

Estimación de área cubierta de nieve en cuencas con elevado aporte de fusión
utilizando datos ERS-2

Por Lic. Ana Paula Salcedo

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

MAGISTER EN APLICACIONES ESPACIALES DE ALERTA Y
RESPUESTA TEMPRANA A EMERGENCIAS

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

Noviembre, 2011

©IG - CONAE/UNC 2011

©FaMAF - UNC 2011

Director: Lic. Mario Lanfri

Resumen

La posibilidad de obtener la variación estacional de la cobertura de nieve en áreas andinas es importante para estudios hidrológicos así como para una adecuada planificación del recurso agua en cuanto a riego, abastecimiento, atenuación de crecidas e hidroelectricidad. Los sensores remotos que trabajan en el rango de longitud de onda del visible e infrarrojo son una herramienta operativa para el monitoreo de la nieve en condiciones libres de nubosidad. Los satélites a microondas son capaces de obtener datos independientemente de las condiciones ambientales. Más aún, la ventaja en el uso de imágenes provenientes de radares redonda en su capacidad para obtener parámetros altamente importantes para mejorar los modelos de predicción, como la humedad de la nieve, su profundidad, densidad y equivalente de agua en nieve. En este trabajo, se analiza una secuencia de imágenes ERS-2 de la región cordillerana de la Patagonia Argentina, con el objetivo de obtener cartografía de nieve húmeda y seca mediante mejoras a métodos implementados anteriormente. Asimismo, dichos resultados se validan con datos provenientes de sensores ópticos así como también a partir de la interpretación de variables topográficas que influyan en la distribución espacial de la nieve húmeda.

Abstract

The possibility of obtaining seasonal information of the variations of snow cover in areas of the Andes Range is very important because contributes to the improvement of the river basin management, such as hydroelectric power generation, water supply for agriculture, flood and urban needs. It is wide known that optical and near-infrared sensors can monitor snow cover in cloud free conditions. However, microwave sensors are able to acquire data independently of day light and in adverse weather conditions. Moreover, microwave satellites area able to retrieve snow wetness, and other important parameters, such as depth, density and snow water equivalent. This essay analyse a sequence of ERS-2 imagery in order to map snow cover area of wet and dry snow, following a methodology based in previous approaches and new developments done in this investigation. Results are validated with optical data and interpretation of topographic parameters which may influence the spatial distribution of wet snow.

Agradecimientos

En primer lugar agradezco a mi familia quien me acompañó en la distancia a lo largo de estos 2 años de formación profesional y personal. Ellos fueron mi sostén y apoyo.

Agradezco a mi director de tesis, Lic. Mario Lanfri, al director de la maestría Dr. Marcelo Scavuzzo, al Director del Instituto Mario Gulich Agrim. Gabriel Platzcek y docentes de la institución por su acompañamiento profesional en el desarrollo de mi formación.

Especial reconocimiento a mis compañeros de curso quienes desde sus profesiones me han colaborado y ayudado, en particular a la Lic. Estefania De Elia, Lic. Rodrigo Edrosa y Dra. Karina Quaini. A todo el personal del Instituto Mario Gulich, mis sinceros agradecimientos.

Índice general

1. Introducción	6
1.1. Objetivo principal	7
1.2. Objetivos específicos	7
1.3. Caracterización del área de estudio	7
1.4. Caracterización del periodo de estudio	10
2. Marco teórico	13
2.1. Conceptos básicos de teledetección	13
2.2. El espectro electromagnético	14
2.3. La región de las microondas	15
2.4. El radar de Apertura Sintética (SAR)	17
2.5. Caracterización física de la nieve	18
2.5.1. Propiedades electromagnéticas de la nieve en el espectro óptico e infra- rojo cercano	19
2.5.2. Propiedades electromagnéticas de la nieve en el rango de las microondas	20
2.6. Antecedentes en la temática	24
2.6.1. Estimación área cubierta de nieve con banda C	24
2.6.2. Estimación área cubierta de nieve con banda X y Ku	26
3. Metodología	29
3.1. Pre-Procesamiento de los datos satelitales	29
3.1.1. Materiales utilizados	29
3.1.2. Pre-procesamiento datos SAR. Imágenes ERS-2	32
3.1.3. Pre-procesamiento datos ópticos. Imágenes Landsat	34
3.2. Procesamiento	36
3.2.1. Área cubierta de nieve con imágenes Landsat	36
3.2.1.1. Obtención de temperatura de brillo	37
3.2.1.2. Obtención de Máscara de nieve	39

3.2.1.3.	Reglas de Decisión y obtención de máscara de Área Cubierta de Nieve (ACN)	40
3.2.2.	Clasificación de nieve húmeda y seca con datos SAR	41
3.2.2.1.	Obtención nieve húmeda	43
3.2.2.2.	Obtención nieve seca	45
3.2.2.3.	Relación nieve húmeda y seca en función de la altura	47
3.2.2.4.	Mejora del método de clasificación de nieve	55
3.2.2.4.1.	Determinación de los umbrales	55
3.2.2.4.2.	Dinámica del proceso de fusión	58
3.2.2.5.	Relación nieve en función de la orientación y la pendiente	60
4.	Resultados y Discusiones	71
4.1.	Mapas de Área Cubierta de Nieve	71
4.2.	Exactitud de los métodos de clasificación	73
4.3.	Cuantificación de resultados	75
4.4.	Aproximación a la interpretación de la crecida de Julio de 2006	78
5.	Conclusiones	86
6.	Anexo	88
6.1.	Cartografía	88
6.2.	Pseudo-codigos	97

Capítulo 1

Introducción

Las cuencas altas de los sistemas hídricos en la región cordillerana, constituyen importantes reservorios de agua, en especial en estado sólido. En este sentido, el estudio de la cobertura nival es fundamental para la evaluación de los derrames durante los periodos de estiaje, para la programación de un adecuado manejo de aguas que responda a las necesidades y restricciones de abastecimiento humanos e industriales, para el riego y drenaje, hidroelectricidad, atenuación de crecidas, requerimientos ecológicos y predicción de riesgo de avalanchas.

Las zonas de alta montaña presentan gran variabilidad espacial de las condiciones climáticas, topográficas y de cobertura nival para lo cual en su estudio es necesario incorporar una gran densidad de mediciones, muchas veces difícil de obtener debido a la inaccesibilidad y elevados costos. Los sensores remotos proporcionan un gran caudal de información en una variedad de resoluciones (espacial, temporal, espectral y radiométrica), con costos considerablemente menores. Las aplicaciones de imágenes ópticas para extracción de máscaras de nieve es ampliamente conocida, sin embargo la utilización de datos provenientes de satélites radar, en especial de tipo SAR (radar con antena de apertura sintética) y su capacidad de detectar humedad en la nieve es una temática de reciente exploración. Por lo tanto, la evaluación de área nevada a través de las imágenes satelitales (óptico y radar), en forma operativa, es una herramienta en tiempo real para la toma de decisiones en el pronóstico a corto plazo.

El área de estudio se corresponde con la cuenca alta del río Neuquén en la provincia homónima, al norte de la Patagonia Argentina. Dicha cuenca cordillerana posee un régimen fluvio-nival con dos aporte al caudal en el año, uno en invierno debido a las precipitaciones y un segundo en primavera fruto del agua de fusión. En Julio del año 2006 el río Neuquén experimentó una de las crecidas más grandes, similar a una centenaria. El complejo Cerro Colorados, un sistema de atenuación de crecidas y generación de energía hidroeléctrica, el cual posee cuatro diques Portezuelo Grande, Loma de la Lata, Planicie Banderita y El Chañar, dos embalses mayores “Los Barreales” y “Mari Menuco” y dos embalses menores frente a los diques Portezuelo Grande y El Chañar, tuvo riesgo de colapso. Este complejo posee una capacidad de contención de

11.500 m^3/seg , la crecida llegó a 10.300 m^3/seg . Las causas del evento son variadas, las copiosas precipitaciones, seguida de aumento de temperatura y acumulación nival extraordinaria se unieron para producir un fenómeno de tal magnitud.

En este sentido es importante el conocimiento de las características de la nieve en especial la estimación de parámetros como su humedad y el equivalente de agua en nieve (E.A.N) con el objeto de tener una noción más acabada de la dinámica de las cuencas cordilleranas durante el periodo de deshielo y que ayude a la mejora de las predicciones de caudales y la optimización de los modelos hidrológicos.

1.1. Objetivo principal

Desarrollar una metodología para la generación de productos cartográficos de cuantificación de área cubierta de nieve y diferenciación de nieve húmeda y seca a partir de la utilización de técnicas de percepción remota óptica y radar.

1.2. Objetivos específicos

- Generación de máscara de área cubierta de nieve utilizando datos ópticos para validación de productos con imágenes radar.
- Identificación de nieve húmeda y seca a partir del procesamiento de imágenes radar.
- Interpretación de la distribución espacial de la nieve húmeda y seca en función de variables topográficas.
- Interpretación de los eventos ocurridos durante la crecida de Julio de 2006 en la cuenca del río Neuquén.

1.3. Caracterización del área de estudio

Se adoptó el concepto de cuenca hidrográfica como criterio de delimitación del área de estudio. Una cuenca hidrográfica se define como un espacio delimitado por un perímetro denominado línea divisoria de aguas desde donde los caudales superficiales provenientes de los derrames meteóricos normales que precipitan sobre aquel, escurren hacia un eferente colector (Ferrari Bono, 1997). En este estudio se consideró la cuenca superior del río Neuquén ubicada al norte de la provincia homónima (figura 1.1).

Esta cuenca reúne rasgos específicos en cuanto a su clima, topografía, vegetación, geomorfología y litología, que rigen el comportamiento de las nevadas, su acumulación y fusión.

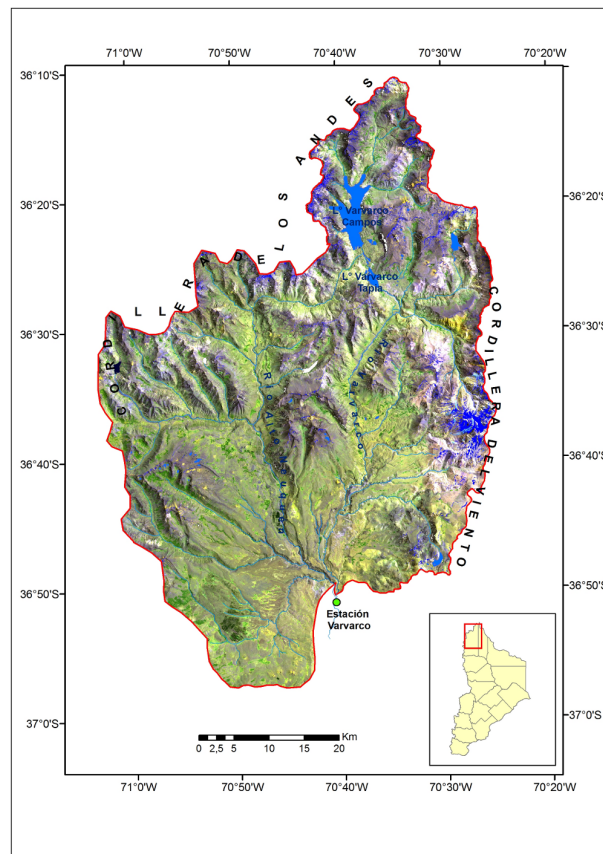


Figura 1.1: Área de estudio.

El río Neuquén tiene sus nacientes en la cordillera de los Andes y cordillera del Viento, en sectores donde oscila entre los 2000 y 4500 m.s.n.m, otorgando una topografía accidentada y fuertes pendientes. Desde el punto de vista climático, la región presenta características subhúmedas a semiáridas. Durante el invierno los vientos provenientes del anticiclón del Pacífico descargan su humedad sobre la Cordillera de los Andes, provocando precipitaciones mayormente sólidas en una franja estrecha de la cuenca.

Esta situación climática, más las características del relieve y los pisos altitudinales dan como resultado una diversidad florística adaptada a las condiciones de aridez. Por sobre la cota de 1600/1800 m, la vegetación dominante está compuesta por la estepa herbácea y por debajo de esas cotas proliferan las arbustiva. Entre los 1600 y 1800 m existe una franja de transición donde, dependiendo la orientación de las laderas, las pendientes y los suelos, la vegetación varía en altura (Salcedo & Solorza, 2008).

El régimen del río es torrencial con crecidas violentas, actualmente reguladas gracias al embalse Cerros Colorados. Durante los meses de Mayo a Julio las crecientes se deben especialmente a las precipitaciones, mientras que a partir de Septiembre hasta Octubre, rige el agua de fusión o deshielo (Chiozza & Figueira, 1981).

En la cuenca alta, los principales afluentes del río Neuquén son los ríos Varvarco y Alto Neuquén. Del mismo modo, los ríos Trocoman, Nahueve y Reñi Leuvú acrecientan el caudal del Neuquén en sectores más al Sur de la cuenca. En la figura 1.2 se observa un esquema de la red de drenaje del río Neuquén en su cuenca alta, y los valores de caudales acumulados medidos en distintos tramos. El área de estudio comprende dos cursos de agua principales, el río Varvarco, en cuya cuenca se encuentran los lagos Varvarco Campos y Varvarco Tapia, y el río Alto Neuquén. Este último es alimentado por tres arroyos, el Pichi Neuquén, Curamileo y Ranquileo.

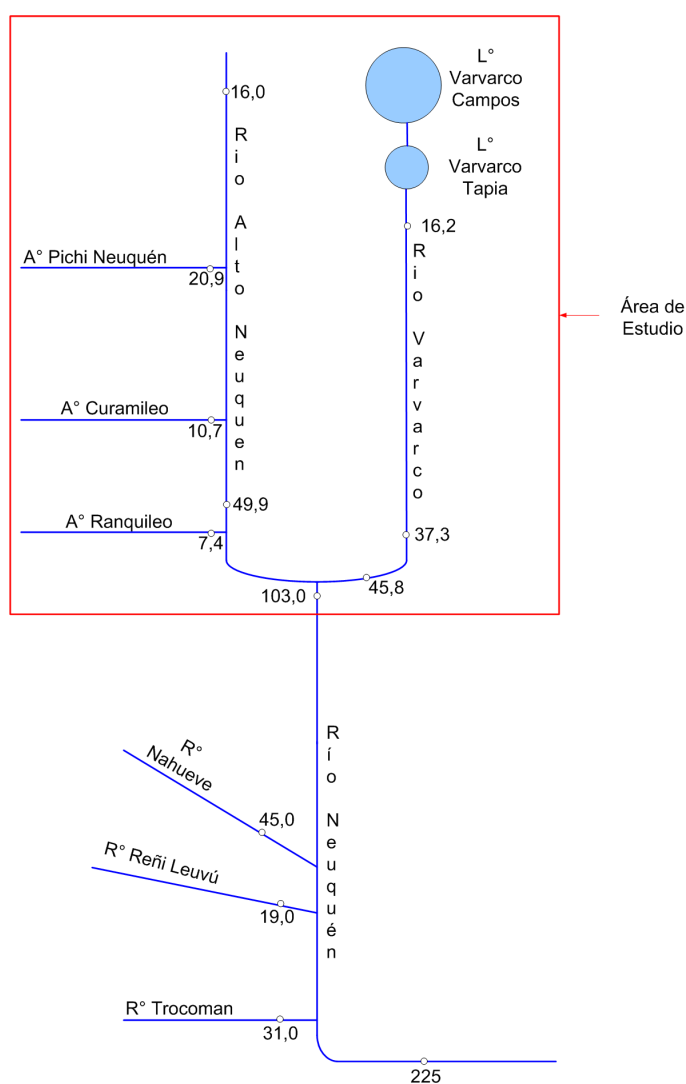


Figura 1.2: Esquema red de drenaje cuenca río Neuquén. Fuente: A.I.C (2011).

Las características ambientales de la cuenca, como sus pendientes pronunciadas y bajo porcentaje de cobertura vegetal, disminuyen la capacidad de absorción del agua, favoreciendo el escurrimiento hacia el caudal del río.

1.4. Caracterización del periodo de estudio

El periodo de estudio engloba el ciclo hidrológico 2005-2006, y se corresponde con años caracterizados por eventos extremos de acumulación de nieve.

En la figura 1.3 se observan mediciones diarias de Equivalente de Agua en Nieve (E.A.N) en diversos años. El equivalente de agua en nieve se define como la proporción de agua que se obtendría teóricamente si se fusiona un volumen de nieve (www.or.nrcs.usda.gov, 2011), es un parámetro altamente importante en hidrología ya que permite estimar el agua reservada en las altas cuencas. Las mediciones representadas en la figura 1.3 fueron obtenidas mediante instrumental ubicado en alta montaña denominado “snow pillow” (colchones de nieve) que traduce, a partir de presión hidroestática, el peso de la nieve acumulado sobre una base metálica a milímetros de una solución anticongelante. Asimismo, el equivalente de agua en nieve se puede obtener realizando el producto entre la densidad y la profundidad de un volumen de nieve.

La figura 1.4 muestra una serie de mediciones máximas anuales de equivalente de agua en nieve entre los años 1982 a 2006. Ambos gráficos (1.4 y 1.3) fueron elaborados por la Autoridad Intersjurisdiccional de Cuencas utilizando las mediciones de la estación de alta montaña Pampa de Chacaico, la cual se encuentra en el área de estudio de esta investigación y es representativa de la cuenca del río Neuquén.

En ambas figuras se observa que los años 2005 y 2006 presentan los valores máximos de E.A.N de toda la serie de años estudiada, en especial el año 2005 registra el máximo histórico de la cuenca del río Neuquén, con 2000 mm de E.A.N.

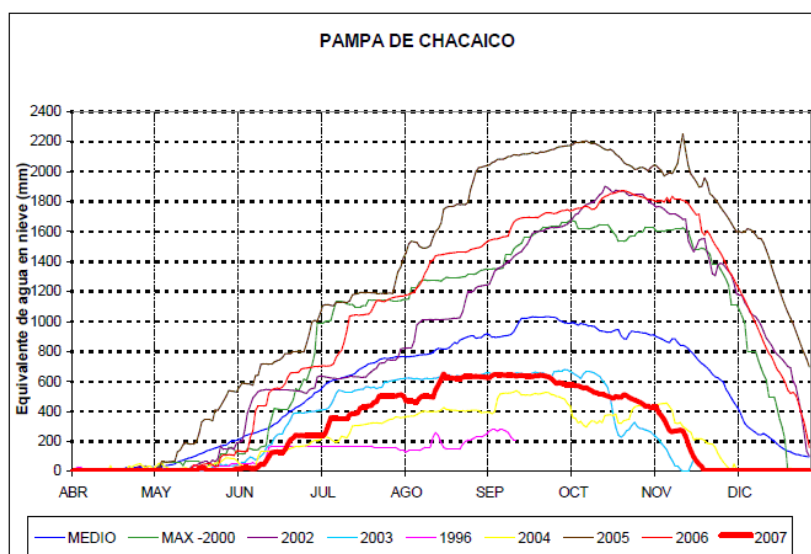


Figura 1.3: Medición diaria de Equivalente de Agua en Nieve. Estación Pampa de Chacaico. Fuente: A.I.C (2005)

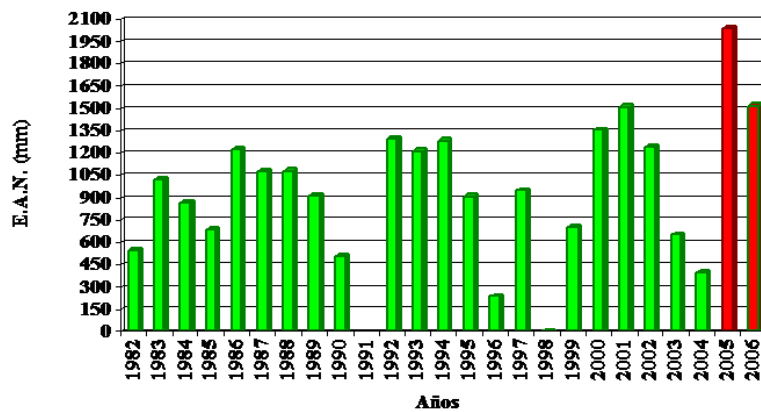


Figura 1.4: Máximas anuales de Equivalente de Agua en Nieve. Serie 1982-2006 Estación Pampa de Chacaico. Fuente: A.I.C (2011).

En la secuencia de gráficos presentada en la figura 1.6 se presenta la serie de 15 años de mediciones de precipitaciones, caudales y E.A.N para la cuenca del Neuquén. Se observa para el año 2006 el “pico” en la gráfica de caudales localizado en Julio de ese año, correspondiente con la crecida de $10.300 \text{ m}^3/\text{seg}$. Del mismo modo, los años 2005 y 2006 presentaron acumulación de nieve superior a toda la serie, representada por la medición de E.A.N, lo que da indicios que el evento de Julio de 2006 surge como consecuencia de un proceso que se fue gestando desde el año anterior.

El evento de crecida, comparable con una crecida centenaria, se originó la segunda semana de Julio de 2006. El caudal del río Neuquén previo al ingreso del complejo Cerros Colorados (derivador de Portuzuelo Grande figura 1.5) era de $10.300 \text{ m}^3/\text{seg}$, muy cerca de la máxima operativa que puede soportar el complejo.

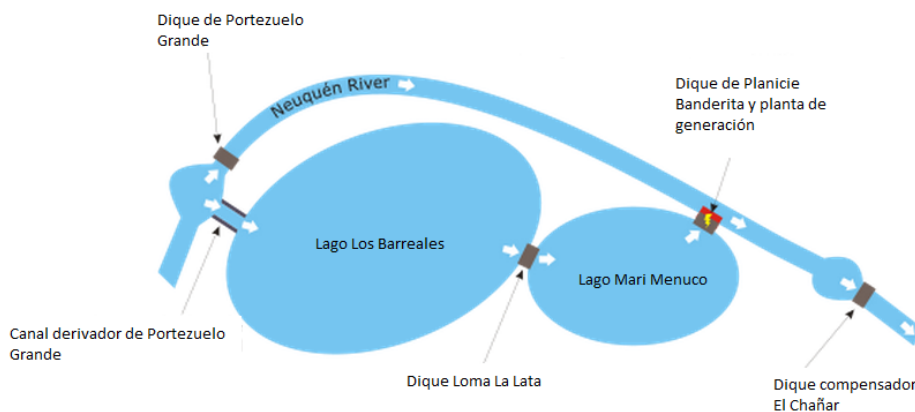


Figura 1.5: Esquema Complejo Cerros Colorados. Provincia del Neuquén. Fuente: www.wikipedia.org (2011)

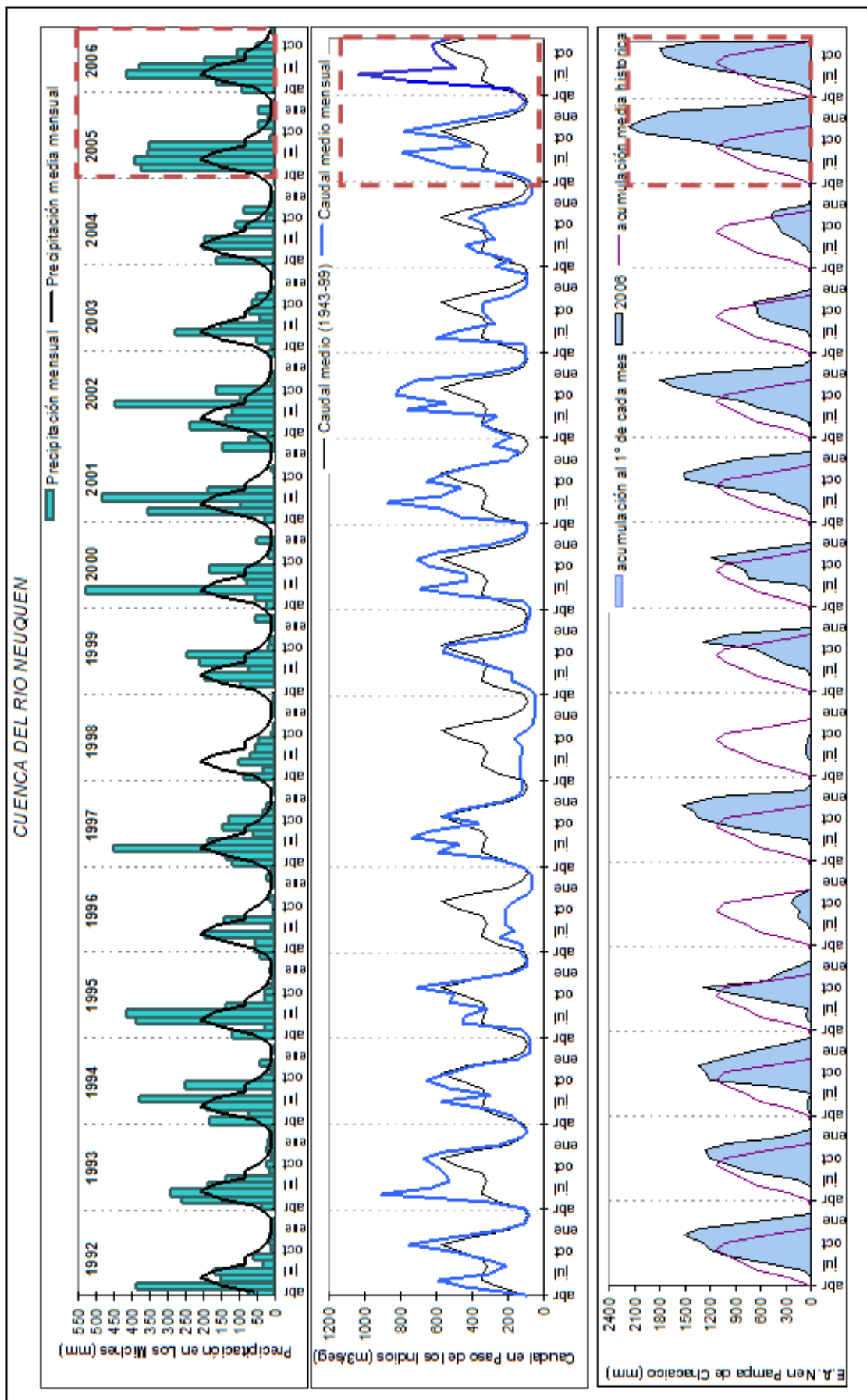


Figura 1.6: Serie histórica de precipitaciones, caudales y E.A.N para la cuenca del río Neuquén. Fuente: A.I.C (2011)

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Conceptos básicos de teledetección

La teledetección es la observación remota de la superficie de la tierra (Chuvieco, 2006). El empleo de las técnicas de teledetección y el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) para el análisis espacial y ambiental ha tenido gran desarrollo en la ciencia contemporánea. La generación de mapas temáticos a partir del procesamiento de imágenes con SIG ha permitido crear extensas bases de datos de fenómenos naturales y sociales con el objeto de cuantificarlos y estimarlos (Salcedo & Solorza, 2008). Las aplicaciones de los sensores remotos en la evaluación de los recursos naturales es materia de permanente preocupación por parte de distintas disciplinas ya que aporta valiosa información sobre la diversidad de patrones espaciales y permite realizar sistemas de monitoreo de paisaje (Del Valle et al., 1997).

Según el autor Chuvieco (2006) un sistema de teledetección espacial reúne las siguientes características:

- **Fuente de energía:** es el origen de la radiación electromagnética que detecta el sensor. Se puede hablar de teledetección pasiva, cuando el foco de radiación es externo al sensor, o activa cuando existe un haz energético emitido por el sensor.
- **Cubierta terrestre:** son los distintos objetos, ya sea vegetación, suelo, agua, nieve, construcciones humanas, que reciben la señal energética procedente de la fuente de energía, y la reflejan, emiten o retrodispersan en función de sus características, físicas geométricas y dieléctricas.
- **Sistema sensor:** compuesto por el sensor y su plataforma que lo alberga.
- **Sistema de recepción-comercialización:** segmento terreno donde se recibe la información y se la graba en formato adecuado para su manejo.

- **Interprete:** convierte los datos satelitales en información temática de interés.
- **Usuario final:** encargado de analizar el documento fruto de la interpretación.

La figura 2.1 esquematiza las características antes mencionadas.

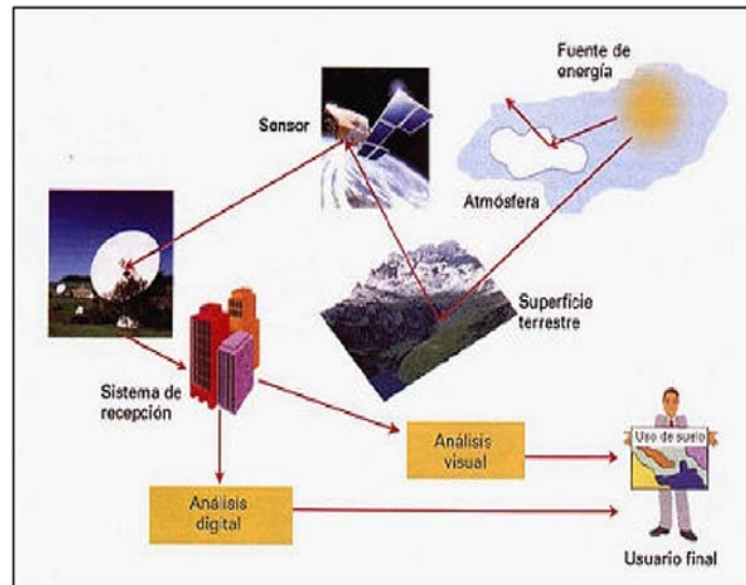


Figura 2.1: Componentes de un sistema de teledetección espacial.

En el caso de esta investigación, se utilizarán mayormente datos obtenidos mediante sensores activos (radares - SAR) para lo cual se hará mención a conceptos del espectro electromagnético, especialmente en el rango de las microondas.

2.2. El espectro electromagnético

La teledetección permite adquirir imágenes desde sensores instalados en plataformas espaciales, asumiendo que entre la Tierra y el sensor existe una interacción energética, ya sea por reflexión de la energía solar o de un haz energético artificial o por emisión propia (Chuvieco, 2006). Esta interacción es el flujo energético entre sensor y objeto y constituye una forma de radiación electromagnética. La radiación se comporta como un haz ondulatorio, según los postulados de Huygens y Maxwell, así como también es considerada una sucesión de unidades discretas de energía, fotones o cuantos, con masa igual a cero según Planck y Einstein. Se ha demostrado que la luz posee un comportamiento ondulatorio y corpuscular simultáneamente.

De acuerdo a la teoría ondulatoria, la energía electromagnética se transmite de un lugar a otro en forma de onda continua a la velocidad de la luz en dos campos de fuerzas ortogonales entre sí: el eléctrico y el magnético. Según esta teoría, el flujo de energía puede describirse por

dos elementos: la longitud de onda (λ), la cual hace referencia a la distancia entre dos picos sucesivos de la onda, y la frecuencia (F) que designa el número de ciclos pasando por un punto fijo en una unidad de tiempo. Ambos se encuentran inversamente relacionados por:

$$c = \lambda * L \quad (2.1)$$

El espectro electromagnético se representa en la figura 2.2. A pesar que la sucesión de valores del espectro es continua, a los fines prácticos se discretiza en una serie de bandas donde la radiación adquiere un comportamiento similar. En este sentido se distinguen las siguientes bandas:

- Espectro visible (0.4 a 0.7 μm de longitud de onda)
- Infrarrojo próximo o cerca (0.7 a 1.3 μm de longitud de onda)
- Infrarrojo medio (1.3 a 8 μm de longitud de onda)
- Infrarrojo lejano o térmico (8 a 14 μm de longitud de onda)
- Microondas (1 cm de longitud de onda)

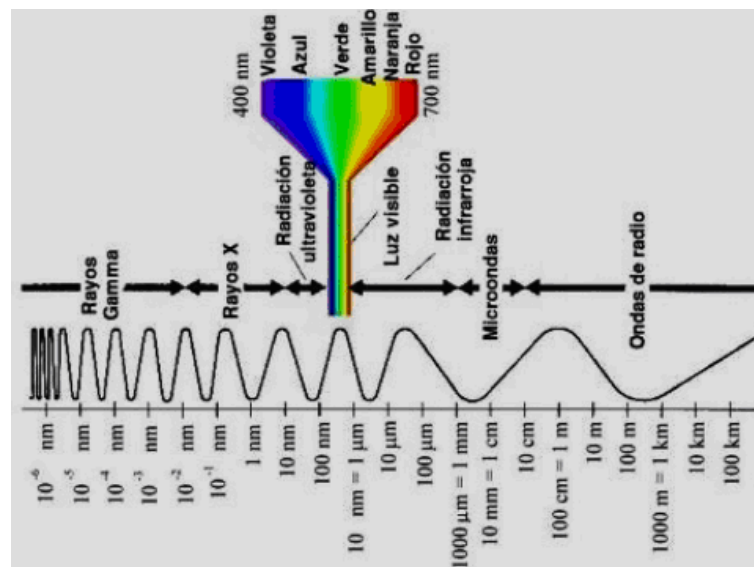


Figura 2.2: Espectro electromagnético

2.3. La región de las microondas

Esta porción del espectro se inicia en longitudes de onda del orden del centímetro, y son las longitudes mayores utilizadas en teledetección. La mayor ventaja del uso de microondas es que

es prácticamente transparente a la influencia atmosférica, debido que trabaja con longitudes de onda superiores al tamaño habitual de las gotas de agua, 0.1 mm (Bustos et al., 2004).

Asimismo, provee su propia fuente de iluminación generada a partir de la emisión de un pulso electromagnético desde la antena radar que posee a bordo del satélite. La capacidad de generar energía por sí mismo, permite incluso tomar imágenes nocturnas sin necesidad de la iluminación solar (Curlander & McDonough, 1991). En el rango de las microondas trabajan dos tipos de sensores: los pasivos, en los cuales el sensor detecta la energía procedente de la superficie terrestre, y los activos, que poseen una antena capaz de emitir un haz de energía que impacta en la superficie y miden la diferencia en potencia entre la señal transmitida y la recibida.

