta el año 1984. Con dichas bandas se puede estimar el estado de la nieve analizando la banda en el SWIR, ya que el tamaño de grano de nieve afecta el rango del infrarrojo. Los porcentajes de reducción de albedo ante presencia de LAIs se pueden comparar con los resultados de todas las longitudes de onda en las que adquiere en el sensor. Adicionalmente, se puede calcular la pendiente en el rango visible, como así también se puede ajustar una función cuadrática a las bandas del grupo RGB únicamente.

El instrumento OLI presente en el satélite Landsat-8 presenta bandas adicionales a la de sus predecesores. Posee una banda de aerosoles costeros con una longitud de onda central en el $0.443\mu\text{m}$, las bandas del RGB, la banda del SWIR ($2.201\mu\text{m}$) y una banda en el NIR ($1.375\mu\text{m}$). La resolución espacial de dichas bandas es de 30m, y existen imágenes disponibles de dicho sensor desde el año 2016. Con dichas bandas se puede estimar el estado de la nieve analizando las bandas del infrarrojo (1.375 y $2.201\mu\text{m}$), ya que el tamaño de

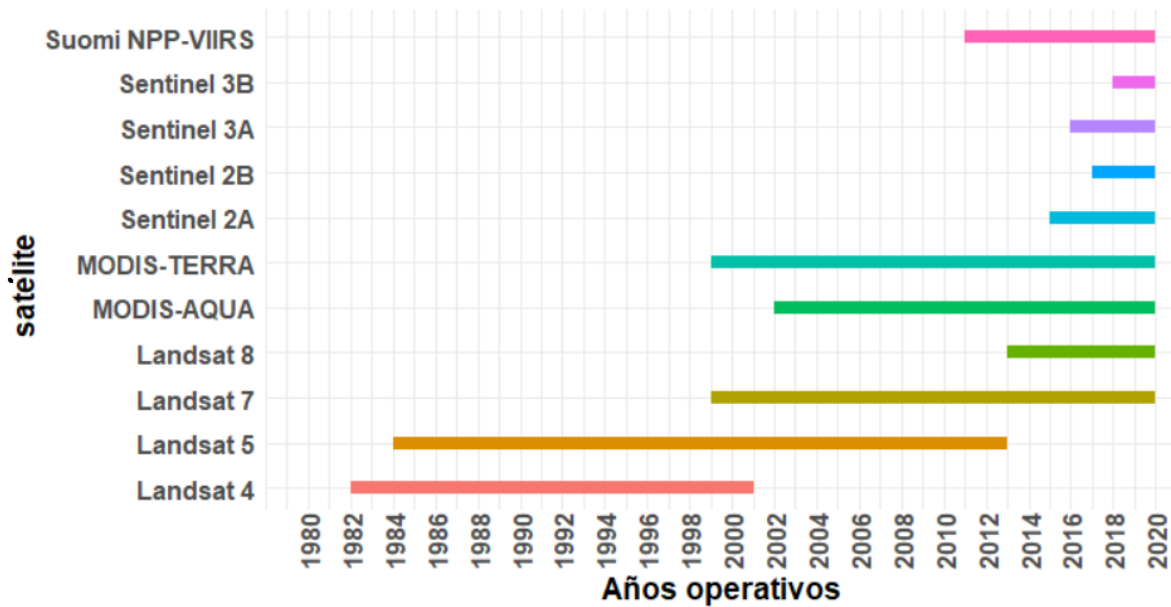


Figura 6.37: Cobertura temporal de diferentes sensores ópticos (1980-2020).

grano de nieve afecta el rango del infrarrojo. Los porcentajes de reducción de albedo ante presencia de LAIs se pueden compara con los resultados de todas las longitudes de onda en las que adquiere en el sensor. Adicionalmente, se puede calcular la pendiente en el rango visible, como así también se puede ajustar una función cuadrática a las bandas del grupo RGB únicamente.

Los satélites Sentinel-2A y 2B llevan a bordo el instrumento MSI (MultiSpectral Instrument), con la capacidad de adquirir imágenes en las longitudes de onda de $0.443\mu\text{m}$, $0.494\mu\text{m}$, $0.560\mu\text{m}$, $0.665\mu\text{m}$, $1.373,5\mu\text{m}$ y $2.194\mu\text{m}$. Las bandas del RGB poseen una resolución espacial de 10m, mientras que la banda SWIR de 20m y las demás de 60m. De utilizar imágenes Sentinel-2 para estimar la presencia de LAIs, dependiendo la metodología utilizada, las bandas deben ser redimensionadas. Las imágenes Sentinel-2A están disponibles desde el año 2015 y cuentan con un refuerzo de Sentinel 2B desde el 2017. Con dichas bandas se puede estimar el estado de la nieve analizando las bandas del infrarrojo (1.373 y $2.194 \mu\text{m}$), ya que el tamaño de grano de nieve afecta el rango del infrarrojo. Los porcentajes de reducción de albedo ante presencia de LAIs se pueden comparar con los resultados de todas las longitudes de onda en las que adquiere en el sensor. Adicionalmente, se puede calcular la pendiente del rango visible, como así también se puede ajustar una función cuadrática a las bandas del grupo RGB únicamente.

Los satélites Sentinel-3A y 3B llevan a bordo el instrumento OLCI, con la capacidad de adquirir imágenes en las longitudes de onda de $0.412\mu\text{m}$, $0.442\mu\text{m}$, $0.490\mu\text{m}$, $0.560\mu\text{m}$, $0.665\mu\text{m}$, y $1.02\mu\text{m}$. Todas las imágenes adquiridas con el sensor OLCI poseen una resolución espacial de 300m. Las imágenes Sentinel-3A están disponibles desde el año 2016 y cuentan con un refuerzo de Sentinel 3B desde el 2018. Con dichas bandas se puede estimar el estado de la nieve analizando las bandas del NIR ($1.02 \mu\text{m}$), ya que el tamaño de grano de nieve afecta el rango del infrarrojo. Los porcentajes de reducción de albedo ante presencia de LAIs se pueden comparar con los resultados de todas las longitudes de onda en las que adquiere en el sensor. Adicionalmente, se puede calcular la pendiente del rango visible, los

índices INAN e INRN como así también se puede ajustar una función cuadrática a las bandas de los grupos RGB, azul, cerceta y todas las demás opciones combinadas.

El instrumento MODIS, abordo de los satélites Aqua y Terra cuentan con la capacidad de adquirir imágenes en las longitudes de onda de $0.659\mu\text{m}$ de 250m de resolución espacial, bandas en el $0.47\mu\text{m}$, $0.555\mu\text{m}$, $1.24\mu\text{m}$ y $2.13\mu\text{m}$ de 500m de resolución espacial, y bandas en el $0.415\mu\text{m}$, $0.443\mu\text{m}$, $0.49\mu\text{m}$, $0.565\mu\text{m}$, $0.653\mu\text{m}$ y $1.375\mu\text{m}$ de 1000m de resolución espacial. De utilizar imágenes y productos MODIS para estimar la presencia de LAIs, dependiendo la metodología utilizada, las bandas deben ser redimensionadas. Las imágenes Terra-MODIS están disponibles desde el año 1999 y las Aqua-MODIS desde el 2002. Con dichas bandas se puede estimar el estado de la nieve analizando las bandas del NIR ($1.24\mu\text{m}$ y $1.375\mu\text{m}$), y en la banda SWIR ($2.13\mu\text{m}$) ya que el tamaño de grano de nieve afecta el rango del infrarrojo. Los porcentajes de reducción de albedo ante presencia de LAIs se pueden comparar con los resultados de todas las longitudes de onda en las que adquiere en el sensor, teniendo en cuenta la diferencia de resoluciones espaciales de las bandas.

Adicionalmente, se puede calcular la pendiente del rango visible, como así también se puede ajustar una función cuadrática a las bandas de los grupos RGB, azul, cerceta y todas las demás opciones combinadas.

El instrumento VIIRS, abordo del satélite Suomi-NPP cuenta con la capacidad de adquirir imágenes en las longitudes de onda de $0.412\mu\text{m}$, $0.445\mu\text{m}$, $0.488\mu\text{m}$, $0.555\mu\text{m}$, $0.64\mu\text{m}$, $1.24\mu\text{m}$, $1.378\mu\text{m}$ y $2.25\mu\text{m}$, siendo la banda del $0.64\mu\text{m}$ la única de la selección con una resolución espacial de 375m, mientras que las demás cuentan con píxeles de 750m.

De utilizar imágenes VIIRS para estimar la presencia de LAIs, dependiendo la metodología utilizada, las bandas deben ser redimensionadas. Las imágenes VIIRS están disponibles desde el año 2011. Con dichas bandas se puede estimar el estado de la nieve analizando las bandas del NIR ($1.24\mu\text{m}$ y $1.37\mu\text{m}$), y en la banda SWIR ($2.25\mu\text{m}$) ya que el tamaño de grano de nieve afecta el rango del infrarrojo. Los porcentajes de reducción de albedo ante presencia de LAIs se pueden comparar con los resultados de todas las longitudes de onda en las que adquiere en el sensor, teniendo en cuenta la diferencia de resoluciones espaciales de las bandas.

Adicionalmente, se puede calcular la pendiente del rango visible, como así también se puede ajustar una función cuadrática a las bandas del grupo RGB, azul, cerceta y todas las demás opciones combinadas.

Tabla 6.13: Principales características de bandas útiles para estimar presencia de impurezas en nieve, presentes en sensores de libre acceso.

