



GOBIERNO DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS

ANÁLISIS DE LA RED NIVAL NECESARIA PARA CUANTIFICAR LOS RECURSOS HÍDRICOS

INFORME FINAL

REALIZADO POR:

UNIVERSIDAD DE CHILE

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

DIVISIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS Y MEDIO AMBIENTE

S.I.T. N° 309

SANTIAGO, DICIEMBRE 2012

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas

Abogado Sra. Loreto Silva R.

Director General de Aguas

Abogado Sr. Francisco Echeverría E.

Jefe División de Hidrología

Ingeniero Civil Sr. Javier Narbona N.

Inspector Fiscal

Ingeniero Civil Sr. Brahim Nazarala G.

UNIVERSIDAD DE CHILE:

Jefe de Proyecto

Ingeniero Civil PhD. James McPhee T.

Profesionales:

Ingeniero Civil MSc. Edward Cornwell V.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1.	Introducción.....	9
1.1	Introducción general.....	9
1.2	Objetivos del estudio.....	10
1.3	Alcances del estudio.....	10
1.4	Estructura del informe.....	11
2.	Metodología.....	12
2.1	Metodología del muestreo nival en terreno.....	12
2.1.1	Espesor del manto nival.....	12
2.1.2	Parámetros característicos del manto nival.....	13
2.1.3	Estimación del equivalente en agua de nieve mediante observaciones en terreno.....	13
2.1.4	Representatividad local de las estaciones nivométricas.....	14
2.1.5	Análisis de la disposición espacial del equivalente en agua de nieve a escala de ladera.....	15
2.2	Metodología de la modelación del equivalente en agua de nieve.....	16
2.2.1	Balance de masa – energía.....	16
2.2.2	Método tipo grado día simple y restringido.....	18
2.2.2	Modelo utilizado en este estudio.....	19
2.2.4	Post - procesamiento de las imágenes satelitales MODIS.....	20
2.3	Metodología relacionada con la proposición de una red de monitoreo del manto nival.....	20
3.	Zona y periodo de estudio.....	22
3.1	Cuencas en estudio.....	22
3.2	Caracterización hidrológica de las cuencas en estudio.....	26
3.3	Caracterización fisiográfica de las cuencas seleccionadas.....	26
3.4	Periodo de estudio.....	27
4.	Resultados de las campañas de terreno.....	32
4.1	Diseño de las campañas de terreno.....	32
4.2	Perfiles de densidad y temperatura del manto nival.....	34
4.3	Estimación del equivalente en agua de nieve máximo.....	34
4.4	Evaluación de la representatividad a nivel local de las estaciones nivométricas estudiadas.....	37
4.5	Relaciones entre el equivalente en agua de nieve estimado y la fisiografía de las cuencas piloto.....	41

5.	Resultados de la reconstrucción del equivalente en agua de nieve.....	46
5.1	Reconstrucción del equivalente en agua de nieve – evaluación de las metodologías propuestas.....	46
5.2	Validación de la reconstrucción del equivalente en agua de nieve en base a las mediciones en terreno.....	53
5.3	Capacidad predictiva de la reconstrucción del equivalente en agua de nieve propuesta.....	55
6.	Proposición de red de monitoreo nival.....	60
6.1	Propuesta tras la reconstrucción del equivalente en agua de nieve.....	60
6.2	Especificaciones técnicas en cuanto al instrumental de medición, criterios de instalación y frecuencia de muestreo.....	62
7.	Conclusiones.....	65
8.	Referencias.....	67
9.	Anexos.....	69
9.1	Anexos A.....	69
9.2	Anexos B.....	71
9.3	Anexos C.....	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa general de la ubicación de las cuencas en estudio y las estaciones nivométricas y fluviométricas utilizadas.....	24
Figura 2. Fotografías de las campañas de terreno realizadas en el año 2012. Cuencas Cerro Vega Negra, Juncal y Estero Morales.....	25
Figura 3. Serie de caudales normalizados y equivalente en agua de nieve (Grande en las Ramadas, Aconcagua en Chacabuquito y Maipo en el Manzano).....	26
Figura 4a. Fisiografía de las cuencas en estudio (reconstrucción del equivalente en agua de nieve) – Grande en las Ramadas (RAM), Aconcagua en Chacabuquito (CHA) y Maipo en el Manzano (MMZ).....	28
Figura 4b. Fisiografía y muestreo en cuenca piloto Cerro Vega Negra.....	29
Figura 4c. Fisiografía y muestreo en cuenca piloto Juncal.....	30
Figura 4d. Fisiografía y muestreo en cuenca piloto Estero Morales.....	31
Figura 7. Análisis de la representatividad de las estaciones nivométricas Cerro Vega Negra DCP y Portillo DCP.....	38
Figura 8. Variogramas experimentales para estaciones nivométricas Cerro Vega Negra DCP y Portillo DCP en función del muestreo local.....	40
Figura 9. Equivalente en agua de nieve agregado por laderas vs. fisiografía. Comparación entre cuencas piloto.....	41
Figura 10a. Equivalente en agua de nieve - muestreo puntual en Cerro Vega Negra. Comparación vs. elevación parametrizado en orientación - pendiente y MUS.....	43
Figura 10b. Equivalente en agua de nieve - muestreo puntual en Juncal. Comparación vs. elevación parametrizado en orientación - pendiente y MUS.....	44
Figura 10c. Equivalente en agua de nieve - muestreo puntual en Estero Morales. Comparación vs. elevación parametrizado en orientación - pendiente y MUS.....	45

Figura 11. Evolución interanual de los valores promedio espaciales anuales del albedo nival (MODIS), área de cobertura nival fraccional (MODIS), radiación solar incidente inclinada real, temperatura del aire media diaria y el volumen total de deshielo para cada año modelado entre el 15/8 y el 15/12.....	47
Figura 12a. FSCA, SWE y caudal de deshielo observado (2001 - 2010) - RAM.....	49
Figura 12b. FSCA, SWE y caudal de deshielo observado (2001 - 2010) - CHA.....	50
Figura 12c. FSCA, SWE y caudal de deshielo observado (2001 - 2010) - MMZ.....	51
Figura 13. Equivalente en agua de nieve (SWE) reconstruido para las cuencas en estudio (se presentan 3 ejemplos diarios para tres años distintos).....	52
Figura 14. Evolución interanual del coeficiente φ (equivalente en agua de nieve promedio espacial reconstruido normalizado por su contraparte observada en cada estación nivométrica respectiva).....	54
Figura 15a. Predicción del volumen de deshielo total - RAM.....	57
Figura 15b. Predicción del volumen de deshielo total - CHA.....	58
Figura 15c. Predicción del volumen de deshielo total - MMZ.....	59
Figura 16. ARs promedio (del 15/8 al 1/11) - periodo con área de cobertura nival significativa en las tres cuencas en estudio (escala propuesta).....	61
Figura 17. Diseño preliminar de una estación nivométrica tipo avanzada.....	63
Figura A1. Perfiles de densidad de la nieve (Cerro Vega Negra).....	74
Figura A2. Perfiles de densidad de la nieve (Juncal).....	75
Figura A3. Perfiles de densidad de la nieve (Estero Morales).....	76

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Principales características de las cuencas en estudio.....	23
Tabla 2. Características fisiográficas de las cuencas en estudio.....	27
Tabla 3. Cronograma de las campañas de terreno – medición del equivalente en agua de nieve máximo para cada cuenca piloto.....	27
Tabla 4. Resumen de las zonas de muestreo en cada cuenca y sus principales características fisiográficas.....	33
Tabla 5. Estadística asociada a las calicatas realizadas.....	34
Tabla 6. Estadística asociada a las calicatas realizada.....	35
Tabla 7. Rango total (heterogeneidad) del muestreo realizado en cada cuenca piloto.....	37
Tabla 8. Estadística asociada al análisis de la representatividad local de las estaciones nivométricas estudiadas.....	37
Tabla 9. Validación de la reconstrucción del SWE propuesta para las cuencas en estudio (solo en las cuencas piloto en estudio).....	55
Tabla 10. Estadísticos - coeficiente de determinación (R^2) y error cuadrático medio ($RMSE$) para los ajuste entre el volumen total de deshielo para el periodo 15/8 - 15/12 y los predictores (1) FSCA máx. MODIS, (2) SWE máximo observado en cada estación nivométrica asociada y (3) SWE máximo promedio espacial reconstruido.....	56
Tabla 11. Especificación de instrumental nivométrico.....	62
Tabla A1: Estaciones meteorológicas utilizadas para la reconstrucción de la tasa de lapso en cada cuenca en estudio.....	69
Tabla A2: Estaciones meteorológicas utilizadas para la reconstrucción de la tasa de lapso en cada cuenca en estudio.....	71

RESUMEN

La disponibilidad de agua en la zona central de Chile está directamente relacionada con el volumen total de agua contenido en el manto nival (equivalente en agua de nieve) observado como escorrentía en los valles transversales durante la temporada de deshielo. Por ende, la modelación del equivalente en agua de nieve es de vital importancia para una correcta cuantificación y administración del recurso agua en Chile central.

La modelación del equivalente en agua de nieve supone diversos desafíos. El primero de estos recae en el levantamiento de información meteorológica, fluviométrica y nivométrica. La calidad de la información nivométrica dependerá principalmente de la correcta selección de las variables a muestrear, las locaciones de muestreo, los dispositivos e instalaciones adecuadas, frecuencia y metodologías de muestreo.

El presente estudio comprende el análisis de la condición actual de algunos puntos de la red nivométrica actual (año 2012) de la DGA y del estado del manto nival de tres cuencas - Grande en las Ramadas, Aconcagua en Chacabucito y Maipo en el Manzano - con el fin de evaluar la representatividad de estaciones nivométricas existentes y determinar áreas de representatividad para futuras mediciones del equivalente en agua de nieve respecto a cada cuenca en estudio.

Los resultados observados muestran que las estaciones nivométricas analizadas tienden a sobreestimar el equivalente en agua de nieve observados en sus alrededores, existiendo a escala de ladera un comportamiento proporcional con la elevación, al menos, en el rango de muestreo aplicado de manera particular en cada cuenca. Además se observa que las estaciones nivométricas analizadas requieren mantenciones técnicas y la incorporación de nuevo instrumental nivométrico acorde a las tecnologías existentes en la actualidad que son usadas en otros países. En cuanto a la reconstrucción (modelación) del equivalente en agua de nieve (SWE por su sigla en inglés) a nivel de cuenca es posible advertir que los resultados encontrados son acordes a lo esperado pudiendo ser validados a futuro al incorporar información satelital y meteorológica para el año 2012. La definición de áreas representativas para la medición en terreno del equivalente en agua de nieve propone zonas en donde, teóricamente, el equivalente muestreado será similar al equivalente en agua de nieve promedio espacial observado en cada cuenca en estudio, permitiendo conocer el comportamiento promedio de una gran extensión de terreno con mediciones agregadas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción general.

La estimación del volumen total almacenado en el manto nival es de vital importancia para evaluar la disponibilidad del recurso hídrico en cuencas de alta montaña y en regiones que dependen, para efectos del desarrollo de distintos sectores industriales, del volumen de agua asociado al régimen nival de alta cordillera como es el caso de las cuencas altas de Chile central. El conocimiento de este volumen máximo de nieve acumulada al inicio de la temporada de deshielo permite inicializar modelos de derretimiento, validar dichos modelos, pronosticar volúmenes totales asociados al derretimiento en cuencas nivales, entender el comportamiento interanual de la acumulación máxima a nivel local y regional y a su vez, entender a nivel espacio – temporal el agotamiento espacial del equivalente en agua de nieve, comparando dicha evolución con la fisiografía local de las zonas de interés. No obstante, la realización de estos cálculos requiere de información en terreno de calidad que incorpore variables nivométricas, meteorológicas y que sea representativa del proceso observado y del entorno local, tarea no exenta de complejidad en cuanto al diseño de estas redes y al mantenimiento de cada estación en zonas de clima de alta montaña.

El presente estudio se enfoca en la caracterización y modelación del proceso derretimiento, abarcando (1) actividades en terreno asociadas a la estimación del volumen máximo de equivalente en agua de nieve en cuencas piloto (experimentales), estudiando la relación entre el equivalente en agua de nieve estimado y la fisiografía a nivel local y regional (RHMA, 2008) y (2) la reconstrucción (a escala de cuenca) de esta variable de estado mediante modelos de base física (Moloch y Bales, 2005; Moloch y Bales, 2006; Hock, 2005; Pellicciotti et al., 2008; Marks y Dozier, 1992; Marks et al., 1992) y semi – empírica (Przeczek et al., 2009; Ohmura, 2000; Hock, 2003; Hock, 1999; Brubaker et al., 1996, Pellicciotti et al., 2005), modelaciones que serán validadas con las observaciones realizadas en terreno. Con estos resultados y, mediante la observación en terreno de las condiciones actuales de la red nivométrica y climatológicas en zonas altas de la cordillera de los Andes de Chile central, es posible evaluar nuevas locaciones para estaciones nivométricas (Moloch y Bales, 2005; Liator, 2002; Blöchl, 1999) y la implementación de nuevos instrumentos de medición.

Este estudio pretende generar un conjunto de información en terreno útil para modelación en hidrología de nieves, así como el análisis de modelos simples de derretimiento. Tras la experiencia observada, se pretende justificar mejoras en la red nivométrica actual en cuanto a ubicación, instrumental de medición, criterios de instalación y frecuencia de medición para incrementar la calidad de los modelos predictivos del volumen de deshielo incremental y total a futuro.

1.2. Objetivos del estudio.

El objetivo general de este estudio consiste en la realización de una propuesta de mejoramiento de la red nivométrica actual para las cuencas en estudio basada en una metodología que (1) evalúe la representatividad actual de las estaciones nivométricas existentes en las cuencas en estudio y (2) que defina áreas representativas para la medición en terreno del equivalente en agua de nieve por medio del análisis del equivalente en agua de nieve modelado. Los objetivos específicos comprenden:

- Caracterizar los principales parámetros del manto nival a nivel local y estimar el equivalente en agua de nieve máximo a nivel distribuido, ambos por medio de observaciones realizadas en terreno en las cuencas piloto en estudio.
- Evaluar la representatividad del equivalente en agua de nieve máximo registrado en las estaciones nivométricas ubicadas dentro o cerca de las cuencas piloto en estudio respecto al equivalente en agua de nieve observado y/o estimado en torno a cada estación nivométrica.
- Reconstruir el equivalente en agua de nieve para las cuencas en estudio mediante metodologías que consideren complementariamente (1) un balance de masa – energía (BME) y (2) métodos semi – empíricos basados en el enfoque grado día simple (DD) y restringido (RDD). Este objetivo se complementa con la validación respecto al muestreo realizado en terreno en las cuencas piloto en estudio.
- Proponer un mejoramiento integral de la red nivométrica para las cuencas en estudio evaluando la condición actual y cambios en cuanto a nuevas ubicaciones y nuevo instrumental de medición y criterios de instalación, mejoras que serán estipuladas a modo de un criterio estandarizado. Esta propuesta se basa en las reconstrucciones del equivalente en agua de nieve realizadas anteriormente.

1.1. Alcances del estudio.

Los alcances de este estudio apuntan a la generación de un marco metodológico para la evaluación de redes de monitoreo nival en Chile central y a la propuesta preliminar de mejoras en la red nivométrica actual (enmarcada en las cuencas en estudio) con el fin de entender bajo un criterio técnico la necesidad de mejoras en dicha red de monitoreo. Los resultados presentados en este estudio son aún preliminares dado que la incertidumbre asociada a la modelación del equivalente en agua de nieve podrá ser reducida conforme exista y mejor información observada en terreno.

1.3. Estructura del informe.

El presente informe se divide en los siguientes partes enumerados a continuación:

- Metodología: se presenta la metodología relacionada en cuanto a (1) las actividades en terreno y evaluación de la representatividad de las estaciones en terreno, (2) la reconstrucción del equivalente en agua de nieve y (3) la propuesta de mejoras en la red de monitoreo nivométrica actual.
- Zona y periodo de estudio: se presenta la caracterización de la zona de estudio (cuencas y cuencas piloto) y periodo de estudio (tanto para las actividades de terreno como para la reconstrucción del equivalente en agua de nieve).
- Resultados de las campañas de terreno: se presentan los resultados obtenidos en las campañas de terreno realizadas para efecto del este estudio.
- Resultados de la reconstrucción del equivalente en agua de nieve: se presentan las distintas reconstrucciones del equivalente en agua propuestas para este estudio y se realiza la validación de cada una de estas en base a las campañas de terreno realizadas en las cuencas piloto.
- Mejoramiento de la red de monitoreo nival actual: se presentan los criterios técnicos para el planteamiento de mejoras de la red nivométrica actual considerando los antecedentes observados en terreno y los resultados de la modelación efectuada.
- Conclusiones: se presentan las conclusiones finales de este estudio que apuntan a la propuesta de mejoras en la red de estaciones nivométricas actuales.

2. METODOLOGÍA.

2.1. Metodología del muestreo nival en terreno.

La metodología del muestreo nival en terreno se compone de la observación de (1) el espesor del manto nival, (2) la densidad del manto nival, (3) la temperatura del manto nival y (4) el diámetro característico medio de los granos de nieve. Cada una de estas variables es registrada mediante distintas metodologías brevemente revisadas a continuación (RHMA, 2008).

2.1.1. Espesor del manto nival.

El espesor del manto nival es medido (muestreado) en terreno mediante sondajes puntuales distribuidos en la cuenca tratando de capturar el comportamiento general de la cuenca considerando:

- Zonas de muestreo seguras, medianamente accesibles y factibles de muestrear. Estas zonas son definidas de manera previa mediante recursos satelitales y corroboradas en terreno antes de comenzar las actividades de medición.
- Las limitantes de tiempo asociadas a cada jornada de terreno, factor intrínsecamente asociado a las variaciones de la condición meteorológica local diaria.
- Mediciones que abarquen una heterogeneidad fisiográfica aceptable, es decir, que consideren zonas (planicies y laderas) con una diversidad de elevación, orientación y pendiente reconocible en terreno que permita inferir relaciones entre el equivalente en agua de nieve y la ubicación local dentro de la cuenca.
- El propósito de las mediciones a realizar. El presente estudio pretende estimar el equivalente en agua de nieve a nivel de cuenca y evaluar la representatividad de las estaciones nivométricas existentes por lo cual se proponen respectivamente para estos propósitos (1) mediciones del espesor del manto nival a través de transectas recorridas en esquí, (2) mediciones del espesor del manto nival replanteadas en grillas (o transectas) en torno a las estaciones nivométricas a evaluar.