En el caso de esta investigación se utilizarán datos de sensores activos a microondas, denominados habitualmente con el nombre de RADAR (radio detection and ranging), del tipo SAR (radar de apertura sintética).

Los radares SAR poseen una antena la cual emite un haz energético y luego retorna a la misma. La señal de retorno sufre modificaciones (dispersiones) dadas las características de la superficie, de modo que a partir del estudio de dichas modificaciones es posible identificar el tipo de cobertura observada. Sea el caso del tipo de distorsión de la señal, la misma puede dispersarse hacia la atmósfera (caso del suelo), dentro del propio objeto (caso de la vegetación) o se refleja especularmente (caso del agua) (Chuvienco, 2006). Los factores del medio ambiente también influyen en la señal, entre los que se puede mencionar la rugosidad, la geometría del terreno, el ángulo de incidencia del flujo y su polarización.

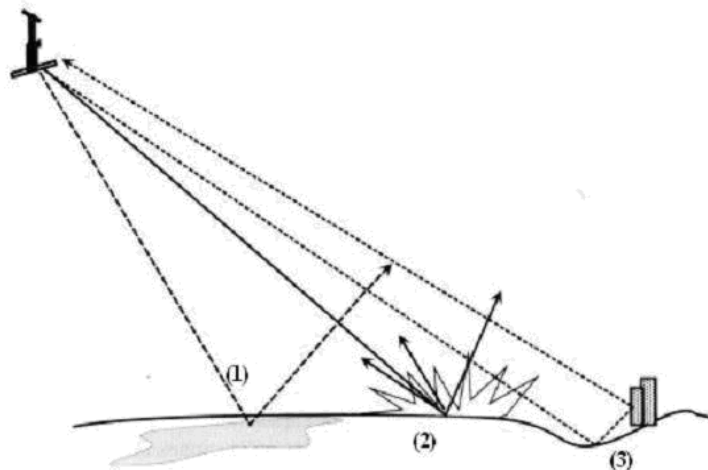


Figura 2.3: Tipos de dispersión: (1) Retrodispersión especular. (2) Retrodispersión difusa. (3) Corner reflector. Fuente: Bustos et al. (2004)

La antena SAR transmite un haz y mide la señal dispersada por el blanco. Las variables

medidas son la intensidad (potencia) y la fase. Esta última se utiliza en aplicaciones interferométricas, y la intensidad expresa la magnitud de la señal retrodispersada. La ecuación del radar se expresa como (Ulaby, et. al 1982 en Kari (2009)):

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma \quad (2.2)$$

Donde, P_t es la potencia transmitida, P_r es la potencia recibida, G es la ganancia de la antena, λ es la longitud de onda, R es la distancia entre la antena y el blanco y σ es la sección eficaz al radar.

La intensidad de la retrodispersión es expresada como el valor promedio de la sección eficaz retrodispersada por unidad de área referida como Coeficiente de Backscattering o Retrodispersión σ^0 (es un coeficiente adimensional)

$$\sigma^0 = \frac{\sum \sigma_t}{A} \quad (2.3)$$

Donde $\sum \sigma_t$ es la suma de las secciones eficaces individuales y A es área del blanco, de forma tal que la unidad m^2 queda cancelada (Laur et al., 2004).

El Coeficiente de Backscattering puede ser representado en 3 magnitudes: Potencia, Amplitud y Decibeles. La Amplitud es la raíz cuadrada de la potencia $\sqrt{\sigma^0}$ y en decibeles es el logaritmo en base 10 de la potencia $10 * \log_{10}(\sigma^0)$.

2.4. El radar de Apertura Sintética (SAR)

Previo a la aparición del SAR, se desarrollaron los radares de apertura real (RAR), los cuales poseen baja resolución espacial ya que la misma depende del tamaño de la antena. Para mejorar la resolución se diseñó la antena de apertura sintética (SAR) con la cual se aprovecha el movimiento del satélite, sumado a técnicas de procesamiento, para simular una antena de mayor porte (figura 2.4).

El desarrollo de un SAR viene acompañado por los avances en el análisis del uso de frecuencias Doppler de Carl Wiley. El mismo identificó que la reflexión de dos blancos fijos con una separación angular con respecto al vector de velocidad puede ser resuelta por el análisis de frecuencias del espectro along track. Esta característica permite que la resolución en acimut del eco de retorno sea mejorada separando los ecos en grupos basados en su cambio de Doppler. En el año 1965 Wiley nombra a esta técnica como “haz Doppler afilado”, pero luego se lo conocerá como Radar de Apertura Sintética (Curlander & McDonough, 1991).

Actualmente existe una variedad de radares SAR que orbitan la tierra y operan en distintos modos, ya sea en diversas bandas (según su longitud de onda), ángulos de incidencia, polarizaciones, entre otras variables (cuadro 2.1).

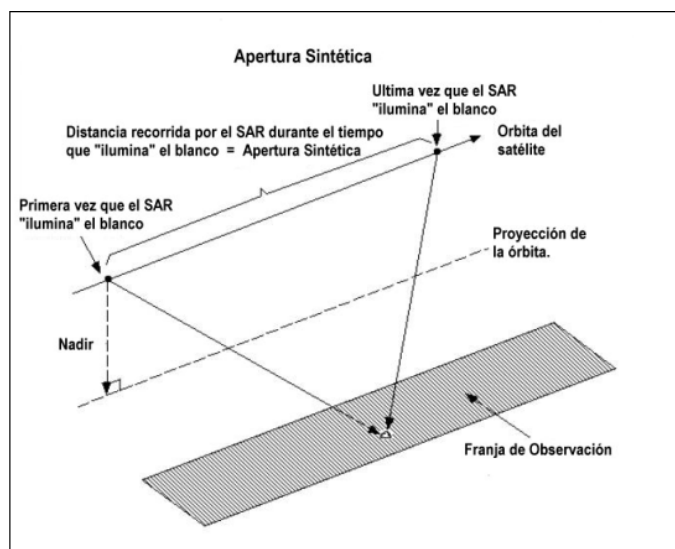


Figura 2.4: Esquema de una antena de apertura sintética. Fuente: Laur et al. (2004)

Sistemas Radar	Banda	Longitud de onda	Polarización	Ángulo incidencia
CosmoSkyMed	X	2,5-3,75 cm	HH, VV, HV, VH	
Radarsat-1	C	3,75-7,5 cm	HH	10 a 60
ENVISAT	C	3,75-7,5 cm	HH o VV / VV o HH	20 - 45
ERS-1	C	3,75-7,5 cm	VV	24
ERS-2	C	3,75-7,5 cm	VV	24
Radarsat-2	C	3,75-7,5 cm	HH+HV, VV+VH y HH+HV+VV+VH	10 a 60
SIR-C	C y L	15-30 cm y 3,75-7,5 cm	HH+HV, VV+VH y HH+HV+VV+VH	17 - 60
SAOCOM	L	15-30 cm	HH+HV, VV+VH y HH+HV+VV+VH	11,8 - 48,6
ALOS	L	15-30 cm	HH o VV/ HV o VH	20 - 55

Cuadro 2.1: Fuente: www.esa.int, www.jaxa.jp, www.asc-csa.gc.ca, www.wikipedia.org

2.5. Caracterización física de la nieve

La nieve está conformada por cristales de hielo, agua líquida y aire. Los cristales de hielo son depositados en la superficie terrestre como resultado de precipitaciones atmosféricas.

Una de las características que mejor describe un paquete de nieve es la densidad ρ_s , la cual se encuentra típicamente en un rango de 0,2 a 0,6 Mg m^{-3} . Nieve fresca recién caída puede tener alrededor de 0,1 Mg m^{-3} . 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. Para la descripción de la estructura interna del paquete de nieve se utiliza el tamaño del grano o cristal, generalmente definido como el radio medio o radio equivalente de los cristales de hielo.

Tamaños habituales de grano suelen estar entre 0,1 y 3 mm (Gareth Rees, 2006).

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 (T.A.L) igual a 0%. La presencia de agua se produce cuando la temperatura asciende o se encuentra en torno a $0^{\circ}C$. Con temperaturas negativas la nieve siempre será seca, mientras que con temperaturas mayores o iguales al $0^{\circ}C$ será húmeda y por lo tanto el T.A.L será mayor a 0% (ANENA, 2011).

2.5.1. Propiedades electromagnéticas de la nieve en el espectro óptico e infrarrojo cercano

Al ojo humano la nieve se observa blanca, ya que es altamente reflectiva en el rango de 0.4 y $0.65 \mu m$, con pequeñas variaciones, y va descendiendo a medida que aumenta la longitud de onda, reduciéndose en el infrarrojo cercano y más claramente en el medio (figura 2.5). Los factores que influyen en la reflectividad de la nieve son el tamaño del grano, la profundidad y densidad de la capa y la cantidad de impurezas que contenga (Dozier, 1989 en Chuvieco (2006)). La nieve fresca tiene más reflectividad que la helada, mostrando los valores más bajos la nieve sucia (Chuvieco, 2006).

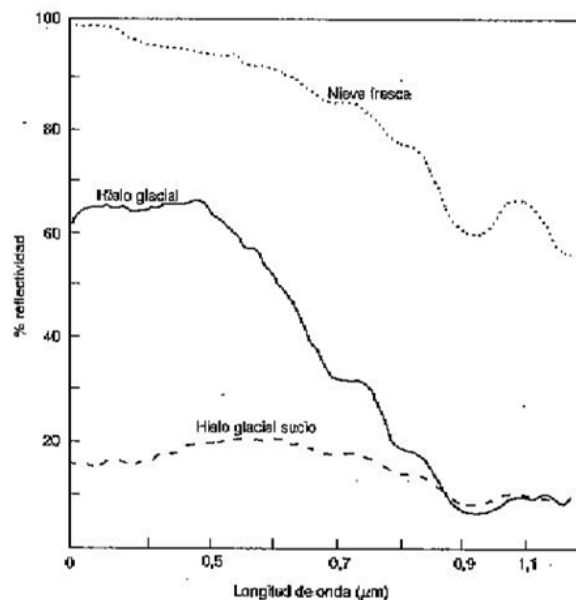


Figura 2.5: Curvas de reflectividad para distintos tipos de nieve y hielo. Fuente: Chuvieco (2006)

En la figura 2.6 se observa la firma espectral de la nieve con distintos tamaño de grano, comparado con la firma de una nube, para lo cual en el rango del visible ambas coberturas posee respuesta espectral similar, pero difieren a partir del infrarrojo cercano.

Esta diferencia radica en que las gotas o cristales de hielo de las nubes son más pequeñas que los granos de nieve, por lo que absorben menos radiación en esta porción del espectro (Dozier, 1989 en Chuvieco (2006))

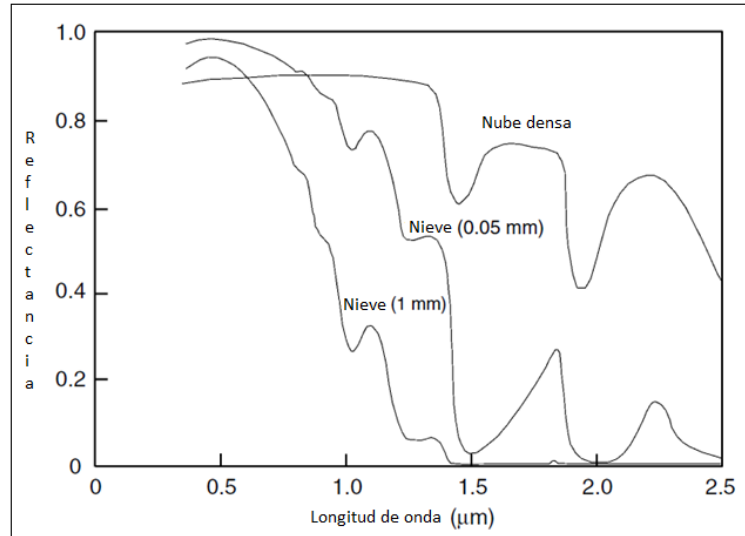


Figura 2.6: Firmas espectrales de una nube densa y cobertura de nieve en distinto tamaño de grano. Fuente: Gareth Rees (2006)

Teniendo en cuenta el comportamiento espectral de la nieve es posible construir un índice denominado NDSI (índice normalizado de nieve) el cual utiliza un canal del sensor en el rango visible (porción del verde o azul) y otro del rango del infrarrojo. Para el satélite Landsat TM el índice se expresa de la siguiente manera:

$$NDSI = \frac{b_2 - b_5}{b_2 + b_5} \quad (2.4)$$

donde b_2 y b_5 son las reflectancias en la banda 2 y 5 correspondientes a la longitud de onda centrada en 0.57 y $1.65 \mu m$ respectivamente. Para el caso del sensor MODIS el NDSI utiliza los canales 4 y 6 correspondientes a 0.56 y $1.64 \mu m$ y adicionalmente calcula un índice de vegetación utilizando banda 1 y 2 para mejorar la detección en zonas boscosas (Gareth Rees, 2006).

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

Es importante también conocer las propiedades eléctricas de la nieve, en especial para la comprensión del comportamiento de la nieve en el rango de las microondas. Existen amplias diferencias de las propiedades eléctricas entre la nieve seca y húmeda, específicamente en la

constante dieléctrica de ambas coberturas. La constante dieléctrica define las características eléctricas de un medio y se relaciona con el concepto de emisividad (una de las propiedades electromagnéticas más importantes de las superficies junto con la reflexión). Esta última puede ser calculada a partir de la constante dieléctrica compleja (o permisividad relativa) $\epsilon = \epsilon' - i\epsilon''$. La parte real es la permitividad del medio y la parte imaginaria se expresa como la conductividad del medio (Lira, 2002). En este sentido, ϵ'' es el factor de pérdida dieléctrica. La constante dieléctrica y la rugosidad superficial del objeto en estudio determinan la emisividad. 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 (Sandven & Johannessen, 2005).

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. De acuerdo a Rott et al. (2009), el coeficiente de backscattering total, transmitido y recibido, de la cobertura de nieve se compone de las siguientes contribuciones:

$$\sigma_t = \sigma_{as} + \sigma_v + \sigma_{gv} + \sigma_{g'}$$
 (2.5)

Donde σ_{as} representa el scattering de la interfase aire/nieve, σ_v es el scattering del volumen del paquete de nieve, σ_{gv} son las contribuciones de las interacciones suelo/volumen de nieve y volumen de nieve/suelo y $\sigma_{g'}$ es el scattering de la interfase nieve/suelo luego de la transmisión a través de la capa de nieve.

La señal retrodispersada de un paquete de nieve depende de las propiedades físicas del mismo ((Hallikainen et al., 1986) y Ulaby, et al. 1986 en Kari (2009)):

- Contenido de agua líquida
- Espesor de la capa de nieve
- Perfil de densidad de la capa de nieve (estructura de la capa de nieve)
- Perfil de temperatura de la capa de nieve
- Rugosidad superficial en la interfase nieve-aire
- Rugosidad superficial en la interfase nieve-suelo
- Tamaño del grano de nieve

Los autores Shi & Dozier (1995) expresan que la mayor contribución de la señal retrodispersada por nieve húmeda en banda C, es la dispersión en volumen del paquete de nieve y la dispersión superficial de la interfase aire-nieve. Estos tipos de retrodispersión son sensibles a

las propiedades de la nieve, como el contenido de agua líquida, densidad, tamaño y forma de las partículas de hielo y rugosidad de la superficie.

El contenido de agua líquida causa principalmente una gran pérdida dieléctrica, lo que aumenta el coeficiente de absorción. 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 (Shi & Dozier, 1995).

La rugosidad de la superficie afecta la relación entre coeficiente de retrodispersión y humedad de la nieve. Para baja humedad ($\leq 3\%$) el contraste dieléctrico entre aire y nieve es pequeño y la retrodispersión en volumen domina, por lo tanto la retrodispersión no es sensible a la rugosidad de la superficie y decrece a medida que la humedad aumenta. Sin embargo, para nieve más húmeda, la retrodispersión se torna sensible a la rugosidad superficial debido que la componente de dispersión de superficie aumenta mientras que la componente de dispersión de volumen decrece. En este sentido, la relación entre retrodispersión y humedad de la nieve está controlada por mecanismos de dispersión complejos. Cuando la superficie es suave, domina la dispersión en volumen. Por consiguiente, a medida que la humedad de la nieve aumenta, tanto la dispersión en volumen como el coeficiente de transmisión disminuyen, resultando en una correlación negativa entre retrodispersión y humedad de la nieve. Cuando la superficie es rugosa, un aumento de la humedad de la nieve causa un predominio de la dispersión de superficie, resultando en una correlación positiva entre retrodispersión y humedad de la nieve. Esta complejidad en los procesos de retrodispersión de la nieve húmeda hace irreal desarrollar simples modelos empíricos entre la señal SAR y la medición de campo (Shi & Dozier, 1995).

Es importante mencionar que dependiendo de la longitud de onda (banda del SAR) a la que se trabaje, los mecanismos de interacción varían. Por ejemplo, una investigación realizada por la Universidad de Helsinki (Nadir Arslan et al., 1998) demostró que con banda C la nieve seca puede ser discriminada de suelo desnudo y vegetación corta. En su estudio comparan datos de campo tomados en dos fechas (Marzo y Mayo) con coeficiente de backscattering. Los resultados muestran una importante correlación entre nieve seca y suelo libre de nieve para banda L, mientras que no hay correspondencia para los datos en banda C, evidenciando que el coeficiente de backscattering en banda C es distinto en superficies con y sin nieve, mientras que en banda L es similar. Esta relación les permitió a los autores modelar otros parámetros de nieve como por ejemplo el Equivalente de Agua en Nieve utilizando datos de banda C.

En un análisis más profundo los autores Shi & Dozier (2000) han demostrado las capacidades del SIR-C/X-SAR, un SAR multifrecuencia y multipolarización, para derivar equivalente de agua en nieve cuando la nieve se encuentra seca. En longitudes de onda grandes como la banda L, el tamaño de las partículas de la nieve generan un efecto pequeño en la señal retrodispersada de la nieve seca. Simulando el paquete de nieve como una capa dieléctrica homogénea sobre suelo rugoso, obtuvieron que para banda L polarización HH, el σ^0 es mayor para condiciones

de suelo nevado, que sin nieve.

Basados en este mecanismo de retrodispersión, los investigadores antes mencionados desarrollaron un modelo de inversión en el cual estiman la densidad de la nieve, la constante dieléctrica y rugosidad del suelo utilizando banda L co-polarizada. Siguiendo las investigaciones de Shi & Dozier (2000), exponen que debido al pequeño tamaño del grano de nieve comparado con la longitud de onda en banda L, el paquete de nieve no genera retrodispersión en volumen significativa. Sin embargo postulan que cuando la onda electromagnética atraviesa el paquete de nieve y llega hasta el suelo por debajo, sufre ciertas modificaciones que se describen a continuación:

- El ángulo de incidencia en la interfase nieve-suelo es menor debido a la refracción en la nieve.
- Debido a que la nieve es dieléctricamente más gruesa que el aire, la longitud de onda incidente en la interfase nieve-suelo es más corta.
- La capa de nieve reduce la constante dieléctrica en la interfase nieve-suelo, lo que también reduce la reflectividad en la misma interfase.
- La potencia perdida en la interfase aire-nieve reduce la energía total incidente en la interfase nieve-suelo.

A partir del análisis de las perturbaciones explicadas los autores pueden modelar densidad y profundidad de la nieve que les servirá para estimar equivalente de agua en nieve.

En la publicación de Martini et al. (2006) se identificaron a partir de estudios con SAR multi-polarimétrico y multi-frecuencia como SIR-C, que 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 figura 2.7.

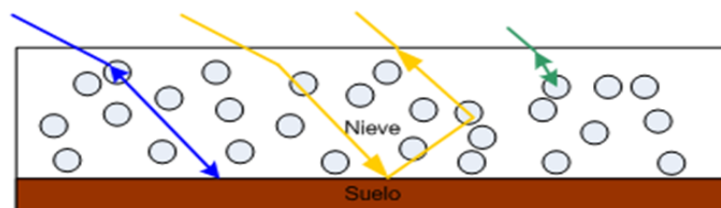


Figura 2.7: Mecanismos de scattering simulados. Azul (superficial), amarillo (doble rebote), verde (volumen). Fuente: Martini et al. (2006)

Observaron que con banda C se caracteriza mejor el scattering de volumen mientras que con banda L el de superficie.

2.6. Antecedentes en la temática

En esta sección se presentan metodologías abordadas por distintos autores para la obtención de área cubierta de nieve mediante datos SAR en banda C y X.

2.6.1. Estimación área cubierta de nieve con banda C

La estimación de área cubierta de nieve (ACN) es un parámetro importante para el entendimiento de la variación estacional en áreas montañosas. Este parámetro es útil para estudios hidrológicos, manejo del recurso hídrico y climatología.

Existen diversos estudios que explican variadas metodologías y algoritmos para la estimación de ACN. La mayoría de ellos se basan en los desarrollos de Nagler & Rott (2000). Los autores describen una mejora a un algoritmo de mapeo de nieve húmeda en zonas alpinas utilizando banda C polarización VV de ERS SAR y banda C polarización HH de Radarsat SAR.

El método desarrollado se fundamenta en el comportamiento físico de la nieve a lo largo de las estaciones en el rango de las microondas. Estudios posteriores (Pettinato et al., 2004) han identificado que el valor más alto de backscattering se observa en la nieve seca de invierno, luego decrece en primavera cuando comienza la fusión y finalmente aumento en verano en terrenos sin cobertura de nieve (figura 2.8).

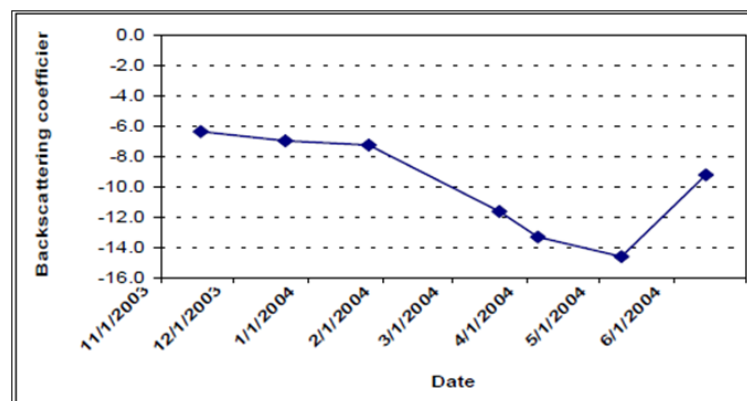


Figura 2.8: Comportamiento de la nieve a lo largo de las estaciones. Fuente: Pettinato et al. (2004)

El algoritmo se basa especialmente en la comparación de estas dos imágenes, una tomada como referencia, la otra de nieve húmeda. La base de la clasificación es el reducido valor del coeficiente de backscattering de la nieve en etapa de fusión, en comparación con la imagen de referencia.

El Instituto de Física Aplicada de Florencia, Italia (IFAC-CNR) y el Centro de Avalanchas de Arabba de Italia (Pettinato et al., 2004) ha analizado una secuencia de datos SAR (ERS y ENVISAT, banda C), comparando el backscattering de un área específica con datos in situ

de mediciones de nieve y meteorológicas, y a través de simulaciones realizadas con un modelo basado en la Teoría de Fluctuación Fuerte.

Los resultados obtenidos a partir de datos experimentales y modelos de simulación, muestran un claro descenso de los valores de backscattering a medida que la nieve se derrite. Asimismo, se pudo observar que los valores de backscattering más altos se observaron en nieve seca de invierno, luego decrece en primavera (nieve húmeda) y luego crece nuevamente en verano cuando el terreno esta libre de nieve.

Los autores han desarrollado un modelo electromagnético, en el cual la nieve es considerada como una colección de partículas esféricas de hielo, entre agua y aire sobre el suelo. El volumen de scattering de la nieve fue computado usando la Teoría de Fluctuación Fuerte. Los parámetros de entrada al modelo fueron: la profundidad de la nieve, fracción de volumen de la nieve, temperatura de la nieve, contenido de agua líquida, radio medio de las partículas y permitividad del suelo. El modelo fue validado con datos experimentales tomados a diferentes ángulos de incidencia. Se muestra la influencia de la nieve húmeda en el coeficiente de backscattering (el backscattering decrece a medida que aumenta la humedad), realizado con polarizaciones VV y HH (figura 2.9).

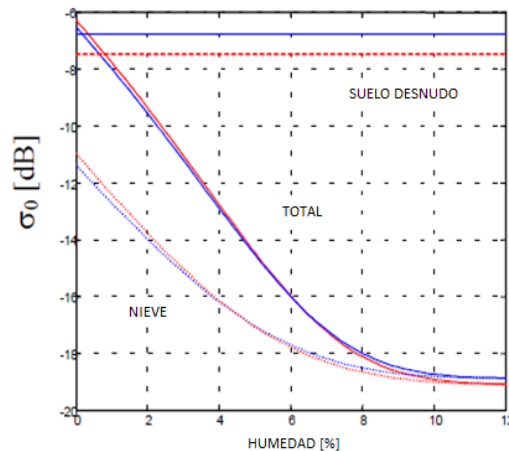


Figura 2.9: Backscattering modelado de banda C ($\Theta = 25^\circ$) como función de la humedad de una capa de nieve de 1.0 m de profundidad sobre una superficie rugosa. Representación de contribuciones separadas de suelo desnudo y suelo con nieve. (Azul= VV pol., Rojo=HH pol.). Fuente: Pettinato et al. (2004)

Los mismos autores han generado mapeos de área cubierta de nieve comparando datos de ENVISAT ASAR adquiridos en la primavera de 2004 y una imagen de referencia en condiciones de nieve seca o suelo desnudo. La comparación fue hecha pixel a pixel siguiendo las siguientes reglas: un pixel clasifica como nieve húmeda cuando la intensidad respecto a la imagen de referencia es menor que un umbral específico. La imagen de referencia fue creada tomando el valor medio de backscattering de 3 imágenes bajo condiciones de nieve seca, todas correspondientes

a ENVISAT ascendente.

Obtuvieron dos mapas de cobertura de nieve, uno de Abril y otro de Mayo (primavera hemisferio norte). La nieve húmeda se identifica bajo el umbral de -3 dB. Otra regla de clasificación es la siguiente: los pixels clasificados como nieve húmeda en Mayo pero no en Abril son considerados como cobertura de nieve seca en Abril. Pixels clasificados como nieve húmeda en Abril pero no en Mayo son considerados como suelo desnudo en Mayo. Pixels no clasificados como nieve húmeda en ninguna de las dos fechas, pero localizados a una altura por encima de la mediana de la altitud de la nieve húmeda en Abril, se los clasifica como nieve seca en las dos fechas. En la figura 2.10 se observan los mapas de área cubierta de nieve (ACN) para las dos fechas.

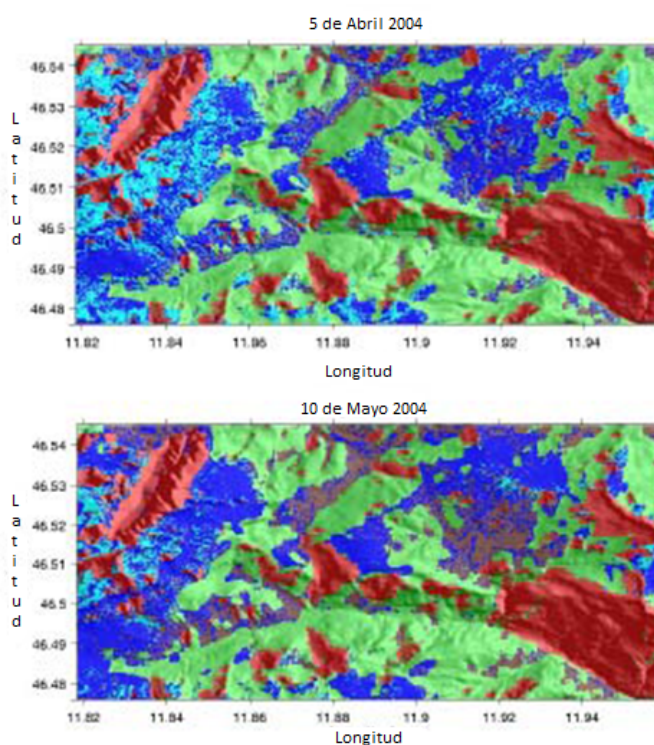


Figura 2.10: Mapas de área cubierta de nieve. Cuenca río Cordevole. Italia. La nieve húmeda se observa en azul, la seca en celeste, la forestación en verde, el suelo desnudo en marrón y en rojo los sectores afectados por sombras o por distorsiones debido a la topografía del terreno y a la geometría de toma de la imagen. Fuente: Pettinato et al. (2004)

2.6.2. Estimación área cubierta de nieve con banda X y Ku

Los investigadores Fily et al. (1995) del laboratorio de Glaciología y Medio Ambiente de la Universidad Joseph Fourier y el Laboratorio Alpino del Instituto de Geografía Alpina, ambos de Francia, han estudiado el uso de datos de microondas para la estimación de área cubierta de nieve. El objetivo principal de la investigación es el estudio del comportamiento de sectores cu-

biertos de nieve en distintas condiciones de nevadas. Los autores han empleado E-SAR (banda X) junto con datos de campo (profundidad de la nieve, contenido de agua líquida, temperatura de la nieve y el aire). Asimismo, se utilizaron datos de SPOT y fotografías aéreas. De las mediciones realizadas en sitios de testeo, los autores han podido identificar la firma correspondiente a nieve seca y terreno sin nieve (ambos poseen la misma firma) y nieve húmeda.

Los autores Rott et al. (2009) realizaron un trabajo que contribuye a evaluar la factibilidad de la misión de la ESA (CoReH20) para estudio de nieve. El satélite Cold REgions Hydrology High-resolution Observatory es un SAR doble frecuencia que opera en banda Ku (17.2 GHz) y banda X (9.6 GHz) y polarización VV y VH. Los autores derivan una metodología para calcular Equivalente de Agua en Nieve, la cual se basa especialmente en un algoritmo Bayesianos y modelos de transferencia radioactiva.

Con el SAR italiano Cosmo Sky-Med (Stripmap-HH-banda X), la presente autora realizó mapeos de área cubierta de nieve y discriminación de nieve húmeda y seca en el marco de la maestría en Aplicaciones espaciales para alerta y respuesta temprana a emergencias (Univ. Nacional de Córdoba - CONAE - ASI) en el Instituto de Física Aplicada - IFAC en Italia. La nieve húmeda fue detectada siguiendo el desarrollo de (Nagler & Rott, 2000) y la nieve seca se obtuvo a partir del análisis del histograma de frecuencias de la nieve húmeda en función de la altura (Pettinato et al., 2004). Se identificó la mediana de dicha distribución y se la fijó como límite de comienzo de la nieve seca. A modo de comparación de los resultados obtenidos, en la figura 2.11 se observa a la izquierda el mapeo de nieve húmeda y seca utilizando los datos SAR y a la derecha una imagen Spot de fecha similar en la cual la nieve se observa en tonos amarillos y el bosque en azul.

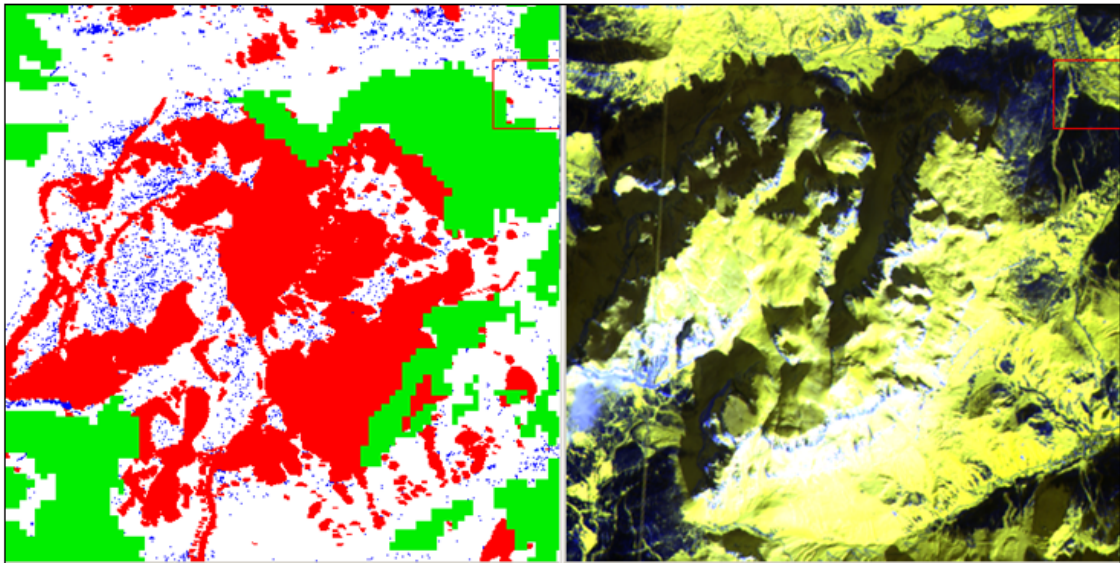


Figura 2.11: Comparación ACN con datos SAR (izquierda) y composición color imagen Spot (derecha). Referencias de la imagen de la izquierda: azul: nieve húmeda; blanco: nieve seca; rojo: sectores afectados por sombras o por distorsiones debido a la topografía del terreno y a la geometría de toma de la imagen (layover); verde: bosque. Fuente: Salcedo (2011). Trabajo sin publicar.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Pre-Procesamiento de los datos satelitales

El pre-procesamiento consiste en la preparación previa de los datos satelitales a ser utilizados. Los procesos involucrados son la calibración de las imágenes, es decir, la transformación de valores digitales a parámetros físicos, la georreferenciación o asignación de coordenadas y sistema de referencia a los datos, y la ejecución de filtros que mejoran el aspecto de las imágenes.