Sensor	Año de lanzamiento	Bandas	Región	Longitud de onda inferior (μm)	Longitud de onda superior (μm)	Longitud de onda central (μm)	Resolución espacial (m)	Tiempo de revisita (días)
Landsat 5 TM	1984	1	azul	0.45	0.52	0.485	30	16
Landsat 5 TM	1984	2	verde	0.52	0.6	0.56	30	16
Landsat 5 TM	1984	3	rojo	0.63	0.69	0.66	30	16
Landsat 5 TM	1984	7	SWIR2	2.08	2.35	2.215	30	16
Landsat 7 ETM	1999	1	azul	0.45	0.52	0.483	30	16
Landsat 7 ETM	1999	2	verde	0.52	0.6	0.56	30	16
Landsat 7 ETM	1999	3	rojo	0.63	0.69	0.662	30	16
Landsat 7 ETM	1999	7	SWIR2	2.09	2.35	2.206	30	16
Landsat 8 OLI	2013	1	aerosoles costeros	0.43	0.45	0.443	30	16
Landsat 8 OLI	2013	2	azul	0.45	0.51	0.482	30	16
Landsat 8 OLI	2013	3	verde	0.53	0.59	0.561	30	16
Landsat 8 OLI	2013	4	rojo	0.64	0.67	0.655	30	16
Landsat 8 OLI	2013	7	SWIR2	2.11	2.29	2.201	30	16
Landsat 8 OLI	2013	9	cirrus	1.36	1.38	1.373	30	16
Sentinel 2A y 2B MSI	2015 y 2017	1	aerosoles costeros	0.41	0.457	0.443	60	3,5 ó 10
Sentinel 2A y 2B MSI	2015 y 2017	2	azul	0.439	0.535	0.494	10	3,5 ó 10
Sentinel 2A y 2B MSI	2015 y 2017	3	verde	0.537	0.582	0.56	10	3,5 ó 10
Sentinel 2A y 2B MSI	2015 y 2017	4	rojo	0.646	0.685	0.665	10	3,5 ó 10
Sentinel 2A y 2B MSI	2015 y 2017	10	cirrus	1.358	1.389	1373.5	60	3,5 ó 10
Sentinel 2A y 2B MSI	2015 y 2017	12	SWIR2	2.072	2.312	2.194	20	3,5 ó 10
Sentinel 3A y 3B OLCI	2016 y 2018	2	aerosoles costeros	0.4075	0.4175	0.4125	300	2
Sentinel 3A y 3B OLCI	2016 y 2018	3	aerosoles costeros	0.4375	0.4475	0.442	300	2
Sentinel 3A y 3B OLCI	2016 y 2018	4	azul	0.485	0.495	0.49	300	2
Sentinel 3A y 3B OLCI	2016 y 2018	6	verde	0.555	0.565	0.56	300	2
Sentinel 3A y 3B OLCI	2016 y 2018	8	rojo	0.66	0.67	0.665	300	2
Sentinel 3A y 3B OLCI	2016 y 2018	21	SWIR	1	1.04	1.02	300	2
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	1	rojo	0.62	0.67	0.659	250	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	3	azul	0.459	0.479	0.47	500	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	4	verde	0.545	0.565	0.555	500	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	5	NIR	1.23	1.25	1.24	500	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	7	SWIR	2.105	2.155	2.13	500	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	8	aerosoles costeros	0.405	0.42	0.415	1000	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	9	aerosoles costeros	0.438	0.448	0.443	1000	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	10	azul	0.483	0.493	0.49	1000	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	12	verde	0.546	0.556	0.565	1000	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	13	rojo	0.662	0.672	0.653	1000	diario
MODIS Terra y Aqua	1999 y 2002	26	NIR	1.36	1.39	1.375	1000	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	M1	aerosoles costeros	0.402	0.422	0.412	750	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	M2	aerosoles costeros	0.436	0.454	0.445	750	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	M3	azul	0.478	0.498	0.488	750	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	M4	verde	0.545	0.565	0.555	750	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	I1	rojo	0.6	0.68	0.64	375	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	M8	SWIR	1.23	1.25	1.24	750	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	M9	SWIR	1.371	1386	1.378	750	diario
Suomi NPP VIIRS	2011	M11	SWIR	2.225	2.275	2.25	750	diario

6.1.6. Comparación de simulaciones de albedo SNICAR con la respuesta espectral de sensores ópticos

Las simulaciones realizadas en los apartados anteriores y las metodologías aplicadas para estimar presencia de diferentes impurezas en nieve fresca y envejecida, se desarrollaron teniendo en cuenta los valores de las longitudes de onda centrales de sensores ópticos operativos en la actualidad.

De aplicar lo establecido en este capítulo a los datos de sensores remotos, debe tenerse en cuenta que los valores de las bandas existentes no representan una sola longitud de onda sino que el valor obtenido corresponde con la integración de un rango de valores sobre una longitud de onda central o *central wavelength*. A su vez, dicho rango varía dependiendo del sensor.

A continuación se muestran los resultados obtenidos de comparar las metodologías propuestas de estimación de LAIs entre las simulaciones de SNICAR y los valores de la respuesta de la radiancia espectral relativa de las bandas presentes en el sensor OLI.

La respuesta de albedo simulada en el modelo SNICAR que se compara a continuación, fue aquella presentada en las figuras 6.32 y 6.34, las cuales representan el albedo de un cuerpo nívoo con altas concentraciones de impurezas en nieve fresca y envejecida.

Respuesta de Landsat-8 ante la presencia de LAIs en nieve fresca

- Variación en la respuesta espectral del albedo en presencia de impurezas

Los valores de albedo de nieve fresca pura obtenidos mediante el análisis de la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8, a excepción de la banda SWIR, son iguales a aquellos valores obtenidos para nieve fresca pura de las simulaciones de SNICAR que consideran una sola longitud de onda (Tabla 6.14). La banda SWIR presenta un albedo de 0.20, lo cual representa una disminución en la respuesta de las simulaciones en SNICAR menor al 10 %, cuyo valor es de 0.22. Dichas variaciones se pueden observar en la Fig. 6.38, donde se representan con líneas sólidas la firma espectral de nieve pura y nieve con presencia de altas concentraciones de LAIs simuladas en SNICAR, y en puntos la respuesta espectral relativa de Landsat-8.

Tabla 6.14: Respuestas de albedo de nieve fresca pura obtenidas a partir de simulaciones de SNICAR y cálculo de la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8.

Bandas	Azul (0.48 μ m)	Roja (0.65 μ m)	NIR (1.37 μ m)	SWIR (2.20 μ m)
Respuesta espectral relativa de Landsat-8	0.99	0.97	0.63	0.20
Simulaciones de albedo de SNICAR	0.99	0.97	0.63	0.22

El porcentaje de disminución de albedo de la respuesta espectral relativa de Landsat-8 ante la presencia de altas concentraciones de diferentes impurezas en nieve fresca es igual al obtenido por las simulaciones en SNICAR (ver Tablas 6.2, 6.4, 6.6, 6.7). Las porcentajes de cambio para la banda SWIR no superan el 0.01 % con respecto a la nieve fresca pura. Como se mencionó anteriormente, en la Fig 6.38 los puntos se

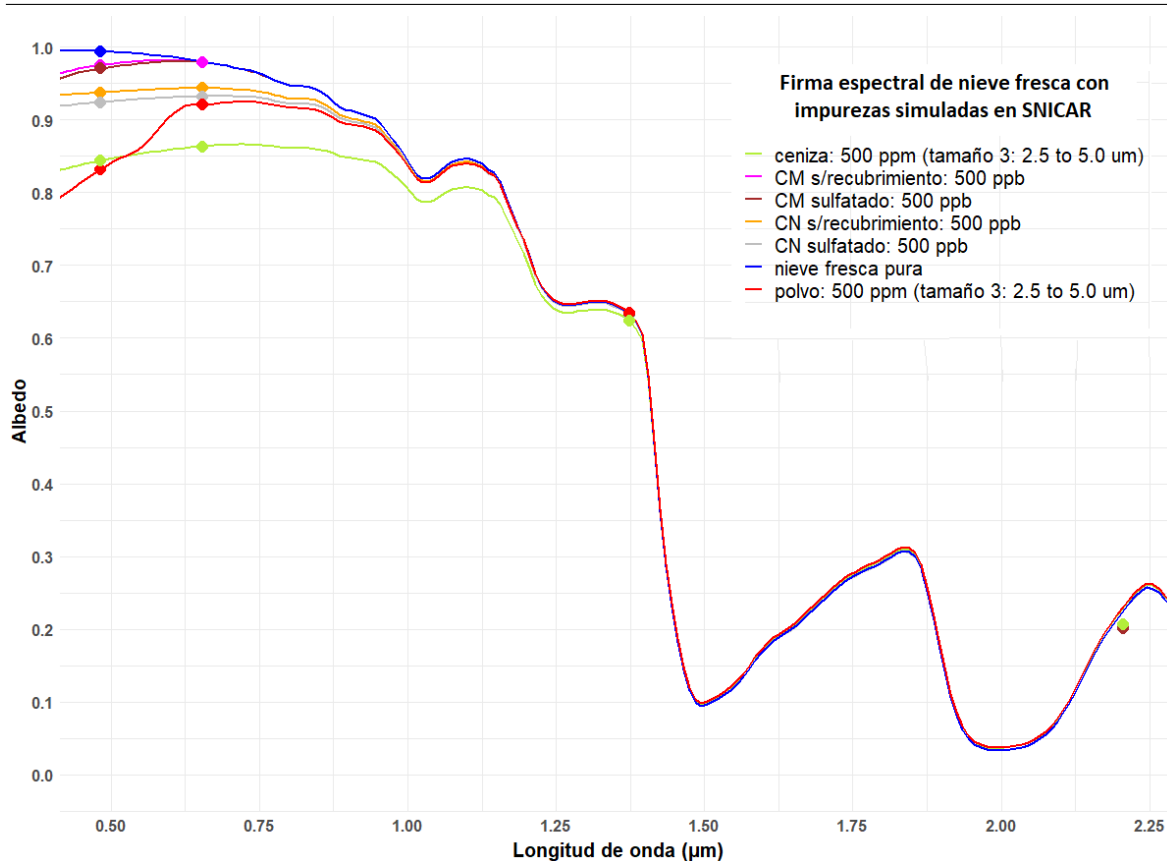


Figura 6.38: Superposición de valores de la respuesta espectral relativa de Landsat-8 (puntos • con sus respectivos colores), sobre las firmas espectrales de nieve fresca en presencia de impurezas a altas concentraciones, simuladas con SNICAR. Donde CN = carbono negro, CM = carbono marrón, s/r = sin recubrimiento.

observan por debajo de la curva debido a que la nieve fresca pura calculada según la respuesta espectral relativa de Landsat-8 es menor a las simulaciones de SNICAR.