El espesor del manto nival se mide a través de sondajes. Un sondaje consiste en la medición de la altura del manto nival (perpendicular a la superficie del manto nival) mediante una sonda desplegable. Cada medición puntual consiste en cinco mediciones (un sondaje central y cuatro sondajes periféricos en cruz ubicados a 2.5 [m] de distancia respecto al punto central). Estas mediciones se promedian entregando un valor representativo de la condición local en torno al punto central de medición.

Este procedimiento se repite a medida que se recorren las transectas, eligiendo puntos centrales según (1) la factibilidad in situ observada, (2) la representatividad del punto elegido (apreciación del investigador en terreno) y (3) una distancia entre puntos centrales aproximada de 200 [m].

2.1.2. Parámetros característicos del manto nival.

La caracterización de los parámetros del manto nival se realiza mediante la medición de perfiles de densidad y temperatura de la nieve. Para llevar a cabo esto se realizan calicatas puntuales en la cuenca (dos a tres calicatas por día en terreno). El trabajo en las calicatas consiste en:

- Excavación de una calicata procurando enfrentar la posición del sol. La calicata debe llegar hasta el suelo y la pared en sombra debe ser previamente limpiada y aplanada antes de realizar las mediciones.
- Se mide un perfil de temperatura de la nieve espaciado cada 10, 20, 25 o 30 [cm] según la altura total de la calicata mediante un termómetro manual. En este estudio se utilizaron dos termómetros manuales.
- Se identifican los estratos nivales dentro de la calicata mediante el reconocimiento visual y táctil.
- Se mide un perfil de densidad de la nieve en el punto medio de cada estrato identificado anteriormente. Se extrae una muestra de nieve en una cuña de volumen conocido (totalmente llena de nieve), luego se pesa y se calcula su densidad.
- Además, se observa el diámetro característico de los granos de nieve de cada estrato mediante una lupa de nieve. Es posible identificar tipos de granos y un diámetro característico del manto nival.

2.1.3. Estimación del equivalente en agua de nieve mediante observaciones en terreno.

El equivalente en agua de nieve (*SWE* por su sigla en inglés) consiste en el volumen de agua equivalente que contiene un volumen de nieve si es que este se derritiera completamente. El equivalente en agua de nieve se mide en términos de altura de agua y queda determinado por la siguiente expresión:

$$SWE = H \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad [1]$$

Donde H corresponde a la altura del espesor del manto nival, ρ_s corresponde a la densidad del manto nival y ρ_w corresponde a la densidad del agua (1000 [Kg/m³]). Debido a que la densidad del manto nival varía en cada estrato se propone un valor promedio ponderado por estrato calculado como:

$$\rho_s = \frac{1}{H} \sum_0^H h_i \rho_{s,i} \quad [2]$$

Donde $\rho_{s,i}$ corresponde a la densidad de cada estrato y h_i corresponde a la altura de cada estrato. Para efectos prácticos a nivel de cuenca es posible estimar el equivalente en agua de nieve en los puntos de medición del espesor del manto nival distribuidos en la cuenca si suponemos representativa para dichos puntos (1) la densidad del manto nival observada en la calicata más cercana o (2) el promedio de las densidades del manto nival observadas en la cuenca en estudio, (cada opción depende de la distribución espacial de las mediciones realizadas en terreno).

El volumen total de agua acumulado a nivel de cuenca puede ser estimado mediante el promedio del equivalente en agua de nieve observado en la cuenca, multiplicado por el área total de la cuenca. Esta metodología asume que el total del área de la cuenca está cubierta por nieve (supuesto que sobrestimaré los volúmenes estimados). Esta sobrestimación puede ser solucionada al determinar el área nival de la cuenca (para el día más próximo al día de medición) mediante imágenes satelitales MODIS de cobertura nival simple o fraccional. Esta solución no se aplica en las estimaciones realizadas en terreno.

2.1.4. Representatividad local de las estaciones nivométricas.

El concepto de representatividad de las mediciones del equivalente en agua de nieve apunta a la caracterización, por parte de una estación nivométrica operativa en la actualidad, de la condición promedio local del equivalente en agua de nieve observado en torno a una estación nivométrica. Debido a que las campañas de terreno realizadas corresponden a días específicos, solo es posible evaluar dicha representatividad para un solo día, día que se supone es cercano al día de máxima acumulación de nieve. La representatividad puede ser evaluada cuantitativamente mediante:

- La comparación de la localización del valor del equivalente en agua de nieve registrado en la estación nivométrica respecto al histograma de frecuencias del equivalente en agua de nieve estimado en la grilla y/o transectas que rodean a la estación nivométrica. Con esto se evalúa si la medición captura el comportamiento promedio observado en el entorno, evaluando además la magnitud del valor registrado respecto a la variabilidad espacial estimada en el entorno (Molotch y Bales, 2005).

- El análisis de las diferencias entre el valor (del equivalente en agua de nieve) observado en la estación nivométrica y cada uno de los valores muestreados en la grilla y/o transectas versus la distancia entre ambos puntos. Esto permite inferir un radio de representatividad en donde dicho error es acotado así como la evolución espacial (en cuanto a distancia) del error e inferir tendencias espaciales.
- La observación espacial del equivalente en agua de nieve muestreado en la grilla y/o transectas a modo de inferir tendencias y algún tipo de anisotropía espacial del espesor del manto nival (o, en su efecto, del equivalente en agua de nieve).
- Mediante la confección de variogramas experimentales para el equivalente en agua de nieve muestreado en torno a las estaciones nivométricas en estudio (grillas y/o transectas).

El variograma experimental (Blöschl, 1999; Liator, 2002) corresponde a la gráfica de la evolución de la semi - varianza de la diferencia entre dos mediciones respecto a la distancia entre estas. Los variogramas que mejor se ajustan a la física del problema a tratar suelen utilizar filtros logarítmicos (Deems et al., 2006), clasificando la distancia de las varianzas encontradas en clases de distancia definidas para un mínimo de puntos existentes en cada clase. El variograma experimental (aplicado en el estudio del equivalente en agua de nieve) se define como:

$$\gamma(r_k) = \frac{1}{2N_k} \sum_{i=1}^{N_k} (z_i - z_j)^2 \quad [3]$$

Donde $\gamma(r_k)$ corresponde a la semi – varianza observada entre todos los pares de puntos para una clase de distancia dada, N_k corresponde al número de pares en dicha clase y $z_i - z_j$ corresponde a la diferencia de un par de puntos en cuestión. Para efectos de este estudio y tras un análisis preliminar se observa que 25 clases con un mínimo de 10 pares de puntos es un criterio aceptable para obtener variogramas de fácil interpretación.

2.1.5. Análisis de la disposición espacial del equivalente en agua de nieve a escala de ladera.

A escala de ladera se realizaron mediciones del equivalente en agua de nieve en formas de transectas largas (descensos en esquí) privilegiando zonas representativas de la acumulación general. Para algunos casos se calculan los variogramas de cada una de estas laderas o el variograma a nivel de cuenca, incorporando los muestreos en todas las laderas de la cuenca.

Paralelamente se contrastan las estimaciones del equivalente en agua de nieve puntuales y agregadas (a escala de ladera) con la fisiografía local (elevación, orientación – en sentido anti horario con cero al Este, pendiente del terreno y el grado de exposición al viento preferencial o pendiente máxima a contra viento (MUS)).

La característica fisiográfica – climatológica MUS intenta explicar zonas de exposición y resguardo al viento preferencial en una cuenca respecto a una posición dada. Estas zonas están asociadas con los procesos de pérdida de nieve y acumulación de nieve respectivamente por efecto del transporte eólico (Winstral y Marks, 2002; RHMA, 2011). El viento preferencial se caracteriza por una dirección promedio y un radio de acción. El parámetro MUS queda definido por un ángulo en sentido contrario (de abertura igual a 60°) que envuelve a la dirección preferencial y al radio de acción anteriormente mencionado (definido como 100 [m]). El parámetro MUS se define como:

$$S(x, y, A_i, d_{m\acute{a}x}) = m\acute{a}x \left[atan \left(\frac{z_{v,w} - z_{x,y}}{\sqrt{(x - v)^2 + (y - w)^2}} \right) \right] \quad [4]$$

$$MUS = \frac{1}{n} \sum_{A_1}^{A_n} S(x, y, A_i, d_{m\acute{a}x}) \quad [5]$$

Donde $S(x, y, A_i, d_{m\acute{a}x})$ corresponde al máximo valor del ángulo de exposición – resguardo dado un radio de acción fijo ($d_{m\acute{a}x}$) y una ventana angular de 10° de ángulo medio A_i comprendido entre $A_1 < A_i < A_1$. El índice fisiográfico – climatológico MUS considera el promedio de $S(x, y, A_i, d_{m\acute{a}x})$ entre A_1 y A_2 .

2.2. Metodología de la modelación del equivalente en agua de nieve.

La metodología de la reconstrucción (modelación) del equivalente en agua de nieve se puede dividir en (1) modelos de base física asociados al balance de masa – energía y (2) modelos de corte semi – empírico de tipo grado día simple y restringido. Notar que los modelos semi – empíricos no son más que una simplificación estadística de los modelos de base física que intentan reconstruir el equivalente en agua de nieve en base a predictores (forzantes meteorológicas) de peso en el modelo de base física (Brubaker et al., 1996; Ohmura, 2000)

2.2.1. Balance de masa – energía.

El balance de energía en el manto nival considera la suma diaria de las energías externas al manto nival involucradas de manera directa en el proceso de derretimiento. La energía externa corresponde a la suma de las energías netas radiativas de onda corta (Q_{nsw}), onda larga (Q_{nlw}), las energías asociadas a las transferencias turbulentas de calor sensible (Q_h) y

latente (Q_e), la energía por conducción térmica por efecto de la incorporación de lluvia o nieve en la superficie del manto nival (Q_r) y la energía por conducción térmica proveniente desde el suelo (Q_g). Estas energías extraen o incorporan energía al sistema en forma de un cambio de la energía interna del sistema (ΔQ_{int}).

El derretimiento ocurre cuando la energía externa incorporada al sistema en un instante de tiempo dado genera un cambio positivo en la energía interna del sistema. En este caso, dicha cantidad de energía se convierte en energía disponible para el derretimiento (Q_m). El balance de energía se resume como:

$$\Delta Q_{int} = (Q_{nsw} + Q_{nlw} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g) - Q_m = Q_{ext} - Q_m \quad [6]$$

Los términos Q_r y Q_g son de menor orden de magnitud en comparación con los aportes radiativos y turbulentos por lo que pueden ser supuestos como nulos en una primera aproximación. Por otra parte, para efectos prácticos, el aporte energético de ΔQ_{int} es bajo en comparación con las otras cantidades (en la temporada de deshielo) por lo que el balance de energía en el manto nival en periodo de deshielo puede simplificarse como:

$$\begin{aligned} Q_m &= Q_{ext} \cdot FSCA \quad si \quad Q_{ext} > 0 \\ Q_m &= 0 \quad si \quad Q_{ext} \leq 0 \end{aligned} \quad [7]$$

El modelo definido anteriormente asume que la superficie del manto nival existe independiente de la masa derretida. Claramente, el proceso de derretimiento culmina cuando la energía interna total del manto nival es nula, es decir, cuando no existe manto nival. Debido a que el resultado del balance de masa (el cual requiere del cálculo de la energía disponible para el derretimiento) es, en definitiva, el espesor del manto nival, nos encontramos frente a un problema cíclico. Esto se soluciona incorporando información satelital del área de cobertura nival MODIS.

El producto MOD10A1 (*fraccional snow cover área*- Hall et al., 2006) entrega en una grilla de 500 [m] de resolución espacial mapas de la cobertura nival fraccional a nivel diario sin post – procesamiento por concepto de pixeles fallidos por errores de observación o nubosidad (el nombre de este parámetro del manto nival es *FSCA*).

Al ponderar el balance de energía por el valor porcentual del *FSCA* se obtienen energías efectivas (escaladas en función del área nival efectiva en cada pixel). Por lo tanto, a nivel de cuenca, el balance de energía resulta como se muestra en la ecuación [7]:

El balance de masa tiene como objetivo reconstruir el agotamiento del equivalente en agua de nieve. Este balance puede ser enfocado de manera retrospectiva en el tiempo, es decir,

suponer que el equivalente en agua de nieve es nulo al final de la temporada ($SWE_n = 0$), acumulando en sentido retrospectivo la cantidad de nieve derretida diariamente (M , determinada por Q_m) como la cantidad de nieve existente antes de dicho derretimiento, descontando diariamente las nevadas (S). En este esquema, el balance de energía se activa cuando $FSCA$ es distinto de cero y queda definido como:

$$SWE_t = \sum_{i=n}^t (M_i - S_i) = SWE_{t+1} + (M_t - S_t \cdot FSCA) \quad [8]$$

La transformación de la energía disponible (Q_m) para el derretimiento en altura de agua derretida (M) se modela como:

$$M = \frac{Q_m}{\rho_w L_f B} \quad [9]$$

Donde ρ_w corresponde a la densidad del agua (1000 [Kg/m³]), L_f corresponde al calor latente de fusión del agua (334.4 [KJ/Kg]) y B corresponde a la calidad térmica promedio del manto nival que, por lo general, asume valores entre 0.93 y 0.98. En este estudio se asume que $B= 0.95$ (USACE, 1998).

La practicidad de este esquema de cálculo radica en (1) la dependencia de una condición de borde cuya fecha de ocurrencia es, a priori, fácil de definir en base a observaciones en terreno o recursos satelitales, (2) por el hecho anterior, depende solo del balance de energía y de la correcta distribución espacial de las nevadas.

2.2.2. Método tipo grado día simple y restringido.

Los métodos semi – empíricos tipo grado día simple (DD) y restringido (RDD) corresponden a métodos de modelación del derretimiento a nivel diario basados en la calibración de parámetros lineales (o no – lineales) que dan cuenta del ajuste de predictores meteorológicos (comúnmente la temperatura media del aire y la radiación solar incidente o potencial calculada en forma de insolación diaria) y el derretimiento. Ambos componentes del ajuste corresponden a observaciones en terreno. Los predictores meteorológicos son extrapolados espacialmente desde registros ubicados en estaciones base o tomados directamente de estaciones nivométricas. En el caso del derretimiento, debe ser observado del registro diario de una estación nivométrica o interpolado temporalmente de la observación esporádica de rutas de nieve de cota conocida.

Dentro de los modelos tipo grado día se enuncian los comúnmente utilizados (y utilizados en este estudio). Estos corresponden a:

$$M = a_{mf}T_a - a_{mf}T_c \quad [10]$$

$$M = b_{mf}T_a - b_{mf}T_c + c_{rf}(1 - \alpha_s)G_{ir} \quad [11]$$

Donde a_{mf} corresponde al factor de derretimiento grado día simple, b_{mf} corresponde al factor de derretimiento grado día restringido por el predictor de radiación solar incidente y c_{rf} corresponde al factor de derretimiento de radiación solar incidente. La primera ecuación semi – empírica corresponde al modelo básico grado día simple (Brubaker et al., 1996) mientras que la segunda ecuación corresponde al modelo grado día restringido (Pellicciotti, 2005). En los modelos anteriores, T_a corresponde a la temperatura media diaria del aire, T_c corresponde a una temperatura del aire crítica de derretimiento, α_s corresponde al albedo nival y G_{ir} corresponde a la radiación solar incidente observada en terreno (o modelada considerando las atenuaciones por turbiedad atmosférica y nubosidad).

2.2.3. Modelo utilizado en este estudio.

En el presente estudio se utilizará un esquema de modelación para el balance de energía simplificado el cual considera los términos Q_{nsw} y Q_{nlw} mediante ecuaciones físicas y una aproximación tipo grado día para las energías asociadas a las transferencias turbulentas de calor sensible y latente. El modelo (Molotch y Bales, 2006) considera:

$$M = [(Q_{nsw} + Q_{nlw}) \cdot f_M + a_{mf-turb.}T_{a>0}] \cdot FSCA \quad [\text{mm/día}]$$

$$Q_{nsw} = (1 - \alpha_s)G_{ir} \quad [\text{W/m}^2] \quad [12]$$

$$Q_{nlw} = 0.575 \varepsilon e_a^{1/7} \sigma T_a^4 - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad [\text{W/m}^2]$$

Donde $f_M = 0.026$ [$\text{cm}^2/\text{W día}$] corresponde a un factor de conversión de energía en [W/m^2] a [cm/día], $a_{mf-turb.} = 0.09$ [$\text{cm}/^\circ\text{C}$] corresponde al factor grado día restringido para la componente turbulenta (Brubaker et. al., 1996), $T_{a>0}$ corresponde a la temperatura del aire media diaria positiva, $FSCA$ corresponde al área de cobertura nival fraccional (en porcentaje), α_s corresponde al albedo nival, G_{ir} corresponde a la radiación solar incidente inclinada real (a cielo cubierto), $\varepsilon = 0.97$ corresponde a la emisividad de la nieve media, e_a corresponde a la presión de vapor del aire (que, dada la falta de información de humedad relativa en alta montaña) se asume como presión de vapor saturada a 0 [$^\circ\text{C}$], es decir, $e_a = 6.15$ [mbar], σ corresponde a la constante de Stefan - Boltzmann y, T_a , T_s corresponden a la temperatura media diaria del aire y de la nieve (supuesta nula) en grados Kelvin. El balance de masa es el mismo presentado anteriormente a excepción de la inclusión de las nevadas (dado que la serie de agotamiento del equivalente en agua de nieve observados en los snow - pillows carece de registros que concuerden, en general, con la física esperada durante todos los años de modelación).