3.1.1. Materiales utilizados

En esta etapa, se realiza en primera instancia la selección de la información satelital a analizar. De acuerdo a lo explicado anteriormente las imágenes de radares SAR deben ser en el rango de la banda X o C para estimación de área cubierta de nieve, por lo que se seleccionaron imágenes del SAR de la Agencia Espacial Europea ERS-2 (ver cuadro con especificaciones 3.1).

Fueron seleccionadas una imagen por mes dentro del periodo en estudio de los meses de primavera (nieve húmeda) así como también imágenes de verano y/o invierno para ser utilizadas como referencia. En el cuadro 3.2 se observa las imágenes ERS-2 utilizadas.

Para la validación de la información generada por los datos SAR, se utilizaron imágenes ópticas, de la plataforma Landsat TM y ETM. Las especificaciones técnicas de ambos sensores se exponen en el cuadro 3.3.

Las imágenes Landsat utilizadas para la validación se exponen en cuadro 3.4.

ERS-2	
Lanzamiento	21 Abril 1995
Orbita	heliosincrónico
Altitud	800 Km.
Inclinación	98,5 grados
Ciclo	35 días
Banda	C
Longitud de onda	3,75-7,5 cm
Polarización	VV
Ángulo incidencia	24

Cuadro 3.1: Especificaciones técnicas ERS-2. Fuente: www.esa.int.

Fecha	Sensor	Track/Frame	Hora	Formato
03-feb-05	ERS-2	51195 - 4347	14:31:26.238	PRI
19-mayo-05	ERS-2	53700 - 4347	14:31:30.408	PRI
23-jun-05	ERS-2	53199 - 4347	14:31:30.404	PRI
01-sep-05	ERS-2	54201 - 4347	14:31:30.404	PRI
06-oct-05	ERS-2	54702 - 4347	14:31:20.936	PRI
10-nov-05	ERS-2	55203 - 4347	14:31:14.005	PRI
15-dic-05	ERS-2	55704 - 4347	14:31:19.335	PRI
19-ene-06	ERS-2	56205 - 4347	14:31:19.298	PRI
17-ago-06	ERS-2	59211 - 4347	14:31:28.092	PRI
8-jun-06	ERS-2	59211 - 4347	14:31:28.092	PRI
26-oct-06	ERS-2	60213 - 4347	14:31:12.582	PRI
30-nov-06	ERS-2	60714 - 4347	14:31:16.028	PRI

Cuadro 3.2: Imágenes ERS-2 utilizadas.

Propiedades		Landsat 5 TM	Landsat 7 ETM+
Resolución Espectral (micrones - μm)	Banda 1 (visible azul)	0,54 - 0,52	0,54 - 0,52
	Banda 2 (visible verde)	0,52 - 0,60	0,53 - 0,61
	Banda 3 (visible rojo)	0,63 - 0,69	0,63 - 0,69
	Banda 4 (infrarrojo cercano)	0,76 - 0,90	0,78 - 0,90
	Banda 5 (infrarrojo medio)	1,55 - 1,75	1,55 - 1,75
	Banda 6 (infrarrojo térmico)	10,4 - 12,5	banda 6L y 6H
	Banda 7 (infrarrojo medio)	2,08 - 2,35	2,09 - 2,35
	Banda 8		0,52 - 0,90
Tamaño del pixel (resolución espacial)	Bandas 1 - 5 y 7	30*30 m	30*30 m.
	Banda 6	120*120	60*60 m
	Banda 8		15*15 m
Ancho de barrido		185 Km.	185 Km.
Tiempo de revisita (resolución temporal)		16 días	16 días
Resolución radiométrica		8 bits (256 niveles)	8 bits (256 niveles)
Inclinación		98,2°	98,2°

Cuadro 3.3: Especificaciones técnicas Landsat TM y ETM+. Fuente: www.usgs.gov

Fecha	Sensor	Path-Row
04-jul-05	Landsat-5	232-085 y 232-086
08-oct-05	Landsat-5	232-085 y 232-086
01-nov-05	Landsat-7	232-085 y 232-086
19-dic-05	Landsat-5	232-085 y 232-086

Cuadro 3.4: Imágenes Landsat utilizadas.

3.1.2. Pre-procesamiento datos SAR. Imágenes ERS-2

Los datos ERS-2 provienen en formato PRI (SAR Precision Image), consiste en una imagen digital generada a partir de datos RAW, la cual se encuentra corregida por la ganancia de la antena. Proyectada en rango del terreno, cubre una superficie de 100 km por 102.5 km. Las imágenes en este formato (ESA SAR PRI) se basan en el formato SAR CEOS (www.earth.esa.int, 2011).

Las imágenes ERS-2 utilizadas en esta tesis fueron entregadas por la CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales). Las mismas se encuentran con correcciones sistemáticas y reducción de speckle mediante 3 looks, de modo que no se encuentran georreferenciados ni calibrados. Todo el set de imágenes posee 30 metros de resolución del pixel y su órbita es descendente.

El primer paso es la co-registración de todos los datos a usar, de modo que exista una relación pixel a pixel, esencial para realizar el álgebra de bandas.

Luego se procede a la calibración y ortorectificación de las imágenes. La calibración es la conversión de los valores en amplitud de cada pixel expresados en contajes digitales a valores de brillo o coeficiente de retrodispersión σ^0 en potencia corregidos por rango. La ecuación de calibración para datos ERS-2 (3.1) corresponde con la siguiente, donde K es una constante de calibración, α es el ángulo de incidencia local y α_{ref} es el ángulo de referencia que corresponde al ángulo medio del rango (Laur et al., 2004).

$$\sigma^0 = \frac{DN^2}{K} * \frac{\sin(\alpha)}{\sin(\alpha_{ref})} \quad (3.1)$$

La ortorectificación es la geo-localización y corrección debido al relieve de las imágenes utilizando el modelo de elevación digital obtenido mediante el sensor ASTER (www.gdem.aster.ersdac.or.jp, 2011), configurándolas en coordenadas geográficas. En este proceso se genera la máscara de sombra y layover. De acuerdo a Curlander & McDonough (1991) el fenómeno de layover interviene cuando el SAR al emitir el pulso microonda sobre la superficie, la parte superior de un objeto o blanco es detectada antes que su parte inferior. El mismo autor, especifica que las sombras se producen cuando algunos objetos que se encuentran por delante, bloquean la señal radar de objetos ubicados atrás de lo mismos. Esto se debe a un error en la altura del blanco, relativa al modelo de elipsoide utilizado, lo que resulta en un error de estimación de rango oblicuo, produciendo un corrimiento cross-track del blanco. Estas distorsiones geométricas locales son debidas a que el SAR es un aparato de rango.

En la figura 3.1 se observa la existencia de la condición de layover para terreno escarpado donde $\alpha \geq \eta$.

Luego de los procesos antes explicados, se obtiene como salida una imagen ortorectificada y calibrada en valores de potencia la cual es sometida a procesos de filtrado para mejorar su apariencia.

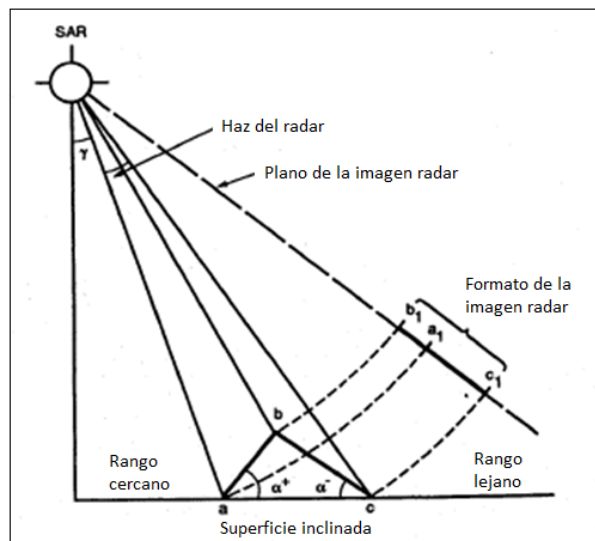


Figura 3.1: Efectos de layover y sombra. Fuente: Curlander & McDonough (1991)

Las imágenes radar se encuentran degradada por un ruido multiplicativo denominado speckle, el cual es proporcional a la intensidad de la señal recibida. El speckle hace difícil la tarea de clasificar de manera individual los pixeles de la imagen, en tal sentido se han desarrollado distintos procedimientos para reducir el speckle como por ejemplo, el procesamiento de multilooking y las técnicas de filtrado (Nieto Yáñez & Ramírez Saldívar, 2000).

Para mejorar el efecto de moteado del ruido speckle se ha aplicado el filtro de Frost a las imágenes ERS-2 utilizadas en la presente investigación. Este filtro es recomendado por Nagler & Rott (2004) como adecuado para los procesos de mapeo de nieve. El filtro de Frost utiliza un kernel (ventana) de espiral amortiguado exponencialmente el cual se adapta a características basadas en estadísticos locales. Consiste en un filtro simétrico circularmente con un conjunto de valores de pesos para cada pixel:

$$m(t) = \exp(-A|t|) \tag{3.2}$$

donde A está dado por

$$A = K \cdot \left(\frac{\text{Var}(z)}{\bar{z}(t)^2} \right) \tag{3.3}$$

- $|t|$ es el valor absoluto de la distancia del pixel central a sus vecinos en la ventana de filtrado.
- $\text{Var}(z)$ es la varianza en el nivel de gris de la ventana de filtrado.
- $\bar{z}(t)^2$ es el cuadrado del nivel de gris medio en la ventana de filtrado.

- K es un factor de amortiguamiento que depende de la imagen no filtrada, el valor por default es 1.

El valor de gris resultante para el pixel suavizado es:

$$\hat{x}(t) = \frac{(p_1 \cdot m_1 + p_2 \cdot m_2 + \dots + p_n \cdot m_n)}{(m_1 + m_2 + \dots + m_n)} \quad (3.4)$$

donde $p_1 \dots p_n$ son los niveles de gris de cada pixel en la ventana de filtrado y $m_1 \dots m_n$ son los pesos asociados con cada pixel. En este sentido, los parámetros del filtro de Frost son ajustados en función de estadísticos locales calculados en una ventana alrededor del pixel a filtrar. En áreas homogéneas, el filtro de Frost actúa como un filtro de media, mientras que en áreas heterogéneas actúa como un filtro de paso alto, con decadencia fuera del centro. De esta forma el filtro suaviza las regiones uniformes y remueve el speckle, conservando el valor de los bordes de contraste alto y otros objetos (Nieto Yáñez & Ramírez Saldívar, 2000).

El proceso de filtrado se realiza cuando los pixeles de la imagen se encuentran en valores de potencia. Una vez filtrada, se convierten los valores a decibeles a partir de la ecuación:

$$10 * \log_{10} * (\sigma^0) \quad (3.5)$$

donde σ^0 es el Coeficiente de Backscattering o Retrodispersión.

3.1.3. Pre-procesamiento datos ópticos. Imágenes Landsat

Las imágenes Landsat TM y ETM provienen en formato fast format, georreferenciadas y con valores digitales (ND), de modo que es necesaria su calibración, es decir transformar los valores ND a parámetros físicos ya sea radiancia o reflectancia al tope de la atmósfera.

La radiancia (L) es el total de energía radiada en una determinada dirección por unidad de área y por ángulo sólido de medida, siendo la magnitud de mide el sensor. Se cuantifica en vatios por metro cuadrado y estéreo radián $\frac{W}{m^2 sr}$ (Chuvieco, 2006). La ecuación 3.6 se utiliza para calibrar a radiancia las imágenes Landsat.

$$L_\lambda = LMIN_\lambda + \left(\frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{QCALMAX - QCALMIN} \right) * (QCAL - QCALMIN) \quad (3.6)$$

Donde:

- L_λ = radiancia espectral
- $LMIN_\lambda$ = radiancia espectral en el valor $QCAL=0$
- $LMAX_\lambda$ = radiancia espectral en el valor $QCAL=QCALMAX$

Bandas	Irradiancia Espectral Solar
1	1957
2	1826
3	1554
4	1036
5	215
6	--
7	80

Cuadro 3.5: Valores de irradiancia espectral para bandas de Landsat TM.

- QCALMAX= es el máximo valor de un pixel calibrado (correspondiente a LMAX) en niveles digitales. Para Landsat TM y ETM corresponde a 255.
- QCALMIN= es el mínimo valor de un pixel calibrado (correspondiente a LMIN) en niveles digitales. Dependiendo del formato de la imagen este valor puede ser 1 o 0.
- QCAL= es la escala de radiancia calibrada en unidades para valores digitales.

Una vez obtenida la radiancia, el paso siguiente es la conversión a valores de reflectancia al tope de la atmósfera ρ_p .

$$\rho_p = \frac{\pi * L_\lambda * d^2}{ESUN_\lambda * \cos \Theta_s} \quad (3.7)$$

Donde,

- L_λ es la radiancia espectral
- d es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas y depende del día en que la imagen fue tomada. Es posible calcularlo a través de la siguiente ecuación: $d = 4 * 10^{-11} * G^4 - 3 * 10^{-8} * G^3 + 5 * 10^{-6} * G^2 - 10^{-4} * G + 0,9838$ donde G es el día Juliano.
- ESUN es la irradiancia solar exatmosférica, lo cual depende del sensor y las bandas.
- Θ_s es el ángulo cenital solar en grados

En la tabla 3.5 se presentan los valores de irradiancia espectral solar por banda para el sensor Landsat TM.

3.2. Procesamiento

El presente apartado describe los pasos metodológicos llevados a cabo para la obtención de máscara de nieve total mediante imágenes Landsat y mapas de clasificación de nieve húmeda y seca a partir de imágenes ERS-2. La máscara de nieve total realizada con imágenes Landsat es utilizada como “verdad de campo” para verificar la extensión de nieve total (húmeda + seca) obtenida con imágenes ERS-2. Para corroborar la clasificación de cobertura de nieve húmeda y seca se utilizaron variables topográficas como pendiente, aspectos y alturas, ya que éstas influyen en los procesos de fusión de nieve. La figura 3.2 esquematiza los pasos metodológicos.

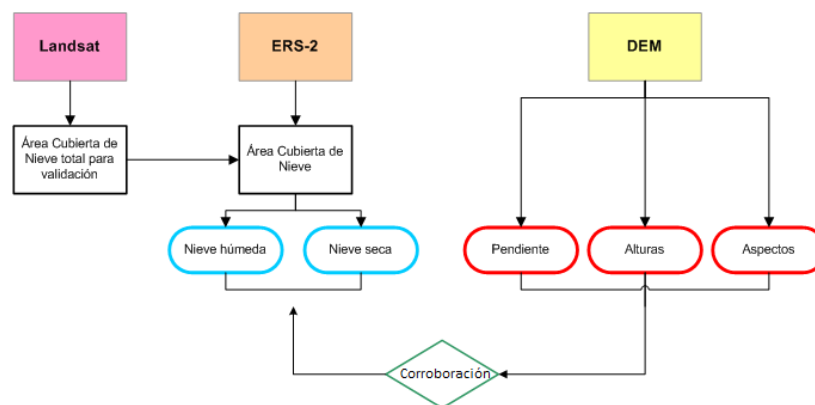


Figura 3.2: Esquema de procesamiento de datos satelitales

3.2.1. Área cubierta de nieve con imágenes Landsat

Con el objeto de obtener una máscara de nieve que permita validar los resultados obtenidos mediante los datos SAR, se procedió a mapear la nieve total con imágenes del sensor Landsat de fechas lo más próximas posible a la toma de la imagen SAR.

El proceso para obtener la máscara de nieve total surge de una serie de pasos implementados por Solorza (2011) así como también de acuerdo a Emre Tekeli et al. (2005) que se sistematizaron en un árbol de decisión, a fin de obtener un producto lo más confiable para ser utilizado en la validación de los productos de nieve con SAR. Los pasos básicos se representan en el esquema de la figura 3.3 en la que se observan los bloques principales de tareas realizadas como la obtención de una máscara de nieve, así como también la generación de una imagen de temperatura superficial. Ambos productos son entradas al árbol de decisión que dará como salida un mapa de ACN (Área Cubierta de Nieve). En caso de utilizar una imagen que posea cobertura nubosa es necesario realizar una máscara de nubes, pero no es el caso de las imágenes seleccionadas.

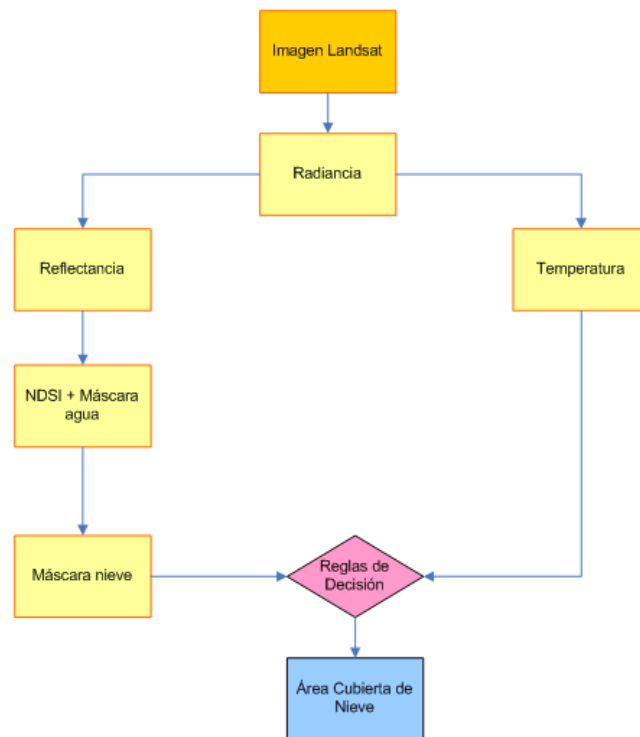


Figura 3.3: Esquema de obtención de Área Cubierta de Nieve con Landsat.

3.2.1.1. Obtención de temperatura de brillo

Como se detalló en el apartado de Pre-procesamiento, la imagen Landsat es transformada a valores de radiancia, los cuales luego serán utilizados para calcular temperatura de brillo.

Es importante primero expresar algunos conceptos respecto a leyes y principios de la radiación electromagnética expresado en Chuvieco (2006). La cantidad de energía que contiene un flujo radiante es inversamente proporcional a su longitud de onda. La Ley de Planck permite expresar con mayor rigor la relación existente entre flujo de energía y longitud de onda. Esta ley expresa que cualquier objeto por encima del cero absoluto (-273°K) radia energía. Cuanto mayor temperatura posea un cuerpo, este radiará con más intensidad en longitudes de onda más cortas. Por lo tanto, a partir de la ecuación de Planck puede calcularse la longitud de onda a la que se produce la máxima emitancia de un cuerpo negro conociendo su temperatura. Esta relación se expresa en la ley de desplazamiento de Wien la cual tiene una gran importancia para seleccionar la banda más adecuada para un objeto a una determinada temperatura.

A partir de la emitancia espectral de un cuerpo negro para todos las longitudes de onda, es posible calcular el total de energía que radia por unidad de superficie, mediante la ley de Stefan-Baltzmann, la cual expresa que la emitancia de un objeto es una función de su superficie y temperatura.

Bajo estos principios se utiliza la inversa de la función de Planck para derivar los valores de

temperatura a partir de la ecuación 3.8:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1 * \epsilon}{CV_R} + 1\right)} \quad (3.8)$$

Donde,

- T es la temperatura expresada en grados Kelvin
- CV_R el valor de la celda, o pixel, en radiancia
- ϵ es la emisividad (la típica es 0.95)
- K_1 y K_2 son las constantes de calibración. Para imágenes Landsat TM y ETM se utilizan las constantes del cuadro 3.6:

Constante	Landsat TM	Landsat ETM
K_1	607.76	666.09
K_2	1260.56	1282.71

Cuadro 3.6: Constantes de calibración para imágenes Landsat TM y ETM.

En la figura 3.4 se observa la imagen Landsat TM transformada a valores de temperatura en grados Celsius. Se observa claramente el área nevada en tonos violeta indicando bajas temperaturas, y las zonas sin nieve en tonos rojos y amarillos, con temperaturas más elevadas.

Luego de obtener la imagen de temperatura, y en base a Riggs et al. (2003) en Emre Tekeli et al. (2005) se enmascaran aquellos valores que se encuentran por encima de 283° K como áreas libres de nieve (figura 3.5).

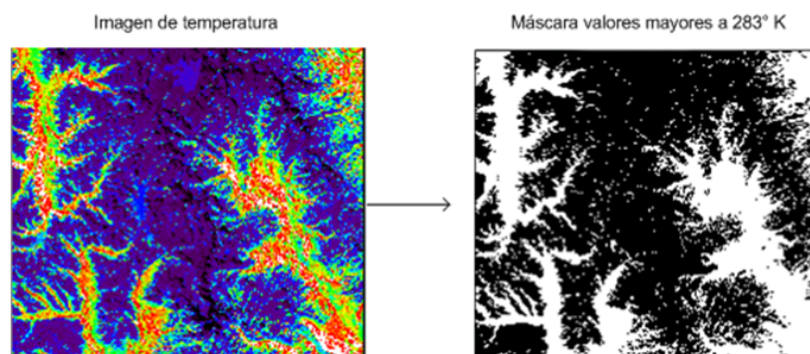


Figura 3.5: Esquema de obtención de máscara de temperatura.

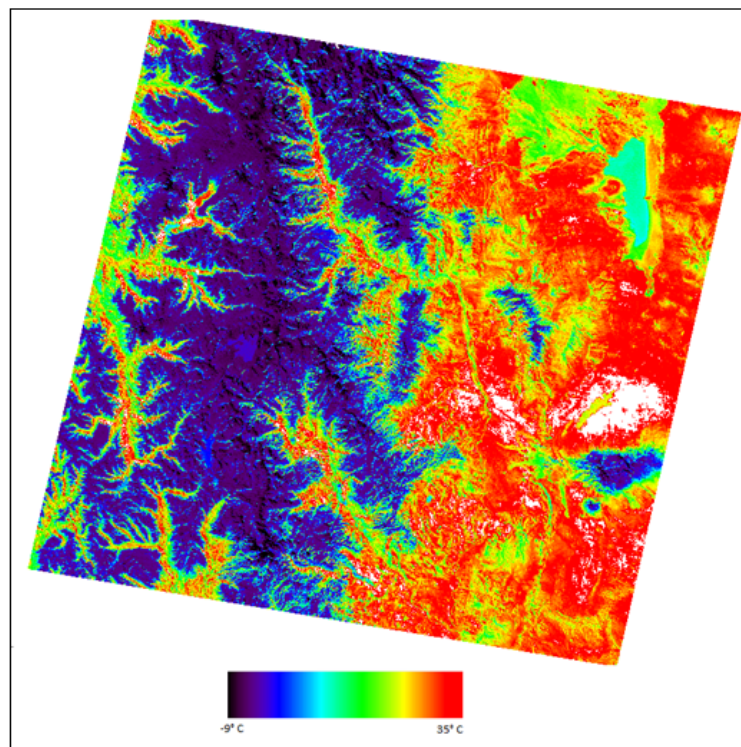


Figura 3.4: Imagen de temperatura en grados Celsius.

3.2.1.2. Obtención de Máscara de nieve

La máscara de nieve se obtiene a partir del Índice Normalizado de Nieve (NDSI) y una máscara de cuerpos de agua realizada a partir del canal NIR de satélite Landsat. El NDSI es un índice de nieve normalizado que discrimina áreas nevadas de suelo libre de nieve basándose en el comportamiento espectral de la nieve en el rango óptico e infrarrojo (apartado 2.2.5). Utiliza el canal verde (banda 2 del Landsat) y el canal infrarrojo medio (banda 5 del Landsat), con los cuales se realiza un cociente de bandas ($b2 - b5 / b2 + b5$) que ayudan a discriminar nieve de otras coberturas. Una vez obtenido el índice, el umbral que diferencia nieve de no-nieve es típicamente 0.4, aunque investigaciones realizadas por Abisko, Sweden, Vogel en Gareth Rees (2006) expresan que el umbral varía según la estación del año. Los mencionados autores sugieren 0.48 para Julio y 0.6 para Septiembre. Por lo tanto, como las imágenes Landsat utilizadas en la presente tesis corresponden al periodo de deshielo (primavera) se utilizó el umbral de 0.6.

Con el objeto de eliminar los cuerpos de agua de la escena en estudio, se utiliza el canal del infrarrojo cercano, correspondiente a la banda 4 de Landsat. El agua clara posee mayor reflectividad en el azul, y va disminuyendo paulatinamente hacia el infrarrojo cercano y medio. Para valores mayor a 0.11 en la banda 4, el agua queda excluida.

El proceso para la obtención de la máscara final de nieve se presenta en la figura 3.6

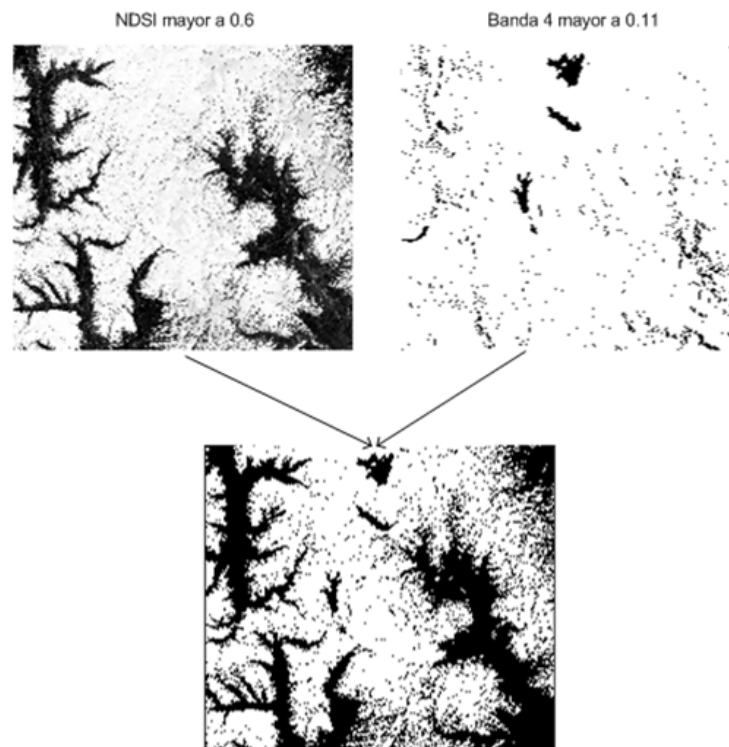


Figura 3.6: Esquema de obtención de máscara de nieve.

3.2.1.3. Reglas de Decisión y obtención de máscara de Área Cubierta de Nieve (ACN)

Con las máscaras de nieve y la imagen de temperatura generadas en los pasos anteriores, se procede a la clasificación final para obtener ACN. Se utiliza una clasificación a partir de un árbol de decisión, el cual es definido como una secuencia de miltipasos que considera decisiones binarias para determinar la categoría correcta para cada pixel (figura 3.7).

El primer nivel del árbol considera la imagen de temperatura, para la cual, valores mayores a 283°K se clasifican libres de nieve, y los valores menores pasan al segundo nivel del árbol. El paso siguiente utiliza la imagen de salida del NDSI y la banda 4 y busca aquellos pixeles que cumplan la condición “NDSI > 0.6 and banda4 > 0.11”, clasificándolos como nieve.

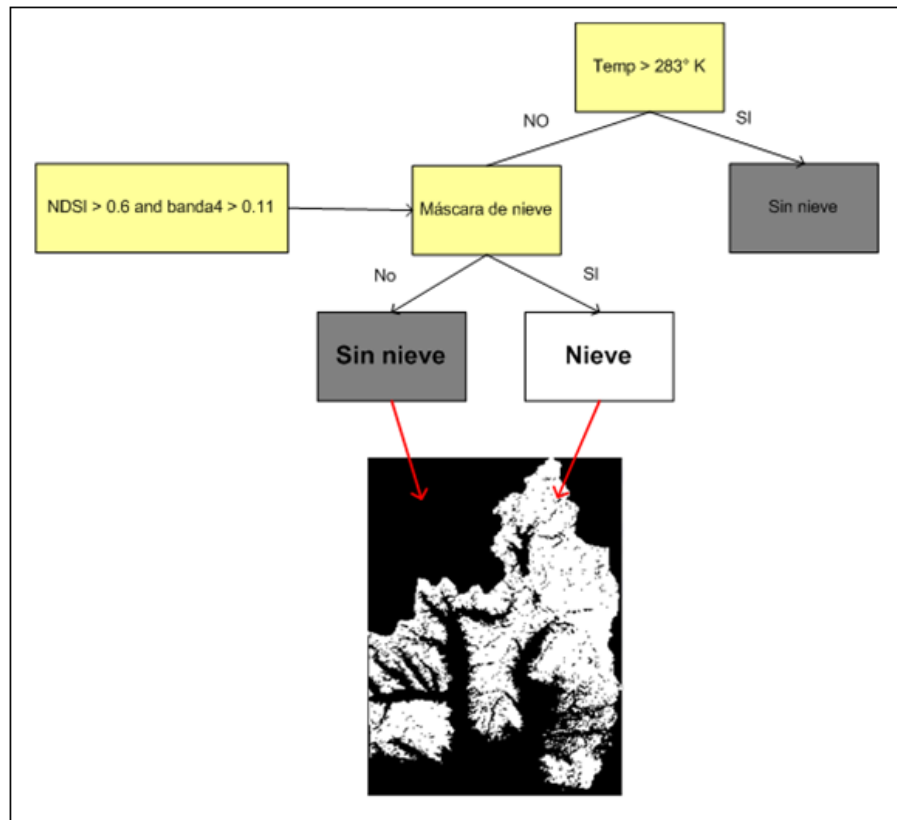


Figura 3.7: Árbol de decisión para obtención de ACN.

3.2.2. Clasificación de nieve húmeda y seca con datos SAR

El presente apartado explica la metodología implementada para obtener cartografía de clasificación de nieve húmeda y seca. Las primeras dos subsecciones se centran en los desarrollos teóricos y metodológicos para la obtención de nieve húmeda y seca. La tercer subsección analiza la distribución espacial de la nieve húmeda, nieve seca y suelo libre de nieve en función de la altura. Basado en los resultados e interpretaciones de esta última subsección, el cuarto apartado explica las mejoras implementadas al método a partir de la aplicación de nuevo umbrales de clasificación que se ajustan mejor al área de estudio. Finalmente, la quinta subsección interpreta la localización espacial de la nieve húmeda en función de la orientación de las laderas y de la pendiente, pudiendo analizarse la influencia de variables topográficas en los procesos de fusión. En la figura 3.8 se expone un esquema que presenta los pasos más importantes de la metodología propuesta.

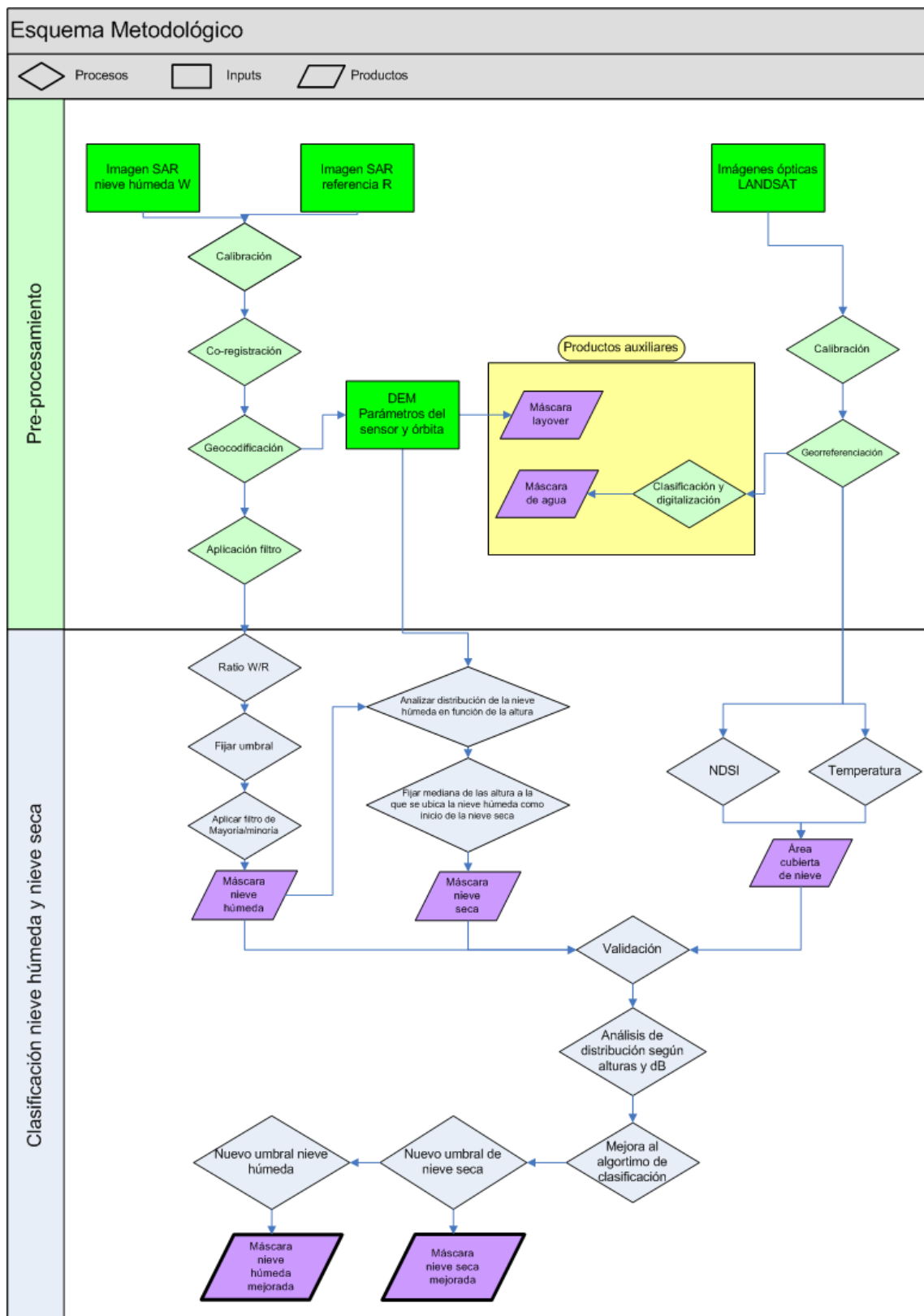


Figura 3.8: Esquema metodológico.