- Pendiente del rango visible

Los valores de la pendiente en el rango visible para la respuesta espectral relativa de Landsat-8 son iguales que los obtenidos para la simulación de SNICAR (ver Tabla 6.15), a excepción de aquellas pendientes correspondientes al carbono marrón que presentan valores superiores.

- Ajuste cuadrático a las bandas del grupo RGB

El único grupo de bandas presentado en la metodología para ajustar la función cuadrática que posee el sensor OLI de Landsat-8 es el grupo RGB. Para nieve fresca con alto contenido de impurezas, los resultados de ajustar una función cuadrática en 3 puntos a la respuesta espectral relativa de Landsat-8 varían con respecto a aquellos obtenidos por el simulador SNICAR, sin embargo, el signo del coeficiente cuadrático coincide en ambos casos. Tal como se lo estableció en la Tabla 6.8, excepto el coeficiente correspondiente a altas concentraciones de polvo, todos los ajustes representan una forma cóncava de la curva en dichos 3 puntos. En la tabla 6.16 se presentan los valores comparados para diferentes tipos de impurezas.

6.1 SIMULACIONES DE REFLECTANCIA DE CUERPOS NÍVEOS A PARTIR DEL MODELO SNICAR-AD

Tabla 6.15: Pendiente en el rango visible de nieve fresca obtenidos de las simulaciones en SNICAR y la respuesta espectral relativa de Landsat-8, ante la presencia de altas concentraciones de impurezas (500ppb para partículas carbonosas y 500 ppm para ceniza y polvo). Donde CN = carbono negro, CM = carbono marrón, s/r = sin recubrimiento.

		Pendiente del rango visible en Nieve Fresca						
		Nieve pura	CN s/r	CN sulfatado	CM s/r	CM sulfatado	Polvo	Ceniza
Respuesta espectral Landsat 8		-0.08	0.03	0.04	0.02	0.04	0.50	0.10
Simulaciones SNICAR		-0.08	0.03	0.04	0.01	0.03	0.49	0.10

Tabla 6.16: Resultados de ajustar una función cuadrática en 3 puntos (grupo RGB), comparando la respuesta espectral relativa de Landsat-8 y las simulaciones de SNICAR para nieve fresca. Donde CN = carbono negro, CM = carbono marrón, s/r = sin recubrimiento. Las concentraciones de impurezas son: 500ppb para partículas carbonosas y 500 ppm para ceniza y polvo

		Ajuste cuadrático en Nieve Fresca					
		CN s/r	CN sulfatado	CM s/r	CM sulfatado	Polvo	Ceniza
Respuesta espectral Landsat-8		-0.16	-0.14	-0.01	-0.54	0.37	-0.25
Simulaciones SNICAR		-0.16	-0.15	-0.57	-0.57	0.22	-0.28

La Tabla 6.10 establece ciertas reglas para estimar el estado de nieve utilizando sensores ópticos. En la misma, para la banda SWIR indica que si la reducción del albedo es menor al 60 %, la nieve es fresca. Dicho porcentaje es calculado teniendo en cuenta el albedo de nieve pura con tamaño de grano de 30 μm , lo que equivale a 0.418. Comparando los resultados obtenidos en esta instancia con los de la Tabla 6.10 y los de la Tabla 6.11 donde se exponen las reglas para diferenciar nieve fresca afectadas por diferentes LAIs, se puede observar que la reducción de albedo de la banda SWIR fue del 47,8 %, lo cual significa que el estado de la nieve es “fresca”. Esto indica que es posible utilizar la reducción de albedo en el SWIR con el sensor Landsat-8 OLI. Adicionalmente, los porcentajes de reducción de albedo coinciden con los estimados en las simulaciones de SNICAR, a excepción de los valores obtenidos para el carbono marrón sulfatado en la banda roja.

Los valores resultantes de calcular la pendiente en el rango visible coinciden con los criterios de diferenciación propuestos en la Tabla 6.11.

Finalmente, el ajuste de la función cuadrática a las bandas del grupo RGB para nieve fresca con altos contenidos de impurezas, en algunos casos muestra una variación con los valores obtenidos en las simulaciones de SNICAR. Sin embargo, los resultados para la respuesta espectral relativa de Landsat-8, coinciden con los criterios de diferenciación de nieve fresca afectada por diferentes impurezas establecidas en la Tabla 6.11.

Respuesta de Landsat-8 ante la presencia de LAIs en nieve envejecida

- Variación en la respuesta espectral del albedo en presencia de impurezas

Los valores de albedo de nieve envejecida pura obtenidos mediante el análisis de la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8 son similares a aquellos valores obtenidos para nieve envejecida pura de las simulaciones de SNICAR que consideran

Comparación de simulaciones de albedo SNICAR con la respuesta espectral de sensores ópticos

una sola longitud de onda. En la Tabla 6.17 se presenta una comparación de los valores de albedo simulados en SNICAR y aquellos calculados teniendo en cuenta la respuesta espectral relativa de Landsat-8. Para las bandas azul y roja no se identificaron variaciones, mientras que la banda NIR presenta un incremento del 4% y la banda SWIR una disminución del 10%, tomando como referencia los valores de albedo de las simulaciones de SNICAR.

Tabla 6.17: Respuestas de albedo de nieve envejecida pura obtenidas a partir de simulaciones de SNICAR y cálculo de la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8.

Bandas	Azul (0.48 μ m)	Roja (0.65 μ m)	NIR (1.37 μ m)	SWIR (2.20 μ m)
Respuesta espectral relativa de Landsat-8	0.98	0.93	0.25	0.019
Simulaciones de albedo de SNICAR	0.98	0.93	0.24	0.021

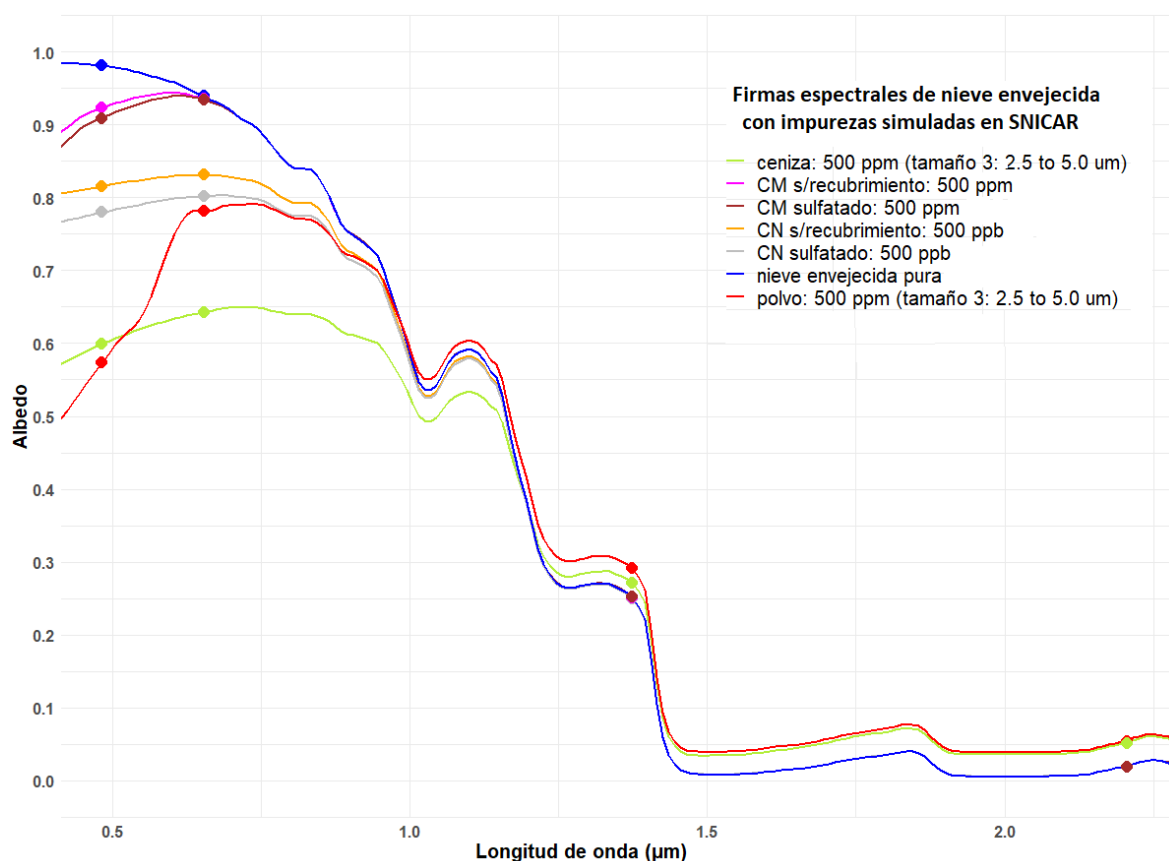


Figura 6.39: Superposición de valores de la respuesta espectral relativa de landsat-8 (puntos •), sobre las firmas espectrales de nieve envejecida en presencia de impurezas a altas concentraciones, simuladas con SNICAR. Donde CN = carbono negro, CM = carbono marrón, s/r = sin recubrimiento.