El esquema de reconstrucción utilizado es el siguiente:

- Se reconstruye el SWE para las cuencas Grande en las Ramadas, Aconcagua en Chacabucito y Maipo en el Manzano considerando como condición de borde del balance de masa $SWE_n = 0$ para el día 15 de Diciembre. La reconstrucción retrospectiva se lleva a cabo hasta el 15 de Agosto (para asegurar que se alcanza el valor final $SWE_{máx}$).
- Se realiza una validación del SWE reconstruido en función de la estimación del SWE observado en cada cuenca piloto (Cerro Vega Negra, Juncal y Estero Morales).

La reconstrucción en base a los datos de una estación meteorológica base y extrapolación espacial de T_a y G_{ir} se presenta detalladamente en **Anexos A**.

2.2.4. Post - procesamiento de las imágenes satelitales MODIS MOD10A1.

Las imágenes satelitales MODIS utilizadas en este estudio corresponden a productos de área de cobertura nival fraccional ($FSCA$) – es decir, el valor fraccional de la cobertura nival en dicho pixel) y el albedo nival (α_s). Estos productos contienen pixeles sin información debido a varias causas entre las cuales es el más importante la presencia de nubes. Se utiliza un post – procesamiento para estimar el valor de los pixeles sin información (explicado en **Anexos B**).

En el caso del albedo nival, los resultados MODIS arrojan valores bajo 0.35 (límite del albedo nival en condiciones de nieve madura - O'Neill y Gray, 1996; Pellicciotti et al., 2005). Se adopta un valor mínimo igual a 0.35 para este parámetro del manto nival.

2.3. Metodología relacionada con la proposición de una red de monitoreo del manto nival.

Para efectos del presente estudio se propone una metodología para la definición de ubicaciones óptimas para futuras estaciones nivométricas basada en la reconstrucción del equivalente en agua de nieve para las cuencas en estudio. Notar que la reconstrucción propuesta (utilizando tanto la ecuación de balance de masa – energía como las ecuaciones tipo grado día) modela la evolución temporal distribuida espacialmente del equivalente en agua.

Para el esquema tipo balance de masa – energía se evaluará la evolución temporal de la desviación del equivalente en agua de nieve reconstruido en cada pixel respecto al equivalente en agua de nieve promedio espacial modelado, es decir:

$$DIF = \frac{|SWE_{i,j} - \overline{SWE}\delta|}{\overline{SWE}\delta} \quad [13]$$

Donde DIF corresponde a la desviación relativa del equivalente en agua de nieve en un pixel cualquiera de la grilla de modelación ($SWE_{i,j}$) respecto al equivalente en agua de nieve promedio para la cuenca ($\overline{SWE}\delta$), promedio calculado solo en los pixeles con valores de $FSCA$ mayores a cero. La variable binaria δ da cuenta de este efecto dado que $\delta > 0$ si $FSCA > 0$, en caso contrario $\delta = 0$.

La idea de este índice es definir áreas representativas para la medición en terreno del equivalente en agua de nieve (ARs) teniendo en cuenta que el concepto de representatividad presentado en este estudio pasa por capturar la condición promedio espacial del equivalente en agua de nieve para cada día de modelación. Aquellas zonas con valores de DIF menores de manera consistente en el tiempo (1) a nivel interanual y (2) para la temporada de deshielo en particular, serán óptimas bajo este enfoque de representatividad, siendo proclives a la instalación de instrumental nivométrico (en particular para la medición del equivalente en agua de nieve por medio de la observación del espesor del manto nival).

3. ZONA Y PERIODO DE ESTUDIO.

3.1. Cuencas en estudio.

La zona seleccionada para efectos de este estudio comprende tres cuencas de alta montaña ubicadas en los Andes de Chile central entre la latitud -30 Sur y -33 Sur. Estas tres cuencas (Grande en las Ramadas – río Limarí – región de Coquimbo; Aconcagua en Chacabucuito – río Aconcagua – región de Valparaíso; Maipo en el Manzano – río Maipo – región Metropolitana) contienen a su vez tres cuencas piloto (Cerro Vega Negra; Juncal; Estero Morales) cuyo objetivo es la implementación de instrumental experimental para investigación (**Figura 1**). A continuación se comenta brevemente algunas características morfológicas de las cuencas piloto, observaciones extraídas de los trabajos previos en estas cuencas:

- Cerro Vega Negra: esta cuenca se caracteriza por una zona media de pendiente suave rodeada de cumbres que permiten una acumulación homogénea del manto nival. El punto de salida definido para la cuenca corresponde al cierre natural de esta zona media caracterizada por un encajonamiento del cauce del estero Vega Negra, aguas abajo de la mina Los Pingos (**Figura 2**). Dentro de la cuenca se encuentra la estación nivométrica Cerro Vega Negra DCP perteneciente a la DGA (358096 Oeste, 6580447 Sur, 3530 m.s.n.m.). Esta estación cuenta con mediciones del equivalente en agua, temperatura del aire, radiación solar, velocidad del viento, humedad relativa del aire y precipitación.
- Juncal: esta cuenca se destaca por una importante presencia de glaciares (cerca de un 13% del área total). Su fisiografía está dominada por la presencia de sub - cuencas altas (Mardones, Navarro, Monos de Agua, Glaciar Juncal Norte) que, en muchos casos, albergan zonas de nieves eternas y glaciares. Estas sub - cuencas entregan su aporte al río Juncal (parte alta) el cual cruza un amplio valle longitudinal que finaliza en la confluencia con los esteros Portillo y Ojos de Agua, zona en donde se ubica la estación fluviométrica Juncal en Juncal (**Figura 2**). La estación nivométrica más cercana corresponde a Portillo DCP (DGA, 397535 Oeste, 6365660 Sur, 3000 m.s.n.m.) ubicada frente a la cuenca Juncal. Esta estación registra el equivalente en agua de nieve y la temperatura del aire.
- Estero Morales: esta cuenca perteneciente al Monumento Natural El Morado (CONAF) se caracteriza por un valle longitudinal extenso flanqueado por altas cumbres que descienden en formaciones coluviales. En la parte alta de la cuenca se encuentra el glaciar El Morado. El área cubierta por glaciares en esta cuenca es de aproximadamente un 2.5% (**Figura 2**). Para efectos de caracterización nivométrica

se utilizará la información de la estación Laguna Negra (DGA, 397090 Oeste - 6273967 Sur, 2780 m.s.n.m.) por ser la estación con registro nivométrico continuo más cercana a Estero Morales. Sin embargo, dado que no se realizaron actividades de terreno en esta estación nivométrica, no se evaluará la representatividad de esta última.

En la **Tabla 1** se presenta un resumen de las principales características de las cuencas en estudio en cuanto a los puntos de interés, área total y estación nivométrica más cercana. También se presentan las cotas de las estaciones nivométricas a las que este estudio hace referencia.

Resumen de las cuencas en estudio			
Cuenca	Grande en las Ramadas (RAM)	Aconcagua en Chacabuquito (CHA)	Maipo en el Manzano (MMZ)
Ubicación	Río Grande – Limarí	Aconcagua Alto – Aconcagua	Río Volcán – Maipo
Coordenadas punto de salida	354833 Oeste 6574908 Sur 1390 [m.s.n.m.]	358541 Oeste 6363942 Sur 940 [m.s.n.m.]	371821 Oeste 6281643 Sur 880 [m.s.n.m.]
Área total	705 [Km ²]	2115 [Km ²]	4845 [Km ²]
Cuenca Piloto asociada	Cerro Vega Negra (CVN)	Juncal (JUN)	Estero Morales (EM)
Ubicación	RAM – zona Norte 357489 Oeste	CHA – Sur Este 392667 Oeste	MMZ - Sur 401515 Este
Coordenadas punto de salida	6578567 Sur 3100 [m.s.n.m.]	6362484 Sur 2230 [m.s.n.m.]	6257735 Sur 2020 [m.s.n.m.]
Área total	6.5 [Km ²]	254 [Km ²]	27 [Km ²]
Definición Punto de salida	Aguas abajo de mina Los Pingos.	Estación Juncal en Juncal (DGA)	Confluencia con río Volcán.
Estación nivométrica cercana	Cerro Vega Negra DCP	Portillo DCP	Laguna Negra DCP
Cota est. nivométrica	3600 [m.s.n.m.]	3000 [m.s.n.m.]	2475 [m.s.n.m.]

Tabla1. Principales características de las cuencas en estudio.

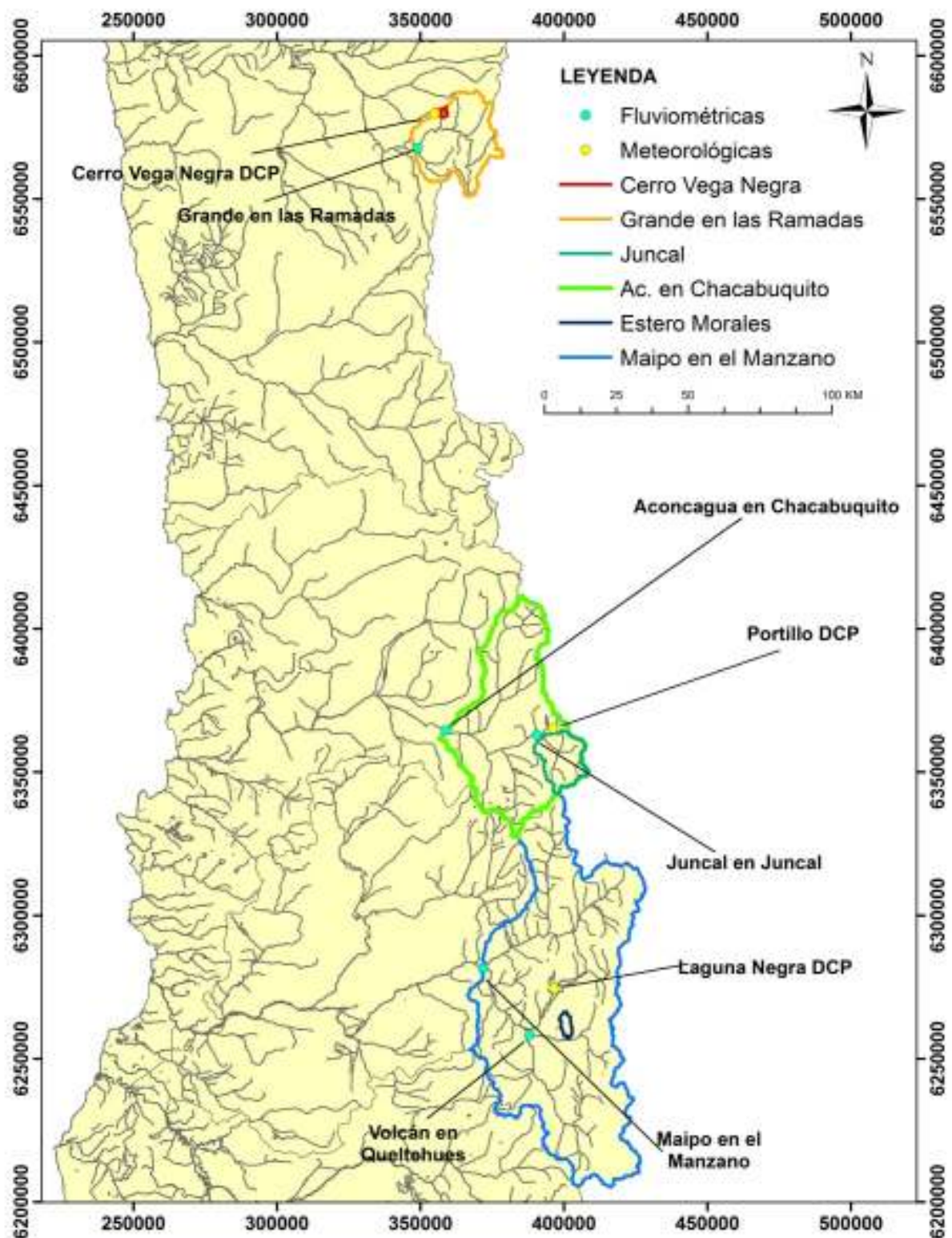


Figura 1. Mapa general de la ubicación de las cuencas en estudio y las estaciones nivométricas y fluviométricas utilizadas.



Cerro Vega Negra (vista hacia el Sur)



Juncal (vista hacia el Este)



Estero Morales (vista hacia el Norte)



Juncal (Helicóptero)



Calicatas

Figura 2. Fotografías de las campañas de terreno realizadas en el año 2012. Cuencas Cerro Vega Negra, Juncal y Estero Morales.

3.2. Caracterización hidrológica de las cuencas en estudio.

La hidrología de las cuencas en estudio se caracteriza por la existencia de un régimen hidrológico marcadamente nival con precipitaciones (en su mayoría en forma de nieve) durante el periodo de acumulación (Mayo a Agosto) y caudales de deshielo con valores máximos entre los meses de Diciembre y Marzo. A modo de caracterización de la hidrología de las cuencas en estudio se presentan las series de tiempo (2001 al 2010) del caudal medio diario para las estaciones Río Grande en las Ramadas (DGA, 348727 Oeste - 6567575 Sur, 1380 m.s.n.m.), Río Juncal en Juncal y Río Volcán en Queltehues (387898 Oeste - 6258371 Sur, 1365 m.s.n.m.) para las cuencas Cerro Vega Negra, Juncal y Estero Morales respectivamente. (**Figura 3**). Por otra parte, se presentan las series de tiempo (2001 al 2010) de las precipitaciones acumuladas diarias (equivalente en agua de nieve diario) y la temperatura media diaria de aire para las tres cuencas mediante la observación de las estaciones Cerro Vega Negra DCP, Portillo DCP y Laguna Negra DCP (**Figura 3**).

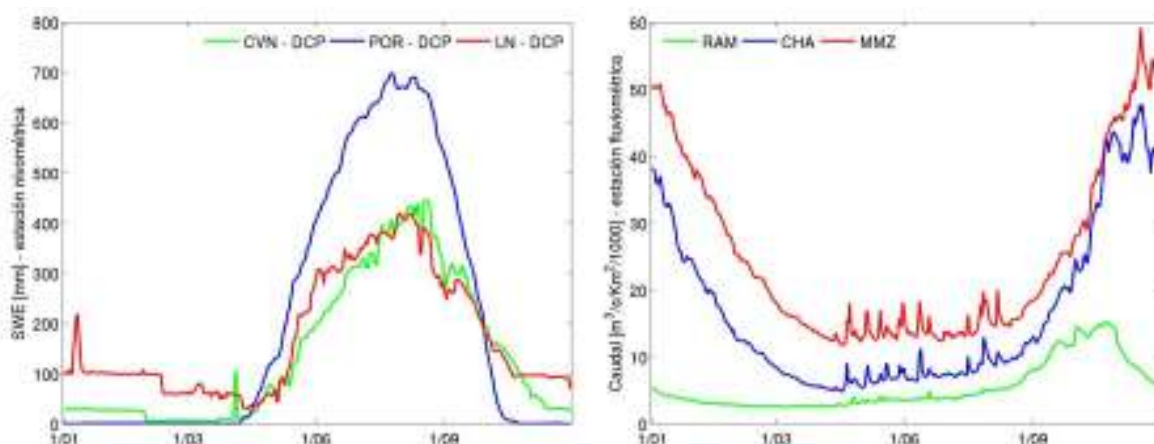


Figura 3. Serie de caudales normalizados y equivalente en agua de nieve (Grande en las Ramadas, Aconcagua en Chacabucuito y Maipo en el Manzano).

3.3 Caracterización fisiográfica de las cuencas seleccionadas.

La fisiografía de las cuencas en estudio es caracterizada según la elevación, orientación, pendiente (del terreno) y máxima pendiente a contraviento (MUS) (**Tabla 2**). Se observa que las cuencas en estudio poseen elevaciones medias heterogéneas. La orientación (medida con cero en el Este en sentido anti horario) muestra que tanto Cerro Vega Negra como Estero Morales comparten una orientación común mientras que Juncal posee una orientación distinta. La pendiente media es relativamente igual en las tres cuencas. Los histogramas de frecuencia de cada parámetro fisiográfico se presentan a continuación (**Figura 4**).

Estadística de la fisiografía de las cuencas en estudio			
Cuenca	Grande en las Ramadas	Aconcagua en Chacabucuito	Maipo en el Manzano
Elevación media	3025	3175	3170
Orientación media	228 [°] (Sur - Oeste)	180 [°] (Este)	182 [°] (Este)
Pendiente media	25 [°]	22 [°]	27 [°]
Cuenca Piloto asociada	Cerro Vega Negra (CVN)	Juncal (JUN)	Estero Morales (EM)
Elevación media	3564 m.s.n.m.	3720 m.s.n.m.	2928 m.s.n.m.
Orientación media	228 [°] (Sur-Oeste)	168 [°] (Nor-Oeste)	223 [°] (Sur-Oeste)
Pendiente media	22 [°]	29 [°]	32 [°]
MUS medio	-1.3 [°] (VP = 325 [°])	-0.1 [°] (VP = 320 [°])	-2.5 [°] (VP = 225 [°])

Tabla 2. Características fisiográficas de las cuencas en estudio (VP = dirección acimutal preferencial del viento con cero en el Norte y sentido horario).

Los mapas de elevación, orientación, pendiente y MUS para cada cuenca (y cuenca piloto asociada) según corresponda se muestran a continuación (**Figura 4**). Notar que se muestran los puntos muestreados en terreno (actividad explicada en el siguiente Capítulo).

3.4 Periodo de estudio.

El periodo de estudio se divide en dos partes (1) periodo de estudio para las campañas de terreno – que abarca desde la segunda quincena de Agosto del año 2012 a la primera quincena de Septiembre del 2012- periodo en que se realizaron las campañas de terreno de medición del equivalente en agua de nieve máximo para las cuencas piloto incluidas en este estudio (**Tabla 3**), (2) periodo de estudio para la reconstrucción del equivalente en agua de nieve y la determinación de la ARs (áreas representativas para la medición en terreno del equivalente en agua de nieve) – que abarca los años 2001 al 2010 considerando periodos de modelación (temporadas de deshielo) entre el 15 de Agosto y el 15 de Diciembre.