3.2.2.1. Obtención nieve húmeda

La identificación de la nieve húmeda se obtiene a partir de realizar un cociente de dos imágenes, una de periodo de deshielo (primavera) y la segunda tomada como cobertura de referencia (de invierno o de verano). Esta técnica fue creada por Nagler & Rott (2000), basándose en el comportamiento de la nieve a lo largo de las estaciones. La figura 3.9 muestra el σ^0 medio para una porción del área de estudio en distintos meses. Corresponde con un sector de escasa pendiente, de relieve homogéneo y de aproximadamente $18km^2$ de superficie.

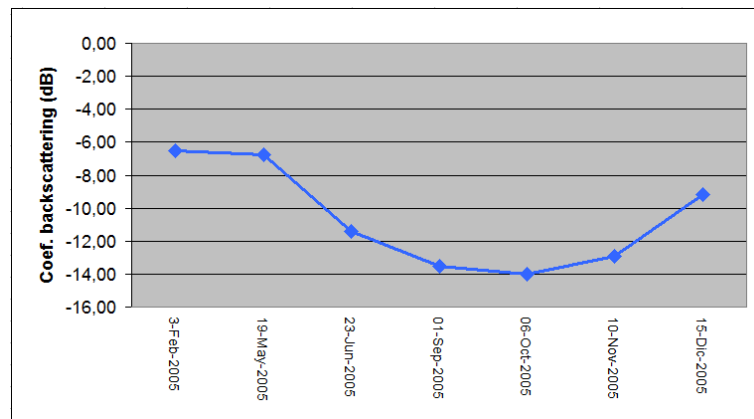


Figura 3.9: Coeficiente de backscattering de nieve húmeda en las fechas indicadas.

El σ^0 en los meses de primavera correspondiente a nieve húmeda o de fusión (1-Septiembre, 6-Octubre y 10-Noviembre) es bajo, a medida que se aproxima el verano el σ^0 va aumentando (15-Diciembre) y es máximo en 3-Febrero cuando el suelo se encuentra prácticamente libre de nieve. Por su parte, en el invierno con condiciones de nieve seca (19-Mayo, inicio de las primeras nevadas), el σ^0 también es alto ya que la longitud de atenuación de las microondas para la nieve fría y seca es mayor, y por lo tanto este tipo de nieve es transparente e invisible al radar, al menos que el paquete de nieve sea muy profundo o que la frecuencia de radar a la que se está trabajando está por encima de los 10GHz, lo cual no es muy común en imágenes SAR (Gareth Rees, 2006).

A partir de estos preceptos, el algoritmo consta de un ratio entre una imagen (de periodo húmedo) y la de referencia que puede ser de nieve seca (invierno) o libre de nieve (verano) (Nagler & Rott, 2000).

$$\frac{\sigma_{humeda}^0}{\sigma_{ref}^0} \leq umbral \quad (3.9)$$

De acuerdo a Gareth Rees (2006) la situación óptima de la imagen de referencia es invierno cuando el suelo se encuentra congelado con nieve seca por encima. De esta manera las variaciones indeseadas de backscattering no se introducen por variaciones de la humedad del suelo. En este

sentido, para el área de estudio de esta investigación se utilizó como imagen de referencia una escena de Mayo correspondiente con las primeras nevadas de nieve fresca y seca.

El umbral fue fijado por los autores Nagler & Rott (2000) a partir de exhaustivas mediciones de σ^0 realizadas sobre terrenos de pastizales cubiertos de nieve, donde encontraron una diferencia de σ^0 entre nieve seca y húmeda de -6 dB. El análisis estadístico de distribución de frecuencias marcó valores de moda entre -7 a -5 dB para nieve húmeda y entre 0 y +2 dB para nieve seca. Teniendo en cuenta la estadística del ruido Speckle y asumiendo una probabilidad a priori para ambos tipos, los mencionados autores establecen un umbral de -3 dB como apropiado.

En investigaciones realizadas por Pettinato et al. (2009), el umbral puede oscilar entre -2/-3 dB. Fijando el umbral de -3 dB sobre la imagen de ratio, se obtiene una máscara binaria en la cual el valor 1 corresponde a píxeles que cumple la condición “menores a -3 dB”. Para mejorar la apariencia de la máscara de nieve húmeda, se le aplicó un filtro de Mayoría con una ventana móvil de 5x5 y un peso del pixel central con valor 3.

En este paso, es importante eliminar todas aquellas coberturas que no son nieve como por ejemplo cuerpos de agua, zonas urbanizadas, forestación, sombras y layover, etc. En el caso del área de estudio seleccionada carece de asentamientos urbanos grandes y la vegetación predominante es básicamente herbáceo-arbustiva como ya se explicó en el apartado de Características del área de estudio, por lo que no fue necesario realizar una máscara de bosque. Solo se utilizó una máscara de cuerpos de agua y los sectores afectados por layover. Los lagos y ríos fueron digitalizados desde una imagen Landsat TM en composición color utilizando las bandas R:7, G:5 y B:2 la cual es útil para resaltar cuerpos de agua. La máscara de sectores afectados por layover fue generada utilizando los datos de órbita del satélite ERS-2 y el modelo digital de elevación, identificando las áreas que se encuentran a la sombra de la señal SAR. La máscara de layover y sombras representa el 23% del total del área de estudio, es posible disminuirla si se utilizan imágenes de pasadas ascendentes y descendentes de la misma área.

La figura 3.10 es una ampliación del esquema metodológico antes mencionado y esquematiza los pasos para el caso de la imagen del 6 de Octubre de 2005.

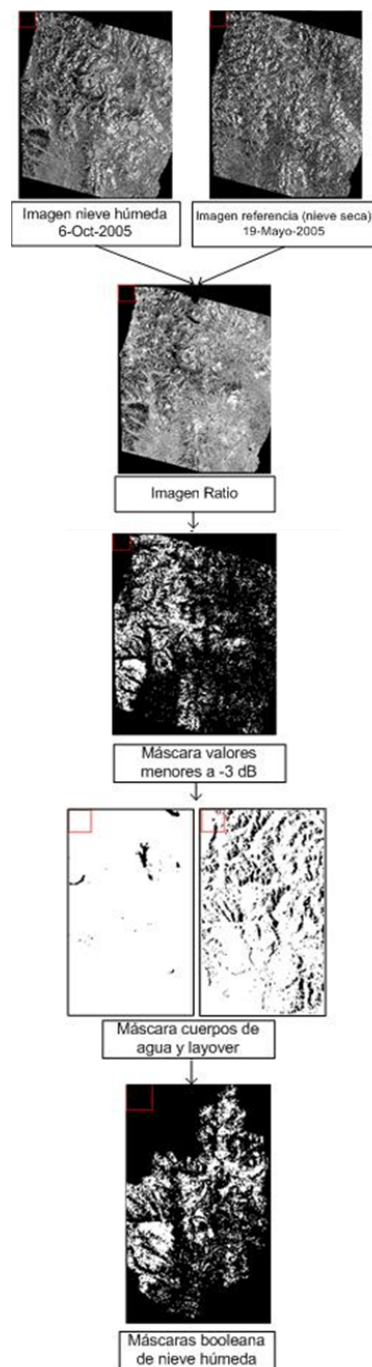


Figura 3.10: Metodología obtención nieve húmeda.

3.2.2.2. Obtención nieve seca

De acuerdo a las investigaciones de Gareth Rees (2006) la nieve seca es “transparente” a la señal del radar, de modo que su mapeo es mediante métodos indirectos utilizando la ubicación espacial y altitudinal de la nieve húmeda.

Los autores Pettinato et al. (2004) y Pettinato et al. (2009) estiman la extensión total de la nieve para dos fechas (Abril y Mayo, primavera en el hemisferio Norte) a partir de la definición de reglas de clasificación implementadas en un algoritmo (las reglas se expresan en el cuadro 3.11). Estas reglas se basan en el siguiente razonamiento: píxeles clasificados como húmedo en Mayo pero no en Abril se los considera cubiertos de nieve seca en Abril; píxeles clasificados como húmedos en Abril pero no en Mayo se los considera libres de nieve en Mayo. Píxeles no clasificados como húmedo en ninguna de las dos fechas pero ubicados por encima de la mediana de las alturas de la nieve húmeda son clasificados como nieve seca en ambos meses.

Dato entrada		Salida
Abril	Mayo	
No húmedo	Húmedo	Nieve seca en Abril
Húmedo	No húmedo	Sin nieve en Mayo
No húmedo	No húmedo	Nieve seca en píxeles por encima de la mediana de las alturas a la que se ubica la nieve húmeda

Figura 3.11: Reglas del algoritmo de clasificación de nieve húmeda y seca. Fuente: Pettinato et al. (2004)

En la figura 3.12 se comparan las distribuciones de Coeficiente de Backscattering en dB para distintos casos. La curva en color rojo representa la distribución de la nieve total obtenida a partir de una máscara de área cubierta de nieve con Landsat, la curva violeta corresponde a la de nieve húmeda y la curva verde a la de nieve seca tomando como umbral el valor estadístico de la mediana. Se distingue en la curvas de nieve total la inflexión en torno a -3 dB correspondiente con el cambio de humedad en la nieve.

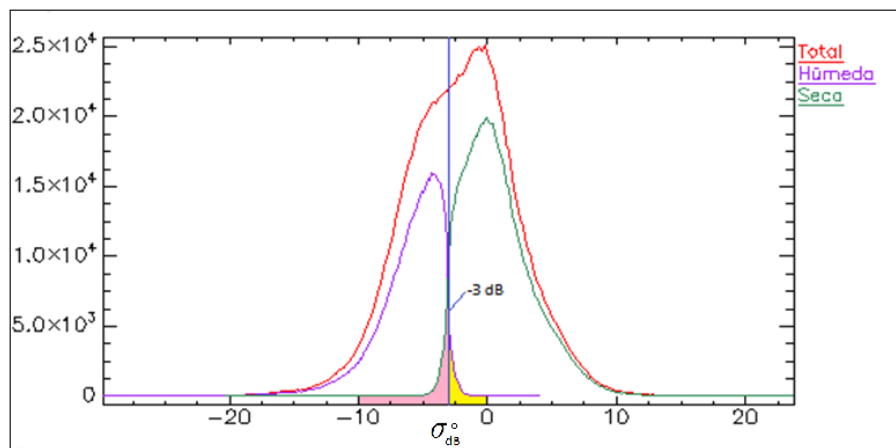


Figura 3.12: Distribución Coeficiente de Backscattering según tipo de nieve para la imagen del 6 de Octubre de 2005.

A pesar que la señal retrodispersada por un manto de nieve seca es aproximadamente nula (Gareth Rees, 2006), los autores Caves et al. (1998) justifican la existencia de nieve seca

mediante la distribución de σ^0 de la imagen de nieve húmeda y la de referencia (se utiliza para esta última una escena de invierno con cobertura de nieve fresca y sin contenido de humedad). A partir de la observación de ambas imágenes se generan las siguientes clases.

- Clase a) donde el σ^0 es mayor en la imagen de referencia que en la imagen de nieve húmeda.
- Clase b) donde el σ^0 es mayor en la imagen de nieve húmeda que en la de referencia.
- Clase c) donde el σ^0 es igual en ambas imágenes.

Teniendo en cuenta las clases a), b) y c), los autores Caves et al. (1998) aplican sobre la imagen ratio (generada a partir de $\frac{\sigma_{humeda}^0}{\sigma_{ref}^0}$) distintos umbrales según corresponda: la clase a) los valores por debajo de -3 dB, son clasificado como nieve húmeda. La clase b) los valores mayores a 3 dB, se asocian a presencia de nieve recongelada y la clase c) valores entre -3 y 3 dB, relacionada a nieve seca o suelo desnudo, es decir, pixeles que entre la imagen de referencia (invierno) y la de nieve húmeda (primavera) siguieron siendo de nieve seca o libres de nieve.

La variación del Coeficiente de Backscattering no es la única variable que refleja la distribución de los tipos de nieve. La altura también contribuye a explicar la localización de nieve según su humedad.

3.2.2.3. Relación nieve húmeda y seca en función de la altura

La distribución de la nieve según su contenido de humedad se ve influenciada por la altura. La nieve con mayor contenido de humedad se ubica en zonas bajas donde las temperaturas son más elevadas, mientras que el contenido de humedad va disminuyendo a medida que se aumenta la altura y disminuye la temperatura. En este sentido la figura 3.13 muestran histogramas en 2D donde se relacionan valores de σ_{dB}^0 de la imagen ratio ($\frac{\sigma_{humeda}^0}{\sigma_{ref}^0}$) para cada fecha en función de la altura (h).

Los histogramas 2D pueden interpretarse mejor a partir de los enunciados de Caves et al. (1998). El autor separa la imagen ratio en tres clases asociadas a su distribución de σ^0 : a) menor a -3 dB, b) mayor a 3 dB, c) entre -3 y 3 dB.

La clase a) corresponde con pixeles donde el σ^0 es mayor en la imagen de referencia que en la imagen de primavera (nieve húmeda). En la imagen resultante del ratio se fija el umbral en -3 dB para cuyas pixeles menores a dicho umbral se asocian a nieve húmeda.

La clase c) corresponde a pixeles en los cuales el σ^0 es similar en las dos fechas (referencia y primavera). Ambas clases pueden identificarse en el histograma 2D (figura 3.13), observando los “picos” más salientes de la distribución, y ayudado por las divisiones color naranja que marcan los umbrales de 3 dB y -3 dB como los límites de las clases. En esta clase es posible encontrar

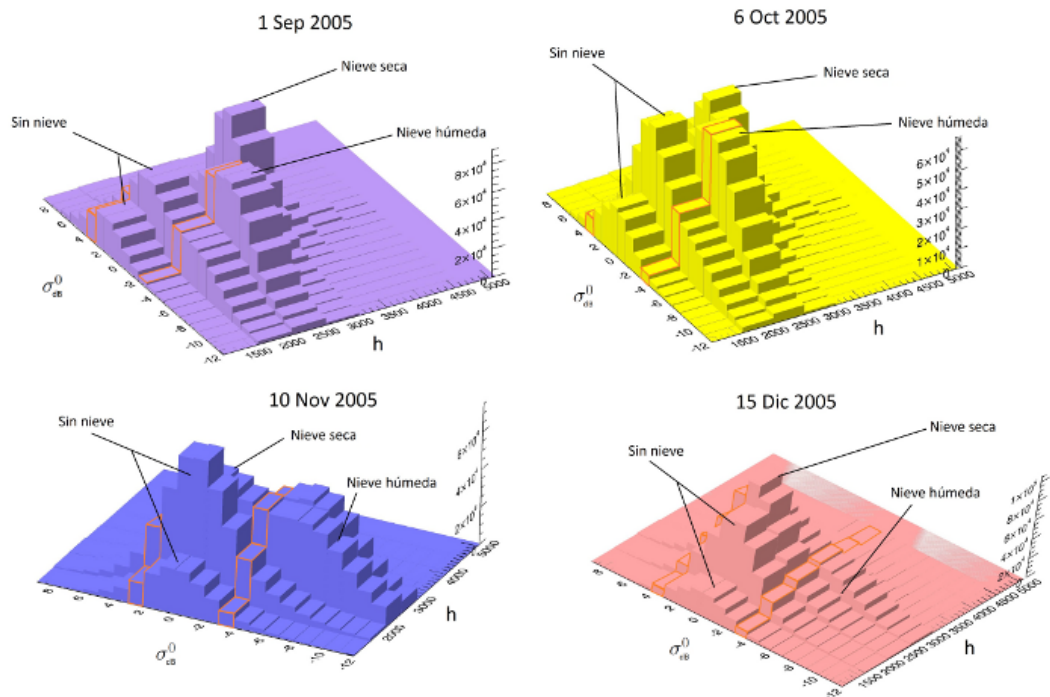


Figura 3.13: Histogramas 2D σ_{dB}^0 vs Alturas por mes.

dos tipos de coberturas que responden similar: nieve seca o suelo libre de nieve. Es decir, si la imagen de referencia es de invierno, en la cual se asume la cobertura de nieve es mayormente seca, y en la imagen de primavera se encontrarán pixeles de nieve húmeda y seca, aquellas celdas donde en ambas fecha la nieve sea seca, aparecerán con σ^0 aproximadamente similar y por lo tanto su valor en la imagen ratio serán entre 3 y -3 dB (en torno a 0). Para el caso del suelo desnudo ocurre la misma situación. La variable que permite diferenciar si es nieve seca o suelo sin nieve, es la altura. Ya que pixeles con escasa variación de σ^0 pero en zonas bajas, se corresponde con suelo libre de nieve, mientras que si se ubican a mayores altitudes, se asocian a suelo con cobertura de nieve seca. El valor de altura fijado como umbral de comienzo de la nieve seca es la mediana de las alturas de la nieve húmeda (Nagler & Rott, 2000) y (Pettinato et al., 2004).

De la observación de los histogramas se detallan los siguientes ítems:

- El pico alrededor de los 3000 metros que se localiza en Septiembre y Octubre se corresponde con valores de σ^0 entre -3 y 3 dB, asociado a nieve seca.
- En los cuatro histogramas se observa dos picos alrededor de los 2000 metros, los cuales corresponde con áreas sin nieve.

- En los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre se observa un pico en el histograma localizado por debajo de -3 dB y entre 2500 y 3000 metros, asociado con nieve húmeda.

A modo de síntesis de la relación entre coeficiente de backscattering de la imagen ratio y las alturas, se identifica que el suelo desnudo se ubica por debajo de los 2000 metros, la nieve húmeda entre los 2000 a 3000 metros y la nieve seca por encima de la cota de 3000 metros. En este sentido se presenta el modelo espacial de la figura 3.14, en el cual la nieve húmeda (valores menores a -3dB) se ubica en alturas intermedias y las zonas que no cambiaron coeficiente de backscattering se encuentran por encima de los 3000 metros (nieve seca) por debajo de los 2000 metros (suelo sin nieve).

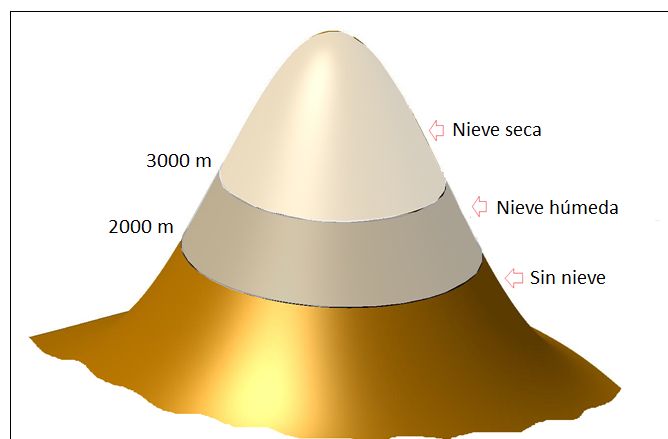


Figura 3.14: Modelo espacial de distribución de la nieve según alturas. Gris oscuro nieve húmeda, blanco nieve seca y marrón libre de nieve

Para una mejor interpretación de la relación entre σ^0 y altura, se realizaron gráficos de isolíneas (figuras 3.15, 3.16, 3.17 y 3.18). Los gráficos son representados mediante curvas que conectan aquellos puntos en que la variable tiene un mismo valor constante. En este caso, cada curva representa un valor de frecuencia de pixeles que poseen un mismo valor de σ^0 en dB y se encuentran en un rango específico de altura.

En cada gráfico de isolíneas se marcó en líneas verdes los intervalos: mayor a 3 dB, entre -3 y 3 dB y menor a -3 dB, y con una línea rojo la ubicación de la mediana de las alturas de la nieve húmeda (fijada como inicio de la nieve seca).

De acuerdo al diagrama de isolíneas del 1 de Septiembre, en la figura 3.15 se identifican tres curvas cerradas que representan concentración de pixeles asociados a suelo libre de nieve, nieve húmeda y nieve seca. La primera se ubica en la zona entre -3 y 3 dB (escasa variación de σ^0) en torno a los 1500 metros relacionada a suelo sin nieve. En el mismo rango de dB pero por encima de los 2500 metros, cercana al valor de mediana, se corresponde con nieve seca. La tercera curva se localiza en la zona menor a -3 dB (nieve húmeda) alrededor de los 2000 metros.

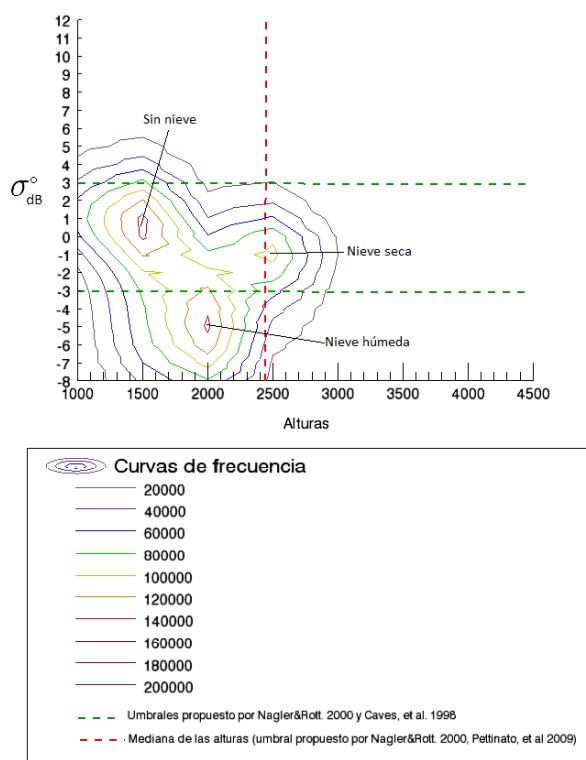


Figura 3.15: Gráfica de isolíneas que representan Coeficiente de backscattering en función de la altura. Fecha: 1 de Septiembre de 2005.

El patrón mencionado para Septiembre se repite en Octubre, observándose tres áreas definidas en el diagrama de isolíneas (figura 3.16). Los sectores de suelo libre de nieve se localizan alrededor de los 1500 metros, la nieve húmeda en torno a los 2000 metros y más específicamente por debajo de -2.5 dB y la nieve seca a los 2500 metros. Comparando el diagrama del 1 de Septiembre con el del Octubre, se observa una disminución de nieve seca y nieve húmeda y un aumento del suelo sin nieve, producto del aumento de la fusión y la aparición de sectores sin cobertura de nieve. La disminución tanto de nieve húmeda como seca se identifica en el valor de la curva de frecuencia. Mientras que en Septiembre la máxima concentración de píxeles que cumplen con la condición de nieve húmeda y seca era de 140.000 y 100.000 respectivamente, para el mes siguiente (Octubre) estos valores se reducen a 120.000 y 60.000. Por el contrario, para el caso de suelo sin nieve, la curva cerrada que representan la máxima concentración en el mes de Septiembre es de 140.000 y en Octubre aumentó a 160.000.

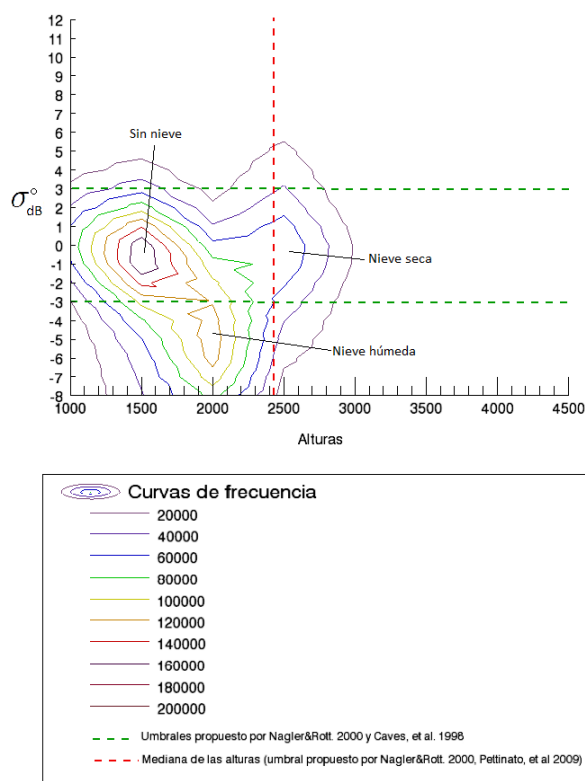


Figura 3.16: Gráfica de isolíneas que representan Coeficiente de backscattering en función de la altura. Fecha: 6 de Octubre de 2005.

Para el caso de Noviembre, se aprecia solo la curva cerrada que representa una alta concentración de píxeles que se encuentran en el intervalo 3/-3 dB y en torno a los 1500 metros de altura, asociando estas características a suelo sin nieve (figura 3.17). En el mismo intervalo de dB pero en alturas superior a la mediana no se observa un patrón definido, en cuanto a la morfología de las curvas, por lo que torna complejo definir un umbral más preciso de inicio de la nieve seca. Respecto a la nieve húmeda, se observa una inflexión de las curvas de frecuencia en el área encerrada entre valores menores a -3 dB, más precisamente inferiores a -4 dB, y menores a la mediana de las alturas.

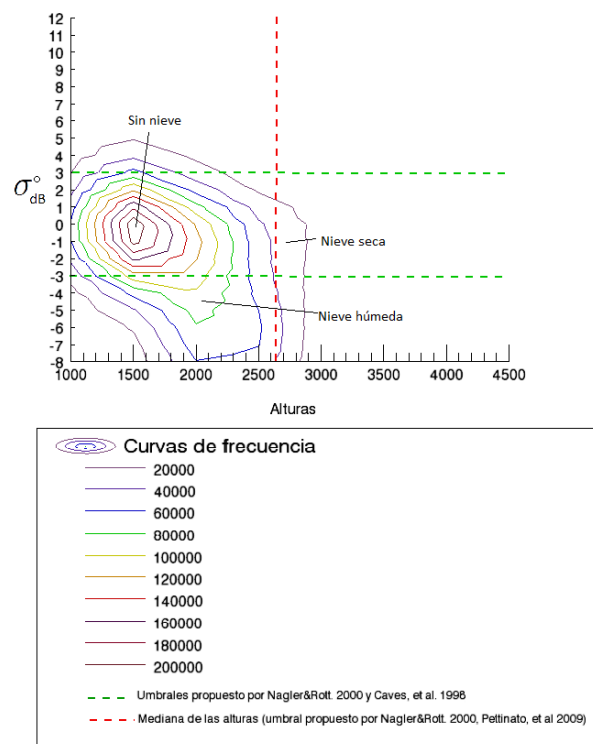


Figura 3.17: Gráfica de isolíneas que representan Coeficiente de backscattering en función de la altura. Fecha: 10 de Noviembre de 2005.

En la figura del 15 de Diciembre(3.18) el total de nieve tanto húmeda como seca disminuyó dejando visiblemente las curvas de frecuencia asociada a suelo sin nieve. Debido a la acentuación de la fusión, no se aprecia un patrón definido de concentración de curvas que representen las clases de nieve.

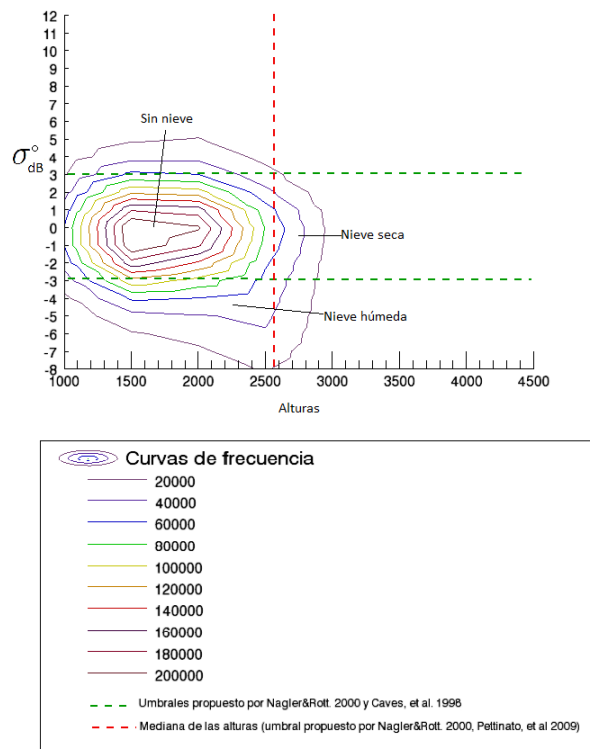


Figura 3.18: Gráfica de isolíneas que representan Coeficiente de backscattering en función de la altura. Fecha: 15 de Diciembre de 2005.

El grado de humedad de la nieve varía en función de la altura. Teniendo en cuenta que la temperatura disminuye a razón de 6.5°C cada 1000 metros de altitud, a medida que se asciende, la temperatura disminuye y por lo tanto la humedad de la nieve también disminuye. En este sentido, la variación del grado de humedad presente en la nieve se estratifica en función de la altura.

De acuerdo a Pettinato et al. (2004) existe una relación inversa entre Coeficiente de Backscattering y grados de humedad de la nieve. El mismo autor realizó experimentos en los que relaciona σ_{dB}^0 y grados de humedad. El experimento consiste en la aplicación de un modelo en el que se simula la respuesta σ_{dB}^0 como función de la humedad de una capa de nieve de 1.0 m de profundidad sobre una superficie rugosa utilizando banda C ($5,6\text{ cm } \lambda$ y $\theta = 25^{\circ}$). En la figura 3.19 se representa las contribuciones de la capa de nieve por encima de una superficie rugosa (denominado como la curva de “Total” en la gráfica) y las contribuciones separadas de nieve y suelo libre de nieve. En dicho experimento se evidenció que a mayor contenido de humedad menor es el σ_{dB}^0 (figura 3.19)

En el área de estudio de esta investigación, se clasificaron en 4 clases los valores de σ_{dB}^0 de la nieve húmeda para la imagen del 6 de Octubre de 2005:

- Clase 1: entre -4 dB y -2 dB

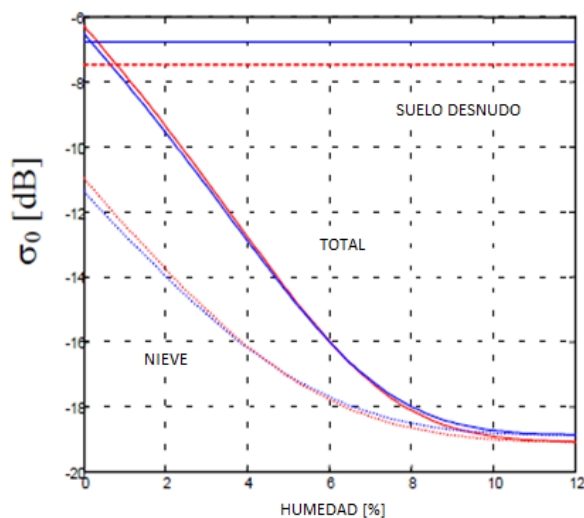


Figura 3.19: Representación de contribuciones separadas de nieve, suelo desnudo y suelo con nieve. (Azul= VV pol., Rojo=HH pol). Fuente: Pettinato et al. (2004)

- Clase 2: entre -6 dB y -4 dB
- Clase 3: entre -10 dB y -6 dB
- Clase 4: entre -26 dB y -10 dB

Para cada clase se observó su altura promedio, identificando que cuanto menor es el σ_{dB}^0 , menor es su altura:

- Clase 1: altura media \Rightarrow 2294 m
- Clase 2: altura media \Rightarrow 2259 m
- Clase 3: altura media \Rightarrow 2213 m
- Clase 4: altura media \Rightarrow 2195 m

En este sentido, si se asume que la nieve con mayor contenido de agua líquida, se ubica a menores alturas, y a medida que se asciende altitudinalmente la humedad disminuye como producto de la disminución de la temperatura, se corresponde con la relación encontrada para las 4 clases generadas, es decir, la clase 1 abarca los valores entre -2 y -4 dB y es la que se ubica a mayor altura (altura promedio 2294 metros), mientras que la clase 4 toma el intervalo de valores entre -10 y -26 dB y es la que se ubica más bajo (altura promedio 2195 metros). En este sentido, se puede relacionar en una aproximación lineal, que valores bajos de σ_{dB}^0 se ubican

en zonas de baja altura y de acuerdo a Pettinato et al. (2004) corresponden con porcentajes altos de humedad.

En base a estos preceptos se elabora el modelo espacial de la figura 3.20 en el cual se observa la distribución altitudinal de la nieve húmeda según σ_{dB}^0 . En función del experimento realizado por Pettinato et al. (2004) cuyos resultados se observan en la figura 3.19, se obtiene que la humedad de la nieve aumenta a medida que se desciende en altura.

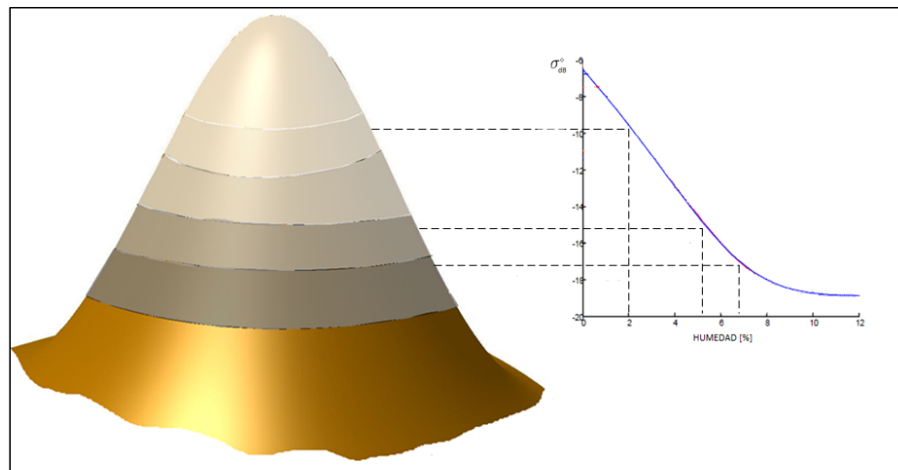


Figura 3.20: Modelo espacial de distribución de la nieve húmeda según grado de humedad en función de la altura y de σ_{dB}^0 .