El porcentaje de cambio de albedo de la respuesta espectral relativa de Landsat-8 ante la presencia de altas concentraciones de diferentes impurezas en nieve envejecida es similar al obtenido por las simulaciones en SNICAR. Las variaciones se observan a nivel decimal a excepción de los valores de la banda SWIR para altas concentraciones de polvo y ceniza. Para nieve con altas concentraciones de polvo el aumento del

albedo es del 7% (banda SWIR) con respecto a los valores obtenidos del SNICAR. Mientras que, para altas concentraciones de ceniza en la banda SWIR las simulaciones en SNICAR estimaban un incremento de albedo de 253.5% y la respuesta espectral de Landsat-8 es del 272%. Los porcentajes de reducción se pueden observar en la Tabla 6.18. La diferencia de porcentaje entre la respuesta espectral relativa de Landsat-8 y SNICAR en el SWIR no se perciben visualmente en la Fig. ?? ya que dichos cambios se encuentran en un orden de magnitud de -2.

Tabla 6.18: Porcentaje de cambio de albedo ante la presencia de impurezas en nieve envejecida en base a la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8 OLI. Donde CN = carbono negro, CM = carbono marrón, s/r = sin recubrimiento. Valores de concentración = 500 ppb para partículas carbonosas y 500 ppm para polvo y ceniza.

Bandas	Albedo de nieve envejecida pura	Porcentaje de cambio de albedo según diferentes impurezas					
		CN s/r	CN sulfatado	CM s/r	CM sulfatado	Polvo	Cenizas
Azul (0.48µm)	0.984	83.1 %	79.5 %	94.1 %	92.7 %	58.4 %	61.0 %
Roja (0.65 µm)	0.939	88.5 %	85.4 %	99.7 %	99.6 %	83.3 %	68.5 %
NIR (1.375µm)	0.251	99.8 %	99.5 %	100.0 %	100.1 %	115.8 %	108.0 %
SWIR (2.20 µm)	0.019	99.9 %	100.1 %	100.0 %	100.2 %	286.9 %	272.0 %

■ Pendiente del rango visible

Los valores de la pendiente en el rango visible para la respuesta espectral relativa de Landsat-8 en nieve envejecida, son similares a los obtenidos para la simulación de SNICAR (ver Tabla 6.19). En los casos donde las pendientes no coinciden, los valores obtenidos para la respuesta espectral relativa de Landsat-8 son mayores.

Tabla 6.19: Valores de albedo de nieve envejecida obtenidos de las simulaciones en SNICAR y la respuesta espectral relativa de Landsat-8, ante la presencia de altas concentraciones de impurezas (500ppb para partículas carbonosas y 500 ppm para ceniza y polvo). Donde CN = carbono negro, CM = carbono marrón, s/r = sin recubrimiento.

Respuesta espectral Landsat 8	Pendiente del rango visible en Nieve Envejecida						
	Nieve pura	CN s/r	CN sulfatado	CM s/r	CM sulfatado	Polvo	Ceniza
Simulaciones SNICAR	-0.23	0.08	0.12	0.07	0.13	1.16	0.24
	-0.26	0.08	0.12	0.04	0.11	1.14	0.24

■ Ajuste cuadrático a las bandas del grupo RGB

Para nieve envejecida con alto contenido de impurezas, los resultados de ajustar una función cuadrática en 3 puntos a la respuesta espectral relativa de Landsat-8 varían con respecto a aquellos obtenidos por el simulador SNICAR. A excepción del valor obtenido para altas concentraciones de polvo, el signo del coeficiente cuadrático coincide con los valores de los resultados de las simulaciones de SNICAR. En la tabla 6.20 se presentan los valores comparados para diferentes tipos de impurezas.

Tabla 6.20: Resultados de ajustar una función cuadrática en 3 puntos (grupo RGB), comparando la respuesta espectral relativa de Landsat-8 y las simulaciones de SNICAR para nieve envejecida. Las concentraciones de impurezas son: 500ppb para partículas carbonosas y 500 ppm para ceniza y polvo. Donde CN = carbono negro, CM = carbono marrón, s/r = sin recubrimiento.

	Ajuste cuadrático en Nieve Envejecida					
	CN s/r	CN sulfatado	CM s/r	CM sulfatado	Polvo	Ceniza
Respuesta espectral Landsat 8	-0.48	-0.23	-1.58	-1.56	1.57	-0.46
Simulaciones SNICAR	-1.09	-1.60	-0.85	-1.76	-15.15	-3.14

Comparando los resultados obtenidos en esta instancia con los de la Tabla 6.10 y los de la Tabla 6.12 donde se exponen las reglas para diferenciar nieve envejecida afectada por diferentes LAIs, se puede observar que la reducción de albedo de la banda SWIR fue del 95.6%, lo cual significa que el estado de la nieve es “envejecida”. Esto indica que es posible utilizar la reducción de albedo en el SWIR con el sensor Landsat-8 OLI. Adicionalmente, los porcentajes de variación de albedo coinciden con los estimados en las simulaciones de SNICAR, a excepción de los valores de la banda SWIR para concentraciones de 500 ppm de polvo y ceniza.

Si bien existen variaciones entre los valores de la pendiente en el rango visible obtenidos para la respuesta espectral relativa de Landsat-8 y las curvas espectrales de albedo simuladas en SNICAR, todos los valores coinciden con los criterios de diferenciación propuestos en la Tabla 6.12.

Finalmente, el ajuste de la función cuadrática a las bandas del grupo RGB para nieve envejecida con altos contenidos de LAIs muestra una variación con respecto a los de las simulaciones de SNICAR. Los valores obtenidos para CN sin recubrimiento, CN sulfatado y cenizas, son menores al rango de detección establecido en la Tabla 6.12. Por otra parte, los valores de carbono marrón (sin recubrimiento y sulfatado), coinciden con lo establecido en los criterios para diferenciar nieve envejecida afectada por diferentes impurezas. Por último, para altas concentraciones de polvo en nieve envejecida, el valor obtenido de ajustar una función cuadrática a las bandas del RGB no sólo no coincide con el rango establecido en la Tabla 6.12 sino que el signo del coeficiente cuadrático es diferente. El valor resultante, 1.57 representa una curva convexa comprendida entre dichos puntos, lo que, a diferencia del resultado obtenido de los valores simulados en SNICAR, coincide con la interpretación visual de la Fig. 6.34.

6.2. Discusión

En el presente trabajo, los resultados de las primeras simulaciones en SNICAR relacionadas a la disminución de albedo debido al incremento del tamaño de grano de nieve, coinciden con establecido por [8], [24], [57], [90]. En esta primera instancia, la reducción del albedo simulado se debe al aumento del tamaño de grano, cuando la nieve es pura.

Si bien en [91] se modelaron respuestas espectrales de nieve con SNICAR ante diferentes ángulos cenitales solares y tamaños de grano de nieve, en el presente trabajo se exponen los primeros resultados de simular diferentes tamaños de grano de nieve a radiación incidente directa, ángulo cenital solar de 64.8° en un cuerpo níveo de 1m de profundidad para la latitud

y longitud de Bariloche.

Para las condiciones establecidas en la zona de estudio, el albedo en el rango visible, con un tamaño de grano de $1000 \mu\text{m}$ disminuye sólo un 7%. Sin embargo, analizando el albedo en el NIR o SWIR se puede establecer que el mismo se reduce un 50% o 95% en la banda $2.205 \mu\text{m}$ para tamaños de grano de 100 y $1000 \mu\text{m}$ respectivamente.

Al igual que lo establecido en [90], [92], [57], [77], [72], [93], [94] y [95], los resultados de este trabajo mostraron que el albedo de la nieve es afectado en gran medida por impurezas en el rango visible y por el tamaño de grano de nieve en el rango del infrarrojo cercano. De la misma manera, se ha observado que en presencia de tamaños de grano de nieve mayores, es decir, en nieve envejecida, se amplifica el impacto de las impurezas en el rango visible, y que contenidos altos de impurezas pueden impactar el albedo en el rango del infrarrojo cercano.

Si bien las simulaciones realizadas en este trabajo, tuvieron en cuenta las concentraciones de impurezas medidas *in situ* por [90], [92], [57], [77], [52], [72], [76] y [54], en el caso de que dichos trabajos presentaran simulaciones con SNICAR o radiómetros de campo, los datos no son comparables con los resultados de este trabajo ya que en todos los casos varían los parámetros de entrada del simulador de transferencia radiativa.

En este trabajo se presentan los primeros resultados para los parámetros de entrada utilizados en el modelo SNICAR en América Latina: radiación incidente directa, ángulo cenital solar de 64.8° en un cuerpo nívoo de 1m de profundidad para la latitud y longitud de Bariloche.

Se analizaron los resultados de las simulaciones de SNICAR mediante diferentes aproximaciones sin precedentes en la bibliografía. Las mismas consisten en el análisis del porcentaje de reducción de albedo, cálculo de la pendiente en el rango visible, análisis de índices normalizados INAN e INRN y análisis del ajuste cuadrático en diferentes bandas del rango visible.

Las metodologías propuestas son adaptables a otros cuerpos nívoo cuyos parámetros de entrada al modelo SNICAR difieran de los utilizados en el presente trabajo.