Cronograma de las campañas de terreno en cuencas piloto
Campaña de terreno (CVN)
Campaña de terreno realizada el día 28 de Agosto del 2012
Campaña de terreno (JUN)
Campaña de terreno realizada los días 30 y 31 de Agosto del 2012. El día 30 se realiza el muestreo en la zona Sur y Oeste. El día 31 se realiza el muestreo en la sub - cuenca Estero Mardones (zona norte).
Campaña de terreno (EM)
Campaña de terreno realizada el día 12 de Septiembre del 2012.

Tabla 3. Cronograma de las campañas de terreno – medición del equivalente en agua de nieve máximo para cada cuenca piloto.

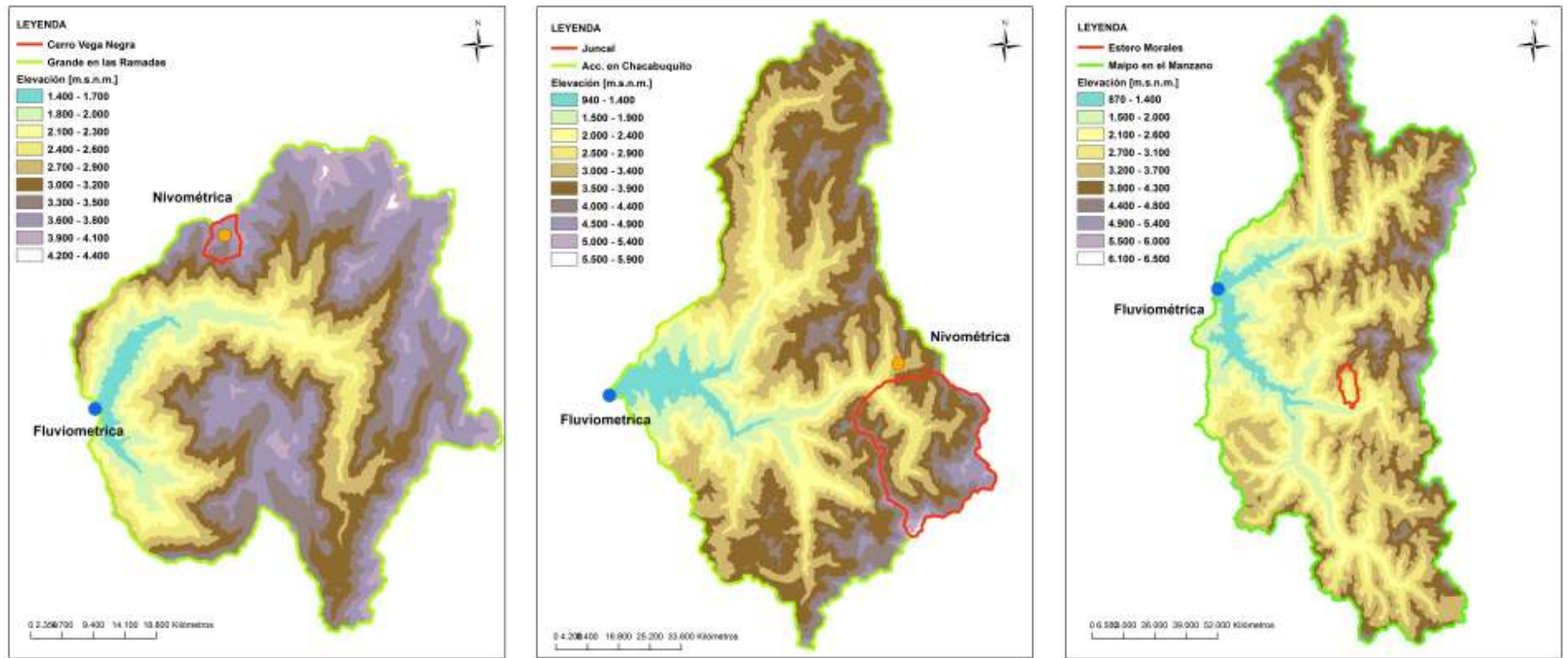


Figura 4a. Fisiografía de las cuencas en estudio (reconstrucción del equivalente en agua de nieve) – Grande en las Ramadas (RAM), Aconcagua en Chacabucquito (CHA) y Maipo en el Manzano (MMZ).

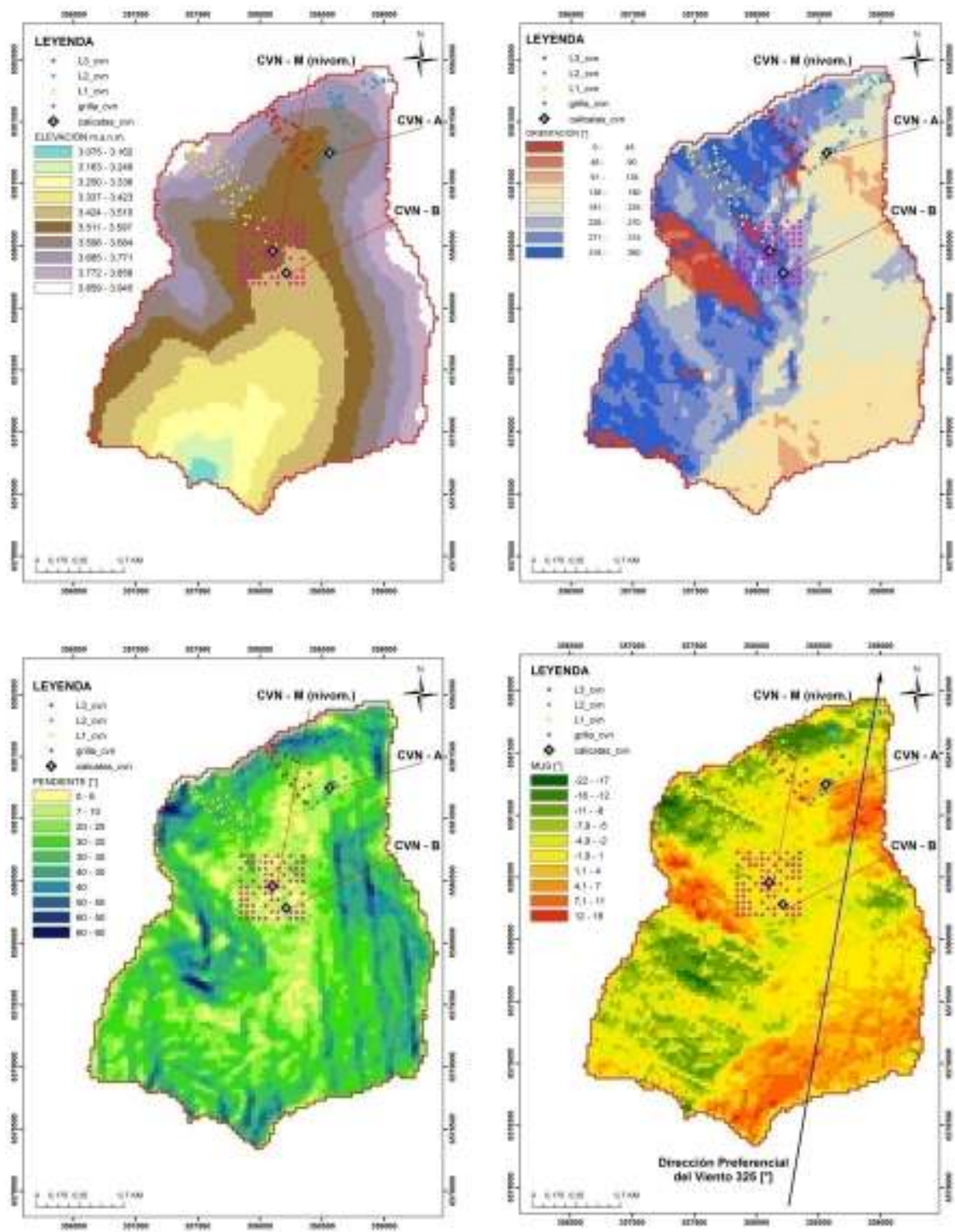


Figura 4b. Fisiografía y muestreo en cuenca piloto Cerro Vega Negra.

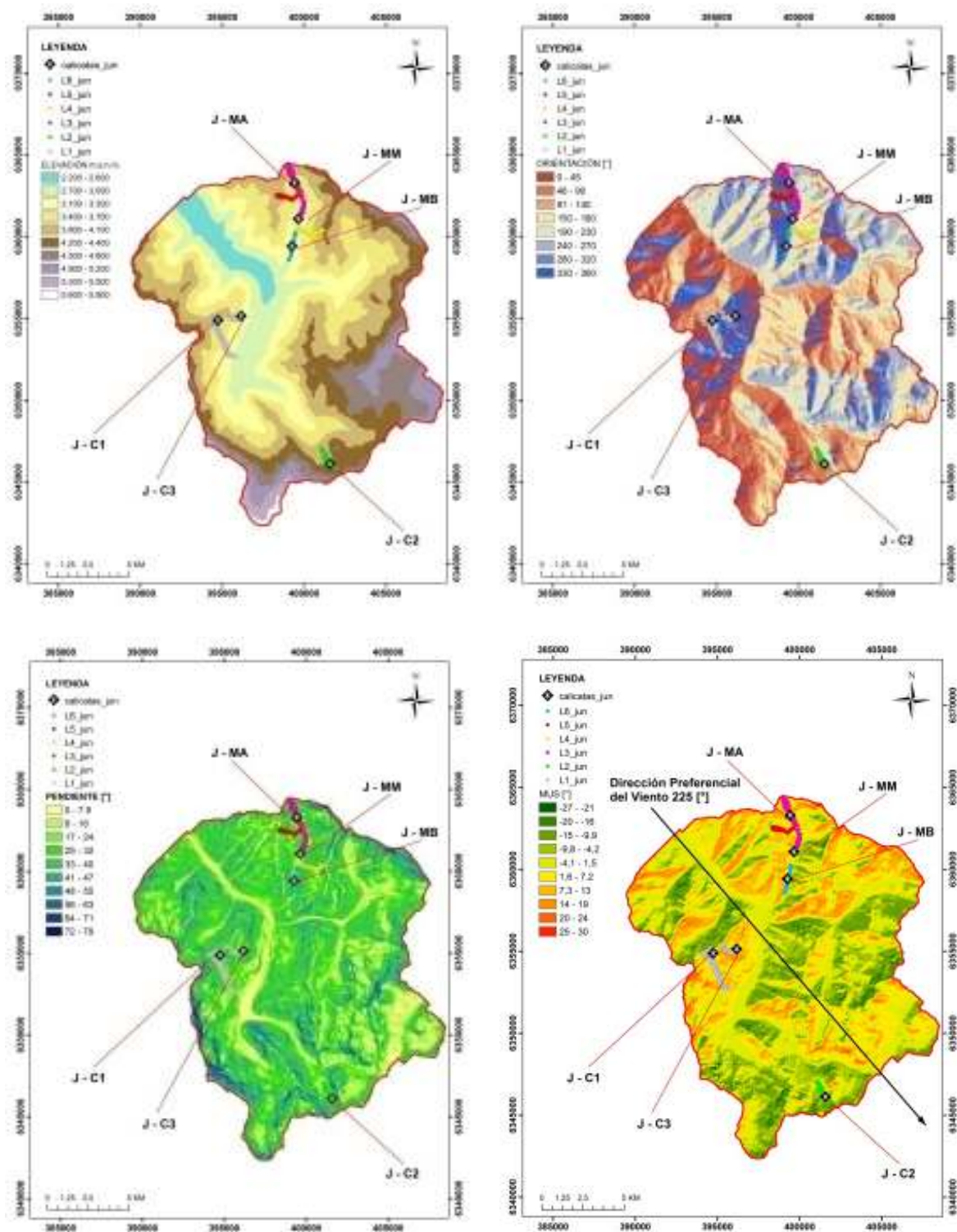


Figura 4c. Fisiografía y muestreo en cuenca piloto Juncal.

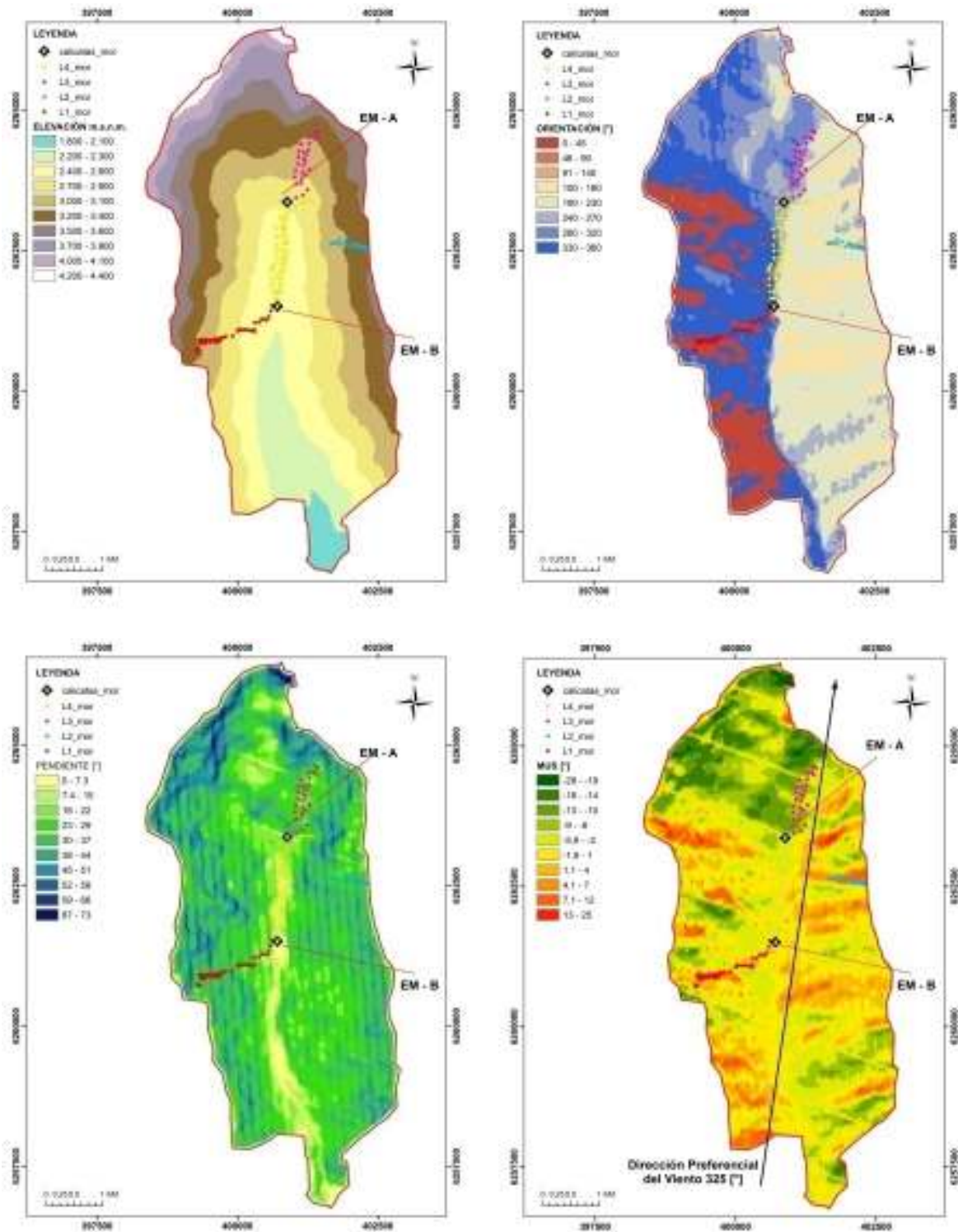


Figura 4d. Fisiografía y muestreo en cuenca piloto Estero Morales.

4. RESULTADOS DE LAS CAMPAÑAS DE TERRENO.

4.1. Diseño de las campañas de terreno.

El diseño de los puntos de muestreo, tanto de espesor del manto nival como de las calicatas, se realizó previamente en base a la visualización de las cuencas en estudio. Cada cuenca posee características propias por lo que los criterios establecidos difieren en cada caso. A continuación se explica el replanteo de los puntos de muestreo definidos en cada cuenca (**Figura 4**).

- Cerro Vega Negra (CVN): dado que esta cuenca posee una estación nivométrica en su interior es de interés verificar la representatividad de esta estación (Molotch y Bales, 2005). Para este efecto se replantea una grilla cuadrada de 500 [m] de lado, centrada en la estación nivométrica Cerro Vega Negra DCP. La grilla cuenca con 121 puntos espaciados cada 50 [m]. En cada punto de esta grilla se realizan sondajes (**Figura 5**). Paralelamente se realizan sondajes mediante bajadas en esquí a través de transectas ubicadas en cuatro laderas en la parte alta de la cuenca. Además de esto, se realizan tres calicatas ubicadas secuencialmente en la parte media (al lado de la estación nivométrica), baja y alta de la cuenca.
- Juncal (JUN): el muestreo en esta cuenca se divide en dos etapas. Primero, se realizan sondajes mediante bajadas en esquí a través de transectas ubicadas en laderas distribuidas en toda la cuenca. Además de esto, se realizan seis calicatas, cada una, en asociada a una zona de muestreo en esquí. La segunda etapa consiste en evaluar la representatividad de la estación nivométrica Portillo DCP. A priori se replantea una grilla idéntica a la replanteada en Cerro Vega Negra sin embargo, dada la escasa acumulación en la fecha de realización de este terreno se decide realizar (1) transectas en torno a la estación nivométrica y (2) mediciones en torno a la estación nivométrica separadas en 5, 10 y 20 [m] (grilla) (**Figura 5**). Se realiza una medición simple de la densidad de la nieve al lado de la estación nivométrica.
- Estero Morales (EM): se realizan sondajes mediante bajadas en esquí a través de transectas ubicadas en laderas distribuidas en toda la cuenca. Además se realizan dos calicatas ubicadas en la parte alta y media de la cuenca. No se evaluó la representatividad de la estación nivométrica mas cercana (Laguna Negra y/o El Yeso Embalse) debido a que el cronograma efectivo de las campañas de terreno y las condiciones climáticas no lo permitieron.