3.2.2.4. Mejora del método de clasificación de nieve

El análisis de los histogramas 2D y las gráficas de isolíneas contribuyen a identificar un patrón de distribución entre coeficiente de backscattering y alturas, el cual varía de acuerdo a la fecha que se analice. En este apartado se busca mejorar los métodos de clasificación definidos por Nagler & Rott (2000) y Pettinato et al. (2009) a partir de precisar los umbrales de separación de acuerdo a las particularidades de cada fecha estudiada.

En este sentido, la mejora al método de clasificación de nieve se desglosa en dos partes. Por un lado, la definición de nuevos umbrales de clasificación, tanto en altura como en Coeficiente de Backscattering, que se ajusten a particularidad de cada imagen según la fecha de estudio. Los umbrales se establecen a partir de la interpretación de los histogramas en 2D en cuanto a la morfología de las curvas de frecuencia. Por otro lado, el análisis temporal de imágenes sucesivas que permite identificar la dinámica del proceso de fusión y en consecuencia de deducir la clase de cada pixel, ya sea nieve seca, nieve húmeda o libre de nieve.

3.2.2.4.1. Determinación de los umbrales En cada gráfica de isolíneas se identifican los tres grupos de coberturas presentes de acuerdo a la morfología de las curvas de frecuencia, ya

sean nieve húmeda, nieve seca y suelo libre de nieve. En los meses de Septiembre y Octubre cada una de las tres acumulaciones se distinguen con precisión a partir de observar curvas cerradas en rangos específicos de coeficiente de backscattering y alturas. A medida que el proceso de fusión se acentúa (Noviembre y Diciembre), la diferenciación de las tres clases se desdibuja, aunque predomina la representación de suelo libre de nieve. De acuerdo a la fecha, la nieve húmeda se ubica en sectores cuyo σ_{dB}^0 de la imagen ratio es inferior a -2/-4 dB y principalmente en sectores por debajo del valor de la mediana de las alturas. La nieve seca se localiza en torno al valor 0 dB en un rango de variación de ± 2 a 4 dB, dependiendo del caso donde se fije el inicio de la nieve húmeda. La determinación de la mediana como umbral de inicio de la nieve seca se corresponde en gran medida con la respuesta de backscattering asociada a la misma. Sin embargo, se observa que en algunos casos, generando un corrimiento de la cota de inicio aproximadamente 100 a 150 metros por debajo de la mediana, mejora la separación entre nieve seca y húmeda.

En las figuras 3.21 y 3.22 se observan a modo de ejemplo los nuevo umbrales obtenidos a partir del estudio de la morfología de las curvas de frecuencia, para el caso de las fechas del 1 de Septiembre y del 6 de Octubre. El objetivo de precisar los umbrales es poder generar la mejor separación entre clases.

Para la imagen del 1 de Septiembre se clasifica como nieve húmeda aquellos sectores cuyo σ_{dB}^0 es menor a -2 dB, mientras que el inicio de la nieve seca se ubica en la cota obtenida de restar 100 metros a la mediana de las alturas de la nieve húmeda. Para el caso de la imagen del 6 de Octubre la nieve húmeda se estableció en sectores por debajo de -2.5 dB y el inicio de la nieve seca se localiza en la cota correspondiente a 150 metros por debajo de la mediana.

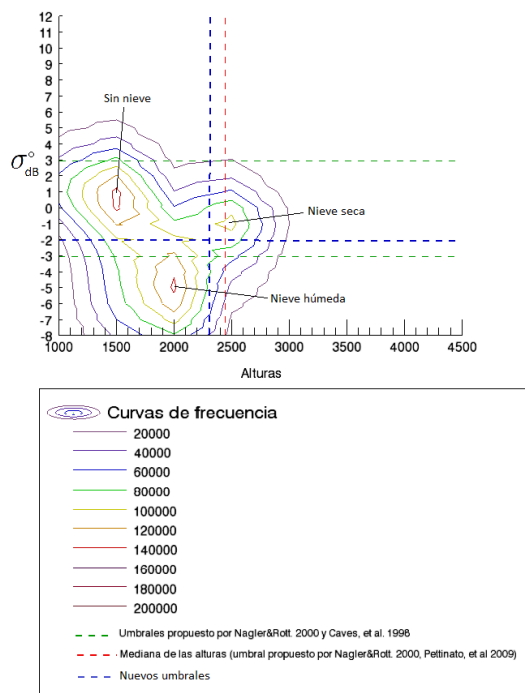


Figura 3.21: Nuevos umbrales de separación de clases. 1 de Septiembre de 2005

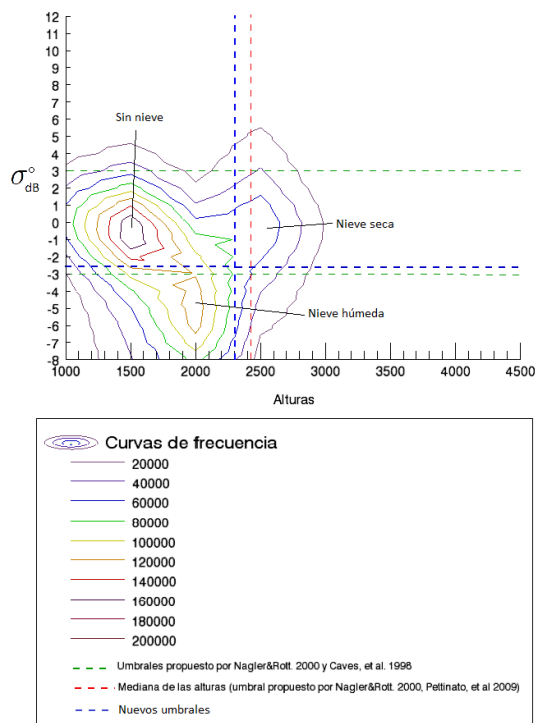


Figura 3.22: Nuevos umbrales de separación de clases. 6 de Octubre de 2005

3.2.2.4.2. Dinámica del proceso de fusión El análisis temporal entre imágenes de fechas sucesivas permite inferir la clase de cada pixel. Primero es importante hacer énfasis nuevamente, que solo la nieve húmeda es posible de ser detectada por la señal SAR, mientras que la nieve seca es aproximadamente transparente a dicha señal, y por lo tanto su cartografía se realiza mediante la relación de otras variables distintas a su σ_{dB}^0 .

Al hacer referencia a un análisis temporal, involucra la utilización de más de una imagen para inferir el tipo de nieve, en especial nieve seca. Es decir, por ejemplo, si en la fecha-1 el pixel i,j está clasificado como “nieve húmeda” y el mismo pixel i,j en la imagen siguiente (fecha-2) está clasificado como libre de nieve, por consiguiente se asume que la nieve en esa celda fusionó en el tiempo transcurrido entre la toma de la imagen fecha-1 con la siguiente. Del mismo modo si en la fecha-2 el pixel i,j esta clasificado como “nieve húmeda” y en la fecha anterior (fecha-1) se encuentran libre de nieve, se asume que se encontraba con nieve seca (invisible a la señal SAR) y luego aumentó su contenido de humedad en la imagen de la fecha siguiente por estar más próxima al verano.

Este razonamiento se encuentra publicado en Pettinato et al. (2004), y en la presente investigación se implementa en un código en lenguaje de programación IDL (en la figura 3.23 se presenta el esquema del pseudo-código para el caso del 6 de Octubre 2005). Los datos de entrada son por un lado, dos imágenes binarias de meses sucesivos (por ejemplo Septiembre y Octubre nombradas como wet1 y wet2), identificando con valor 1 la presencia de nieve húmeda, y por el otro el modelo digital de elevación. Es importante aclarar que los umbrales definido para cada tipo de nieve surgen del análisis de las gráficas de isolíneas propuesto en esta tesis. La nieve seca se cartografía siguiendo las reglas de razonamiento ya explicadas, especificándoles en el algoritmo de la siguiente manera: pixeles clasificados como nieve húmeda en wet2 y en wet1 valen 0, entonces en wet1 se clasifican como nieve seca. Pixeles clasificados como nieve húmeda en wet1 y no en wet2, son suelo libre de nieve en wet2. Pixeles clasificados con valor 0 en ambas imágenes, se calcula sobre el modelo digital de elevación la mediana de las alturas a la que se ubica la nieve húmeda, y en caso que se haya detectado un corrimiento de la cota de inicio determinada cantidad de metros en torno a la mediana, se aclaran dichos valores en el código.

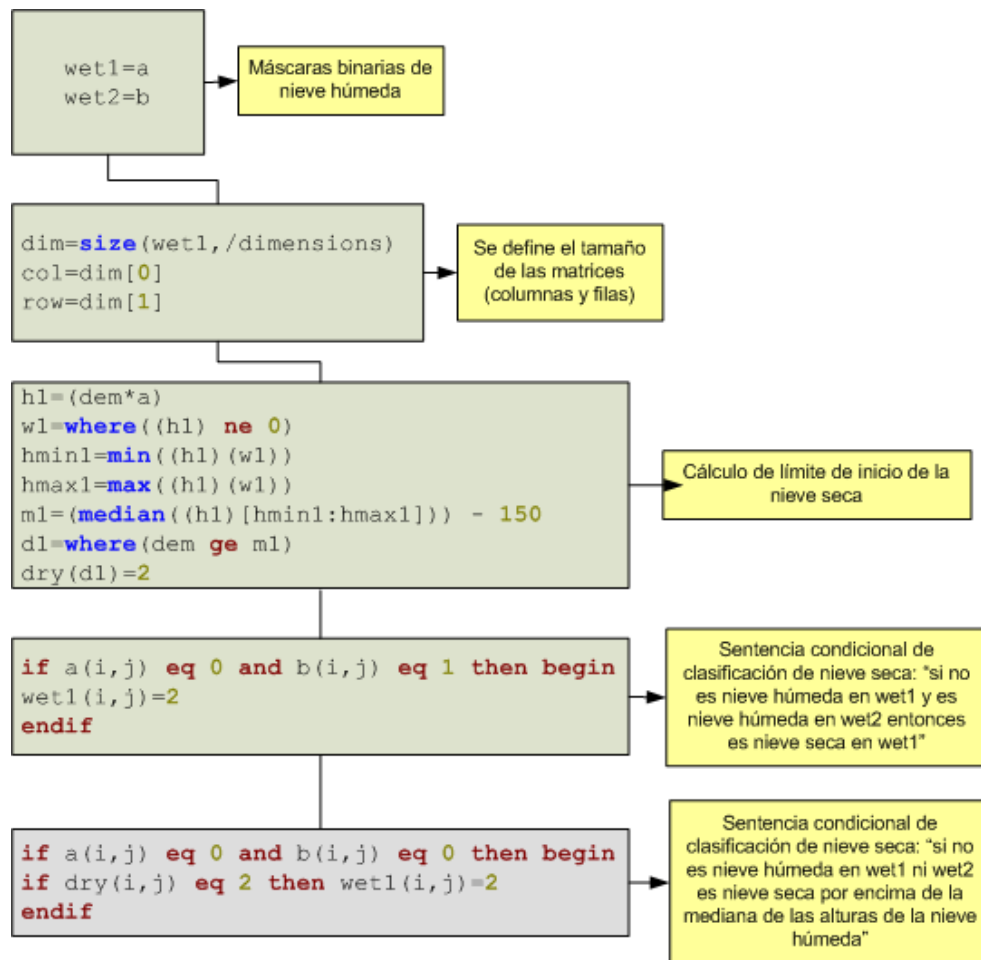


Figura 3.23: Pseudo-código para clasificación de nieve ejemplificado para la imagen del 6 de Octubre de 2005.

La imagen clasificada que resulta como salida del algoritmo, se compara con una máscara de área cubierta de nieve (ACN) generada a partir de una imagen Landsat, la cual se toma como “verdad de campo” o dato para validación. Del mismo modo, se compara también con la clasificación desarrollada sin los nuevos umbrales propuestos en este trabajo, para apreciar las mejoras.

Las comparaciones de las tres máscaras de nieve se aprecian en la figura 3.24 para el caso del 6 de Octubre de 2005. La clasificación que surge del algoritmo con los nuevos umbrales: ≤ -2.5 dB para nieve húmeda y $[((\text{mediana}(\text{ratio} \leq -2.5 \text{ dB}) * \text{DEM})) - 150]$ para nieve seca, así como el que se ejecuta con los umbrales anteriores ≤ -3 dB para nieve húmeda y $[((\text{mediana}(\text{ratio} \leq -3 \text{ dB}) * \text{DEM}))]$ para nieve seca, subestiman nieve respecto la máscara de ACN tomada como “verdad”. Sin embargo, los nuevos umbrales propuestos en esta tesis mejora el mapeo acercándose aún más a la imagen de validación. En el capítulo de Resultados se expondrán matrices de confusión entre las tres máscaras de nieve y se observará con precisión las mejoras implementadas.

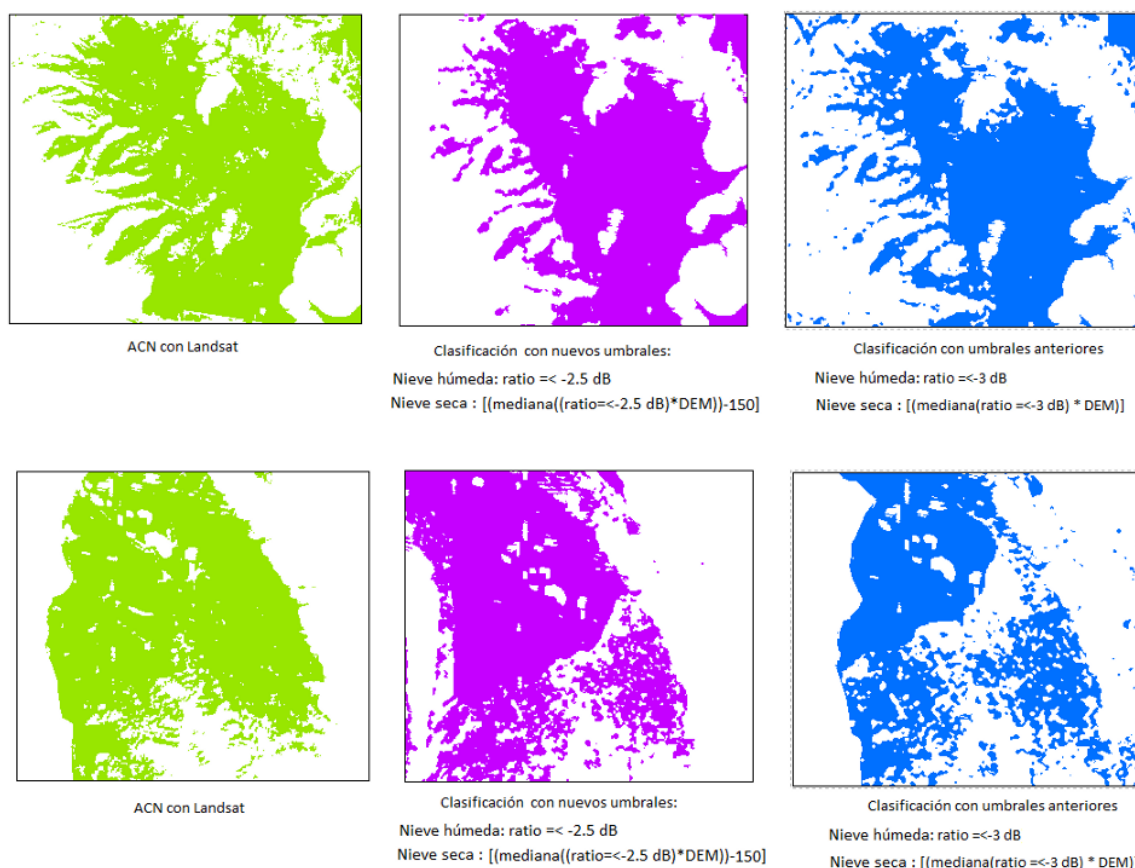


Figura 3.24: Comparación entre ACN con Landsat y clasificación con nuevo y anterior umbral ejemplificado para la imagen del 6 de Octubre de 2005

3.2.2.5. Relación nieve en función de la orientación y la pendiente

La orientación de las laderas es una variable que influye directamente con las horas de insolación a lo largo del día y por lo tanto con la conservación o fusión de la nieve. En el hemisferio Sur, aquellas laderas orientadas al Norte son las que reciben mayor cantidad de horas de sol al día, mientras aquellas orientadas al Sur, se encuentran mayormente a umbría. En este sentido, se busca investigar en el área de estudio si existe relación entre orientación, pendientes, distribución espacial y fusión de la nieve.

La cuenca alta del río Neuquén posee aproximadamente 2307 km² ¹, de los cuales el 52 % son al Sur y 48 % restante al Norte (cuadro 3.7). La figura 3.25 muestra el histograma de frecuencias de la cuenca en función de la altura y de la orientación. La primera curva (marrón) pertenece al histograma de frecuencias de alturas obtenidas del modelo digital de elevación. El eje X corresponde a las alturas y el eje Y a la frecuencia de pixeles. Se observan dos picos importantes en el histograma (alta frecuencia de pixeles en esa altura) relacionados a planicies

¹Excluyendo sectores afectados por layover y cuerpos de agua

Orientación	Km2	Porcentaje
Norte	1107	48
Sur	1200	52
Total	2307	100

Cuadro 3.7: Superficie de la cuenca según orientaciones Norte y Sur.

alrededor de los 2000 metros y los 2700 metros que corresponden con la artesa del valle glacial que alberga el lago Varvarco Campo y afluentes, y el valle del río Varvarco. La cuenca se orienta mayormente hacia el Sur especialmente en bajas alturas (inferior a 2300 metros).

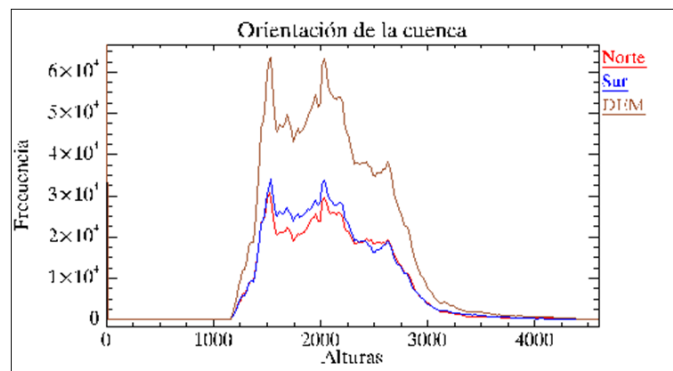


Figura 3.25: Distribución de alturas de la cuenca según orientación Norte y Sur.

Con el objeto de analizar la distribución de los píxeles de nieve húmeda en función de las orientaciones, las figuras 3.26 y 3.27 representan histogramas en los que se observa la proporción de píxeles con nieve húmeda en función de su altura y su orientación sea al Norte o al Sur. La proporción se obtuvo generando el cociente entre el número de píxeles con nieve húmeda en la altura h y el número de píxeles que tienen la altura h .

En la gráfica del 23 de Junio de 2005, la nieve húmeda se orienta en mayor proporción hacia el Norte, en especial alrededor de los 1900 metros. Para la imagen del 1 de Septiembre, la nieve húmeda se ubica indistintamente al Norte y al Sur en alturas menores a los 2000 metros. Luego de la cota de 2000 metros, se orienta levemente más hacia el Sur. Para el caso del 6 de Octubre ocurre una situación similar que en Septiembre, aunque por encima de los 2300 metros la nieve húmeda se orienta hacia el Norte. En la imagen del 10 de Noviembre la nieve húmeda se ubica en orientación Sur entre los 2000 y 2900 metros, y en cotas superiores a esta última, se distribuye hacia el Norte. Para el 15 de Diciembre la nieve se distribuye en alturas entre 2000 y 3300 metros hacia el Sur y superiores a los 3300 metros hacia el Norte.

La secuencia de gráficos mensuales (3.26 y 3.27) permite identificar que a medida que avanzan los meses hacia el verano y el proceso de fusión se acentúa, el paquete de nieve se

retrae hacia mayores alturas. El 23 de Junio entre el 35 % y el 45 % de los pixeles ubicados entre 1800 y 2400 metros están ocupados por nieve húmeda, en el día 1 de Septiembre, 6 de Octubre y 10 de Noviembre aproximadamente el 70 % de los pixeles entre 1800 y 2500 (Septiembre y Octubre) y entre 2300 a 2900 metros (10 de Noviembre) son de nieve húmeda. Para el caso del 15 de Diciembre la mitad de los pixeles entre 2800 y 3900 metros son ocupados por nieve húmeda.

Observando la gráfica del 23 de Junio (figura 3.26) en la cual la mayor proporción de nieve húmeda se ubica al Norte, se puede expresar que la fusión comienza en laderas orientadas al Norte. En los meses sucesivos la nieve húmeda se orienta indistintamente en laderas al Norte y al Sur, sin poder observarse un patrón claro de orientación.

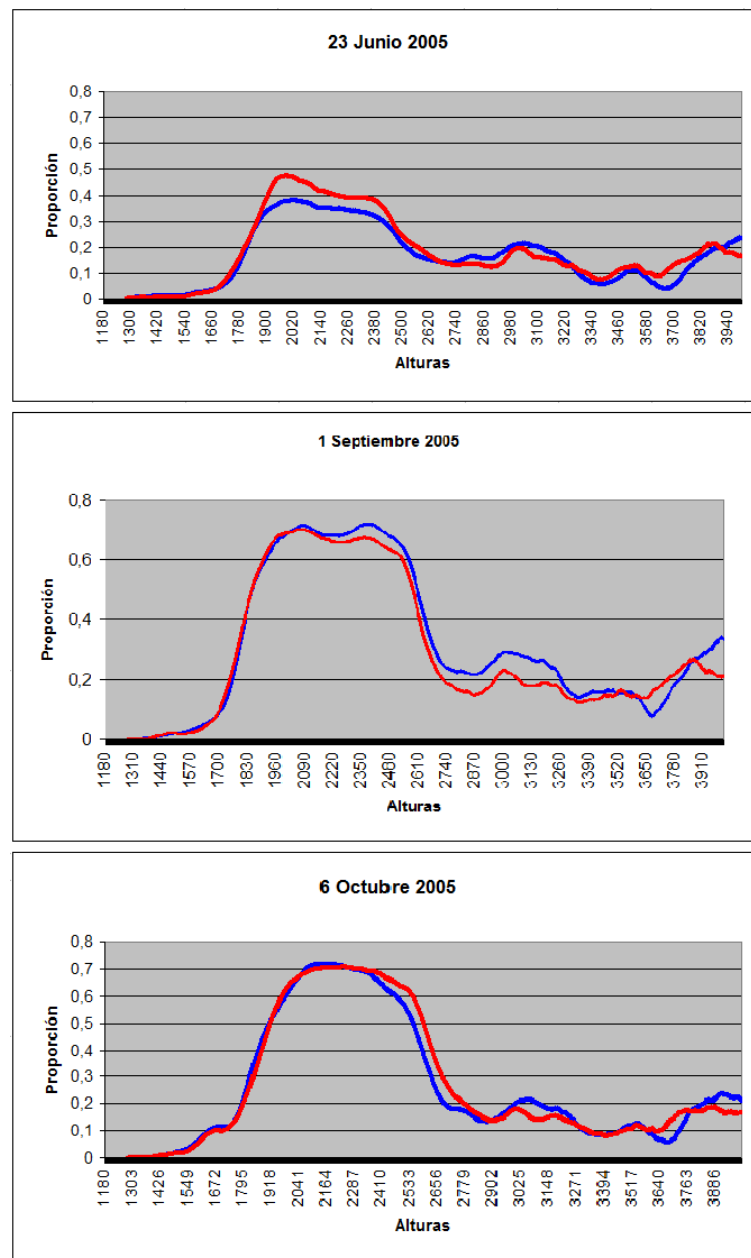


Figura 3.26: Distribución de nieve húmeda según alturas y orientaciones NORTE y SUR.

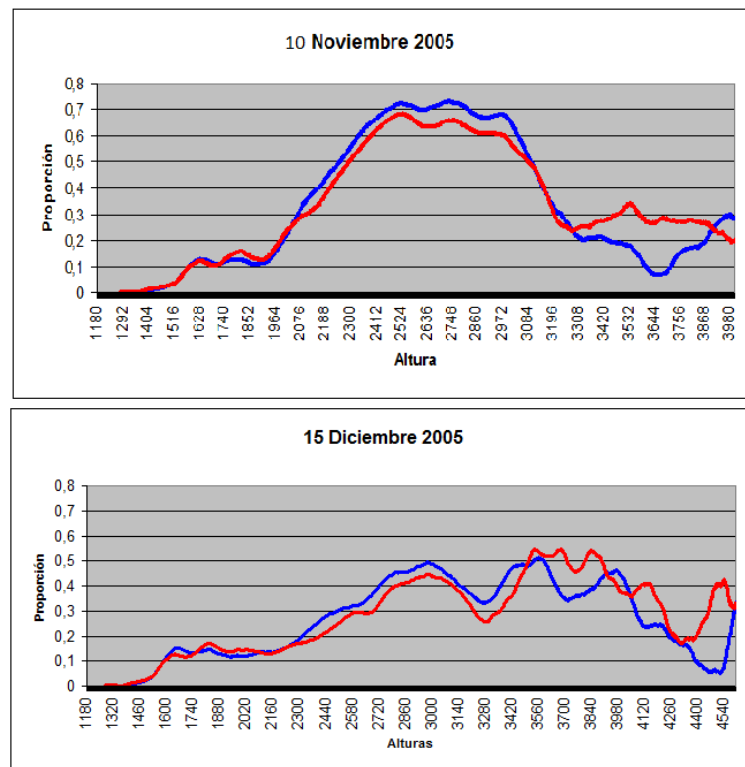


Figura 3.27: Distribución de nieve húmeda según alturas y orientaciones NORTE y SUR.

En una interpretación más profunda de la relación entre nieve de fusión y la topografía se involucra también la pendiente la cual influye en el ángulo de insolación.

La radiación solar a la que está expuesta una superficie depende de su orientación y de su pendiente. Este valor de radiación se denomina Radiación Directa de Onda Corta (R_i), y se puede aproximar a un haz paralelo de luz de acuerdo a que tipo de pendiente y orientación posea (Gonzalez Hidalgo & Raventos Bonvehi, 1991). En este sentido, la mayor insolación ocurrirá en orientaciones al Norte (en el hemisferio Sur) cuando el ángulo de incidencia de los rayos del sol (ángulo cenital) sumado a la pendiente del terreno, esté más próximo a 90° , es decir, perpendiculares a la superficie terrestre. El ángulo cenital solar θ_s es el ángulo que forma la radiación directa del sol y la vertical del lugar. Este ángulo varía a lo largo del día y depende de la latitud y la declinación² (Fernandez Diez, 1992). La ecuación que lo describe es:

$$\cos \theta_s = \sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \omega \tag{3.10}$$

donde δ es la declinación solar, φ la latitud y ω el ángulo solar, definido como el ángulo que la Tierra debe girar para situar el meridiano de la posición de observación en la vertical del sol.

La figura 3.28 esquematiza la incidencia de la radiación directa solar sobre una superficie

²La declinación δ es la posición angular del Sol al mediodía solar, respecto al plano del Ecuador terrestre

horizontal A) e inclinada B), donde V es la vertical del lugar, N es la normal al terreno, S es la dirección de incidencia de los rayos solares, θ_s es el ángulo cenital, θ_n es el ángulo formado entre N y V, que es a su vez el ángulo que la superficie forma con la horizontal (Fernandez Diez, 1992). Cuando el terreno es horizontal, θ_n vale 0° y θ_s y θ son iguales, mientras que cuando la superficie se encuentra inclinada, el resultado final de θ_s será el valor de θ_n más θ , mostrando que la pendiente del terreno varía el ángulo de incidencia de los rayos solares.

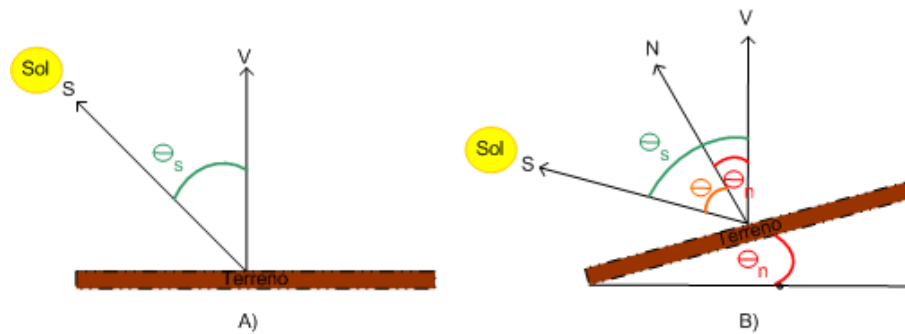


Figura 3.28: Relación ángulo cenital y pendiente del terreno. Fuente: Fernandez Diez (1992)

Un sector de la superficie terrestre en el Hemisferio Sur absorbe la máxima cantidad de energía anual cuando se encuentra orientado hacia el Norte, con una inclinación aproximadamente igual a la latitud del lugar, $\theta_n = \varphi$ (Fernandez Diez, 1992). Por consiguiente, la latitud influye en el grado de insolación a lo largo de las estaciones.

El gráfico de la figura 3.29 muestra los valores medios mensuales de radiación solar expresados en $W\ m^{-2}$ para el área de estudio situada entre los $36^\circ\ S$ y $37^\circ\ S$ de latitud, y $70^\circ\ W$ y $71^\circ\ W$ de longitud para el año 2005. Los datos fueron obtenidos del “Proyecto de Radiación Superficial” (Surface Radiation Budget Project - SRB) el cual contiene promedios mensuales de radiación, obtenidos a partir de imágenes satelitales tanto del rango visible como infrarrojo (MODIS y NOAA) y también utilizando información meteorológica proveída por modelos computacionales que estiman el flujo de radiación superficial. En la gráfica se observa que para los meses de verano, por ejemplo Enero, cuando el sol se encuentra más próximo a la posición del cenit, los valores de radiación son máximos, a medida que se avanza hacia el invierno el ángulo cenital aumenta posicionando al sol en el horizonte, por lo tanto la radiación disminuye hasta que es mínima en Junio y luego va repuntando nuevamente hasta ser máxima en Diciembre.

En una situación ideal en la cual todos los factores son constantes (nubosidad, altitud, espesor de la capa de aire atravesado), se puede enunciar que cuanto más alto está el sol (menor ángulo cenital solar) mayor es la radiación recibida. Para un lugar dado, el sol está más alto al mediodía, y se va acercando al horizonte a la mañana y a la tarde. También está más “alto” en verano que en invierno; y más “alto” en los lugares de bajas latitudes (cálidos) que

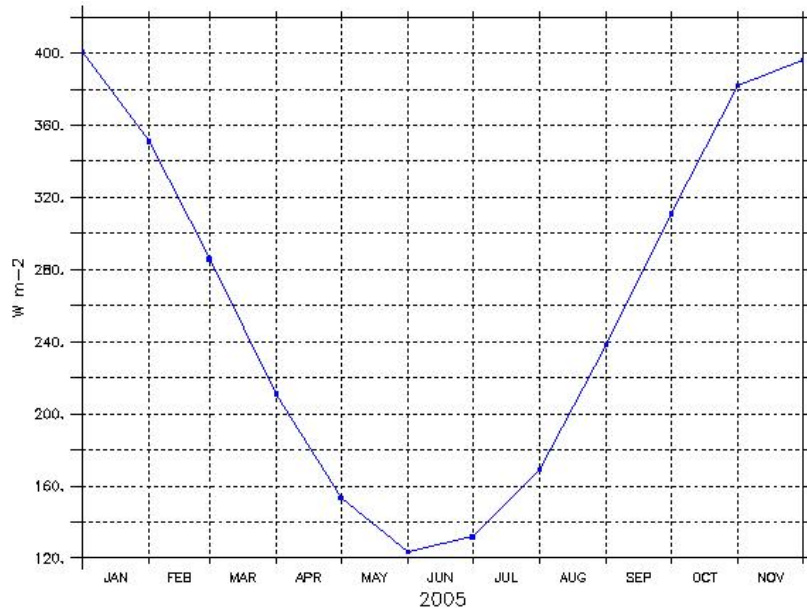


Figura 3.29: Flujo mensual de radiación de onda corta (visible) de la superficie obtenido durante días de cielos libres de nubosidad. Latitud central $36,5^\circ$ S, longitud central $70,5^\circ$ W. (www.mynasadata.larc.nasa.gov/data.html, 2011)

en los de altas latitudes (fríos)³.

La elevación del sol denominada α es una variable que responde en forma inversa al ángulo cenital θ_s , es decir, cuando este último tiene valor 0° (al cenit) la elevación es 90° .

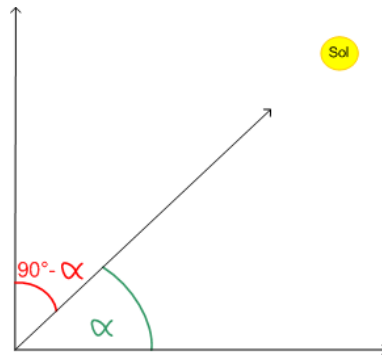


Figura 3.30: Relación ángulo cenital ($\theta_s=90 - \alpha$) y elevación del sol(α)

Para averiguar la máxima elevación solar, se resuelve la ecuación $\alpha_{max} + \theta_s - \delta = 90^\circ$. Dependiendo de la estación del año, la posición aparente del sol cambia, y por lo tanto el ángulo cenital y la elevación serán distintos. Para una misma elevación solar, la incidencia de los rayos solares respecto a la superficie terrestre varía en función de la pendiente del terreno.