Para los datos de entrada al modelo SNICAR utilizados en este caso de estudio, se determinó el porcentaje de variación de albedo sobre la nieve fresca y envejecida que representa cada impureza a diferentes concentraciones. El carbono negro, ya sea sin recubrimiento o sulfatado, reduce el albedo de nieve fresca de las bandas roja y azul en un 10% a partir de concentraciones iguales o mayores que 1000 ppb. Concentraciones menores a dicho valor están dentro del rango de error de medición del sensor. Para nieve envejecida se obtiene una reducción del 10% en dichas bandas a concentraciones iguales o mayores que 100 ppb. El carbono marrón sólo afecta la banda azul ya que concentraciones de 10.000 ppb sólo redujeron el albedo de la banda roja un 2% para nieve fresca y 4% para nieve envejecida. Se requieren concentraciones iguales o mayores a 5000 ppb para que el albedo se reduzca un 10% en la banda $0.445 \mu\text{m}$ de nieve fresca. Para nieve envejecida se obtiene una reducción del 10% en dichas bandas a concentraciones iguales o mayores que 1000 ppb. Tanto el polvo como la ceniza también disminuyen el albedo de las bandas del rango visible, pero a concentraciones mayores que 50 ppm el albedo del rango NIR-SWIR aumenta. El efecto del polvo en nieve fresca es similar al del carbono marrón, disminuye sólo la reflectancia de la banda azul. A partir de los 100 ppm la banda $0.445 \mu\text{m}$ se reduce un 10%, mientras que la banda roja disminuye un 2%. Para nieve envejecida se aprecia una reducción del 10% en la banda azul a concentraciones menores, es decir a partir de 15 ppm. A 100 ppm se aprecia

una disminución del 80 % en la banda azul y un 10 % en la banda roja. Finalmente en nieve fresca, la ceniza volcánica a 100 ppm afecta un 10 % la banda azul y un 5 % la banda roja, con lo cual a iguales concentraciones y tamaño de partícula la ceniza disminuye en mayor porcentaje el albedo de la banda roja que el polvo. A concentraciones de 1000 ppm se reduce un 20 % la banda azul, un 15 % la banda roja y un 10 % la banda NIR (1.025 μm). En nieve envejecida contaminada con cenizas, dichos porcentajes de reducción son provocados por concentraciones menores: a 50 ppm, la banda azul se reduce un 15 %, la banda roja un 10 % y adicionalmente la banda SWIR (2.205 μm) aumenta un 16 %.

El análisis de la pendiente en el rango visible para nieve fresca determinó que para partículas carbonosas es menor a 0 cuando las concentraciones son iguales o menores que 100 ppb. Mientras que para el polvo la pendiente es mayor a 0.1 a concentraciones iguales o mayores que 50 ppm. Finalmente la pendiente de nieve fresca con cenizas es mayor a 0.1 cuando las concentraciones son iguales o mayores que 500 ppm. Con respecto al análisis de la pendiente en el rango visible para nieve envejecida, para partículas carbonosas es menor a 0 cuando las concentraciones son iguales o menores que 100 ppb. Mientras que para el polvo la pendiente es mayor a 0.5 a concentraciones iguales o mayores 100 ppm. Finalmente la pendiente de nieve envejecida con cenizas es >0.2 cuando las concentraciones son iguales o mayores 300 ppm.

Para nieve fresca con presencia de CN, los índices INAN e INRN presentan un valor igual o mayor a 0.08 a concentraciones iguales o menores a 100 ppb. En presencia de CM, el índice INAN es mayor o igual a 0.09 a concentraciones iguales o menores que 100 ppb mientras que a dichas concentraciones el índice INRN muestra un valor igual a 0.08. Para el polvo, el INAN es mayor o igual a 0.07 y el INRN es mayor o igual a 0.08 a concentraciones iguales o menores que 50 ppm. Finalmente, en presencia de ceniza volcánica, el INAN es mayor o igual a 0.04 y el INRN es mayor o igual a 0.05 a concentraciones iguales o menores que 300 ppm. Para nieve envejecida con presencia de CN, los índices INAN e INRN presentan un valor mayor o igual a 0.25 y mayor o igual a 0.24 respectivamente a concentraciones iguales o menores que 100 ppb. En presencia de CM, el índice INAN es mayor o igual a 0.20 a concentraciones iguales o menores que 100 ppb mientras que a dichas concentraciones el índice INRN muestra un valor mayor o igual a 0.27. Para el polvo, el INAN es mayor o igual a 0.20 y el INRN mayor o igual a 0.25 a concentraciones iguales o menores que 50 ppm. Finalmente, en presencia de ceniza volcánica, en INAN e INRN es mayor o igual a 0.20 a concentraciones iguales o menores que 100 ppm.

Finalmente, los resultados de aplicar la metodología del ajuste cuadrático a diferentes grupos de bandas del rango visible, para el caso de nieve fresca muestran valores negativos para el coeficiente que acompaña el término cuadrático, en todos los casos a excepción del polvo a altas concentraciones de impurezas, en el grupo de bandas RGB, cuyo valor es positivo indicando una forma convexa de la curva en dichos 3 puntos. Para el caso de nieve envejecida, el CN a concentraciones mayores a 500 ppb, muestra valores positivos únicamente en el grupo de bandas Cerceta, los demás valores varían en diferentes rangos negativos. El CM en todos los grupos de bandas y a concentraciones de 100 y 500 ppb, siempre posee valores negativos, es decir, una forma cóncava de la curva. El polvo presenta valores negativos del ajuste a concentraciones ≤ 100 ppm en todos los grupos de bandas, pero valores negativos a concentraciones ≥ 500 ppm en los grupos RGB y Visible. Para los grupos Cerceta y Azul, presenta una forma de la curva convexa a concentraciones ≥ 500 ppm. La ceniza volcáni-

ca, solo presenta valores positivos del ajuste cuadrático para el grupo de bandas Cerceta a concentraciones \Rightarrow 500 ppm.

La interpretación de los resultados de las metodologías propuestas para diferenciar el estado de la nieve y la presencia de LAIs se encuentra disponible en las Tablas 6.11 y 6.12. En las mismas se presentan diferentes criterios para diferenciar nieve fresca o envejecida con presencia de impurezas. Dichas tablas, son el resultado del análisis de las simulaciones SNICAR teniendo en cuenta los parámetros de entrada del modelo establecidos para el área de estudio de este trabajo.

Las bandas utilizadas en las metodologías de estimación de LAIs propuestas en este trabajo, se encuentran disponibles en diferentes sensores ópticos operativos en la actualidad, tal como se menciona en la sección 6.1.5. De comparar los resultados del modelo SNICAR con la respuesta de sensores ópticos, hay que tener en cuenta la respuesta espectral relativa de cada sensor, tal como se aplicó en la sección 6.1.6. Para el caso del sensor Landsat-8, los resultados de comparar las simulaciones SNICAR con la respuesta espectral relativa de las bandas del sensor, coinciden con los criterios de diferenciación propuestos en las tablas 6.11 y 6.12.

CAPÍTULO 7

Conclusión

La caracterización y monitoreo de cuerpos níveos de los Andes Argentinos es esencial para el manejo del suministro de agua, prevención de desastres, regulación de actividades turísticas, entre otras. Si bien no se recomienda reemplazar las mediciones *in situ*, complementar las mismas con productos derivados del sensado remoto, tanto de instrumentos ópticos como SAR, ha demostrado tener excepcionales ventajas en representar parámetros de nieve en grandes e inaccesibles áreas montañosas.

En el presente trabajo, el primer objetivo específico consistía en generar series temporales de imágenes SAR y caracterizar su evolución temporal en sitios con diferentes condiciones físicas y ambientales. Para concretar el mismo, diferentes colecciones de imágenes y productos tales como cobertura de agua, bosques, modelos de elevación digital, imágenes ópticas y de radar, etc., fueron exitosamente integradas y manipuladas como grandes volúmenes de datos en la plataforma Google Earth Engine. Esto permitió una apropiada y representativa caracterización de la zona de estudio, proporcionando una poderosa plataforma sin precedentes donde es posible trabajar íntegramente en la visualización, procesamiento y descarga de diferentes conjuntos de datos.

Los resultados de analizar las series de tiempo de coeficiente de retrodispersión obtenidas de imágenes Sentinel-1 implementadas en GEE, probaron ser una herramienta adecuada para diferenciar 3 períodos de cobertura de nieve estacional (suelo sin nieve, nieve fresca y nieve en fusión). El análisis de series de tiempo regionales de áreas cubiertas de nieve y la determinación del período de fusión son de gran interés y necesarias para aplicaciones de manejo de cuencas, modelado hidrológico, investigaciones de cambio climático, entre otras.

En este estudio, también fue posible determinar eventos de precipitación (nieve o lluvia), de derretimiento y recongelamiento dentro del periodo temporal analizado en las series de tiempo de retrodispersión. Las variaciones de la retrodispersión observadas para fechas particulares, fueron analizadas teniendo en cuenta los datos de las estaciones meteorológicas más cercanas, para verificar la razón de dicha variación. Lo mencionado anteriormente indica que el valor medio de retrodispersión de los polígonos seleccionados para construir la serie tem-

poral, son sensibles a las condiciones ambientales y que pueden representar correctamente el estado de la cobertura del suelo en el momento de la adquisición del sensor.

Adicionalmente, y como resultado final de cumplir el objetivo específico número 1, el uso de series de tiempo de coeficiente de retrodispersión permitió caracterizar los diferentes polígonos o zonas de interés teniendo en cuenta el ángulo de incidencia local, dirección de mirada y órbita del sensor. Los polígonos fueron agrupados su rango de backscattering en facing, shadow y perpendicular. Al considerar el análisis de imágenes SAR y series de tiempo, es importante tener en cuenta la influencia del LIA (ángulo de incidencia local) y de las características de adquisición del sensor sobre la señal retrodispersada por el objeto en zonas montañosas ya que valores obtenidos para una misma fecha, en una misma zona varían dependiendo del aspecto de la pendiente donde se encuentra localizado cada ROI, lo cual no significa una variación en el estado de la nieve.