Se presenta un resumen general del muestreo se presenta en la **Tabla 4**. En esta tabla se muestra la simbología utilizada, el número de mediciones efectuadas y las características fisiográficas medias de cada zona de muestreo.

Zonas de muestreo en las cuencas en estudio					
Cuenca Piloto	Número mediciones	Elevación media [m.s.n.m.]	Orientación media [°]	Pendiente media [°]	MUS medio [°]
Cerro Vega Negra (CVN)					
Ladera 1	39	3698	310	23	-4.9
Ladera 2	31	3695	227	21	-3.1
Ladera 3	21	3629	276	19	-2.2
Grilla (Cerro Vega Negra DCP)	92	3524	282	9	***
Calicata CVN - A	1				
Calicata CVN - M	1				
Calicata CVN - B	1				
Juncal (JUN)					
Ladera 1	136	3445	287	20	5.7
Ladera 2	36	3955	120	14	-4.3
Ladera 3	64	3457	267	15	4.1
Ladera 4	37	3477	167	25	-3.0
Ladera 5	38	3608	147	25	2.8
Ladera 6	30	3020	211	11	1.3
Grilla (Portillo DCP)	245	3020	183	5	***
Calicata J - C1	1				
Calicata J - C2	1				
Calicata J - C3	1				
Calicata J - MA	1				
Calicata J - MM	1				
Calicata J - MB	1				
Estero Morales (EM)					
Ladera 1	45	2764	133	29	2.3
Ladera 2	17	3204	160	28	5.4
Ladera 3	29	2963	265	23	-6.8
Ladera 4	62	2485	261	11	-1.9
Calicata EM - A	1				
Calicata EM - B	1				

Tabla 4. Resumen de las zonas de muestreo en cada cuenca y sus principales características fisiográficas (campos llenados con * no fueron calculados).**

4.2. Perfiles de densidad y temperatura del manto nival.

Tras la realización de las calicatas en las tres cuencas en estudio se obtienen los perfiles de densidad y temperatura del manto nival. La densidad de la nieve es fundamental para estimar el equivalente en agua de nieve. La temperatura del manto nival da cuenta del inicio del proceso de derretimiento y no tiene vinculación directa con el cálculo del equivalente en agua de nieve. Se utilizaron dos termómetros por lo que la estadística presentada a continuación está referida al promedio de ambos perfiles. A continuación (**Anexos B**) se presentan los resultados obtenidos (estadística de los perfiles observados).

Resumen de los perfiles muestreados					
Calicatas	Espesor del manto nival [cm]	Perfil de temperatura [°C]	Perfil de densidad [Kg/m ³]	Número de estratos	Diámetro granos promedio[mm]
CVN - A	56	-1.6	290	6	0.65
CVN - M	108	-1.6	300	7	0.30
CVN - B	88	-1.2	300	5	0.55
J - C1 (LE)	248	-2.8	380	5	***
J - C2 (NA)	90	-1.4	340	4	***
J - C3 (LO)	78	-0.5	300	3	***
J - MA	171	-4.6	350	5	0.50
J - MM	114	-5.3	380	8	0.55
J - MB	86	-1.9	400	5	***
EM - A	132	-0.5	380	5	***
EM - B	62	-0.4	380	4	***
Portillo DCP	35	***	410	1	***

Tabla 5. Estadística asociada a las calicatas realizadas (campos llenados con * no poseen datos medidos en terreno, CVN - M se ubica en Cerro Vega Negra DCP).**

4.3. Estimación del equivalente en agua de nieve máximo.

La aplicación de las expresiones para el cálculo del equivalente en agua de nieve implica definir que densidad del manto nival es representativa de una o más mediciones del espesor del manto nival. En base a los resultados presentados en la **Tabla 5** y, en base a la disposición de las distintas zonas de muestreo en cada cuenca, se realizan los siguientes supuestos:

- Para la cuenca Cerro Vega Negra se adopta una densidad promedio homogénea en el espacio de 300 [Kg/m³] presentan una baja varianza. Este valor es usado tanto para las transectas en esquí como para la grilla en torno a la estación nivométrica.

- Para la cuenca Juncal se adopta una densidad promedio de 340 [Kg/m³] en las laderas 1 y 2 (densidad promedio de las calicatas J - C1, J - C2 y J - C3). Las laderas 3 y 5 adoptan el valor de densidad promedio de la calicata J - MA, mientras que la ladera 4 y 6 se adoptan los valores de la densidad promedio de las calicatas J - MM y J - MB respectivamente.
- Para la cuenca Estero Morales se adopta una densidad promedio homogénea en el espacio de 380 [Kg/m³] debido a que se observa una baja una baja varianza.

La estimación del equivalente en agua de nieve propuesta se realiza, en base al cálculo para cada punto muestreado, de la siguiente manera (1) valor agregado por grilla y/o transectas, (2) valor agregado por ladera muestreada (transectas en esquí), (3) estimación agregada para todos los puntos muestreados en una cuenca piloto (resultado en la **Tabla 6**).

Comparación entre las estimaciones del SWE realizadas para cada zona					
	SWE máx. [cm]	SWE mín. [cm]	SWE prom. [cm]	SWE desv. estándar [cm]	Vol. total. [MM m³]
Cerro Vega Negra (CVN)					
Ladera 1	49	15	29	9	1.9
Ladera 2	67	4	22	14	1.4
Ladera 3	51	8	24	11	1.6
Grilla (Cerro Vega Negra DCP)	61	7	19	10	1.2
Todo - agregado	67	4	22	11	1.4
Juncal (JUN)					
Ladera 1	119	6	53	24	131
Ladera 2	102	12	82	27	204
Ladera 3	105	30	61	17	154
Ladera 4	114	15	49	24	123
Ladera 5	105	24	56	18	140
Ladera 6	47	4	27	10	67
Grilla (Portillo DCP)	123	0	16	16	40
Todo - agregado	119	4	55	25	138
Esteros Morales (EM)					
Ladera 1	118	101	109	5	30
Ladera 2	114	21	61	21	16
Ladera 3	114	58	100	18	27
Ladera 4	84	11	30	19	8
Todo - agregado	118	15	74	37	20

Tabla 6. Estadística asociada a las calicatas realizada. Se muestra el valor máximo, mínimo, promedio, desviación estándar y volumen total acumulado.

Notar que el equivalente en agua de nieve estimado es representativo o al menos próximo al valor máximo de la temporada de deshielo 2012 (debido a la fechas de muestreo). Los resultados muestran que:

- El equivalente en agua de nieve promedio estimado en las grillas y/o transectas es menor que el observado en las laderas. Esto se debe a que las transectas en laderas suelen ser zonas de acumulación de nieve mientras que las grillas están ubicadas en zonas abiertas de exposición al viento o zonas planas.
- Existe una correspondencia entre los valores agregados (volumen) y al área total de cada cuenca, indicando que las estimaciones del equivalente en agua promedio están en el orden de magnitud esperado.
- Estero Morales presenta la mayor dispersión en la estimación del equivalente en agua de nieve indicando que la estimación de esta variable mediante observaciones en terreno está fuertemente influenciada por la disposición espacial y la heterogeneidad recogida en el muestreo y no por la escala de la cuenca.
- Bajo este resultado es posible introducir el concepto de longitud de espaciamento - $a_{spacing} = \sqrt{A_{tot}/n}$ (Blöschl, 1999 - donde A_{tot}/n corresponde a la razón entre el área de la cuenca y el total de puntos muestreados) que da cuenta de la resolución efectiva de muestreo en función de la extensión total por muestrear. Del cálculo de esta longitud representativa se observa que Juncal posee un valor de $a_{spacing} = 0.66$, Estero morales un valor de $a_{spacing} = 0.42$ y Cerro Vega Negra un valor de $a_{spacing} = 0.19$, lo que muestra que las tres cuencas piloto poseen distinta resolución efectiva de muestreo lo que influye claramente en los resultados obtenidos respecto a la estimación agregada del equivalente en agua de nieve.
- No obstante, la resolución efectiva de muestreo esta afectada por la heterogeneidad de los puntos muestreados, dada a priori por la elevación, orientación, pendiente y MUS. Al observar los rangos de cada característica fisiográfica (**Tabla 7**) se aprecia que los rangos abarcan gran parte de la orientación de cada cuenca piloto, un rango amplio dentro del rango factible de pendiente y un rango más reducido de exposición el viento preferencial (difícil de apreciar a priori en terreno). Sin embargo, el rango de elevación es bajo considerando el rango de elevación de cada cuenca. Esto muestra que la estimación del equivalente en agua de nieve podrá ser más exacta si en futuras campañas de terreno se incrementa la heterogeneidad del muestreo respecto al rango de MUS y elevación.

Cuenca Piloto	Rango Elevación [m.s.n.m.]	Rango Orientación [°]	Rango Pendiente [°]	Rango MUS [°]
Cerro Vega Negra (CVN)	358	354	39	22
Juncal (JUN)	1353	357	41	10
Estero Morales (EM)	992	359	45	27

Tabla 7. Rango total (heterogeneidad) del muestreo realizado en cada cuenca piloto.

4.4. Evaluación de la representatividad a nivel local de las estaciones nivométricas estudiadas.

Como se explicó anteriormente, el concepto de representatividad a punta a la caracterización del comportamiento local promedio del equivalente en agua. En la **Tabla 8** se resume la estimación del equivalente en agua de nieve en cada grilla mediante un promedio simple (Grilla - agregado) además de los valores del equivalente en agua de nieve registrados por la DGA y medidos en terreno en el marco del estudio para las fechas correspondientes a cada terreno.

Representatividad de las estaciones nivométricas		
	SWE prom. o valor [cm]	Error absoluto estimación vs. valor referencial [cm]
Cerro Vega Negra DCP		
Grilla - agreg.	19	2 (38 % de error)
Valor entregado a la fecha por la DGA	30	1 (1 % de error)
Valor medido directamente en la estación nivométrica	31	considerado como el valor real
Portillo DCP		
Grilla - agreg.	16	12 (30 % de error)
Valor entregado a la fecha por la DGA	28	5 (22 % de error)
Valor medido directamente en el estación nivométrica	23	considerado como el valor real

Tabla 8. Estadística asociada al análisis de la representatividad local de las estaciones nivométricas estudiadas (el % de error es respecto al valor considerado como real).

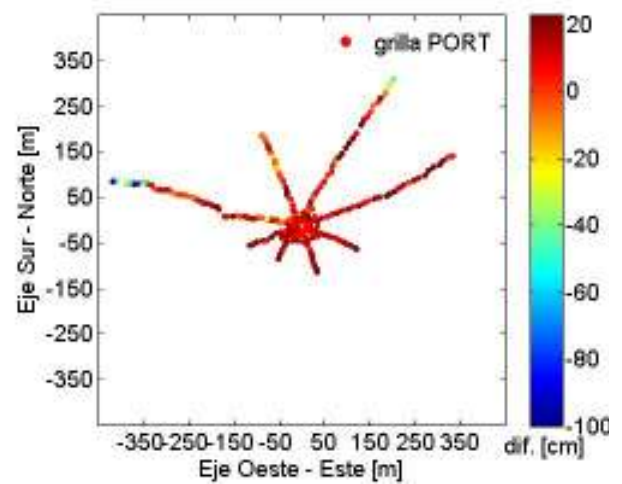
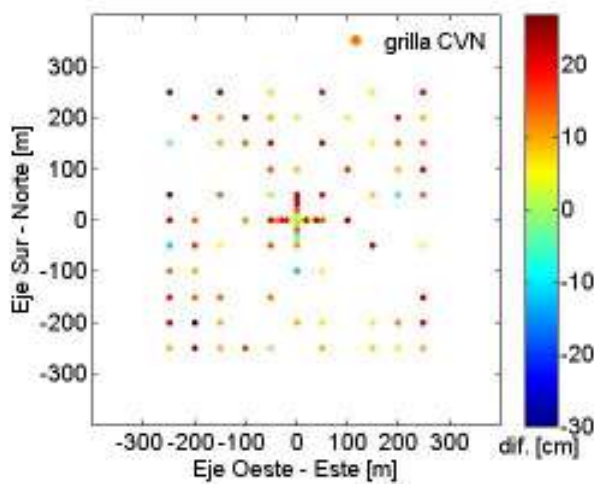
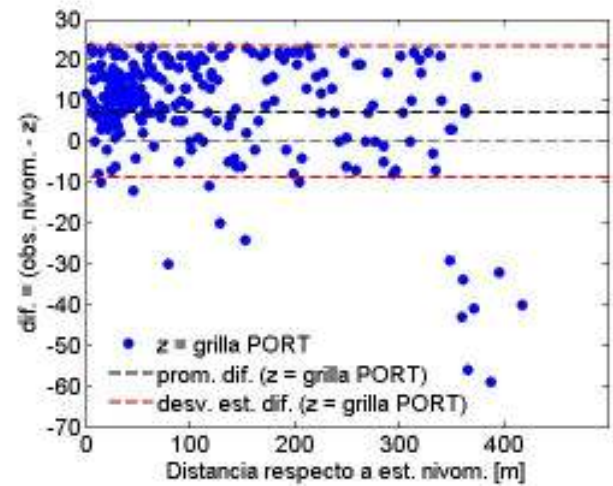
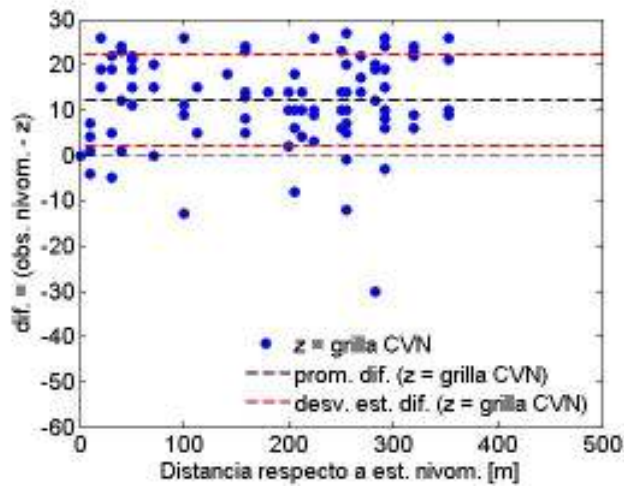
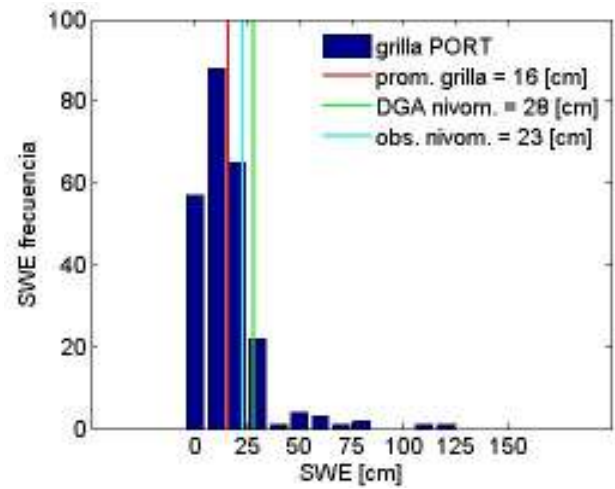
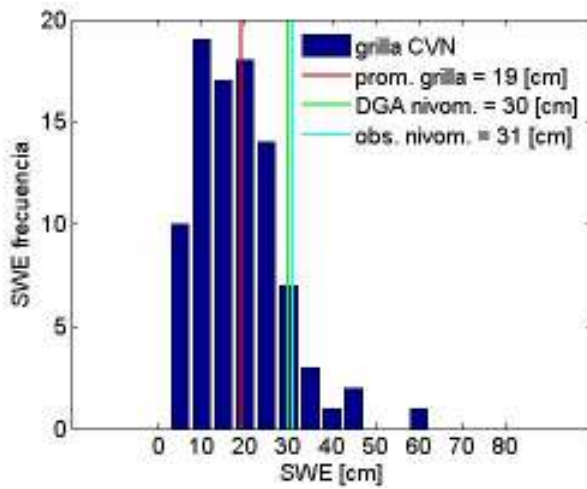


Figura 7. Análisis de la representatividad de las estaciones nivométricas Cerro Vega Negra DCP y Portillo DCP.

De los resultados es posible advertir que:

- El valor del equivalente en agua de nieve entregado por ambas estaciones nivométricas (DGA - snow pillows) y el observado en terreno es mayor que el promedio local, siendo esta diferencia mayor en Cerro Vega Negra DCP que en Portillo DCP (**Figura 7** - histogramas). Esto muestra que (1) la instalación misma de la estación nivométrica induce a una sobreestimación del equivalente en agua de nieve o (2) que la ubicación de ambas estaciones nivométricas están desplazadas a zonas de mayor acumulación local.
- Por otra parte, a nivel local, el histograma del equivalente en agua de nieve observado (snow pillow) posee mayor dispersión en Cerro Vega Negra DCP que en Portillo DCP evidenciando mayor heterogeneidad espacial en el primer caso. Sin embargo, el segundo caso presenta mayor asimetría positiva por lo que es posible decir que el equivalente en agua de nieve en Cerro Vega Negra es menos uniforme mientras que en Portillo DCP, existen zonas con valores extremos más pronunciados a pesar de ser espacialmente más uniforme (**Figura 7** - histogramas).
- La evolución de la diferencia entre el equivalente en agua de nieve observado (snow pillow) y las estimaciones locales de dicha variable (dif. - **Figura 7** - diferencias en función de la distancia) muestran que (1) ambas estaciones tienden a la sobreestimación del equivalente en agua de nieve respecto a los valores estimados a nivel local, (2) la dispersión de esta diferencia respecto al valor medio es más amplia en Portillo DCP que en Cerro Vega Negra DCP, evidenciando que la mayoría de los puntos muestreados en Cerro Vega Negra presentan un error respecto al valor observado directamente en el snowpillow que puede ser explicado a diferencia de Portillo DCP.
- Se aprecia (**Figura 7** - diferencias en función de la distancia) que la diferencia entre el equivalente en agua de nieve observado (snow pillow) y las estimaciones locales de dicha variable no presenta un cambio de magnitud significativo tras una distancia dada, a diferencia dicho indicador en Portillo DCP que sí cambia a partir de 350 [m]. Esta conclusión preliminar muestra que Portillo DCP solo es representativo en un radio menor a 350 [m] mientras que Cerro Vega Negra DCP es representativo al menos en un radio de 400 [m].
- Se observa además (**Figura 7** - disposición espacial del indicador dif.) que la diferencia entre el equivalente en agua de nieve observado en cada snow pillow y las estimaciones locales no evidencia anisotropía espacial en el caso de Cerro Vega Negra DCP, siendo levemente más evidente hacia el Norte en el caso de Portillo

DCP. Este resultado está condicionado por la forma de muestreo realizada en terreno pero entrega un acercamiento preliminar en cuanto a la calidad de disposición espacial local de la estación nivométrica en términos de representatividad local.