³<http://www.santafe-conicet.gov.ar/servicios/comunica/ozono.htm>

El valor de elevación oscila durante el año, siendo en el Hemisferio Sur máximo en Diciembre y mínimo en Junio (figura 3.31).

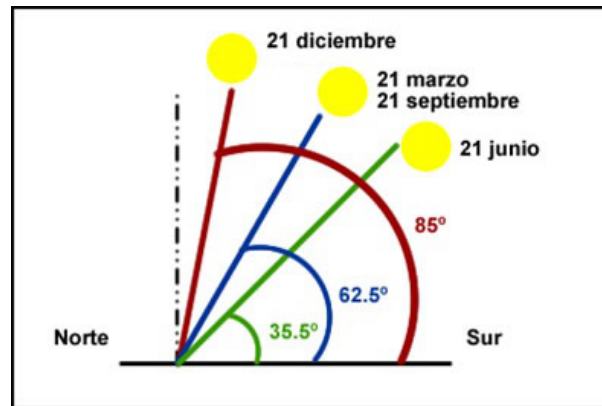


Figura 3.31: Variación de la elevación del sol para las distintas estaciones en el Hemisferio Sur

En base a estos enunciados se elabora el cuadro 3.8, en el cual se expresa en las primeras dos columnas el valor de la elevación solar (α) para cada solsticio y equinoccio del Hemisferio Sur; la columna “ $90^\circ - \alpha$ ” corresponde al valor que tendría la pendiente del terreno para que los rayos del sol incidan perpendicularmente a la superficie terrestre. La última columna “Rango de variación” expresa un intervalo de $\pm 5^\circ$ de la pendiente del terreno en el cual la insolación es máxima.

Fecha	Elevación solar	$90^\circ - \alpha$	Rango de variación $\pm 5^\circ$
21 Marzo	62,5°	27,5°	23° - 33°
21 Junio	35,5°	54,5°	50° - 60°
21 Septiembre	62,5°	27,5°	23° - 33°
21 Diciembre	85°	5°	0° - 10°

Cuadro 3.8: Elevación solar y variación de pendiente del terrero para máxima insolación en el Hemisferio Sur

Una publicación elaborada por (Gonzalez Hidalgo & Raventos Bonvehi, 1991) presenta el efecto de la exposición de laderas y pendientes en la evaluación de la demanda atmosférica potencial, para una región de España (hemisferio Norte). En base a mediciones de campo, se observa que la R_i (radiación directa de onda corta) es mayor para laderas al Sur (por tratarse de un sitio en el hemisferio Norte), y es máxima en el verano y mínima en el invierno. Al incorporar la pendiente en sus mediciones observan que en los meses de menor R_i (invierno) en laderas al Sur, los valores de radiación aumentan a medida que aumenta la pendiente. Por el contrario en los meses de mayor R_i los valores disminuyen a medida que aumenta la pendiente. En ambos casos está dado por la relación $90^\circ - \alpha$ del cuadro 3.8.

En el área de estudio de esta investigación se evaluó la orientación y pendiente de pixeles de nieve húmeda que fusionaron entre un periodo y el siguiente, es decir que se encontraban clasificados como nieve húmeda en una fecha y en la siguiente como suelo libre de nieve. La figura 3.32 muestra el porcentaje de pixeles de nieve húmeda fusionada entre el 23 de Junio y el 1 de Septiembre ubicados en una determinada pendiente. Se observa que el mayor porcentaje de fusión ocurrió en pixeles orientados al Norte, aumentando a medida que incrementa la pendiente dado por la relación $90^\circ - \alpha$ del cuadro 3.8. Entre Junio y Septiembre, el rango de variación de la pendiente es entre 23° y 60° para que el ángulo de insolación sea próximo a 90° .

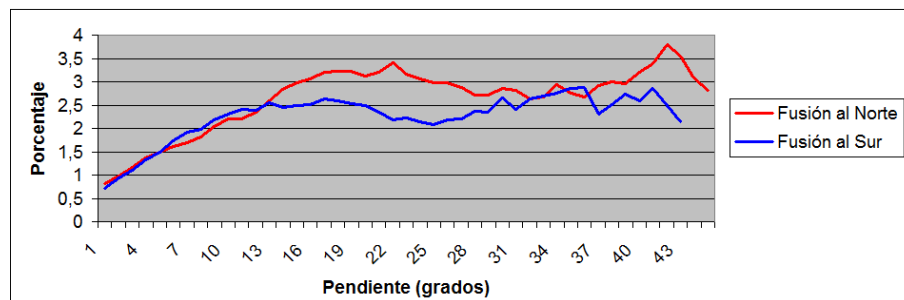


Figura 3.32: Porcentaje de pixeles de nieve húmeda que fusionaron entre el 23 de Junio y el 1 de Septiembre, en función de la pendiente.

Asimismo, la pendiente del terreno influye en el espesor de nieve que se acumula, es decir, en terrenos con pendiente más pronunciada la capacidad de adhesión de la nieve al suelo disminuye y por lo tanto la acumulación es menor. En este sentido, al ser una capa de nieve de escaso espesor en pendientes donde el ángulo de insolación es máximo, la fusión ocurre con mayor intensidad. En la figura 3.33 se observa la relación entre la pendiente y la capacidad del suelo de acumular nieve.

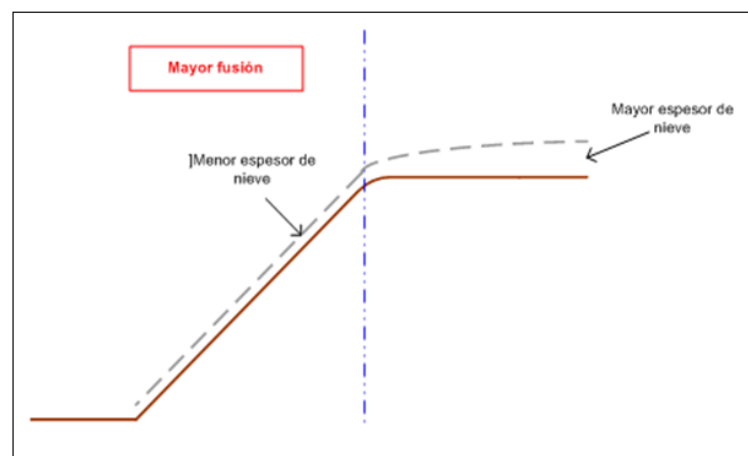


Figura 3.33: Esquema de un corte transversal del terreno en el que se expresa la variación del espesor de la capa de nieve acumulada según la pendiente. Válido entre Junio y Septiembre

El caso opuesto ocurre en los meses de Noviembre y Diciembre. La figura 3.34 muestra el porcentaje de nieve húmeda fusionada en función de la pendiente entre el 10 de Noviembre y el 15 de Diciembre cuando el sol se encuentra muy próximo al cenit. En este caso se observa que el porcentaje de nieve húmeda fusionada disminuye a medida que aumenta la pendiente. En orientación Norte, la máxima fusión se ubica en pendientes menor a 10° como muestra la columna “Rango de variación” del cuadro 3.8.

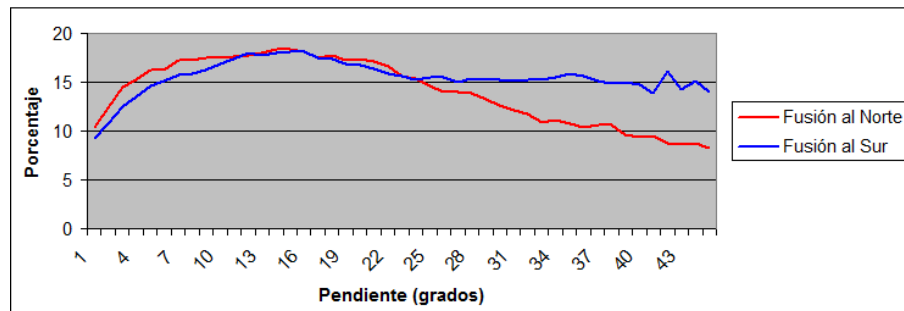


Figura 3.34: Porcentaje de pixeles de nieve húmeda que fusionaron entre el 10 de Noviembre al 15 de Diciembre, en función de la pendiente.

En Noviembre y Diciembre, la fusión ocurre en zonas de pendiente más suave mientras que la fusión en zonas de mayor pendiente disminuyó ya que la nieve en zonas escarpadas se derritió en gran medida en los meses anteriores. Este proceso se detalla en el esquema de la figura 3.35 en el que se representa la mayor acumulación de nieve húmeda en terrenos de escasa pendiente, sectores donde ocurre la mayor fusión de nieve en ese periodo del año dado por la relación $90^\circ - \alpha$ del cuadro 3.8.

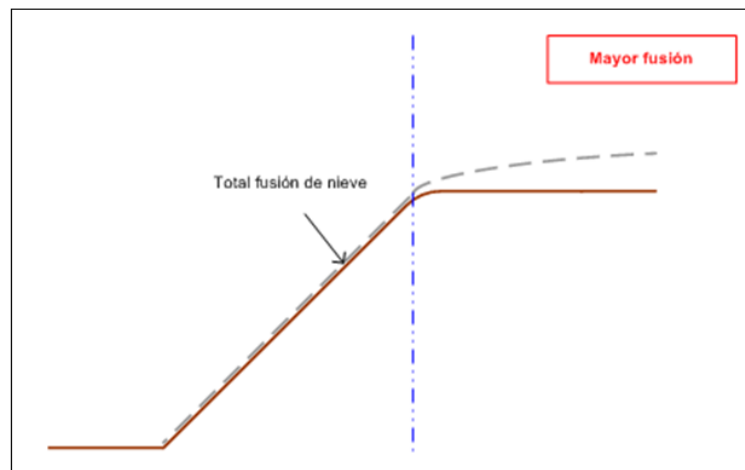


Figura 3.35: Esquema de un corte transversal del terreno en el que se expresa la variación del espesor de la capa de nieve acumulada según la pendiente. Válido para Noviembre y Diciembre

Como una forma de representación distinta de lo ya comentado respecto a fusión de nieve

en función de la orientación y la pendiente, se realizó el gráfico de isocurvas de la figura 3.36. Este gráfico representa la frecuencia de píxeles de nieve húmeda según altura, pendiente y orientación, para la imagen del 23 de Junio y 10 de Noviembre. La gráfica del 23 de Junio muestra que la mayor cantidad de píxeles de nieve húmeda se encuentran por debajo de los 2000 metros. En el caso de aquellos orientados al Norte, se ubican en sectores de pendiente entre los 15° y 25° . Para el caso de la gráfica del 10 de Noviembre, la mayor cantidad de píxeles de nieve húmeda se ubican por encima de los 2000 metros en sectores de pendiente menores a los 10° , para ambas orientaciones. Estos gráficos refuerzan la afirmación que entre Junio y Septiembre, cuando el sol se encuentra en un posición aparente “más baja” que en verano, la fusión de nieve se acentúa en pendientes más pronunciadas dando como resultado entre la elevación del sol y la inclinación del terreno una incidencia solar próxima a 90° . Por el contrario en Noviembre, cuando el sol se localiza cercano al cenit, la incidencia del sol se vuelve perpendicular al terreno en sectores de pendiente más suave, situación que se observa en los esquemas de isocurvas en lo que predomina una alta frecuencia de píxeles por debajo de 10° de pendiente.

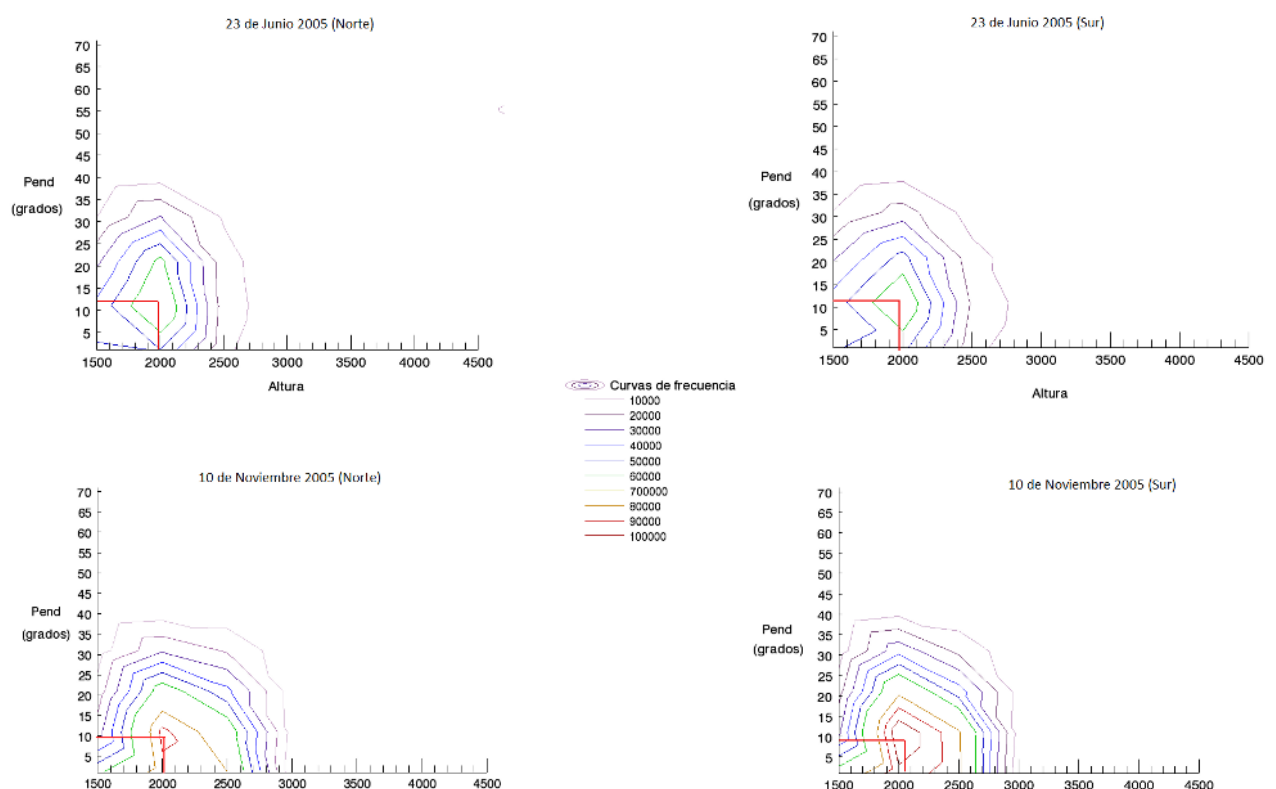


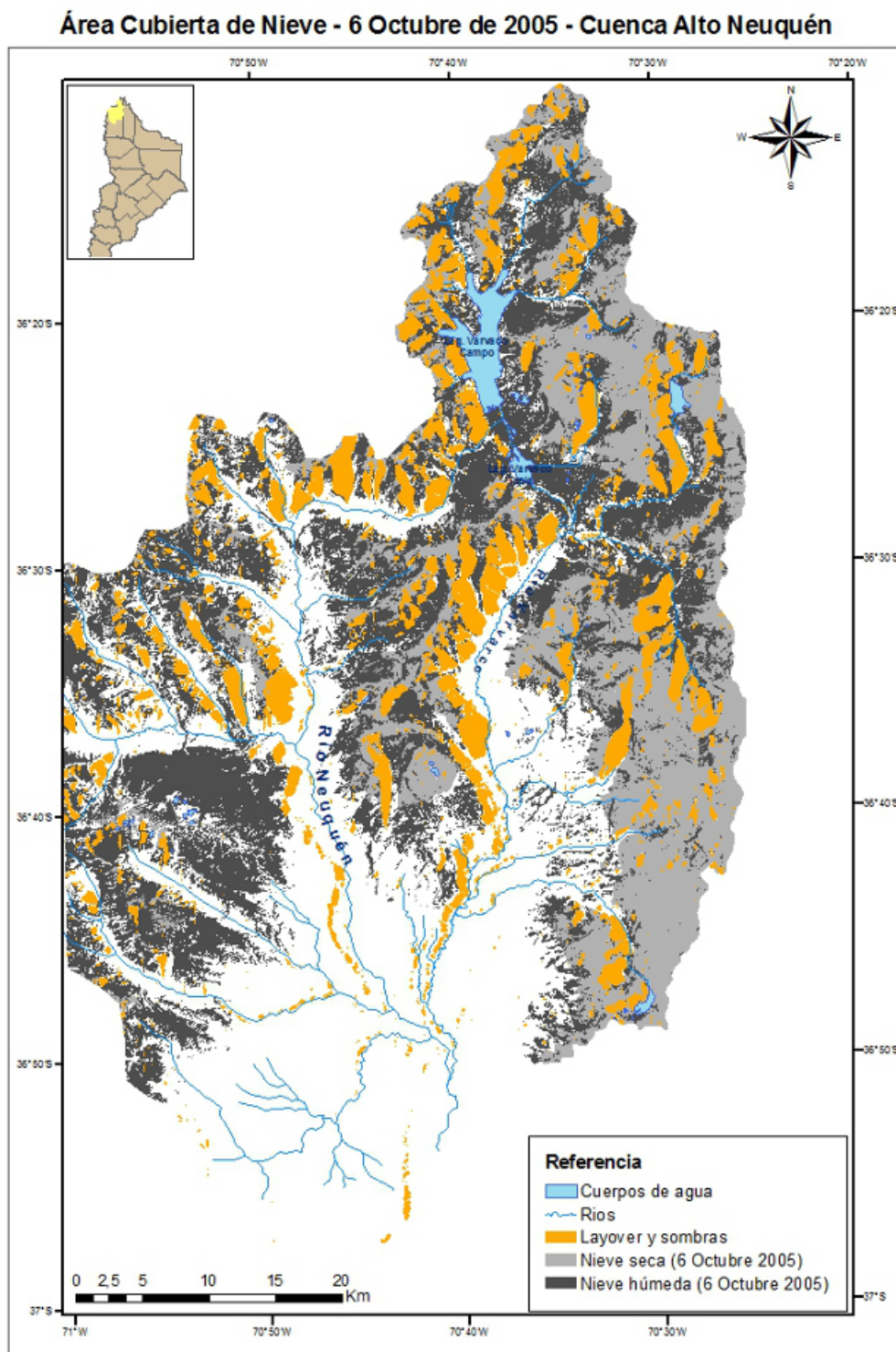
Figura 3.36: Gráfico de isocurvas de frecuencia que relacionan la pendiente en función de la altura de la nieve húmeda en las fechas 23 de Junio y 10 de Noviembre para orientaciones Norte y Sur

Capítulo 4

Resultados y Discusiones

4.1. Mapas de Área Cubierta de Nieve

En el apartado 3.2 se explicaron los pasos metodológicos empleados para el mapeo y clasificación de nieve húmeda y seca con datos SAR. El método surge de desarrollos planteados por Nagler & Rott (2000) y Pettinato et al. (2004) los cuales han sido mejorados por nuevos umbrales de clasificación determinados en la presente tesis basados en el estudio de la distribución de σ_{dB}° en función de la altura. La metodología de mapeo se instrumentó en un algoritmo el cual tiene como salida mapas como por ejemplo el del 6 de Octubre de 2005 que se muestra en la figura 6.5. Se observa la nieve seca en gris claro, la nieve húmeda en gris oscuro, layover y sombras en naranja, ríos y cuerpos de agua en celeste. El resto de la cartografía se encuentra en el Anexo (capítulo 6).



Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

Figura 4.1: Mapas clasificación de nieve. 6 Octubre de 2005.

Para una mejor interpretación de la distribución de nieve húmeda y seca se elaboraron las

siguientes vistas en 3D (figuras 4.2 y 4.3) se observa a la derecha el cerro Domuyo que supera los 4700 metros, en la esquina superior izquierda la laguna Varvarco Campos, y en el centro el valle del río Varvarco. La nieve seca se aprecia en blanco y la húmeda en gris oscuro. Se observa como a medida que transcurren los meses hacia el verano, aumenta la nieve húmeda desde cotas bajas y asciende a medida que el paquete de nieve se retrae hacia zonas más altas.

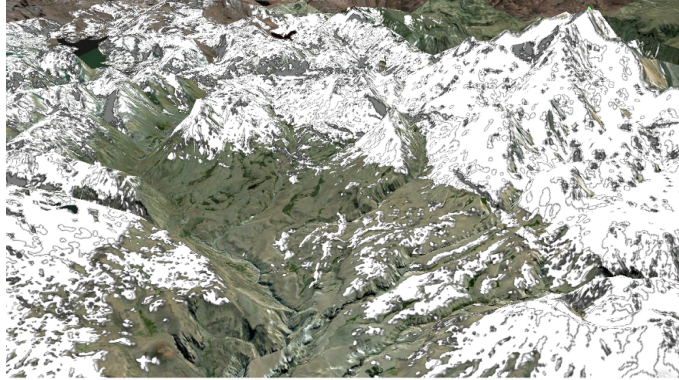


Figura 4.2: Vista cerro Domuyo. Junio 2005

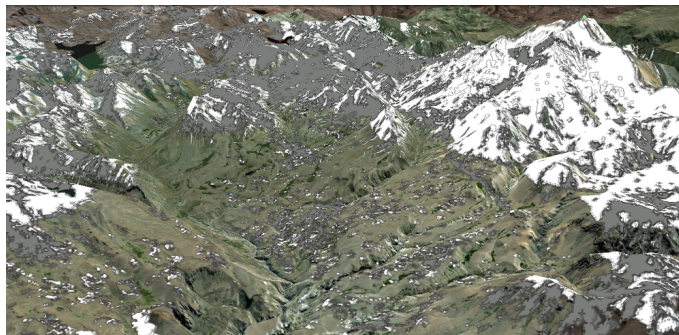


Figura 4.3: Vista cerro Domuyo. Noviembre 2005.

4.2. Exactitud de los métodos de clasificación

En las publicaciones de Nagler & Rott (2000) y Pettinato et al. (2004) se plantea un método de clasificación de nieve húmeda y seca utilizando datos SAR, el cual constituye un “método de referencia” para la presente tesis. Esta investigación utiliza los desarrollos del método de referencia y lo mejora a partir de la definición de nuevos umbrales de clasificación ajustados al área de estudio. La extensión de la máscara de nieve total (húmeda + seca) obtenida a partir del método mejorado es validada con una máscara de nieve total (área cubierta de nieve - ACN) generada a partir de imágenes Landsat.

Una forma de establecer la exactitud de la clasificación mejorada, es mediante la comparación con el dato de validación (máscara nieve total con Landsat), a partir del cruce de datos en una Matriz de Confusión con la cual se expresa la precisión de las clases generadas.

Se realizaron dos matrices de confusión, la primera (cuadro 4.1) compara la máscara de nieve total obtenida mediante el método de clasificación de referencia. La segunda matriz (cuadro 4.2) muestra los resultados obtenidos bajo el método de clasificación mejorado propuesto en esta tesis. Ambas clasificaciones se comparan con la máscara de nieve obtenida con datos Landsat.

Clasificación con método de referencia			
Coefficiente Kappa	0,7038		
Exactitud general	86,84 %		
Clase (ACN - válida) porcentaje			
Clase (ACN - a validar)	No nieve	Nieve	Total
No nieve	90,07	19,63	66,65
Nieve	9,93	80,37	33,35
Total	100	100	100

Cuadro 4.1: Matriz de confusión entre máscara de nieve total generada con método de referencia y ACN con Landsat.

Clasificación método mejorado			
Coefficiente Kappa	0,7807		
Exactitud general	90,12 %		
Clase (ACN - válida) porcentaje			
Clase (ACN - a validar)	No nieve	Nieve	Total
No nieve	91,13	11,91	64,79
Nieve	8,87	88,09	35,21
Total	100,00	100,00	100,00

Cuadro 4.2: Matriz de confusión entre máscara de nieve total generada con método mejorado y ACN con Landsat.

Se observa que la máscara de nieve total obtenida mediante el método mejorado, posee una mejor exactitud comparada con la correspondiente al método de referencia. Esto es posible evidenciar mediante el coeficiente de Kappa, un indicador que mide la diferencia entre el acuerdo mapa-realidad observado, delimitando el grado de ajuste en función de la exactitud de la clasificación (Chuvieco, 2006). Del mismo modo, la exactitud general de la matriz mejora entre el método de referencia y el perfeccionado. La comparación “nieve real” y “nieve clasificada” mejora en un 7% aproximadamente respecto a la método con umbrales de clasificación mejorados.

Los residuales de la matriz de confusión se expresan en la tabla de errores de omisión y comisión (cuadro 4.3). Los errores de omisión representan la cobertura real que no se incluyó en la clasificación, mientras que los de comisión corresponden a la cobertura de la clasificación que no se ajusta a la realidad (Chuvienco, 2006).

Clasificación con método de referencia		
Clase	Comisión (%)	Omisión (%)
No nieve	9,79	9,93
Nieve	19,88	19,63
Clasificación con método mejorado		
Clase	Comisión (%)	Omisión (%)
No nieve	6.11	8.87
Nieve	16.81	11.91

Cuadro 4.3: Errores de comisión y omisión.

Entre ambas clasificaciones se observa que en la clasificación bajo el método mejorado, los errores de comisión disminuyen, en especial la clase no nieve, y en los errores de omisión la clase nieve tiene valor bajo.

4.3. Cuantificación de resultados

Empleando el algoritmo de clasificación de nieve húmeda propuesto en esta tesis, se elaboró la cartografía que fue mostrada en el apartado 4.1. Para cada cobertura de nieve húmeda y seca, se calculó el área que ocupan cada clase a partir de lo cual se realizó el cuadro 4.4 para las fechas de las imágenes procesadas del 2005 y el cuadro 4.5 para caso del 2006.

Mes	Nieve húmeda km2	Nieve seca km2	Nieve total km2
23-Jun-05	531	922	1453
1-Sep-05	942	496	1438
6-Oct-05	799	524	1323
10-Nov-05	515	200	715
15-Dic-05	205	300	505

Cuadro 4.4: Área cubierta de nieve húmeda y seca para las fechas indicadas. Año 2005.

Mes	Nieve húmeda km2	Nieve seca km2	Nieve total km2
8-Jun-2006	790	627	1417
26-Oct-2006	717	330	1047
15-Nov-2006	344	391	735

Cuadro 4.5: Área cubierta de nieve húmeda y seca para las fechas indicadas. Año 2006.

Las figuras 4.4 y 4.5 muestra la superficie de nieve húmeda y seca para cada fecha estudiada en los años 2005 y 2006. Se observa que conforme avanza el año hacia el verano el área de nieve total disminuye, producto del aumento de la temperatura y por lo tanto de la fusión. La gráfica del año 2005 permite identificar los periodos de máxima acumulación tanto de nieve total como de nieve húmeda. Cuando inicia la temporada de nevadas en Mayo y Junio, la proporción de nieve total es elevada en especial de nieve seca, mientras que la de nieve húmeda es baja producto de las bajas temperaturas y reducida fusión. A partir de los meses de Septiembre y Octubre comienza el aumento progresivo de la temperatura y el inicio de la fusión. La máxima superficie de nieve húmeda se registró en la imagen del 1 de Septiembre de 2005, luego dicho valor de área va disminuyendo hasta ser mínimo en la imagen del 15 de Diciembre, cuando ya las temperaturas son más elevadas y el proceso de fusión es inminente. Contrariamente a lo ocurrido en las fechas analizadas del año 2005, en el año 2006 el proceso fue distinto. La máxima cantidad de nieve húmeda se ubica en el mes de Junio, adelantado llamativamente el proceso de fusión. Si se analizan las temperaturas medias mensuales de los años 2005 y 2006 obtenidas de los informes Hidrometeorológicos de los nombrados años (A.I.C, 2005) y (A.I.C, 2006) se evidencia que entre los meses de Mayo a Diciembre de 2005 todos los meses, excepto Noviembre, obtuvieron registros de temperaturas por debajo de la media histórica. Por el contrario el año 2006 fue más cálido, especialmente los meses entre Junio y Septiembre que registraron temperaturas superiores a la media histórica. Los casos más salientes son el mes de Junio y Julio 2006 que presentaron temperaturas un 14 % y un 42 % respectivamente, por encima del valor medio, así como también mayores precipitaciones y derrames (figura 4.6). Este aumento de la temperatura en el mes de Junio puede explicar en parte la existencia de mayor superficie de nieve húmeda que en el año anterior.

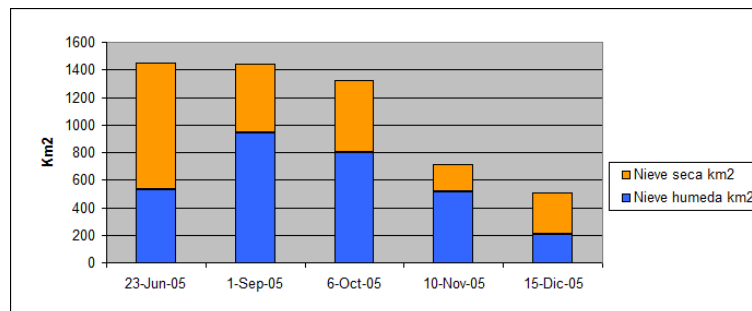


Figura 4.4: Gráfico área cubierta de nieve por mes. Año 2005.

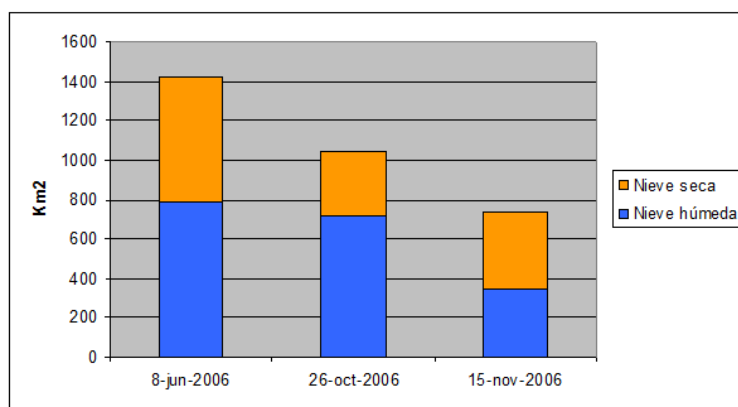
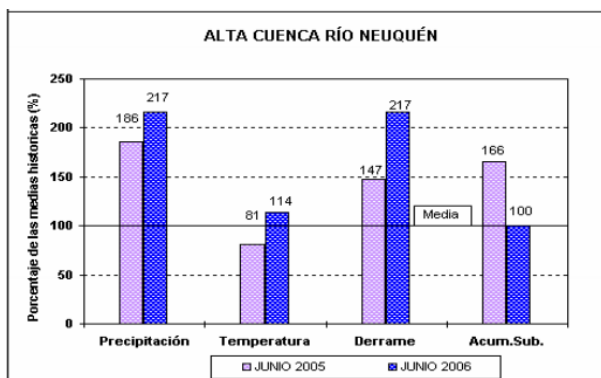
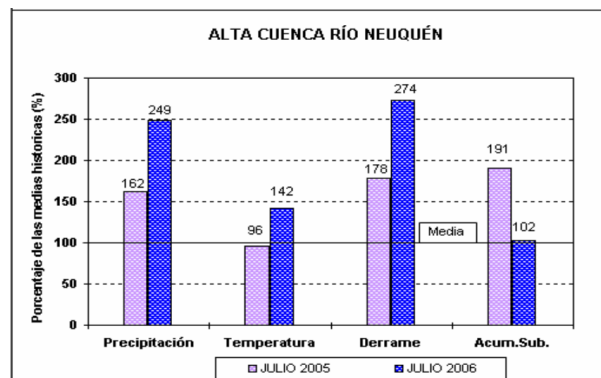


Figura 4.5: Gráfico área cubierta de nieve por mes. Año 2006.



(a) Comparación Junio 2005 - 2006



(b) Comparación Julio 2005 - 2006

Figura 4.6: Porcentaje de las precipitaciones, temperaturas, derrames y acumulación subterránea medias históricas. Fuente: A.I.C (2005) y A.I.C (2006)

4.4. Aproximación a la interpretación de la crecida de Julio de 2006

La crecida de Julio de 2006 sobre el río Neuquén alcanzó valores de caudales muy próximos a la capacidad operativa del complejo Cerros Colorado. Estudios posteriores a dichos eventos, encargados por la Autoridad Intersjurisdiccional de Cuenca (AIC) mostraron que la cuenca del río Neuquén puede provocar crecidas máximas de $25.070 \text{ m}^3/\text{seg}$ (www.fundagua.org, 2011) , muy por encima de los $11.500 \text{ m}^3/\text{seg}$ que soporta el complejo. En este sentido, un conocimiento más acabado de la dinámica de la cuenca del río Neuquén, es fundamental para evaluar, no solo los periodos de precipitaciones, sino también el deshielo para lograr una mejor estimación de caudales.

Los modelos hidrológicos que estiman caudales en cuencas con aporte de agua de fusión, utilizan como entrada el área cubierta de nieve (Emre Tekeli et al., 2005). Por ejemplo, el modelo SRM (Snow Runoff Model) es ampliamente utilizado para simular caudales y pronósticos utilizando datos de nieve. De acuerdo a (Emre Tekeli et al., 2005) este modelo fue utilizado en más de 100 cuencas en 25 países entre latitudes de $32\text{-}60^\circ \text{ N}$ y $33\text{-}54^\circ \text{ S}$ y documentado en más de 80 publicaciones. SRM es un modelo conceptual y determinístico y estima en forma diaria los caudales. El mismo requiere como entrada no solo el área cubierta de nieve diaria sino también temperaturas y precipitaciones diarias.