El objetivo específico número 2 se desarrolló a través de dos instancias. En una primera instancia, se aplicaron diferentes grafos de pre-procesamiento en SNAP y GEE. La diferencia de aplicar el algoritmo de detección de cambio para mapear nieve en fusión utilizando imágenes Sentinel-1 disponibles en GEE, y realizarlo con imágenes de las mismas fechas pre-procesadas en SNAP, mostró errores de omisión y comisión menores al 6% en la clasificación, mientras que los porcentajes de errores de comisión y omisión para la clasificación realizada en las imágenes de ambas plataformas pero incorporando un filtro de speckle fueron de 4.8% y 9.6% respectivamente. Si bien se recomienda analizar las diferencias y similitudes de clasificación de nieve húmeda producto de los procesamientos en GEE y SNAP en más imágenes de fechas diferentes, en los resultados de este trabajo, las diferencias de clasificación no fueron significativas. Este resultado permite establecer que la aplicación del algoritmo de detección de cambio en la colección de Sentinel-1 presente en GEE es posible. Google Earth Engine posee ciertas ventajas como la posibilidad de trabajar en una poderosa y gratuita plataforma online, donde ya se encuentran disponibles una amplia variedad de productos e imágenes listas para usar, lo cual reduce sustancialmente el tiempo computacional de descarga y procesamiento de datos. Adicionalmente es posible visualizar los resultados en diferentes formatos antes de exportarlos. En el presente trabajo, la posibilidad de utilizar GEE ha sido exitosa no sólo para el mapeo de nieve en fusión sino también para la construcción y análisis de series temporales. En una segunda instancia del objetivo específico número 2, se analizó la dependencia espacial del umbral de detección de cambios para identificar nieve en fusión. Para aplicar el algoritmo de detección de cambio en la zona de estudio analizada, se corroboró que cada polígono presenta un umbral en particular, y que a su vez, dicho umbral varía dependiendo de la fecha seleccionada (8/09/2019, 22/10/2019 y 15/11/2019) y que no depende de la altura ni pendiente donde se ubique. Adicionalmente, en la zona de estudio de Bariloche existen diferencias significativas entre suelo sin nieve y nieve fresca, por lo que, si no se tienen en cuenta los valores de retrodispersión temporalmente, aplicando un umbral fijo a la etapa de nieve fresca la metodología de clasificación de detección de cambios puede considerarlo nieve en fusión.

El objetivo específico número 3 se realizó a través de simulaciones en el modelo de transferencia radiativa SNICAR. A través de las simulaciones realizadas en SNICAR, se pudo corroborar que si bien las impurezas presentan mayor impacto en el albedo del rango visible, las perturbaciones dependen del tamaño de grano que posea el cuerpo níveo, siendo este último uno de los parámetros de mayor importancia a la hora de estimar el albedo de

la nieve. Con lo cual se requiere en una primera instancia, identificar el estado de la nieve (nieve fresca o nieve en fusión). El mayor tamaño de grano de nieve que puede seleccionarse como parámetro de entrada en el simulador SNICAR es $1500 \mu\text{m}$. Para las condiciones establecidas en la zona de estudio, el albedo en el rango visible, con un tamaño de grano de $1500 \mu\text{m}$ disminuye sólo un 7%.

Finalmente, en el objetivo específico número 4 se proponía establecer una metodología basada en el procesamiento de imágenes satelitales para estimar la presencia de diferentes impurezas en nieve. Para cumplir dicho objetivo se propusieron cuatro metodologías innovadoras de análisis de cambio: análisis del porcentaje de cambio de albedo, análisis de la pendiente en el rango visible, análisis de índices normalizados y análisis del ajuste cuadrático en diferentes combinaciones de bandas del rango visible. Las metodologías propuestas son adaptables a otros cuerpos níveos cuyos parámetros de entrada al modelo SNICAR difieran de los utilizados en el presente trabajo.

Con los resultados de las simulaciones y las diferentes metodologías de identificación de LAIs, se establecieron criterios para diferenciar la presencia de diferentes impurezas tanto en nieve fresca como envejecida, para los parámetros de entrada del modelo SNICAR de la zona de estudio. Dichos criterios se basan en el uso de imágenes ópticas y SAR, y se detallan en las Tablas 6.11 y 6.12. Lo cual cumple con lo propuesto en el objetivo específico número 4.

Las metodologías propuestas para identificar la presencia de diferentes LAIs en nieve, muestran diferencias significativas para discriminar contaminantes en concentraciones altas. De igual manera, que su discriminación presenta mejores resultados en nieve envejecida. Es por dicho motivo que de realizarse expediciones para toma de muestras *in situ*, es preferible tener en cuenta el inicio del periodo de fusión y en coordinación con las fechas de adquisición de sensores ópticos.

Se recomienda utilizar las metodologías desarrolladas para estimar la concentración de LAIs en nieve de una manera complementaria siempre que sea posible, es decir, siempre que el sensor utilizado cuente con las bandas requeridas para cada metodología. De esta manera se pueden evitar ambigüedades con respecto a los valores resultantes de calcular de reducción de albedo, pendiente, delta y derivada segunda.

Además de las tablas de criterios para estimar presencias de impurezas, se confeccionó un listado de los sensores ópticos de acceso gratuito disponibles en la actualidad y las correspondientes metodologías propuestas para distinguir LAIs dependiendo de las bandas que dichos sensores posean. Las metodologías aplicadas tuvieron en cuenta una sola longitud de onda, por lo que antes de comparar la respuesta simulada con la de un sensor, es necesario utilizar la respuesta espectral relativa de cada banda del sensor seleccionado. Los resultados obtenidos de integrar la respuesta espectral relativa del sensor Landsat-8 para nieve fresca y envejecida con altas concentraciones de contaminantes, coinciden con las reglas para discriminar LAIs determinadas en este trabajo.

Para obtener los resultados presentados en el presente trabajo, se utilizaron las bandas del rango visible e infrarrojo de $0.415 \mu\text{m}$, $0.445 \mu\text{m}$, $0.485 \mu\text{m}$, $0.565 \mu\text{m}$, $0.665 \mu\text{m}$, $1.025 \mu\text{m}$, $1.245 \mu\text{m}$, $1.375 \mu\text{m}$ y $2.205 \mu\text{m}$, con lo cual, de desarrollarse un sensor específico para el monitoreo de cobertura nívea se puede recomendar la necesidad de incluirlas, a diferencia de los sensores actuales que sólo poseen algunas de dichas bandas.

El alcance de esta investigación está limitada por la ausencia de trabajo de campo, es por ello que como primera propuesta a futuro se realizarán mediciones *in situ* de parámetros físicos, espectrales y químicos de la nieve, en simultáneo con las adquisiciones de sensores ópticos y de radar.

A futuro se analizarán las metodologías propuestas de estimación de presencia de LAIs en nieve, a la luz de eventos ambientales como ocurrencia de incendios forestales y erupciones volcánicas.

Dado que los cambios no son generalmente un contraste entre dos fechas, sino que es un proceso continuo que se manifiesta de maneras diferentes según diversos factores, lugares, escalas temporales, entre otras, con las bases del presente trabajo y como futura investigación, se desarrollará la aplicación de umbrales adaptativos y dinámicos para detectar el inicio del periodo de fusión utilizando los cambios de series temporales de retrodispersión de imágenes Sentinel-1 presentes en GEE.

Referencias bibliográficas

- [1] M. H. Masiokas, R. Villalba, B. H. Luckman, and S. Mauget, “Intra-to multidecadal variations of snowpack and streamflow records in the andes of chile and argentina between 30 and 37 s,” *Journal of Hydrometeorology*, vol. 11, no. 3, pp. 822–831, 2010.
- [2] X. Li, S. Kang, X. He, B. Qu, L. Tripathee, Z. Jing, R. Paudyal, Y. Li, Y. Zhang, F. Yan, *et al.*, “Light-absorbing impurities accelerate glacier melt in the central tibetan plateau,” *Science of the Total Environment*, vol. 587, pp. 482–490, 2017.
- [3] S. Smith and J. Brown, “Assessment of the status of the development of the standards for the terrestrial essential climate variables-t7-permafrost and seasonally frozen ground,” 2009.
- [4] T. Nagler, *Methods and analysis of synthetic aperture radar data from ERS-1 and X-SAR for snow and glacier applications*. PhD thesis, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 1996.
- [5] L. T. Molina, L. Gallardo, M. Andrade, D. Baumgardner, M. Borbor-Córdova, R. Bórquez, G. Casassa, F. Cereceda-Balic, L. Dawidowski, R. Garreaud, *et al.*, “Pollution and its impacts on the south american cryosphere,” *Earth’s Future*, vol. 3, no. 12, pp. 345–369, 2015.
- [6] A. Rivera, C. Acuña, G. Casassa, and F. Bown, “Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of chilean glaciers to eustatic sea-level rise,” *Annals of Glaciology*, vol. 34, pp. 367–372, 2002.
- [7] S. Rupper and G. Roe, “Glacier changes and regional climate: a mass and energy balance approach,” *Journal of Climate*, vol. 21, no. 20, pp. 5384–5401, 2008.
- [8] W. J. Wiscombe and S. G. Warren, “A model for the spectral albedo of snow. i: Pure snow,” *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 37, no. 12, pp. 2712–2733, 1980.
- [9] S. G. Warren and W. J. Wiscombe, “A model for the spectral albedo of snow. ii: Snow containing atmospheric aerosols,” *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 37, no. 12, pp. 2734–2745, 1980.