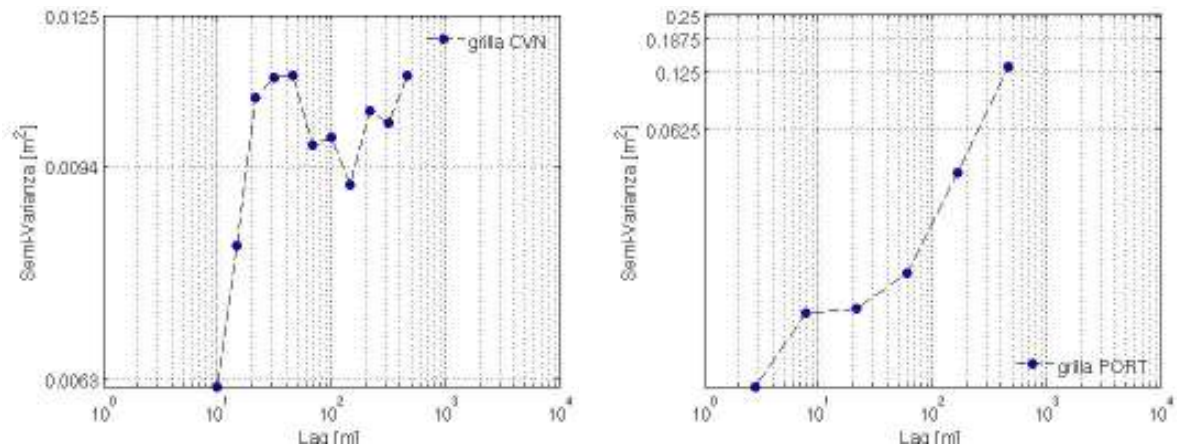


Figura 8. Variogramas experimentales para estaciones nivométricas Cerro Vega Negra DCP y Portillo DCP en función del muestreo local.

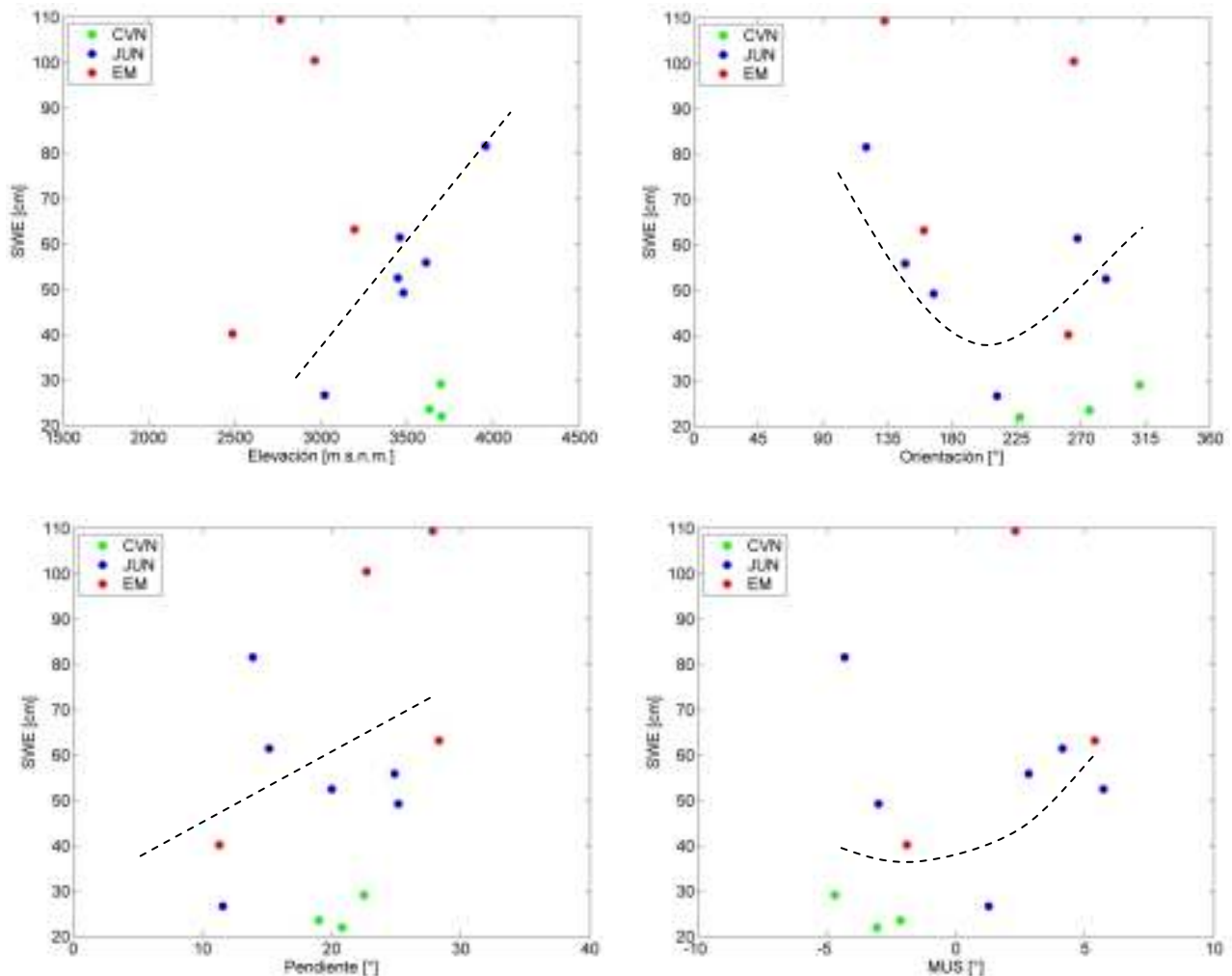
Paralelamente, se presentan los variogramas experimentales calculados para cada una de las estaciones nivométricas estudiadas (**Figura 8**). Se aprecia que:

- El variograma experimental de la grilla realizada en Cerro Vega Negra muestra una escala del proceso de acumulación nival de aproximadamente 50 [m]. Para distancias mayores se observa una inestabilidad de la semi - varianza entorno a 0.01 [m²]. Esto implica que la desviación de las muestras locales en torno al snow pillow aumenta linealmente respecto a la distancia entre los puntos hasta un radio de 50 [m] y en donde, para distancias mayores, dicha desviación no puede ser explicada, implicando que localmente, la modelación del equivalente en agua de nieve solo mejorará con resoluciones bajo 50 [m].
- En el caso de Portillo, el variograma experimental muestra una leve estabilización del la semi - varianza entorno a los 20 [m] (con una valor de la semi - varianza de 0.01 aproximadamente). Para distancias mayores dicha cantidad crece exponencialmente. Esto implica que, según la calidad del muestreo realizada en torno al snow pillow, no existe una distancia definida para asegurar una escala del proceso de acumulación nival. Sin embargo, la leve estabilización es similar al caso observado en Cerro Vega Negra.

- Ambos resultados permiten evidencia que la escala del proceso de acumulación nival es del orden de entre 20 [m] y 50 [m], con un valor de la semi - varianza similar - al parecer característico del proceso observado y evidenciando un comportamiento estacional del variograma experimental solo en el primer caso.

4.5. Relaciones entre el equivalente en agua de nieve estimado y la fisiografía de las cuencas piloto.

Al comparar las estimaciones del equivalente en agua de nieve realizadas en las cuencas piloto y la fisiografía asociada al muestreo es posible inferir algunas relaciones comunes entre las cuencas. En la **Figura 9** se aprecia el equivalente en agua de nieve agregada para cada ladera muestreada en función de la elevación, orientación, pendiente y MUS.



**Figura 9. Equivalente en agua de nieve agregado por laderas vs. fisiografía.
Comparación entre cuencas piloto.**

Se aprecia que existe una clara relación directamente proporcional entre el equivalente en agua de nieve y la fisiografía en el caso de la elevación, siendo menos clara en el caso de la pendiente. En el caso de la orientación se observa una relación cuadrática en donde orientaciones Este poseen menores valores del equivalente en agua de nieve. En tanto, la relación entre el equivalente en agua de nieve y el MUS es un tanto confusa, observando en general una proporcionalidad directa para zonas de acumulación nival pero una proporcionalidad inversa para zonas de exposición al viento. Esta comparación agregada está supeditada a la elección de las laderas por lo que los resultados presentados son de carácter preliminar.

En la **Figura 10** se presentan la comparación del muestreo realizado en cada cuenca piloto de manera desagregada (mediciones puntuales) en función de la elevación en donde el color de los puntos parametriza la orientación, pendiente o MUS. Se observa que:

- Existe una relación directamente proporcional entre el equivalente en agua de nieve y la elevación a nivel desagregado para las tres cuencas piloto.
- En el caso de Cerro Vega Negra, dicha relación es clara. En el caso de Juncal se observa mayor dispersión (influido por el valor de $a_{spacing} = 0.66$, mayor valor de la serie de valores calculados para $a_{spacing}$) lo que implica que Juncal es la cuenca más densamente muestreada y, por ende, la que posiblemente recoge mayor heterogeneidad espacial. En el caso de Estero Morales, los resultados muestran una ladera con un muestreo errado. Eliminado este comportamiento, se observa una relación directamente proporcional al igual que en Cerro Vega Negra,
- En el caso de la orientación, la relación entre el equivalente en agua de nieve y la elevación se muestra con mayor claridad para zonas de aspecto Oeste - Sur.
- En el caso de la pendiente, la relación entre el equivalente en agua de nieve y la elevación se muestra con mayor claridad para zonas con pendiente media - baja.
- En el caso del MUS, la relación entre el equivalente en agua de nieve y la elevación se muestra con mayor claridad para zonas con MUS bajo (es decir, zonas de exposición al viento). Este resultado es sesgado dado que no es posible hablar de una dirección del viento preferencial en cuencas como Juncal que poseen múltiples sub - cuencas orientadas de maneras distintas.

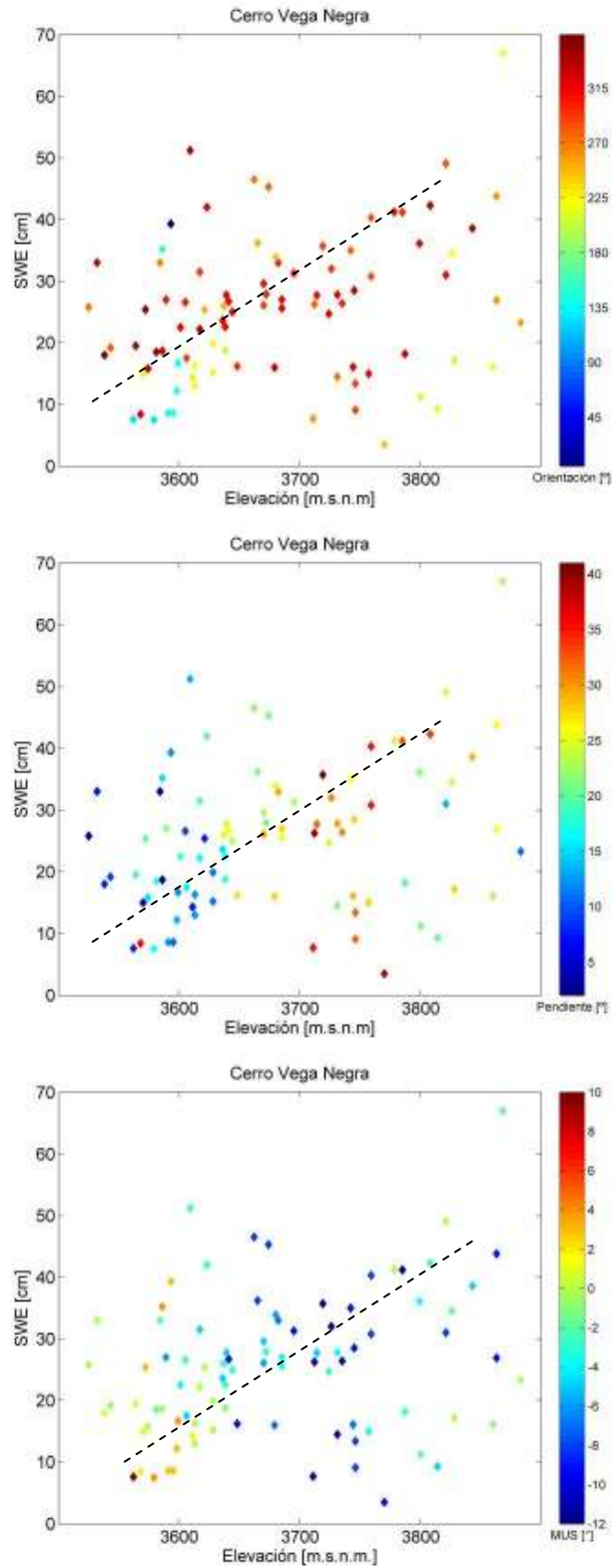


Figura 10a. Equivalente en agua de nieve - muestreo puntual en Cerro Vega Negra. Comparación vs. elevación parametrizado en orientación - pendiente y MUS.

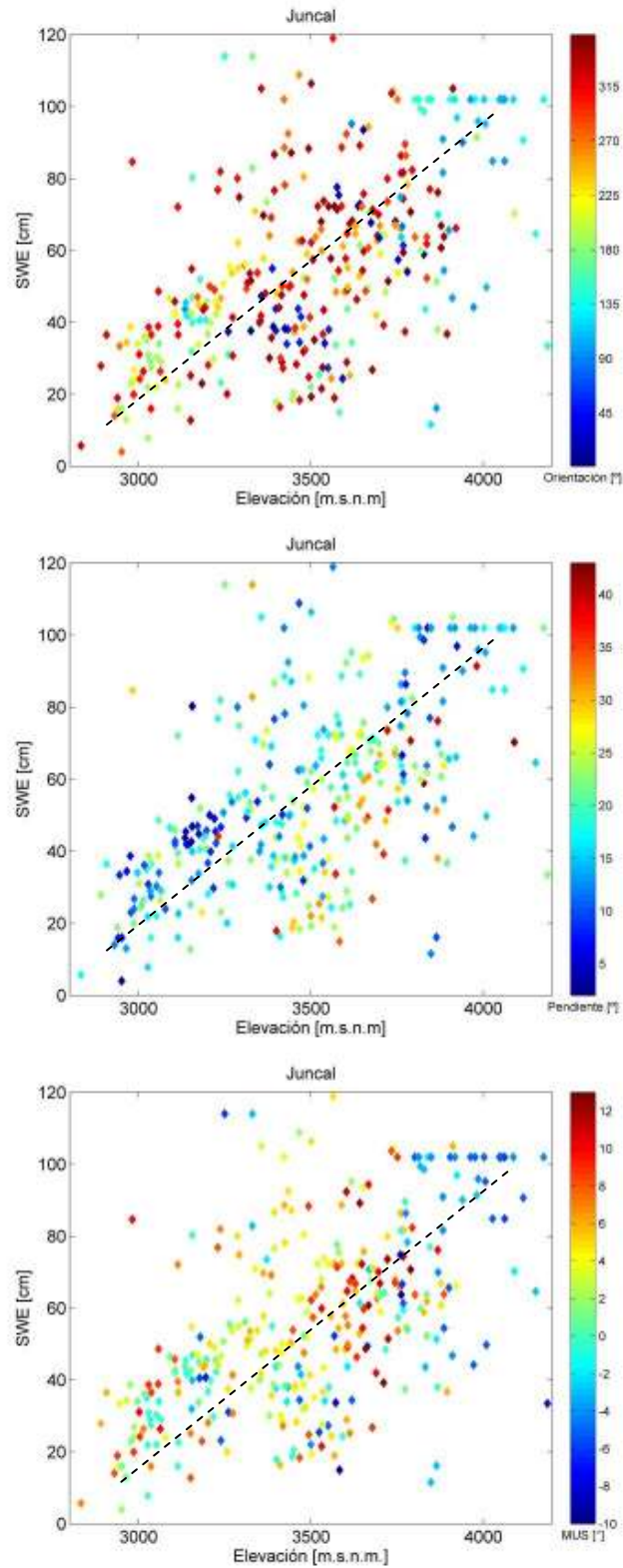


Figura 10b. Equivalente en agua de nieve - muestreo puntual en Juncal. Comparación vs. elevación parametrizado en orientación - pendiente y MUS.