Si bien la estimación de caudales mediante la utilización de un modelo hidrológico se encuentra fuera de los objetivos de la presente tesis, se intenta encontrar ciertos indicios que relacionen los registros de precipitaciones, temperaturas y área cubierta de nieve calculada, con los valores de caudales erogados por la cuenca.

Para una mejor comprensión de la crecida de Julio de 2006 es importante analizar también el año previo, es decir, el año 2005, el cual registró acumulación extraordinaria de nieve (cuadro 4.6) y caudales superiores a la media histórica como se observa en las figuras 4.8 y 4.9 en las cuales la curva de caudal para cada mes del año 2005 supera al valor medio representado por la línea punteada. Esta situación dejó lagunas y lagos en su máxima capacidad y los suelos saturados. De acuerdo a los informes hidrometeorológicos de la AIC (A.I.C, 2005) para la cuenca del río Neuquén, los meses entre Julio y Diciembre de 2005 fueron clasificados como Húmedos, excepto Agosto que fue Extrahúmedo, y Octubre que fue Medio. El año siguiente, 2006, presentó características similar en cuanto a nevadas, que sumado a la saturación general de la cuenca dejó escaso margen de contención de la misma, intensificándose el escurrimiento.

Fechas año 2005	Equivalente de agua en nieve para meses del año 2005	Equivalente de agua en nieve medio histórico para el primer día de cada mes
11-ago	1494 mm	1 de Agosto 764 mm
14-sep	2109 mm	1 de Septiembre 910 mm
14-oct	2171 mm	1 de Octubre 991 mm
09-nov	1992 mm	1 de Noviembre 916 mm
12-dic	1554 mm	1 de Diciembre 522 mm

Cuadro 4.6: Medición de Equivalente de Agua en Nieve (E.A.N) en mm. Estación de alta montaña Pampa de Chacaico. Cuenca alta río Neuquén. Fuente: A.I.C (2005)

En regiones cordilleranas, el volumen de agua erogado por las cuencas es una sumatoria de lluvias y agua de fusión, en cuyo derretimiento influyen la temperatura y las precipitaciones. Los datos de caudales correspondientes al periodo de estudio corresponden a la estación Varvarco ubicada a la salida de la cuenca (ver figura 4.7).

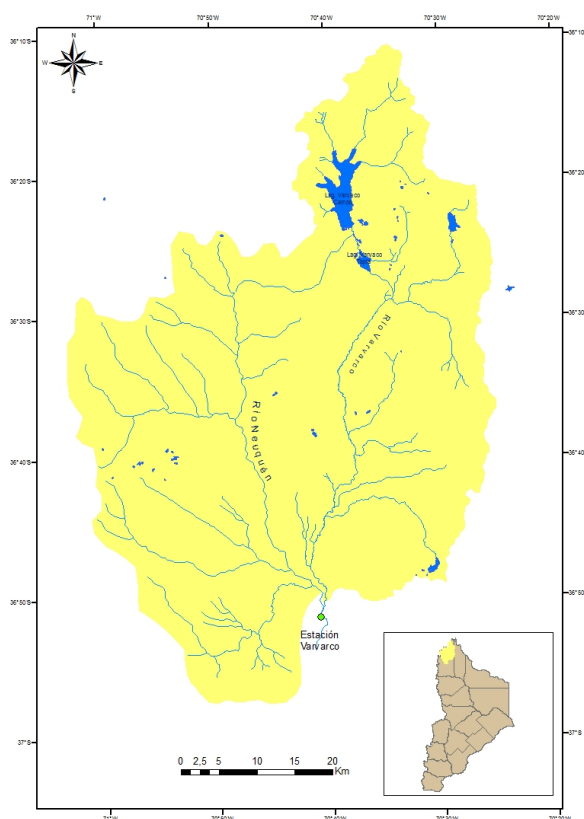


Figura 4.7: Mapa ubicación cuenca Alto Neuquén y estación Varvarco.

La superficie de nieve fusionada entre un periodo y el siguiente se obtiene a partir de restar el área cuantificada para la primera fecha con la consecutiva. En este sentido, se calcula una

estimación preliminar del agua de fusión, es decir, de la nieve que fusionó y paso a formar parte del caudal del río. La diferencia de área nevada entre periodos sucesivos se expone en el cuadro 4.7. La columna de Tasa Diaria de Fusión expresa el volumen de agua erogado por día, si fuera constante para cada día. Se realizó teniendo en cuenta la superficie de nieve total y húmeda fusionada entre dos fechas.

Intervalo de meses	Nieve total fusionada (en Km2)	Nieve húmeda fusionada (en Km2)	Nieve seca fusionada (en Km2)	Tasa diaria de fusión*	Tasa diaria de fusión**	Q total m3
1-Sep al 6-Oct	115	143	-28	3,19	3,97	3401
6-Oct al 10-Nov	608	284	324	16,89	7,89	5588
10-Nov al 15-Dic	210	310	-100	5,83	8,61	7902

* Calculado con diferencia de superficie de nieve total
 ** Calculado con diferencia de superficie de nieve húmeda

Cuadro 4.7: Área de nieve fusionada en km2 entre los meses indicados. Año 2005.

En dicho cuadro (4.7) se observa que entre 6-Oct y 10-Nov fusionó la mayor área de nieve total (húmeda + seca). En la columna de nieve húmeda se evidencia que la mayor superficie fusionada corresponde al último periodo (10-Nov al 15-Dic). Esta diferencia reviste en la variación del cálculo de nieve seca, que en algunos casos entre un periodo y el siguiente, tiende a aumentar, en especial en la superficie de nieve seca calculada para el mes de diciembre (aumenta su superficie respecto a noviembre). Esta situación se debe a dos causas: una nevada esporádica que acumuló nieve seca en las zonas más altas, o un cálculo erróneo del límite de inicio de la nieve seca. Respecto a esta última, el cálculo de nieve húmeda para el mes de diciembre, debido a una estrecha diferencia entre el valor de σ^0 con la imagen de Referencia (figura 3.9), genera “ruido” o valores no esperados de ubicación de la nieve para esta fecha (localización de píxeles de nieve húmeda en cotas más bajas que en el mes anterior), lo que redundará en un cálculo de la mediana de la distribución altura de la nieve húmeda también en un cota menor al mes previo.

La fusión de nieve se debe a la interacción de variables como la temperatura y las precipitaciones. En el caso particular de las lluvias, si llueve sobre el manto de nieve, éste adquiere cierta cantidad de calor. Esta cantidad de calor depende de la temperatura de la lluvia y de los cambios de fase que puedan ocurrir. Una lluvia lo suficientemente “cálida” como para no congelarse al atravesar la capa de nieve impartirá pequeñas cantidades de calor conforme penetra el manto nivoso. Sin embargo, una lluvia lo suficientemente “fría” como para congelarse agregará una cantidad considerablemente mayor de calor al atravesar la capa de nieve, ya que el proceso de congelamiento libera mucho más calor latente en la nieve. El grado de calentamiento que ocurre debido al congelamiento de la lluvia en el manto de nieve depende de la relación de

nieve a líquido o la densidad de la capa de nieve (COMET-Program, 2010).

La temperatura también afecta en forma directa a la fusión de nieve y por lo tanto al aumento del caudal. En la figura 4.8 se puede observar que la curva que describe la variación diaria de temperatura se corresponde con la curva de variación del caudal, en un retardo aproximadamente de 5 días. Es decir, cuando aumenta la temperatura, aumenta el caudal aproximadamente en una magnitud comparable luego de 5-7 días. El caso más claro es el mes de Septiembre en el cual se registran escasas precipitaciones pero aún así el caudal fue superior a la media y al del año anterior (figuras 4.8 y 4.9). El registro de temperaturas de Septiembre fue comparado con el de caudales del mismo mes a través de un análisis de correlación (cuadro 4.8), en el cual se observa una correlación media entre ambas variables de 0.4549.

	<i>Caudal</i>	<i>Temperaturas medias</i>
Caudal		1
Temperaturas medias	0,454926964	1

Cuadro 4.8: Correlación temperaturas medias con caudales. Septiembre 2005.

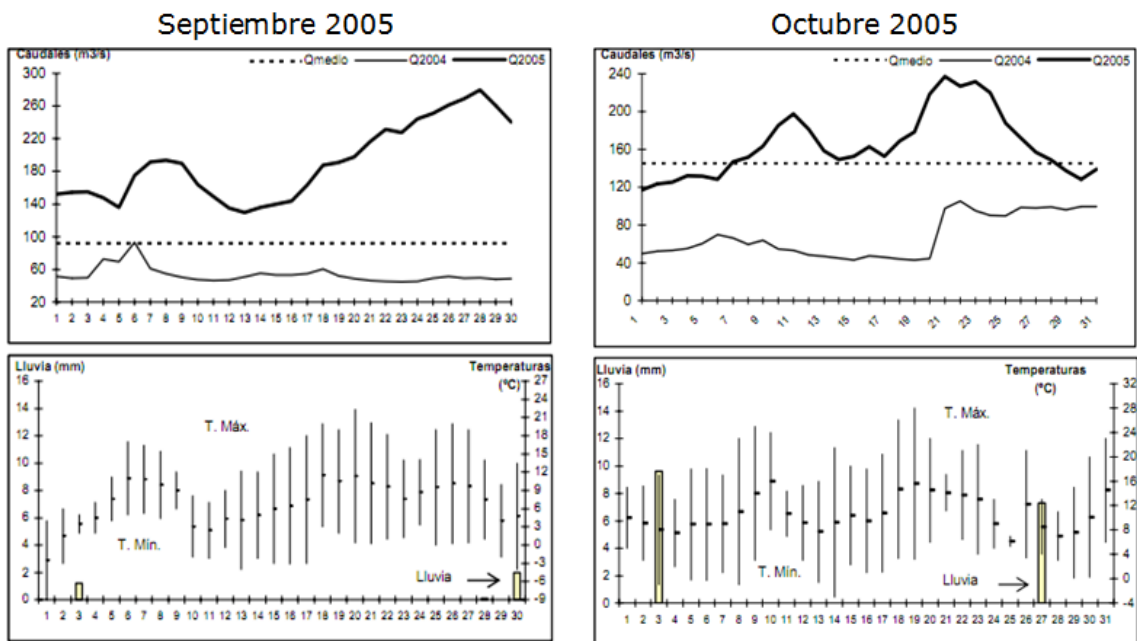


Figura 4.8: Caudal, temperaturas y precipitaciones. Septiembre y Octubre 2005. Fuente: A.I.C (2005)

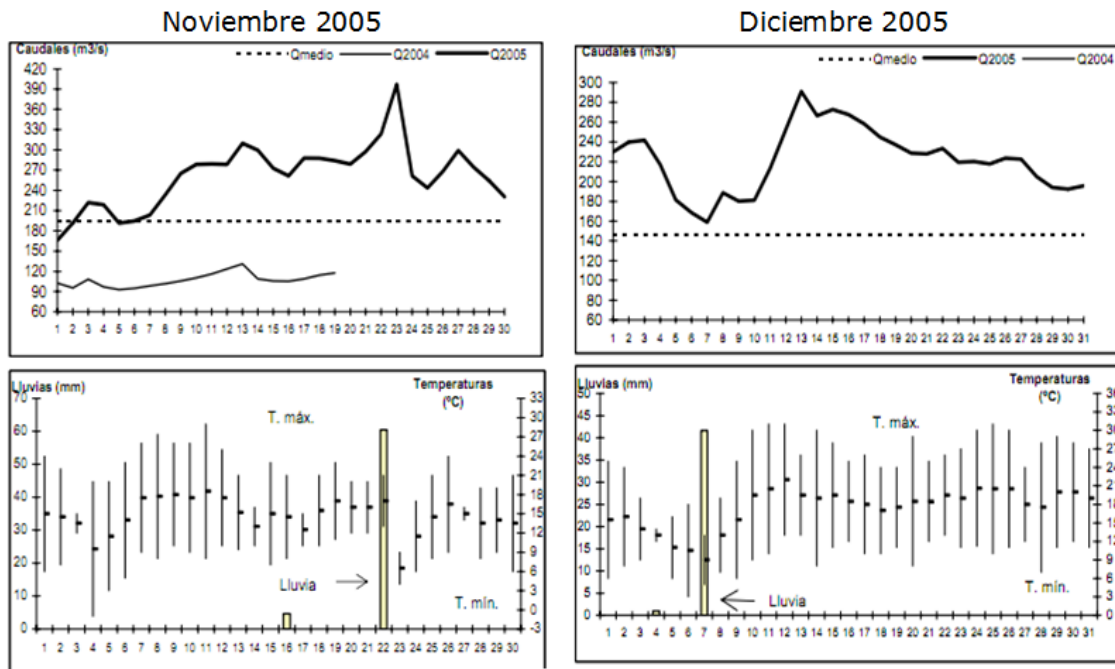


Figura 4.9: Caudal, temperaturas y precipitaciones. Noviembre y Diciembre 2005. Fuente: A.I.C (2005)

El periodo 10-Nov al 15-Dic es el que presenta mayor superficie de nieve húmeda fusionada, y a su vez es el que presenta la mayores precipitaciones caídas (cuadro 4.9). Del mismo modo es el que registró mayores volúmenes de agua erogada (cuadro 4.7).

Meses	Precipitaciones (mm)
1-Sep a 6-Oct	15
6-Oct a 10-Nov	7
10-Nov a 15-Dic	120

Cuadro 4.9: Precipitaciones entre periodos. Fechas indicadas año 2005.

Durante el periodo de fusión de nieve juega un papel importante las precipitaciones, así también la temperatura, como iniciadoras del derretimiento de nieve y de aporte al caudal. En especial, se observa una correlación precipitaciones, temperatura y caudal en el periodo 10 Noviembre al 15 Diciembre ya que fue el que presentó en mayor magnitud estas tres variables.

Respecto al año 2006, si se observa la tabla de diferencia de ACN entre meses sucesivos (tabla 4.10) y el gráfico de caudales (figura 4.10) se evidencia que la situación es distinta respecto al año 2005 en cuanto a los siguientes ítems:

- La superficie de nieve húmeda existente en Junio de 2006 es superior (aproximadamente

poco menos del doble) a la cuantificada en Junio de 2005. Esto muestra un adelanto en el proceso de fusión al mes de Junio, el cual ocurre normalmente a partir de Septiembre

- No se evidencia una correlación entre superficie de nieve fusionada entre los periodos del 2006 y sus respectivos caudales. La diferencia de área de nieve total fusionada entre 8-Junio al 26-October 2006 y 26-October al 15-Noviembre 2006 es prácticamente similar, aunque sus caudales difieren notablemente.

Intervalo de Meses	Nieve total fusionada (en Km2)	Nieve húmeda fusionada (en Km2)	Nieve seca fusionada (en Km2)	Tasa diaria de fusión*	Tasa diaria de fusión**	Q total m3
8-jun al 26-oct	370	73	297	2,62	0,51	22491
26-oct al 15-nov	312	373	-61	14,85	17,76	3085

* Calculado con diferencia de superficie de nieve total

** Calculado con diferencia de superficie de nieve húmeda

Cuadro 4.10: Área de nieve fusionada en km2 entre los meses indicados. Año 2006.

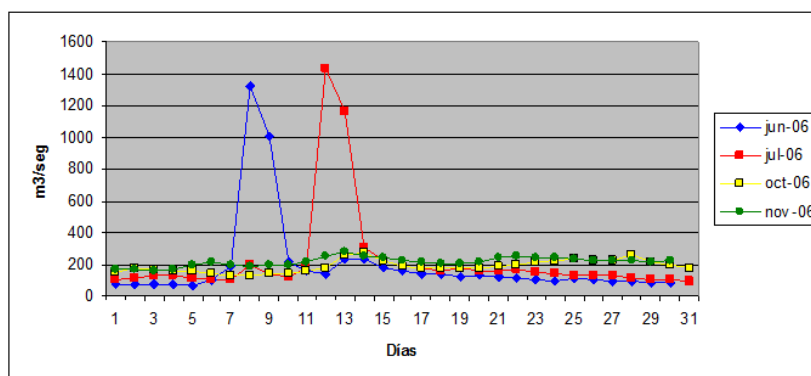


Figura 4.10: Caudal diario para los meses indicados. Año 2006, Estación Varvarco. Fuente: A.I.C (2006)

En la gráfica 4.10 se observan claramente dos picos en el caudal, uno en Junio y el siguiente en Julio, correspondiente con la crecida extraordinaria. Una conclusión preliminar respecto a estos eventos permite decir que la fusión de nieve no fue una variable detonante del pulso de crecida, ya que la superficie de nieve total fusionada en el periodo que incluye la crecida (8-Junio al 26-October) respecto al siguiente (26-October al 15-Noviembre) fue similar, y no varió en la misma proporción que los caudales. Si bien, durante los meses de Junio y Julio ocurriendo precipitaciones abundantes (figura 4.11), estas no provocaron fusión total de la nieve, aunque si lograron transformar nieve seca en húmeda, calculándose bajo el método de clasificación de

nieve propuesto en esta tesis, 790 km^2 de nieve húmeda, similar al calculado para Noviembre del año anterior.

En relación al periodo 26-Oct al 15-Nov la situación tiende a normalizarse, la fusión de nieve húmeda superó los 300 km^2 . Si se observa la gráfica 4.12 se identifica nuevamente el patrón comentado para el año 2005, respecto a una correlación entre las temperaturas y el caudal. En estos meses no se registraron precipitaciones, porque lo que se asume el aporte del caudal se debió exclusivamente al agua de fusión, como es común en esa estación del año.

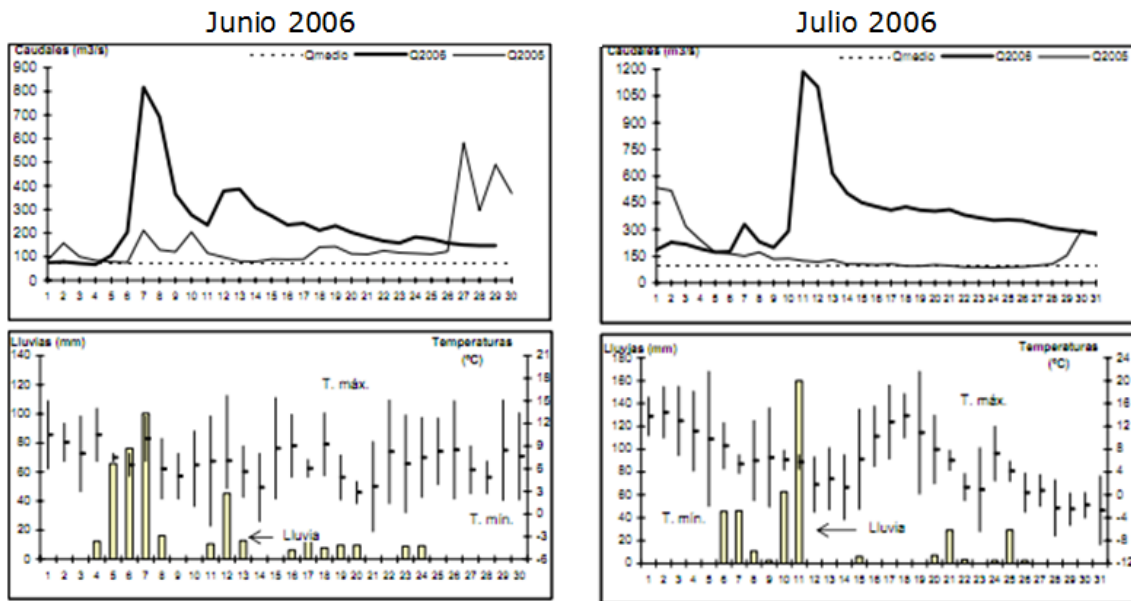


Figura 4.11: Caudal, temperaturas y precipitaciones. Año 2005. Fuente: A.I.C (2006)

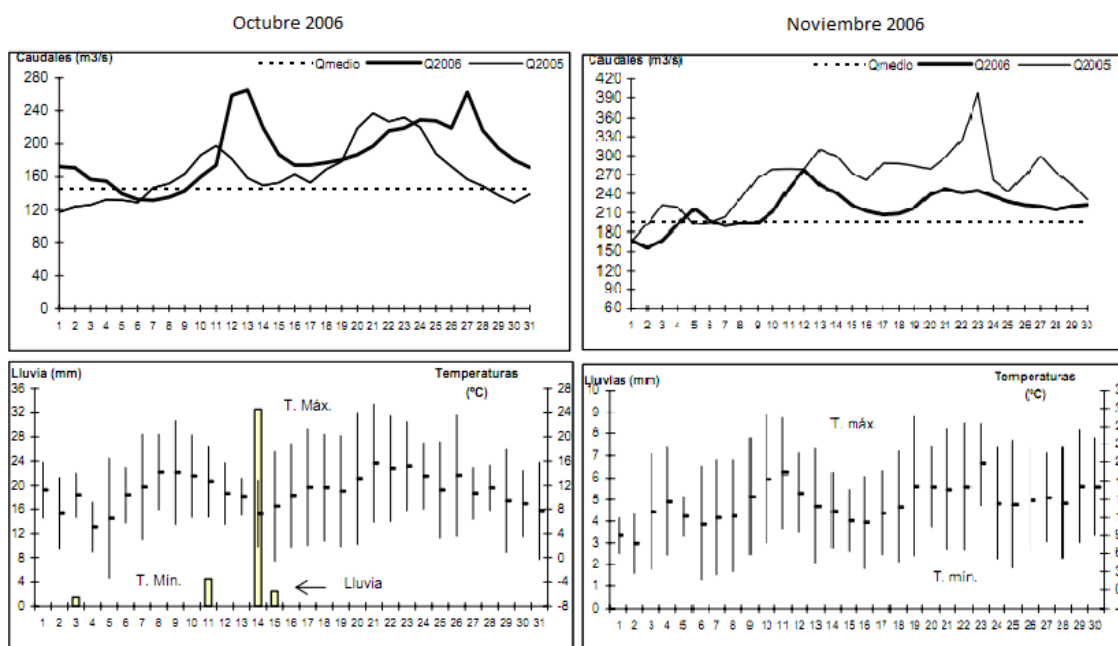


Figura 4.12: Caudal, temperaturas y precipitaciones. Año 2006. Fuente: A.I.C (2006)

Capítulo 5

Conclusiones

Las ventajas de generar un método confiable para mapeo total de nieve utilizando imágenes radar radica básicamente en la posibilidad de obtener dicho producto independientemente de las condiciones climáticas de la zona en estudio, situación que se torna importante ya que en áreas cordilleranas las condiciones de nubosidad suelen ser constantes. Asimismo, la importancia de cartografiar y estimar superficie de nieve en fusión o húmeda, permite mejorar las estimaciones de caudales de los modelos hidrológicos que tiene como entrada el área cubierta de nieve.

El método de mapeo de nieve total desarrollado por Nagler & Rott (2000) con imágenes ERS-1 y ERS-2 (banda C), aplicado también con datos ENVISAT-ASAR (banda C) por los mencionados autores así como también por Pettinato et al. (2009), es solvente y ha sido correlacionado con datos de campo. El presente trabajo se apoya en los desarrollos de los mencionados autores y aplica una mejora al algoritmo de clasificación de nieve que se ajusta mejor a las particularidades del área de estudio.

La validación de la clasificación entre nieve húmeda y seca se realizó a partir de la interpretación de variables topográficas que tengan injerencia en los procesos de fusión, sin poder corroborar con datos de campo debido a la inexistencia de los mismos. Las variables utilizadas fueron la altura, la orientación de las laderas y la pendiente.

Respecto a la primera, se reconoce una clara relación entre la altura y la humedad de la nieve, identificándose que la humedad disminuye a medida que aumenta la altura. Por lo tanto la nieve húmeda se ubica en cotas por debajo de la nieve seca. Asimismo, y en base a desarrollos teóricos y experimentales abordados por Pettinato et al. (2009) respecto a relacionar coeficiente de backscattering de la nieve con porcentaje de humedad, los autores observan que el σ_{dB}^0 disminuye a medida que aumenta el porcentaje de humedad de la nieve. En el área de estudio se observó que a medida que se asciende en altura, el σ_{dB}^0 aumenta también, y en base a lo experimentado por Pettinato et al. (2009) el porcentaje de humedad disminuye.

En relación a la pendiente y a la orientación, se identificó que la nieve localizada en las laderas con pendiente superior a 15° , en especial orientada al Norte, fusiona entre los meses de

Junio a Septiembre; mientras que los sitios con pendiente por debajo de los 15° , la fusión de la nieve se intensifica del mes de Octubre en adelante. Esta situación se explica en la relación existente entre pendiente del terreno y ángulo cenital a lo largo de las estaciones.

El perfeccionamiento en la predicciones de caudales y derrames de los ríos permite generar planificaciones de erogaciones de los embalses durante los periodos de deshielo. Actualmente el uso de modelos hidrológicos para sectores de montaña utiliza como entrada el área cubierta de nieve, de modo que la obtención de una máscara de nieve de alta precisión repercute en la calidad de los datos de salida del modelo. Asimismo, la localización espacial de la nieve húmeda permite reconocer la extensión de aquellos sectores que fusionarán primero ante un aumento de temperatura, incorporando dicho dato al modelo de simulación.

Los mapas de clasificación de nieve húmeda y seca realizados para el año 2005 muestran cierta relación entre nieve de fusión y caudales, aunque dichas conclusiones deben ser corroboradas con simulaciones en modelos. Los eventos ocurridos en Julio de 2006 mostraron la gran capacidad de la cuenca del Neuquén como colectora de aguas, y el riesgo a las que están sometidas las poblaciones aguas abajo. Las causas que explican el evento son numerosas y complejas, pero se asume que el abordaje al estudio de la crecida es la suma de procesos que se van gestando desde el año 2005 y repercuten en el comportamiento hidrológico del año siguiente.

Nuevas metodologías (Malnes & Guneriusen, 2002) de mapeo de área cubierta de nieve con imágenes SAR incorporan la clasificación subpixel, en la cual se asume que cada pixel consiste en una mezcla de nieve húmeda, nieve seca y suelo desnudo. En este caso se utiliza un umbral “suave” en el que se plantean valores de transición entre cada tipo de cobertura. Asimismo, metodologías más innovadoras incorporan la utilización conjunta de datos en banda L y C para cartografiar nieve seca basados en modelos electromagnéticos de dispersión y ecuación de transferencia radiativa (Martini et al., 2006).

Capítulo 6

Anexo

6.1. Cartografía

Cartografía generada de nieve húmeda y seca para los meses indicados en los años 2005 y 2006.

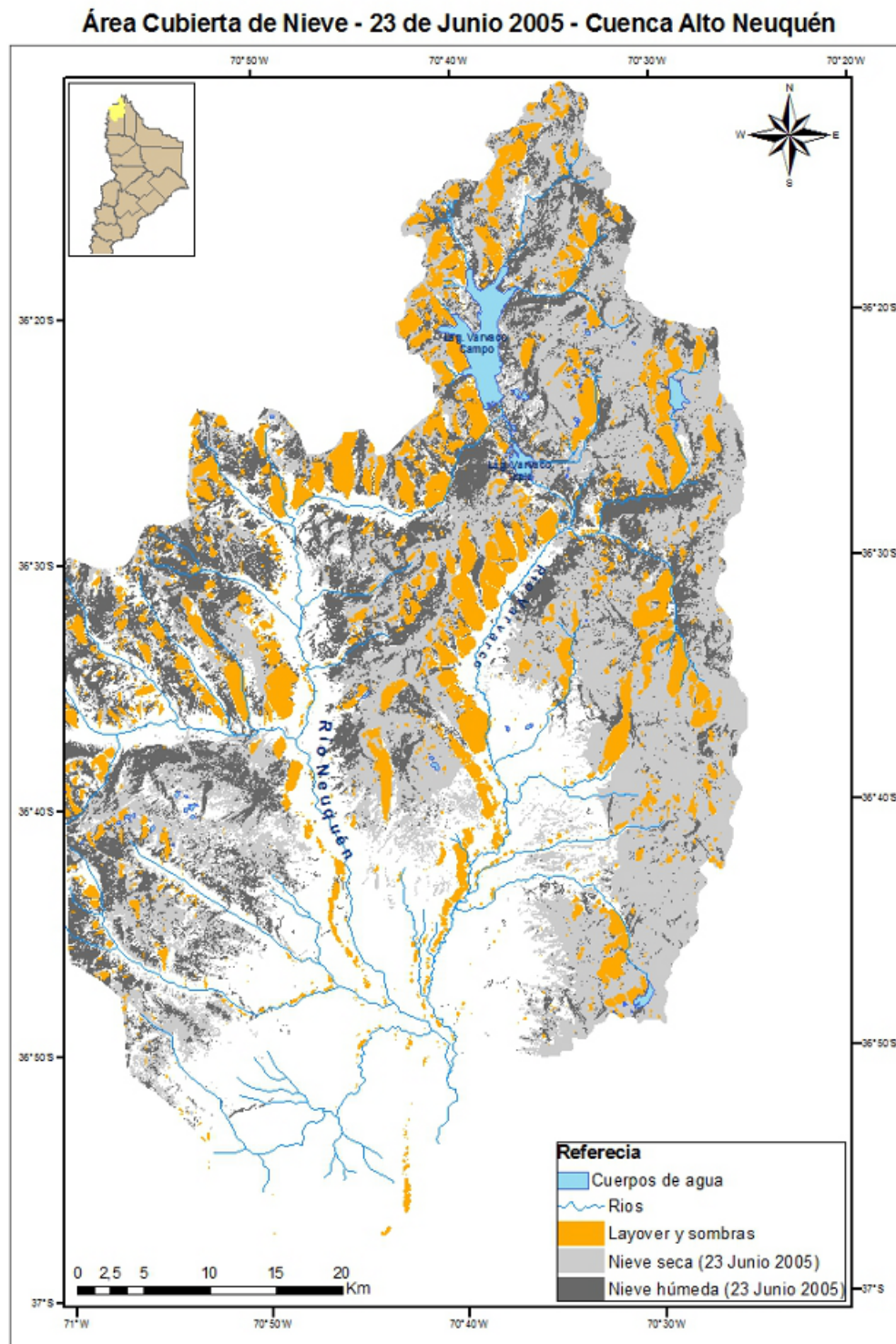
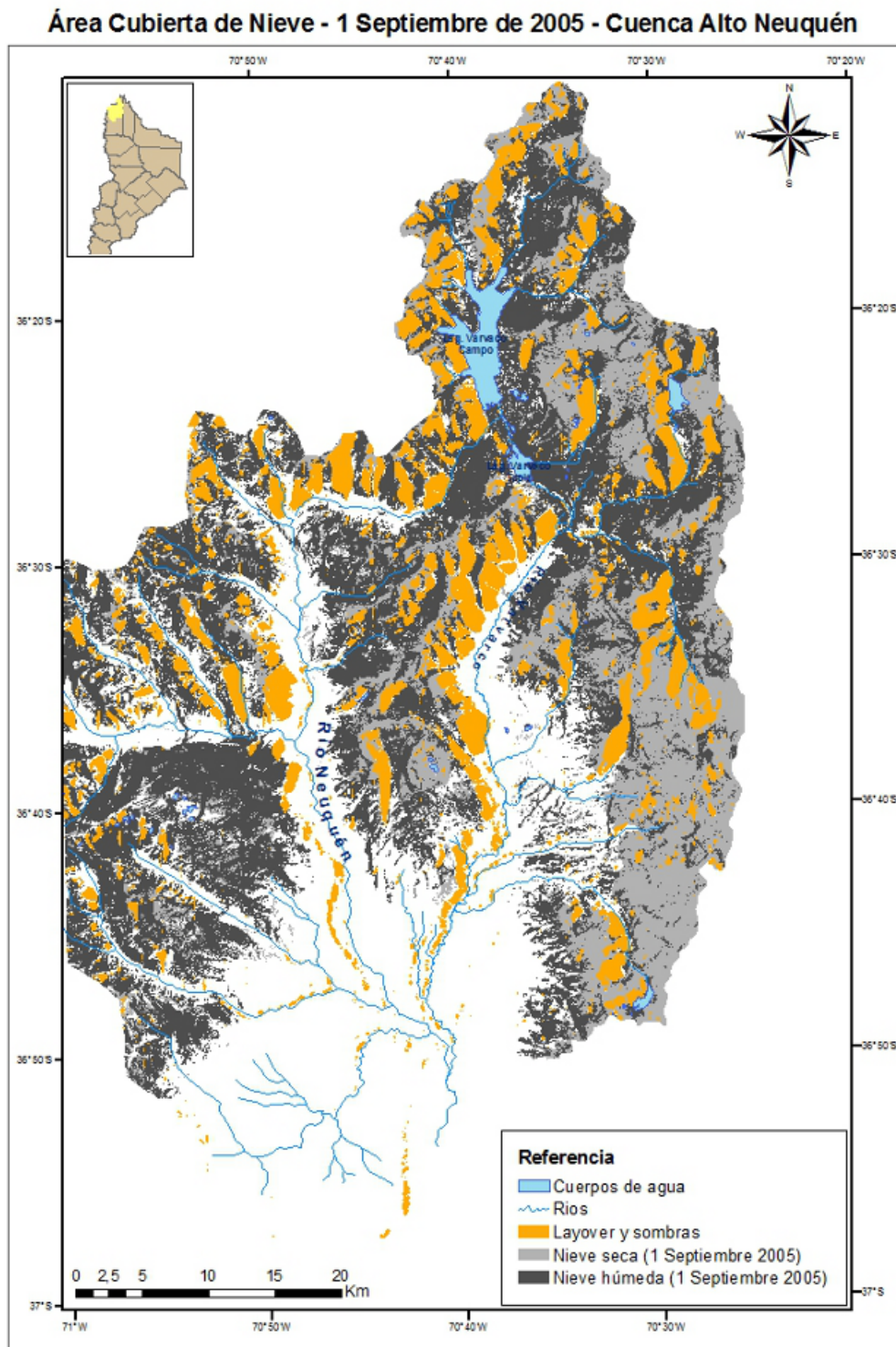
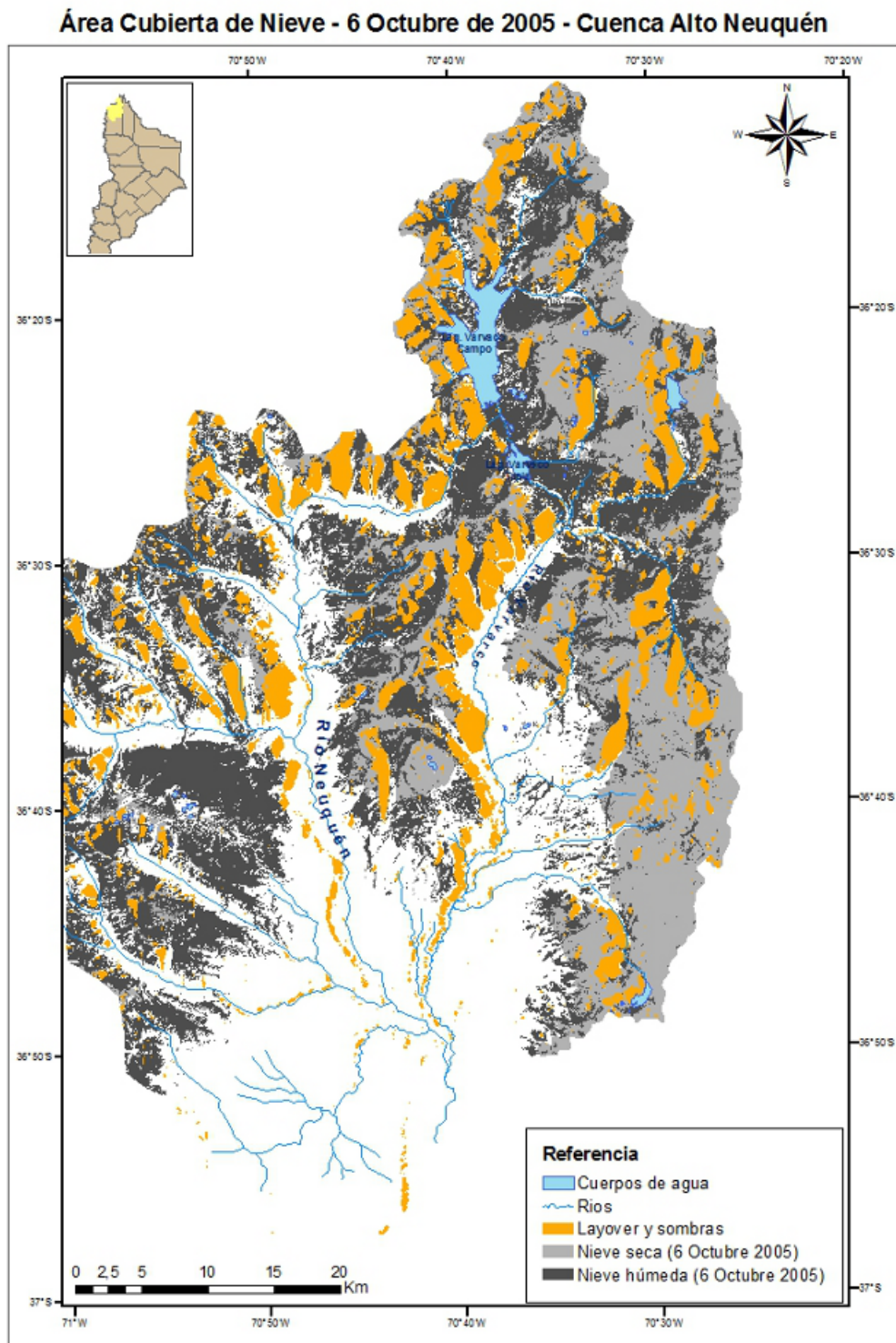


Figura 6.1: Mapas clasificación de nieve. 23 Junio de 2005.