- [10] M. G. Flanner, C. S. Zender, J. T. Randerson, and P. J. Rasch, “Present-day climate forcing and response from black carbon in snow,” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 112, no. D11, 2007.
- [11] A. W. Nolin, “Recent advances in remote sensing of seasonal snow,” *Journal of Glaciology*, vol. 56, no. 200, pp. 1141–1150, 2010.
- [12] W. G. Rees, *Remote sensing of snow and ice*. CRC press, 2005.
- [13] M. Tedesco, *Remote sensing of the cryosphere*. John Wiley & Sons, 2014.
- [14] L. Cara, M. Masiokas, M. Viale, and R. Villalba, “Análisis de la cobertura nival de la cuenca superior del río mendoza a partir de imágenes modis,” *Meteorológica*, vol. 41, no. 1, pp. 21–36, 2016.
- [15] J. K. Malmros, S. H. Mernild, R. Wilson, T. Tagesson, and R. Fensholt, “Snow cover and snow albedo changes in the central andes of chile and argentina from daily modis observations (2000–2016),” *Remote Sensing of Environment*, vol. 209, pp. 240–252, 2018.
- [16] C. Marin, G. Bertoldi, V. Premier, M. Callegari, C. Brida, K. Hürkamp, J. Tschiersch, M. Zebisch, and C. Notarnicola, “Use of sentinel-1 radar observations to evaluate snow-melt dynamics in alpine regions,” *The Cryosphere*, vol. 14, no. 3, pp. 935–956, 2020.
- [17] C. Notarnicola, R. Ratti, V. Maddalena, T. Schellenberger, B. Ventura, and M. Zebisch, “Seasonal snow cover mapping in alpine areas through time series of cosmo-skymed images,” *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 10, no. 4, pp. 716–720, 2012.
- [18] R. Solorza, M. Cogliati, A. P. Salcedo, and C. Notarnicola, “Estimacion del area cubierta de nieve con datos sar en banda l en un sector cordillerano de la patagonia argentina,” *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 73, no. 3, pp. 421–429, 2016.
- [19] S. A. Teverovsky, I. G. Pascual, C. Notarnicola, and G. S. de Salmuni, “Estimation of wet snow cover area with sar imagery in the basin of tupungato river, mendoza, argentina,” in *2018 IEEE Biennial Congress of Argentina (ARGENCON)*, pp. 1–6, IEEE, 2018.
- [20] S. Paloscia, S. Pettinato, E. Santi, and M. Valt, “Cosmo-skymed image investigation of snow features in alpine environment,” *Sensors*, vol. 17, no. 1, p. 84, 2017.
- [21] T. H. Painter, D. A. Roberts, R. O. Green, and J. Dozier, “The effect of grain size on spectral mixture analysis of snow-covered area from aviris data,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 65, no. 3, pp. 320–332, 1998.
- [22] S. Wang, B. Yang, Y. Zhou, F. Wang, R. Zhang, and Q. Zhao, “Snow cover mapping and ice avalanche monitoring from the satellite data of the sentinels,” *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, vol. 42, no. 3, 2018.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [23] F. Bao, T. Cheng, Y. Li, X. Gu, H. Guo, Y. Wu, Y. Wang, and J. Gao, “Retrieval of black carbon aerosol surface concentration using satellite remote sensing observations,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 226, pp. 93–108, 2019.
- [24] O. L. Hadley and T. W. Kirchstetter, “Black-carbon reduction of snow albedo,” *Nature Climate Change*, vol. 2, no. 6, pp. 437–440, 2012.
- [25] R. Solberg, C. E. Bøggild, A. Hodson, H. Koren, S. Ø. Larsen, Ø. D. Trier, and B. Aamaas, “Remote sensing of black carbon at snow and glacier ice surfaces-first results of a modelling approach,” 2010.
- [26] M. G. Flanner, “Arctic climate sensitivity to local black carbon,” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 118, no. 4, pp. 1840–1851, 2013.
- [27] U. G. A. (71st sess. : 2016-2017), “Work of the statistical commission pertaining to the 2030 agenda for sustainable development : resolution / adopted by the general assembly,” *Sesión Plenaria de la Asamblea General*, vol. 122, no. 1, p. 25, 2017.
- [28] P. H. Gleick, *Water in crisis*, vol. 100. New York: Oxford University Press, 1993.
- [29] J. L. Foster, D. K. Hall, J. B. Eylander, G. A. Riggs, S. V. Nghiem, M. Tedesco, E. Kim, P. M. Montesano, R. E. Kelly, K. A. Casey, *et al.*, “A blended global snow product using visible, passive microwave and scatterometer satellite data,” *International journal of remote sensing*, vol. 32, no. 5, pp. 1371–1395, 2011.
- [30] A. W. Nolin and J. Stroeve, “The changing albedo of the greenland ice sheet: Implications for climate modeling,” *Annals of Glaciology*, vol. 25, pp. 51–57, 1997.
- [31] N. P. Molotch, D. M. Barnard, S. P. Burns, and T. H. Painter, “Measuring spatiotemporal variation in snow optical grain size under a subalpine forest canopy using contact spectroscopy,” *Water resources research*, vol. 52, no. 9, pp. 7513–7522, 2016.
- [32] R. Pirazzini, L. Leppänen, G. Picard, J. Lopez-Moreno, C. Marty, G. Macelloni, A. Kontu, A. von Lerber, C. Tanis, M. Schneebeli, *et al.*, “European in-situ snow measurements: Practices and purposes,” *Sensors*, vol. 18, no. 7, p. 2016, 2018.
- [33] F. Domine, M. Albert, T. Huthwelker, H.-W. Jacobi, A. Kokhanovsky, M. Lehning, G. Picard, and W. Simpson, “Snow physics as relevant to snow photochemistry,” *Atmospheric chemistry and physics*, vol. 8, no. 2, pp. 171–208, 2008.
- [34] C. Fierz, R. L. Armstrong, Y. Durand, P. Etchevers, E. Greene, D. M. McClung, K. Nishimura, P. K. Satyawali, and S. A. Sokratov, “The international classification for seasonal snow on the ground,” 2009.
- [35] J. F. Campo, “El manto nivoso,” *Geographicalia*, no. 13, 16, pp. 135–142, 1982.
- [36] A. P. Salcedo and M. G. Cogliati, “Snow cover area estimation using radar and optical satellite information,” *Atmospheric and Climate Sciences*, vol. 4, no. 04, p. 514, 2014.

- [37] F. Koch, P. Henkel, F. Appel, L. Schmid, H. Bach, M. Lamm, M. Prasch, J. Schweizer, and W. Mauser, "Retrieval of snow water equivalent, liquid water content and snow height of dry and wet snow by combining gps signal attenuation and time delay," *Water Resources Research*, 2018.
- [38] S. M. Skiles, M. Flanner, J. M. Cook, M. Dumont, and T. H. Painter, "Radiative forcing by light-absorbing particles in snow," *Nature Climate Change*, vol. 8, no. 11, pp. 964–971, 2018.
- [39] S. Bojinski, M. Verstraete, T. C. Peterson, C. Richter, A. Simmons, and M. Zemp, "The concept of essential climate variables in support of climate research, applications, and policy," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 95, no. 9, pp. 1431–1443, 2014.
- [40] T. R. Bolaño Ortiz, "Evaluación de los aerosoles absorbentes en la reducción del albedo en nieve en la primavera austral de los andes centrales," 2019.
- [41] M. Parry, M. L. Parry, O. Canziani, J. Palutikof, P. Van der Linden, C. Hanson, *et al.*, *Climate change 2007-impacts, adaptation and vulnerability: Working group II contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, vol. 4. Cambridge University Press, 2007.
- [42] G. Myhre, C. Myhre, B. Samset, and T. Storelvmo, "Aerosols and their relation to global climate and climate sensitivity," *Nature Education Knowledge*, vol. 4, no. 5, p. 7, 2013.
- [43] C. G. D. HERNANDEZ, "Estudio del carbono negro (black carbon) contenido en partículas suspendidas en ambientes urbanos," 2016.
- [44] T. C. Bond, S. J. Doherty, D. Fahey, P. Forster, T. Berntsen, B. DeAngelo, M. Flanner, S. Ghan, B. Kärcher, D. Koch, *et al.*, "Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment," *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 118, no. 11, pp. 5380–5552, 2013.
- [45] B. Xu, J. Cao, J. Hansen, T. Yao, D. R. Joswia, N. Wang, G. Wu, M. Wang, H. Zhao, W. Yang, *et al.*, "Black soot and the survival of tibetan glaciers," *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, no. 52, pp. 22114–22118, 2009.
- [46] H. Niu, S. Kang, X. Shi, R. Paudyal, Y. He, G. Li, S. Wang, T. Pu, and X. Shi, "In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of glacier on mt. yulong and implications for radiative forcing estimates," *Science of The Total Environment*, vol. 581, pp. 848–856, 2017.
- [47] N. Kinar and J. Pomeroy, "Measurement of the physical properties of the snowpack," *Reviews of Geophysics*, vol. 53, no. 2, pp. 481–544, 2015.
- [48] C. G. Schmitt, J. D. All, J. Schwarz, W. P. Arnott, R. Cole, E. Lapham, and A. Celestian, "Measurements of light-absorbing particles on the glaciers in the cordillera blanca, peru," *The Cryosphere*, vol. 9, no. 1, pp. 331–340, 2015.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [49] S. S. Salcedo Pfoccori, “Variación espaciotemporal de impurezas (partículas) absorbentes de luz y cenizas volcánicas en la superficie del nevado coropuna, arequipa,” 2018.
- [50] F. Cereceda-Balic, M. Palomo-Marín, E. Bernalte, V. Vidal, J. Christie, X. Fadic, J. Guevara, C. Miro, and E. P. Gil, “Impact of santiago de chile urban atmospheric pollution on anthropogenic trace elements enrichment in snow precipitation at cerro colorado, central andes,” *Atmospheric environment*, vol. 47, pp. 51–57, 2012.
- [51] F. Cereceda-Balic, V. Vidal, H. Moosmüller, and M. Lapuerta, “Reduction of snow albedo from vehicle emissions at portillo, chile,” *Cold Regions Science and Technology*, vol. 146, pp. 43–52, 2018.
- [52] P. M. Rowe, R. R. Cordero, S. G. Warren, E. Stewart, S. J. Doherty, A. Pankow, M. Schrempf, G. Casassa, J. Carrasco, J. Pizarro, *et al.*, “Black carbon and other light-absorbing impurities in snow in the chilean andes,” *Scientific reports*, vol. 9, no. 1, pp. 1–16, 2019.
- [53] C. Barrientos, A. Ferral, L. Cara, J. A. Fraire, R. Velazco, P. Madoery, and P. Ferreyra, “A segmented architecture approach to provide a continuous, long-term, adaptive and cost-effective glaciers monitoring system based on dtn communications and cubesat platforms,” in *1st IAA Latin American Symposium on Small Satellites*, 2017.
- [54] J. Gelman Constantin, L. Ruiz, G. Villarosa, V. Outes, F. N. Bajano, C. He, H. Bajano, and L. Dawidowski, “Measurements and modeling of snow albedo at alerce glacier, argentina: effects of volcanic ash, snow grain size, and cloudiness,” *The Cryosphere*, vol. 14, no. 12, pp. 4581–4601, 2020.
- [55] J. Dozier, “Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper,” *Remote sensing of environment*, vol. 28, pp. 9–22, 1989.
- [56] S. G. Warren, “Optical properties of snow,” *Reviews of Geophysics*, vol. 20, no. 1, pp. 67–89, 1982.
- [57] A. C. Adolph, M. R. Albert, J. Lazarcik, J. E. Dibb, J. M. Amante, and A. Price, “Dominance of grain size impacts on seasonal snow albedo at open sites in new hampshire,” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 122, no. 1, pp. 121–139, 2017.
- [58] J. M. Ramage, J. D. Apgar, R. A. McKenney, and W. Hanna, “Spatial variability of snowmelt timing from amsr-e and ssm/i passive microwave sensors, pelly river, yukon territory, canada,” *Hydrological Processes: An International Journal*, vol. 21, no. 12, pp. 1548–1560, 2007.
- [59] C. Mätzler and E. Schanda, “Snow mapping with active microwave sensors,” *Remote Sensing*, vol. 5, no. 2, pp. 409–422, 1984.
- [60] H. Rott, “The analysis of backscattering properties from sar data of mountain regions,” *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, vol. 9, no. 5, pp. 347–355, 1984.