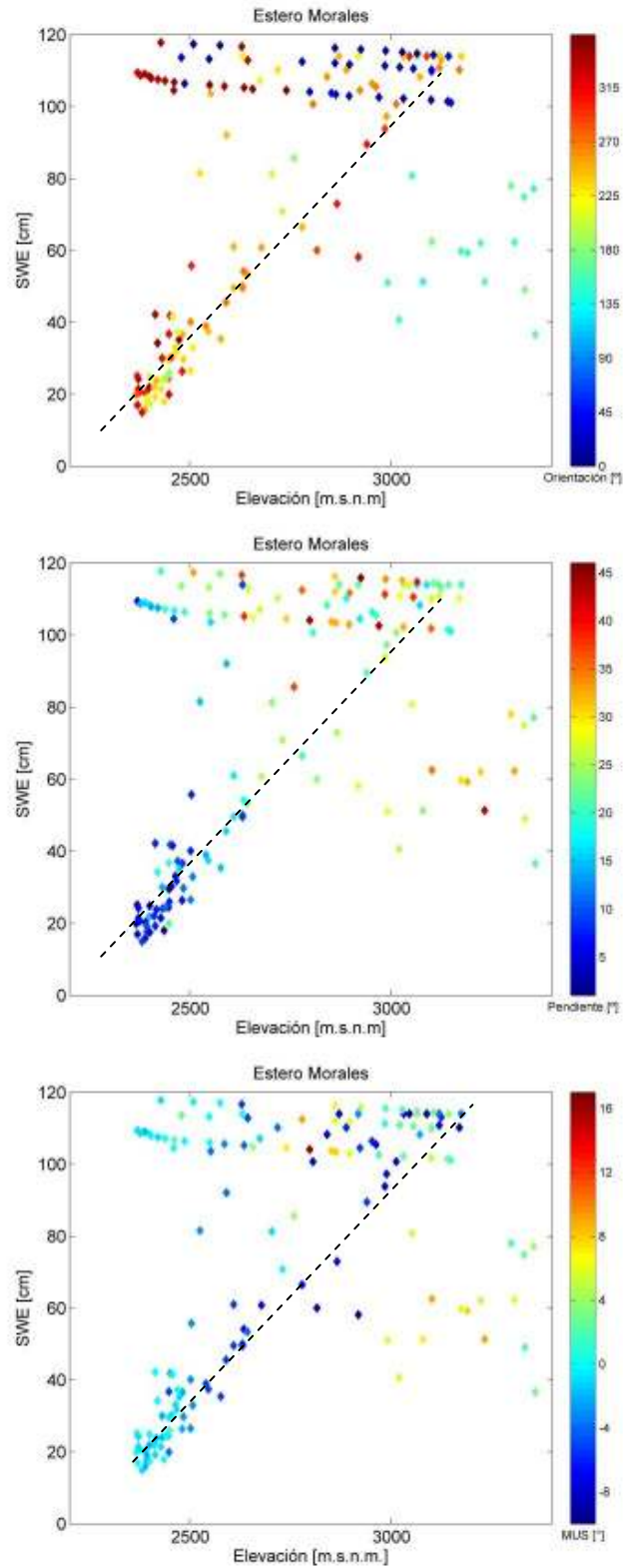


Figura 10c. Equivalente en agua de nieve - muestreo puntual en Estero Morales. Comparación vs. elevación parametrizado en orientación - pendiente y MUS.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE.

5.1. Reconstrucción del equivalente en agua de nieve – evaluación de las metodologías propuestas.

La reconstrucción del equivalente en agua de nieve realizada para las cuencas en estudio (Grande en las Ramadas – RAM, Aconcagua en Chacabucito – CHA y Maipo en el Manzano – MMZ) según la ecuación [8] (balance de masa – omitiendo el término correspondiente a las nevadas) y [12] (balance de energía). El periodo de modelación corresponde a los años 2001 al 2010, durante la temporada de deshielo definido entre el 15 de Agosto y el 15 de Diciembre. La escala espacial de modelación es de 500 [m] dada por la escala de los productos satelitales y por la escala del DEM utilizado (ajustada a la escala MODIS) base para la reconstrucción de G_{ir} y T_a . Todas las entradas del modelo, es decir, la serie de mapas correspondiente a las imágenes satelitales MODIS de albedo nival y área de cobertura nival fraccional junto con la serie de mapas de radiación solar incidente inclinada real (a cielo cubierto) y la temperatura del aire media diaria son reconstruidas para este periodo. Se utilizará a modo de validación la serie de volúmenes totales de deshielo reconstruidos por el mismo periodo y, los valores del equivalente en agua de nieve máximo observados en cada estación nivométrica cercana.

En la **Figura 11** se observa el promedio espacial – temporal para cada variable (en el caso del volumen total corresponde a la sumatoria del volumen observado). Se observa una correspondencia interanual en la dinámica de las cuatro variables de entrada al modelo a excepción de la radiación solar incidente en para Grande en las Ramadas. Se observa que los años 2003, 2004, 2007, 2009 y 2010 son años con un volumen de deshielo total (al 15 de Diciembre) bajo. Esto sucede en parte por el bajo valor del $FSCA$ en esos años (aun que los años 2009 y 2010 no es evidente) y no necesariamente por un retraso en el proceso de derretimiento a dicha fecha dado por la temperatura del aire o la radiación solar incidente. Se observa además que el albedo nival posee una dinámica similar al $FSCA$, indicando que en años con mayor volumen total hasta el 15 de Diciembre, existió un volumen de nieve considerable dado por (1) grandes eventos de nevadas o (2) eventos suaves pero reiterativos. Esto implica que la inclusión de las nevadas en el balance de masa puede ser importante para estos años con mayor valor promedio espacio – temporal del $FSCA$. Sin embargo, la información de nevadas es reducida por lo que para efectos preliminares, se opta por utilizar un modelo simplificado ateniéndose a las consecuencias de esta simplificación. Sin embargo la disposición espacial de las nevadas (y por ende, el escalamiento en función del área nival asociada a cada flujo de energía) sí está considerada mediante el $FSCA$.

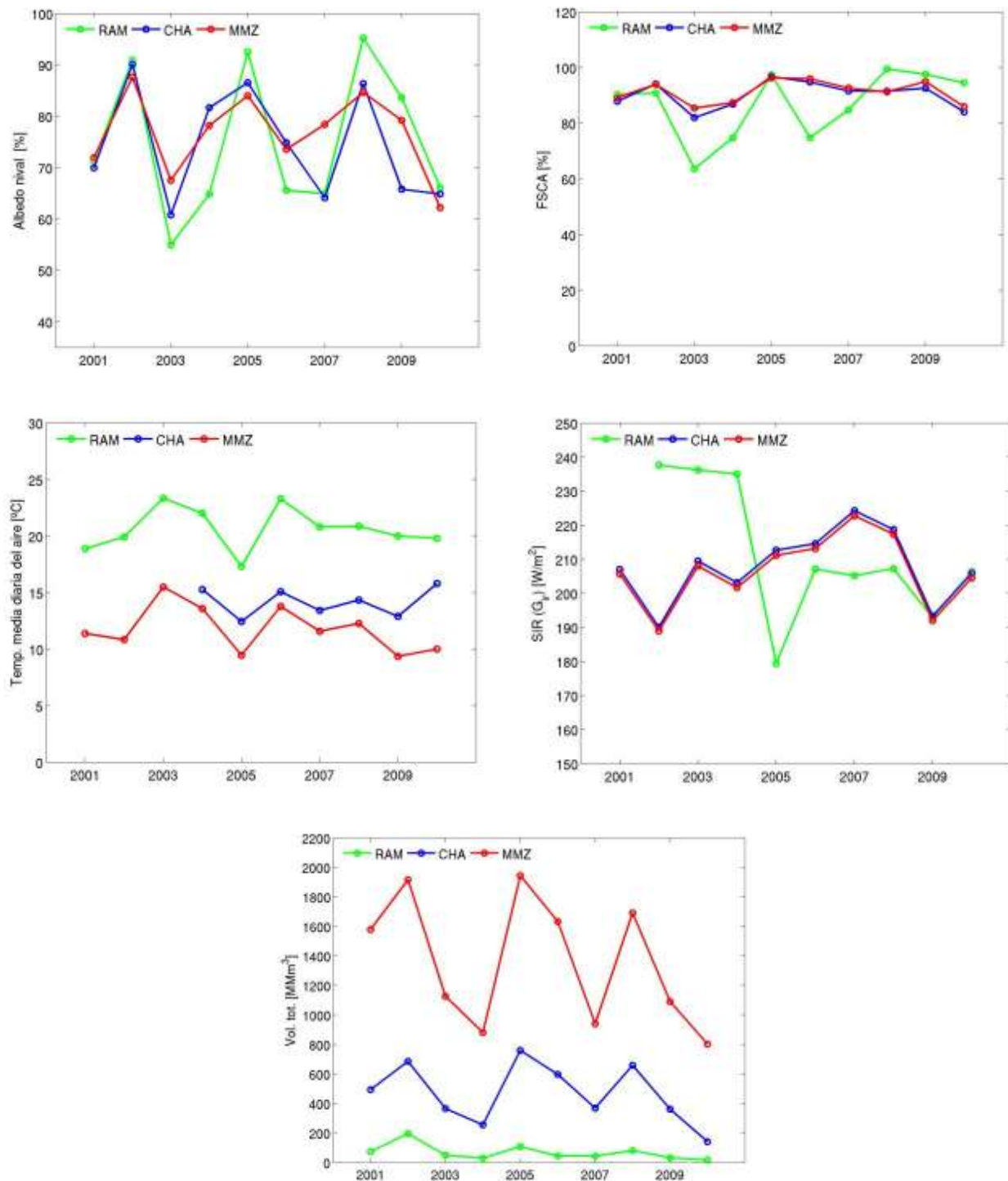


Figura 11. Evolución interanual de los valores promedio espaciales anuales del albedo nival (MODIS), área de cobertura nival fraccional (MODIS), radiación solar incidente inclinada real, temperatura del aire media diaria y el volumen total de deshielo para cada año modelado entre el 15/8 y el 15/12.

Se observa en general que las entradas al modelo poseen cierta correspondencia con la altitud de las cuencas (**Figura 11**). Se tienen en promedio valores extremos mayores para el albedo nival y la radiación solar incidente en Grande en las Ramadas mientras que de manera sostenida año a año, la temperatura del aire y el *FSCA* es mayor y menor respectivamente en esta cuenca que en sus pares Aconcagua en Chacabucito y Maipo en el manzano. En general se observa que estas dos últimas cuencas poseen un comportamiento similar, distinto únicamente en el volumen total de deshielo dada la diferencia en el área aportante de cada cuenca.

Las series temporales del promedio espacial para el *FSCA* (MODIS) el equivalente en agua de nieve (*SWE*) reconstruido y el caudal de deshielo observado (**Figura 12**) muestran una reconstrucción del equivalente en agua de nieve acorde a la física del proceso esperado en donde, para el caso de las cuencas CHA y MMZ, la reconstrucción comienza desde el 15/12 (lo que indica que posiblemente puede existir valores positivos para el *FSCA* tras esta fecha) a diferencia de la cuenca RAM que, en promedio, termina el proceso de derretimiento el 15/11.

El valor del equivalente en agua de nieve reconstruido es proporcional al caudal total observado a la fecha (15/12), evidenciando que a mayor *FSCA*, mayor *SWE* y, por ende, mayor volumen de deshielo (proporcionalidad directa de estos tres elementos que explican la dinámica espacio – temporal de la nieve y la respuesta agregada de la cuenca en cuanto a disponibilidad de agua) (**Figura 11 – Figura 15**). Esta característica se observa para todos los años modelados y en las tres cuencas estudiadas. Claramente, dado que el modelo de reconstrucción tiene una escala espacial de 500 [m] existirá una diferencia considerable a la hora de reconstruir la diferencia en orden de magnitud del área nival de cada una de las tres cuencas en estudio.

De la reconstrucción del equivalente en agua de nieve (variable de estado final que refleja el efecto de las variables *FSCA*, α_s , G_{ir} y T_a) se observa que (**Figura 12**) que la dinámica durante la temporada de deshielo propuesta así como la dinámica a nivel interanual son similares en las cuencas Aconcagua en Chacabucito y Maipo en el Manzano, siendo levemente distinta en Grande en las Ramadas en donde el orden de las reconstrucciones anuales del *SWE* se altera respecto a las otras cuencas (ver los máximos). Los valores máximos del equivalente en agua de nieve reconstruido (anuales extremos) corresponden a (1) 1220 [mm], año 2002 – 475 [mm], año 2010 para RAM; (2) 1160 [mm], año 2005 – 760 [mm], año 2010 para CHA y (3) 1200 [mm], año 2006 – 670 [mm], año 2010 para MMZ. Estos resultados están sujetos a que en el caso de CHA no se pudo reconstruir los años 2001, 2002 y 2003 por falta de información de temperatura del aire para reconstruir la tasa de lapso. En el caso de RAM, no se pudo reconstruir el año 2001 por falta de información de radiación solar incidente cercana a la zona de estudio.

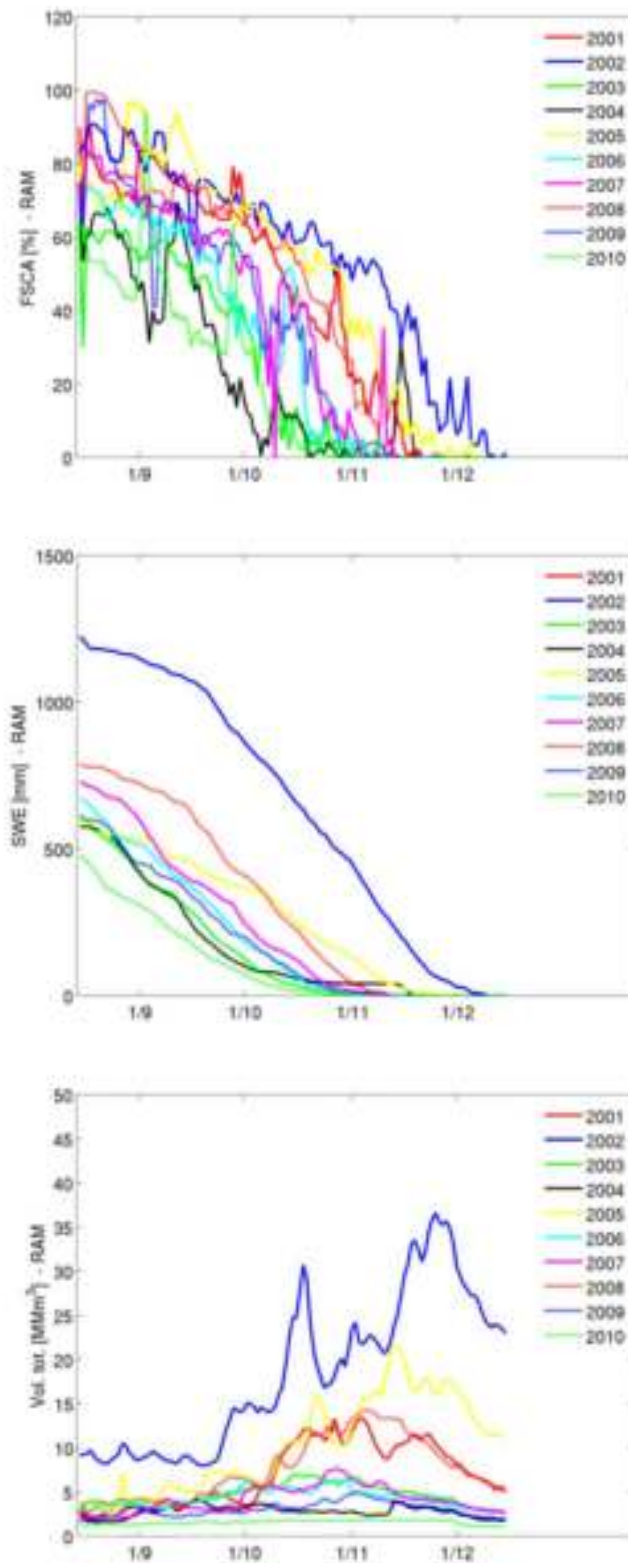


Figura 12a. FSCA, SWE y caudal de deshielo observado (2001 - 2010) - RAM.

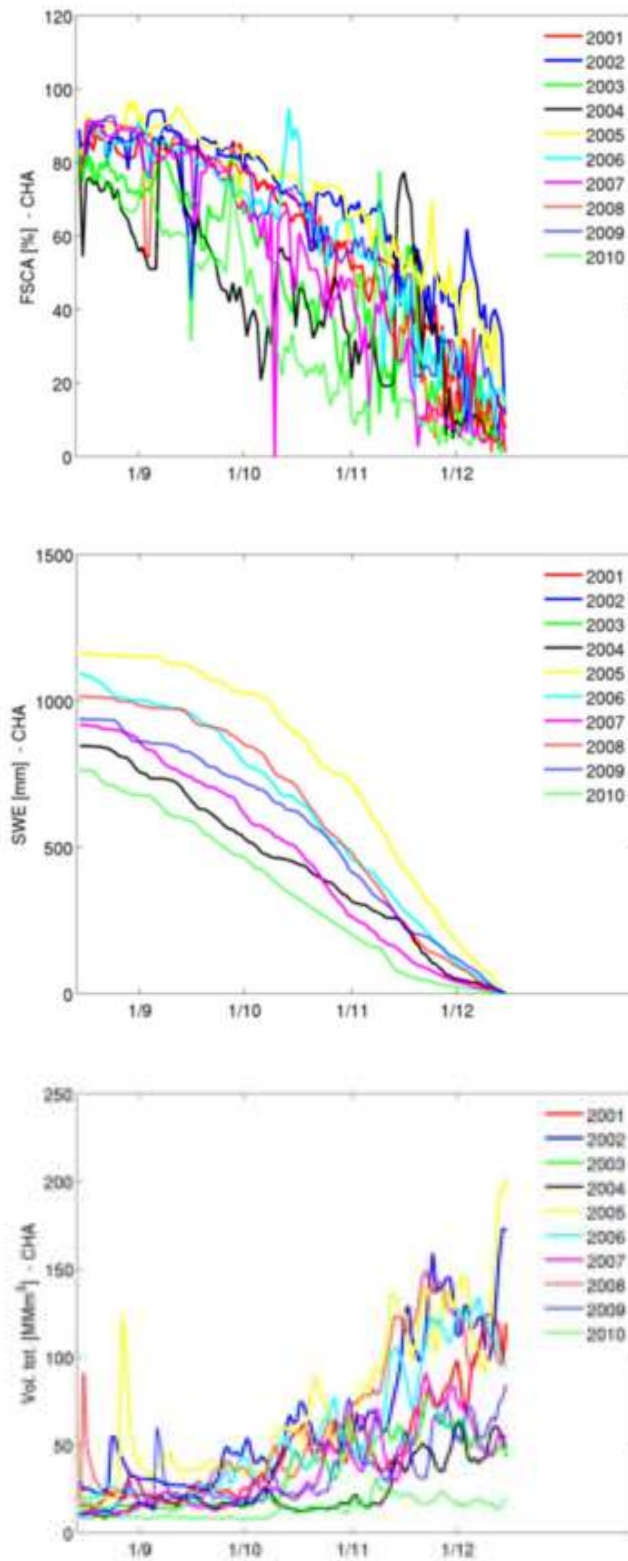


Figura 12b. FSCA, SWE y caudal de deshielo observado (2001 - 2010) - CHA.