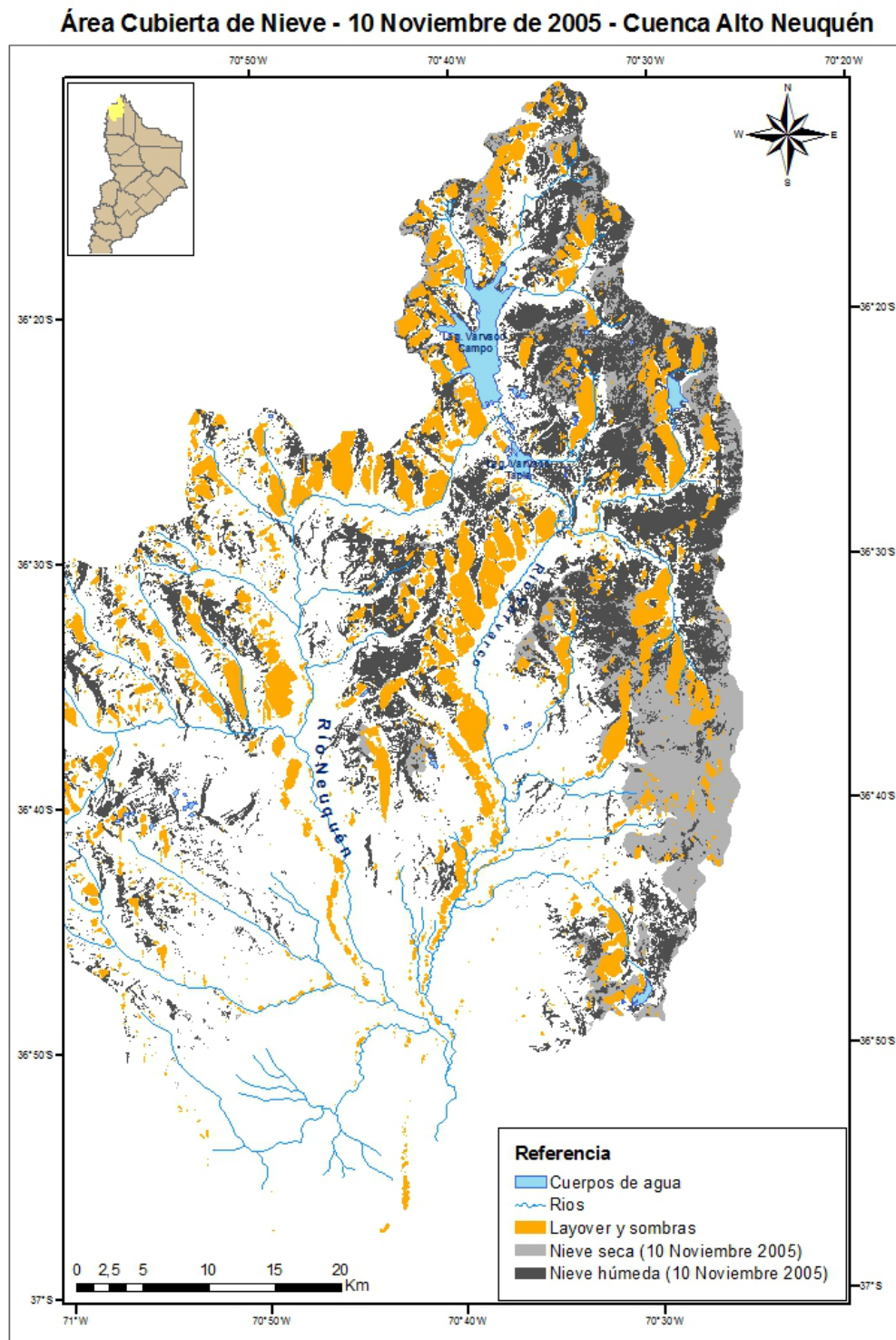
Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

Figura 6.2: Mapas clasificación de nieve. 1 Septiembre de 2005.



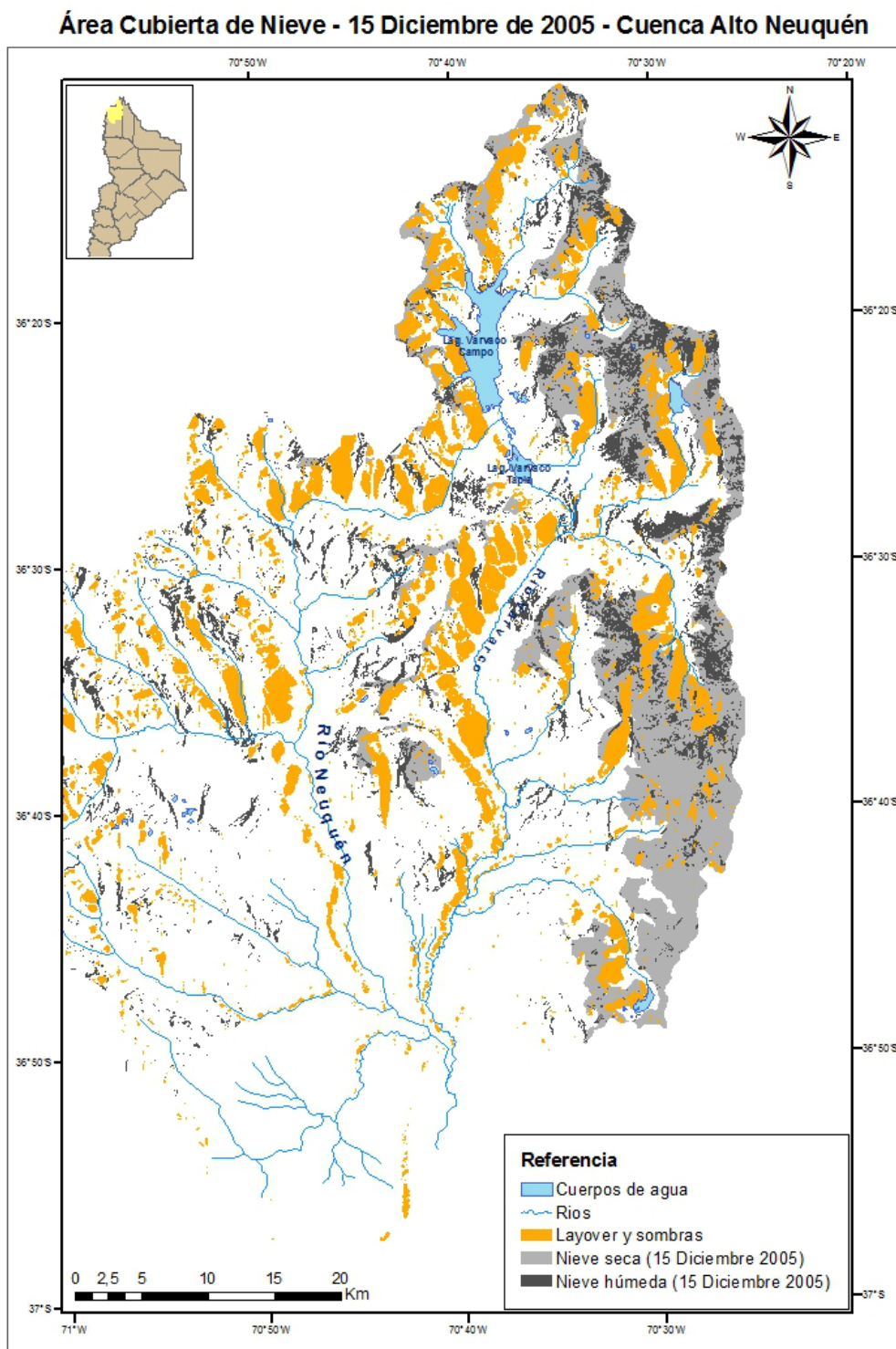
Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

Figura 6.3: Mapas clasificación de nieve. 6 Octubre de 2005.



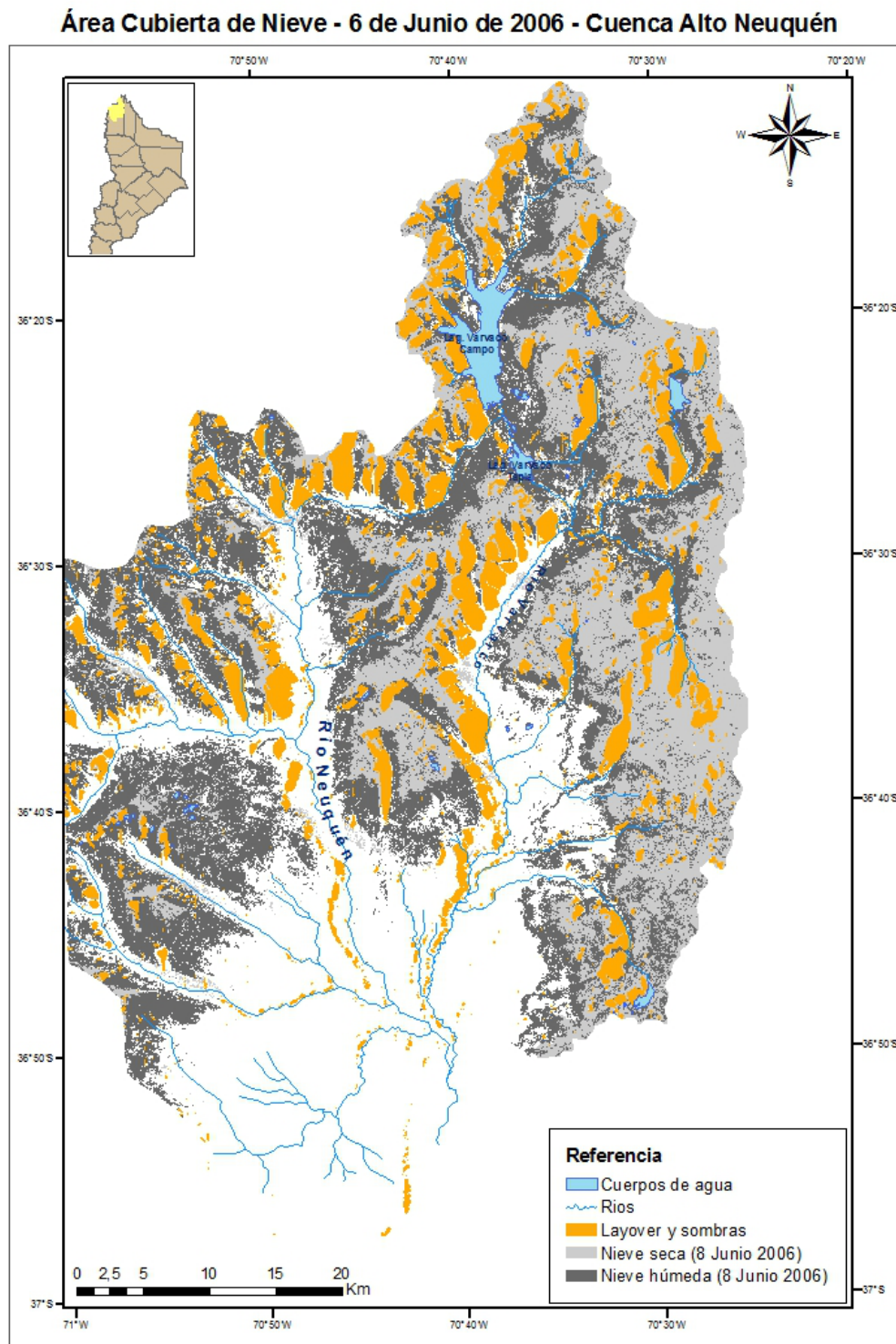
Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

Figura 6.4: Mapas clasificación de nieve. 10 Noviembre de 2005.



Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

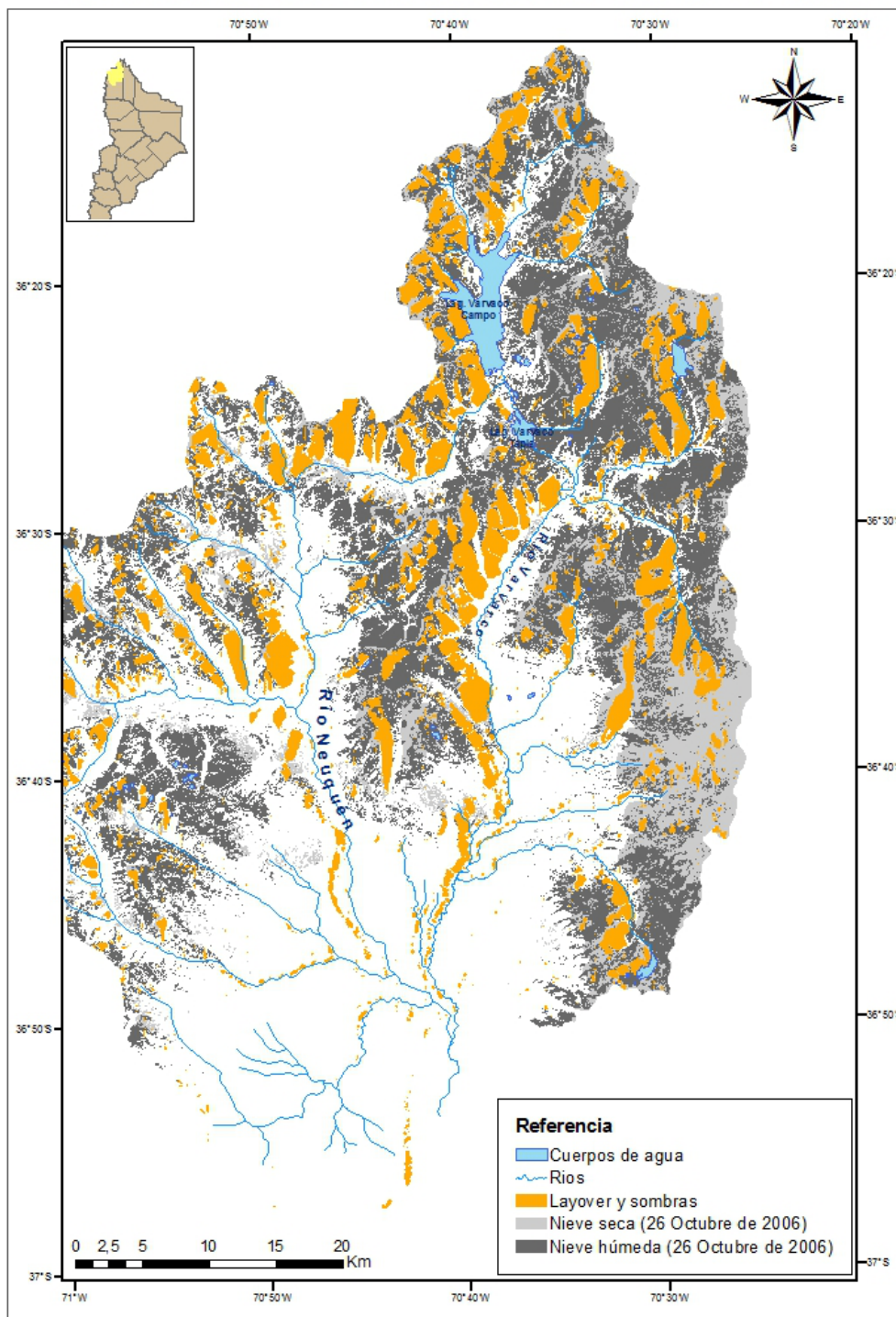
Figura 6.5: Mapas clasificación de nieve. 15 Diciembre de 2005.



Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

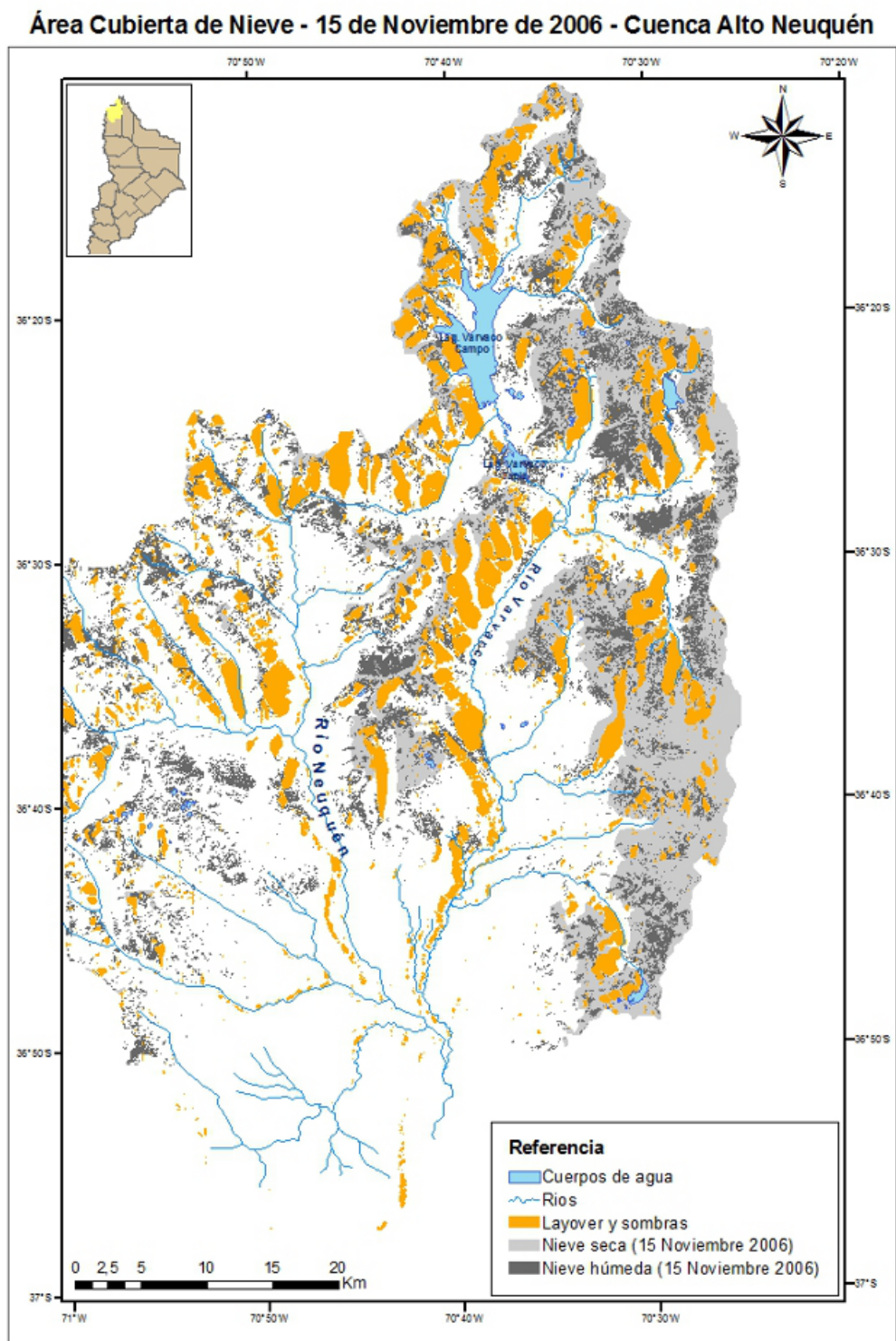
Figura 6.6: Mapas clasificación de nieve. 6 Junio de 2006.

Área Cubierta de Nieve - 26 de Octubre de 2006 - Cuenca Alto Neuquén



Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

Figura 6.7: Mapas clasificación de nieve. 26 Octubre de 2006.



Elaborado por: Lic. Ana Paula Salcedo

Figura 6.8: Mapas clasificación de nieve. 15 Noviembre de 2006.

6.2. Pseudo-codigos

Pseudo-códigos implementados.

Altura vs. dB

```

minh=1000
maxh=5000
mindB=-23
maxdB=30
dh=500      ;variable
ddB=5       ;variable
nlevelsh=(maxh-minh)/dh
nlevelsdB=(maxdB-mindB)/ddB
levelsh=(indgen(nlevelsh+1)*dh)+minh
levelsdB=(indgen(nlevelsdB+1)*ddB)+mindB
contaje=lonarr(nlevelsh,nlevelsdB)

for i=0,2067 do begin
  for j=0,3157 do begin

    for k=0,nlevelsh-1 do begin
      for l=0,nlevelsdB-1 do begin
if((dato(i,j,0) ge levelsh(k)) and (dato(i,j,0) lt levelsh(k+1)) and (dato(i,j,1) ge
levelsdB(l)) and (dato(i,j,1) lt levelsdB(l+1))) then contaje(k,l)=contaje(k,l)+1
      if contaje(k,l) lt 0 then stop
      endfor
    endfor
  endfor
endfor
end
end

```

Altura vs. pendiente

```

minh=1000
maxh=5000
minpend=1
maxpend=90
dh=500      ;variable
dpend=5     ;variable
nlevelsh=(maxh-minh)/dh
nlevelspend=(maxpend-minpend)/dpend
levelsh=(indgen(nlevelsh+1)*dh)+minh
levelspend=(indgen(nlevelspend+1)*dpend)+minpend
contaje=lonarr(nlevelsh,nlevelspend)

for i=0,2067 do begin
  for j=0,3157 do begin

    for k=0,nlevelsh-1 do begin
      for l=0,nlevelspend-1 do begin
if((dato(i,j,0) ge levelsh(k)) and (dato(i,j,0) lt levelsh(k+1)) and (dato(i,j,1) ge
levelspend(l)) and (dato(i,j,1) lt levelspend(l+1))) then contaje(k,l)=contaje(k,l)+1
      if contaje(k,l) lt 0 then stop
      endfor
    endfor
  endfor
endfor
end
end

```

Figura 6.9: Pseudo-código para construir histogramas 2D.

Pseudo-código para integrar curva de caudales diarios

```

directorio="Ruta de ubicacion de archivo txt"
file='archivo con mediciones diarias de caudales.txt'

OPENR, Unit, directorio+file, /GET_LUN
n=numero de d*as
T=fltarr(n)
Q=fltarr(n)

for i=0,n-1 do begin
  readf, Unit,a1,a2
  T(i)=a1
  Q(i)=a2
endfor

volumen = INT_TABULATED(T,Q)

end

```

Pseudo-código para calcular nieve húmeda fusionada entre una fecha y la siguiente

```

wet1=a
wet2=b

dim=size(wet1,/dimensions)
col=dim[0]
row=dim[1]

fusionada=fltarr(col,row)

for i=0,col-1 do begin
  for j=0, row-1 do begin
    if a(i,j) eq 1 and b(i,j) eq 0 then begin
      wet2(i,j)=2
    endif
  endfor
endfor

end

```

Figura 6.10: Pseudo-códigos para estimación mensual de volumen de agua erogado y cálculo de pixeles que fusionaron entre un periodo y el siguiente

Bibliografía

- A.I.C (2005). Informes hidrometeorológicos. junio 2005, septiembre 2005, octubre 2005, noviembre 2005, diciembre 2005. *Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas. Cipolletti. Argentina.*
- A.I.C (2006). Informes hidrometeorológicos. junio 2006, julio 2006, agosto 2006, septiembre 2006, octubre 2006, noviembre 2006. *Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas. Cipolletti. Argentina.*
- A.I.C (2011). Datos de estación hidrológica varvarco. *Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas. Cipolletti. Argentina.*
- ANENA (2011). Manual nieve y avalanchas. *Association Nationale pour l'Etude de la Neige et des Avalanches. Francia.*
- Bustos, O., Frery, A., Lanfri, M., & Scavuzzo, M. (2004). Técnicas estadísticas en teledetección espacial. *16° SINAPE - 26 a 30/07/04. ABE - Asociación brasilera de Estadística. San Pablo. Brasil.*
- Caves, R., Turpin, O., Nagler, T., & Mille, D. (1998). The role of earth observation in snowmelt runoff monitoring from high latitude basins: S a r aspects. *IEEE. p. 1858 - 1860.*
- Chiozza, E. & Figueira, R. (1981). Atlas total de la república argentina. *Centro Editor de América Latina. Buenos Aires.*
- Chuvieco, E. (2006). Teledetección ambiental. la observación de la tierra desde el espacio. *Ed. Ariel Ciencia. Barcelona.*
- COMET-Program (2010). Procesos de fusión. *University Corporation of Atmospheric Research.*
- Curlander, J. & McDonough, R. (1991). Synthetic aperture radar. systems & signal processing. *John Wiley & Sons, Inc.*
- Del Valle, H., Bertani, & L. Peña, O. (1997). Aplicaciones de imágenes landsat tm en estudio de rehabilitación de áreas disturbadas por la actividad petrolera en el norte de la patagonia, argentina. *Cenpat. Conicet. Universidad Nacional del Comahue.*

- Emre Tekeli, A., Akyurek, Z., Arda Sorman, A., Sensoy, A., & Unal Sorman, A. (2005). Using modis snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the eastern part of turkey. *Elsevier. Remote Sensing of Environment 97 (2005) 216 - 230.*
- Fernandez Diez, P. (1992). Procesos termosolares en bajas, medias y altas temperaturas. *Departamento de Ingenieria eléctrica y energética. Universidad de Cantabria. Servicio de Publicaciones de la Escuela T. Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos.*
- Ferrari Bono, B. (1997). Uso social del agua, ciencia y planificación para el desarrollo sostenible en la planificación y el manejo de cuencas hidrográficas. *Formación Superior para un manejo eficiente de los recursos. Libros del LIPAT Serie Manejo de Cuencas. U.N.C, Argentina.*
- Fily, M., Dedieu, J., & Surdyk, S. (1995). A sar image study of a snow-covered area in the french alps. *Remote Sens. ENVIRON. 51:253-262. Elsevier Science Inc.*
- Gareth Rees, W. (2006). Remote sensing of snow and ice. *Ed. Taylor & Francis Group. Boca Raton, Florida. USA.*
- Gonzalez Hidalgo, J. & Raventos Bonvehi, J. (1991). Efecto de la exposición de laderas y pendiente en la evaluación de la demanda atmosférica potencial. un ejemplo de cálculo en el semiárido aragonés (la violada, huesca). *XVI General Assembly of European GEophysical Union. Alemania.*
- Hallikainen, M., Ulaby, F., & Abdelrazik, M. (1986). Dielectric properties of snow in the 3 to 37 ghz range. *IEEE Trans. Antennas Propagat. vol. 34, no. 11.*
- Kari, L. (2009). Remote sensing of snow-cover for the boreal forest zone using microwave radar. *Dissertation for the degree of Doctor of Science in Technology. University of Helsinki.*
- Laur, H., Bally, P., Meadows, P., Sanchez, J., Schaettler, B., Lopinto, E., & Esteban, D. (2004). Ers sar calibration. derivation of the backscattering coeficiente in esa ers sar pri products. *Issue 2, Rev. 5f.*
- Lira, J. (2002). Sistema radar de imágenes. *Monografía del Instituto de Geofísica. 5. UNAM. México, D.F.*
- Malnes, E. & Guneriussen, T. (2002). Mapping of snow covered area with radarsat in norway. *IGARSS.*
- Martini, A., Ferro-Famil, L., & Pottier, E. (2006). Snow extent discrimination in alpine areas from polarimetric and multi-frequency sar data. *EARSel eProceedings 5.*

- Nadir Arslan, A., Koskinen, J., Praks, J., Alasalmi, H., Kruopis, N., & Hallikainen, M. (1998). Retrieving snow water equivalent on c and l band. sar data for dry snow. *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. IGARSS '98. IEEE International*.
- Nagler, T. & Rott, H. (2000). Retrieval of wet snow by means of multitemporal sar data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol.38, 754-765*.
- Nagler, T. & Rott, H. (2004). Snow classification algorithm for envisat asar. *Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria 6-10 September 2004 (ESA SP-572)*.
- Nieto Yáñez, A. & Ramírez Saldívar, A. (2000). Técnicas para reducir el speckle en imágenes sar. *CIECE*.
- Pettinato, S., Poggi, P., Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P., & Crepaz, A. (2004). Mapping snow cover in alpine areas with envisat/sar images. *Envisat and ERS. Symposium, September 6-10. Proceeding ESA ISBN 92-9092-883-2 Salzburg, Austria*.
- Pettinato, S., Santi, E., Brogioni, M., Paloscia, S., & Pampaloni, P. (2009). An operational algorithm for snow cover mapping in hydrological applications. *Geoscience and Remote Sensing Symposium. IEEE International. IGARSS. Volume 4*.
- Rott, H., Heidinger, M., Nagler, T., Cline, D., & Yueh, S. (2009). Retrieval of snow parameters from ku-band and x-band radar backscatter measurements. *IGARSS 2009. IEEE*.
- Salcedo, A. & Solorza, R. (2008). Tesis de grado: Estudio de la degradación de tierras mediante análisis fisiográfico y aplicación de técnicas de teledetección. cuenca media e inferior del río guañacos. departamento minas, provincia del neuquén. *Universidad Nacional del Comahue. Neuquén Argentina*.
- Sandven, S. & Johannessen, O. (2005). Sea ice monitoring by remote sensing. *Chapter 8 (pp 241 - 283), in Remote Sensing of the Marine Environment (ed. J. Gower). Manual of Remote Sensing, Third Edition, Volume 6, Publish by American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. Maryland . USA*.
- Shi, J. & Dozier, J. (1995). Inferring snow wetness using c-band data from sir-c's polarimetric synthetic aperture radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*
- Shi, J. & Dozier, J. (2000). Estimation of snow water equivalence using sir-c/x-sar. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on Volume: 38 , Issue: 6*.
- Solorza, R. (2011). Snow cover monitoring using sar and optical satellite images in the north patagonian andes of argentina. *EURAC (Institute for Applied Remote Sensing). Trabajo sin publicar*.

- www.earth.esa.int (2011). European space agency. *Pagina web visitada en Junio de 2011.*
- www.fundagua.org (2011). Fundagua. *Pagina web visitada en Junio de 2011.*
- www.gdem.aster.ersdac.or.jp (2011). Aster gdem. *Pagina web visitada en Junio de 2011.*
- www.mynasadata.larc.nasa.gov/data.html (2011). Surface radiation budget project. my nasa data site. *Pagina web visitada en Junio de 2011.*
- www.or.nrcs.usda.gov (2011). Natural resources conservation service. *Pagina web visitada en Junio de 2011.*
- www.wikipedia.org (2011). Enciclopedia virtual libre wikipedia. *Pagina web visitada en Junio de 2011.*