- [61] N. Besic, G. Vasile, J. Chanussot, S. Stankovic, J.-P. Dedieu, G. d'Urso, D. Boldo, and J.-P. Ovarlez, "Dry snow backscattering sensitivity on density change for swe estimation," in *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. 4418–4421, IEEE, 2012.
- [62] H. Rott, T. Nagler, and R. Scheiber, "Snow mass retrieval by means of sar interferometry," in *3rd FRINGE Workshop, European Space Agency, Earth Observation*, pp. 1–6, Citeseer, 2003.
- [63] J. Shi, J. Dozier, and H. Rott, "Snow mapping in alpine regions with synthetic aperture radar," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, no. 1, pp. 152–158, 1994.
- [64] C. Dang, C. S. Zender, and M. G. Flanner, "Intercomparison and improvement of two-stream shortwave radiative transfer schemes in earth system models for a unified treatment of cryospheric surfaces," *The Cryosphere*, vol. 13, no. 9, pp. 2325–2343, 2019.
- [65] C. Dang, S. G. Warren, Q. Fu, S. J. Doherty, M. Sturm, and J. Su, "Measurements of light-absorbing particles in snow across the arctic, north america, and china: Effects on surface albedo," *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 122, no. 19, pp. 10–149, 2017.
- [66] E. Muñoz and A. Garay, "Caracterización climática de la provincia de río negro," *Comunicación Técnica*, vol. 20, pp. 1–58, 1985.
- [67] R. Garreaud, M. Vuille, R. Compagnucci, and J. Marengo, "Present-day south american climate, paleogeogr," *Palaeoclimatol. Paleoecol.*
- [68] R Core Team, *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2020.
- [69] Exelis VIS, *Environment for Visualizing Images (ENVI)*. Exelis Visual Information Solutions, Boulder, Colorado, 2017.
- [70] M. C. Hansen, P. V. Potapov, R. Moore, M. Hancher, S. A. Turubanova, A. Tyukavina, D. Thau, S. Stehman, S. J. Goetz, T. R. Loveland, *et al.*, "High-resolution global maps of 21st-century forest cover change," *science*, vol. 342, no. 6160, pp. 850–853, 2013.
- [71] T. Nagler and H. Rott, "Retrieval of wet snow by means of multitemporal sar data," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, no. 2, pp. 754–765, 2000.
- [72] O. Meinander, S. Kazadzis, A. Arola, A. Riihelä, P. Räisänen, R. Kivi, A. Kontu, R. Kouznetsov, M. Sofiev, J. Svensson, *et al.*, "Spectral albedo of seasonal snow during intensive melt period at sodankylä, beyond the arctic circle," *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 13, no. 7, pp. 3793–3810, 2013.
- [73] E. Kuusisto, "Snow accumulation and snowmelt in finland," 1984.
- [74] H. E. Correa Céspedes, "Análisis de rutas de nieve y pronóstico de caudales en chile central: variabilidad espacial y temporal," 2013.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [75] C. Dang, R. E. Brandt, and S. G. Warren, “Parameterizations for narrowband and broadband albedo of pure snow and snow containing mineral dust and black carbon,” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 120, no. 11, pp. 5446–5468, 2015.
- [76] C. Telloli, M. Chicca, S. Pepi, and C. Vaccaro, “Saharan dust particles in snow samples of alps and apennines during an exceptional event of transboundary air pollution,” *Environmental monitoring and assessment*, vol. 190, no. 1, p. 37, 2018.
- [77] S. M. Skiles and T. Painter, “Daily evolution in dust and black carbon content, snow grain size, and snow albedo during snowmelt, rocky mountains, colorado,” *Journal of Glaciology*, vol. 63, no. 237, pp. 118–132, 2017.
- [78] R. C. Team, “R core team (2017). r: A language and environment for statistical computing,” *R Found. Stat. Comput. Vienna, Austria*, 2017.
- [79] N. Baghdadi, Y. Gauthier, and M. Bernier, “Capability of multitemporal ers-1 sar data for wet-snow mapping,” *Remote sensing of environment*, vol. 60, no. 2, pp. 174–186, 1997.
- [80] D. Floricioiu and H. Rott, “Seasonal and short-term variability of multifrequency, polarimetric radar backscatter of alpine terrain from sir-c/x-sar and airsar data,” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, no. 12, pp. 2634–2648, 2001.
- [81] J. T. Koskinen, J. T. Pulliainen, and M. T. Hallikainen, “The use of ers-1 sar data in snow melt monitoring,” *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 35, no. 3, pp. 601–610, 1997.
- [82] T. Schellenberger, B. Ventura, M. Zebisch, and C. Notarnicola, “Wet snow cover mapping algorithm based on multitemporal cosmo-skymed x-band sar images,” *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 5, no. 3, pp. 1045–1053, 2012.
- [83] G. Venkataraman, G. Singh, and V. Kumar, “Snow cover area monitoring using multitemporal terrasars-x data,” in *Third TerraSAR-X Science Team Meeting, DLR, Germany*, 2008.
- [84] A. Löw, R. Ludwig, and W. Mauser, “Land use dependent snow cover retrieval using multitemporal, multisensoral sar-images to drive operational flood forecasting models,” in *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space*, vol. 129, 2002.
- [85] T. Nagler, H. Rott, E. Ripper, G. Bippus, and M. Hetzenecker, “Advancements for snowmelt monitoring by means of sentinel-1 sar,” *Remote Sensing*, vol. 8, no. 4, p. 348, 2016.
- [86] Y.-L. S. Tsai, A. Dietz, N. Oppelt, and C. Kuenzer, “Wet and dry snow detection using sentinel-1 sar data for mountainous areas with a machine learning technique,” *Remote Sensing*, vol. 11, no. 8, p. 895, 2019.

- [87] F. T. Ulaby, W. H. Stiles, and M. AbdelRazik, "Snowcover influence on backscattering from terrain," *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, no. 2, pp. 126–133, 1984.
- [88] E. Malnes and T. Guneriussen, "Mapping of snow covered area with radarsat in norway," in *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 1, pp. 683–685, IEEE, 2002.
- [89] J. M. Lone, T. Sivasankar, K. Sarma, A. Qadir, and P. Raju, "Influence of slope aspect on above ground biomass estimation using alos-2 data," *International Journal of Science and Research*, vol. 6, no. 6, pp. 1422–1428, 2017.
- [90] T. Aoki, H. Motoyoshi, Y. Kodama, T. J. Yasunari, and K. Sugiura, "Variations of the snow physical parameters and their effects on albedo in sapporo, japan," *Annals of Glaciology*, vol. 46, pp. 375–381, 2007.
- [91] D. Shao, W. Xu, H. Li, J. Wang, X. Hao, H. Li, and Y. Jin, "Forward simulation of snow albedo based on snicar model," in *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. 4044–4047, IEEE, 2019.
- [92] H. Negi and A. Kokhanovsky, "Retrieval of snow albedo and grain size using reflectance measurements in himalayan basin," *The Cryosphere*, vol. 5, no. 1, pp. 203–217, 2011.
- [93] C. He, M. G. Flanner, F. Chen, M. Barlage, K.-N. Liou, S. Kang, J. Ming, and Y. Qian, "Black carbon-induced snow albedo reduction over the tibetan plateau: uncertainties from snow grain shape and aerosol–snow mixing state based on an updated snicar model," *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 18, no. 15, pp. 11507–11527, 2018.
- [94] M. M. Gogoi, S. S. Babu, S. K. Pandey, V. S. Nair, A. Vaishya, I. Girach, and N. Koushik, "Scavenging ratio of black carbon in the arctic and the antarctic," *Polar Science*, vol. 16, pp. 10–22, 2018.
- [95] X. Wang, T. Shi, X. Zhang, and Y. Chen, "An overview of snow albedo sensitivity to black carbon contamination and snow grain properties based on experimental datasets across the northern hemisphere," *Current Pollution Reports*, pp. 1–12, 2020.