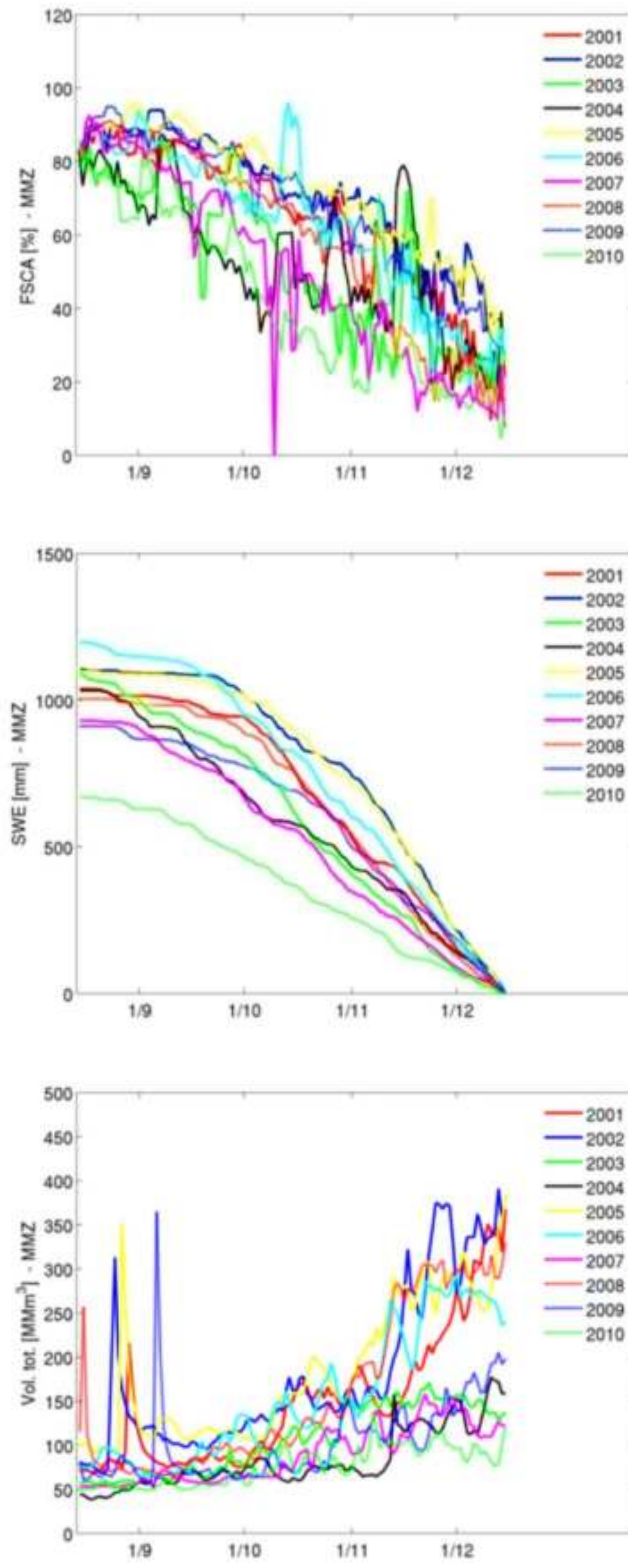


Figura 12c. FSCA, SWE y caudal de deshielo observado (2001 - 2010) - MMZ.

En la **Figura 13** se presentan un ejemplo de los resultados espaciales reconstruidos para el equivalente en agua de nieve. El equivalente en agua de nieve menor a 10 [cm] se considera (para efectos gráficos) como dado que correspondería a zonas con acumulación sin significancia práctica, impidiendo advertir gráficamente el retroceso de la línea de nieves.

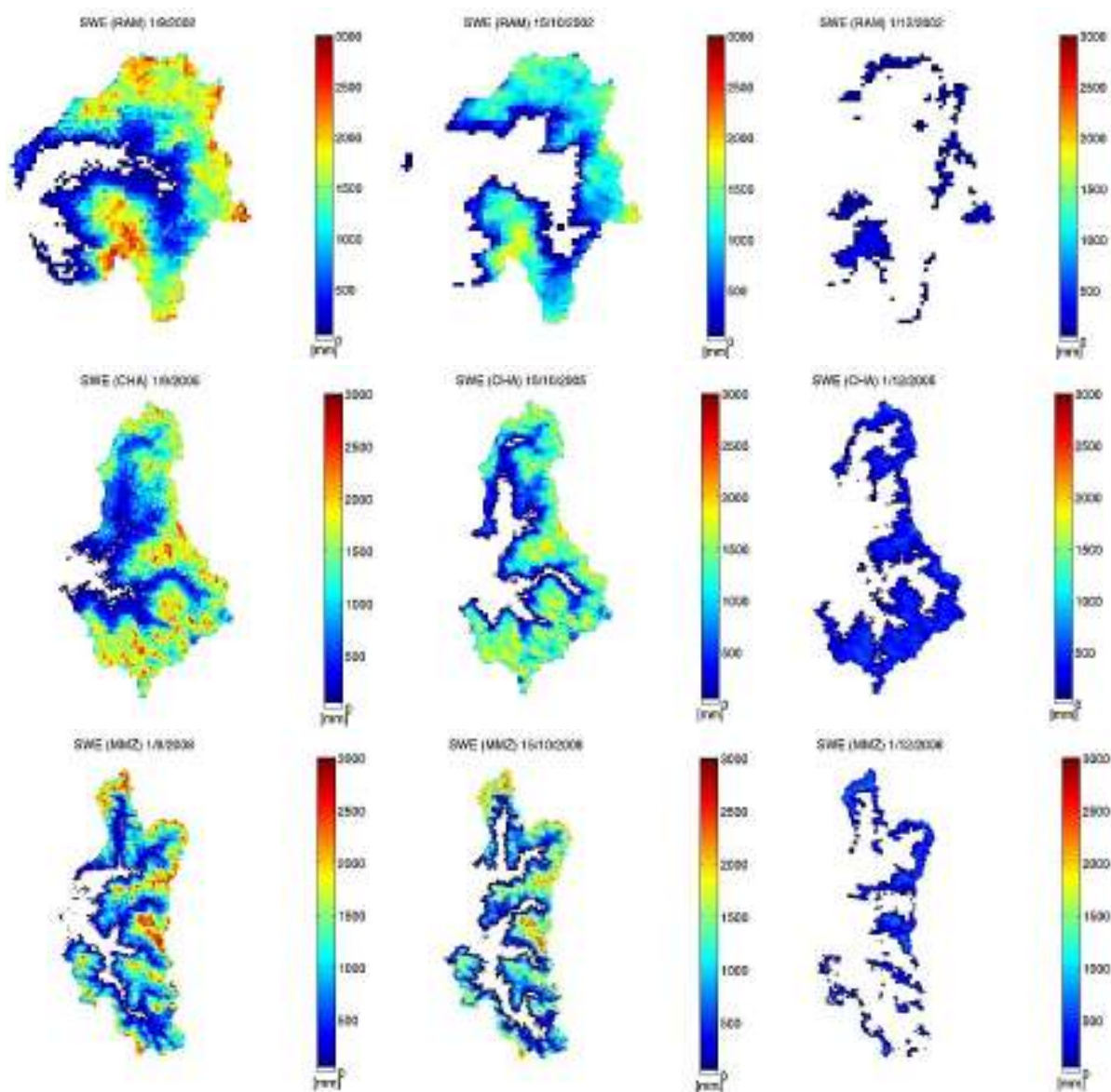


Figura 13. Equivalente en agua de nieve (SWE) reconstruido para las cuencas en estudio (se presentan 3 ejemplos diarios para tres años distintos).

Para las tres cuencas se presenta el mapa del día 1 de Septiembre, 15 de Octubre y 1 de Diciembre a modo de ejemplificar de manera amplia el agotamiento del equivalente en agua de nieve. En el caso de RAM se presenta el año 2002, en el caso de CHA el año 2005

y en el caso de MMZ el año 2008. En los tres casos se observa existe una tendencia a la acumulación del equivalente en agua de nieve con la elevación – efecto observado en las campañas de terreno a una escala de cuenca piloto, a diferencia de relaciones respecto a la orientación o pendiente que existen solo a escala de cuenca piloto. El retroceso de la línea de nieve sigue esta misma tendencia respecto a la elevación.

5.2. Validación de la reconstrucción del equivalente en agua de nieve en base a las mediciones en terreno.

La validación propuesta a continuación para la reconstrucción del equivalente en agua de nieve es solo un procedimiento aproximativo para visualizar el orden de magnitud de los resultados obtenidos y, en ningún caso, pretende dar una conclusión definitiva sobre la modelación dado que (1) para los años de modelación no se tienen mediciones en terreno del SWE , (2) la metodología planteada para la validación posee incertidumbre debido a que se basa en una estimación proporcional extraída del comportamiento interanual observado para cada cuenca y (3) se basa en la utilización del valor observado del equivalente en agua de nieve máximo para las estaciones nivométricas Cerro vega Negra DCP (CVN), Portillo DCP (JUN) y Laguna Negra DCP (EM) que, por lo demás, es un valor observado el día 10 del Agosto del 2012 que bien pudiera ser menor al equivalente en agua de nieve máximo. Notar además que la validación se realiza en las cuencas piloto CVN, JUN y EM por lo que la evaluación de la calidad de los resultados obtenidos quedará, en parte, influenciada por pequeñas zonas dentro de las cuencas en estudio (1.0% en el caso de CVN – RAM, 12% en el caso de JUN – CHA y 0.6% en el caso de EM – MMZ). La metodología de validación aproximada consiste en:

- Para cada cuenca piloto se calcula la proporción entre el equivalente en agua de nieve máximo promedio espacial reconstruido para cada año modelado, es decir, para los años 2001 al 2010 ($SWE_{rec. prom. máx.}$) y el equivalente en agua máximo observado en la estación nivométrica más cercana ($SWE_{nivom. máx.}$). Esta razón se denominará φ (**Figura 14**).
- Si φ fuese constante año a año, el valor de $SWE_{rec. prom. máx.}$ para el año 2012 podría ser estimado proporcionalmente como:

$$SWE_{rec,2012 prom. máx.} = \varphi (SWE_{nivom,2012 máx.}) \quad [14]$$

- Dado que φ no es invariante a nivel interanual (**Figura 14**). Teniendo en cuenta esto se propone una estimación considerando tres valores de este coeficiente (1) $\bar{\varphi}$, (2) $\bar{\varphi} + S_{\varphi}$ y (3) $\bar{\varphi} - S_{\varphi}$, donde $\bar{\varphi}$ corresponde al promedio de los valores de φ calculados entre el año 2001 y 2010 y, S_{φ} corresponde a la desviación estándar de

dicho valor promedio. Esto implica que se tendrán tres estimaciones (una estimación superior, media e inferior) que definirán un rango de error estándar para la evaluación de la calidad de la reconstrucción propuesta en función del valor del equivalente en agua observado en terreno.

- Notar que el predictor utilizado ($SWE_{nivom,2012} \text{ máx.}$) posee una incertidumbre asociada al día de la medición – que puede no corresponder a la condición de máximo equivalente en agua de nieve.
- El valor del equivalente en agua de nieve referencial para la validación corresponde al valor agregado estimado a partir del muestreo espacial realizado en cada una de las cuencas piloto.

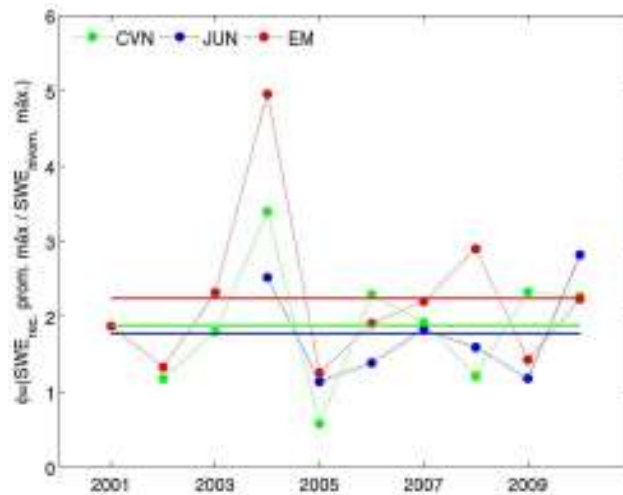


Figura 14. Evolución interanual del coeficiente ϕ (equivalente en agua de nieve promedio espacial reconstruido normalizado por su contraparte observada en cada estación nivométrica respectiva).

Los resultados de la validación de la reconstrucción del equivalente en agua de nieve son presentados en la **Tabla 9**. En ella se aprecia el valor del coeficiente $\bar{\phi}$ junto con los valores extremos $\bar{\phi} + S_{\phi}$ y $\bar{\phi} - S_{\phi}$ (utilizados para estimar los valores del SWE reconstruido para el año 2012 en cada cuenca piloto). Se muestra además los valores estimados para el año 2012 respecto a la reconstrucción realizada para las cuencas piloto en estudio. Se observa (respecto a la estimación agregada a nivel espacial del equivalente en agua de nieve realizada en cada cuenca piloto – año 2012 – **Tabla 6**) que el balance de masas – energía propuesto modela el equivalente en agua de nieve con un error promedio para las tres cuencas piloto de un 30%, subestimando en el caso de Cerro Vega Negra y sobrestimando en el caso de Juncal y Estero Morales. El equivalente en agua de nieve

estimado en terreno queda dentro del rango estimado en el caso de Cerro Vega Negra y Juncal, mientras que en el caso de Estero Morales, la estimación en terreno es levemente superior a la estimación máxima entregada.

Es importante recalcar que el error asociado a la validación es solo aproximado dado que (1) el valor referencial de validación es una estimación en terreno de la cantidad de equivalente en agua de nieve en cada cuenca que depende de la cantidad de puntos muestreados, del área muestreada y de la heterogeneidad del muestreo en función de los distintos patrones de acumulación observados, (2) la escala de modelación espacial (500 [m]) no es lo suficientemente fina para modelar cuencas como Cerro Vega Negra o Estero Morales, lo que incide directamente en la exactitud de la modelación, (3) una validación propiamente tal debiera contrastar el resultado modelado para el año 2012 respecto a las observaciones realizadas para aquel año, situación que no fue considerado previamente en este estudio, (4) las distintas fuentes de incertidumbre y el peso de cada una de estas inciden en los resultados afectando de distinta manera años más húmedos o secos lo que hace imposible obtener un valor de $\bar{\varphi}$ invariante en el tiempo por lo que siempre se estará hablando de un rango (o banda) de estimación más que de una estimación única y (5) la principal fuente de incertidumbre viene dada por los datos de entrada y la naturaleza misma del modelo de reconstrucción que obviamente es una aproximación aún lejana del proceso físico de derretimiento. Este punto se profundizará con mayor detalle en las conclusiones.

Validación del SWE reconstruido [mm]			
Valores	CVN (RAM)	JUN (CHA)	EM (MMZ)
$\bar{\varphi}$ (adimensional)	1.89	0.83	2.24
S_{φ} (adimensional)	0.83	0.66	1.08
SWE máx. nivométricas (10/8/2012)	168	275	208
SWE máx. estimado(φ)	317	489	446
SWE máx. estimado($\varphi - S_{\varphi}$)	178	308	241
SWE máx. estimado($\varphi + S_{\varphi}$)	456	671	690
SWE máx. observado en terreno (2012) - laderas + grilla (agregado)	220	550	740
% error respecto a SWE estimado (φ)	44%	12%	38%

Tabla 9. Validación de la reconstrucción del SWE propuesta para las cuencas en estudio (solo en las cuencas piloto en estudio).

5.3 Capacidad predictiva de la reconstrucción del equivalente en agua de nieve propuesta.

Se estudia la relación entre el volumen total de deshielo comprendido entre el 15 de agosto y el 15 de Diciembre y distintos predictores (*SWE* máximo reconstruido promedio espacial,

SWE máximo observado en estaciones nivométricas y el *FSCA* máximo observado mediante imágenes MODIS, esto para las cuencas Grande en las Ramadas, Aconcagua en Chacabucito y Maipo en el Manzano (**Figura 15**). En general se observan mejores ajustes lineales para los tres predictores en la cuenca Aconcagua en Chacabucito, seguido de Grande en las Ramadas y Maipo en el Manzano (**Tabla 10**). Este resultado se verifica al comparar los coeficientes de determinación encontrados tras la regresión lineal propuesta. Otro resultado interesante es que, en general, el *FSCA* es un mal predictor del volumen total de deshielo a corto plazo mientras que el equivalente en agua de nieve observado en las estaciones nivométricas y el reconstruido son, en general, predictores de mejor calidad. Esto implica que es necesario conocer el equivalente en agua de nieve (ya sea mediante observaciones o estimaciones) para predecir la disponibilidad de agua en los valles alimentados por las zonas cordilleranas de Chile central.

Estadísticos de la validación propuesta para el SWE reconstruido			
Estadístico	RAM	CHA	MMZ
Vol. total de deshielo (15/8 al 15/12) vs. FSCA máx. [%]			
R^2	0.10	0.58	0.38
<i>RMSE</i>	54	140.0	368.0
Vol. total de deshielo (15/8 al 15/12) vs. SWE máx. (est. nivom.) [mm]			
R^2	0.74	0.79	0.54
<i>RMSE</i>	28	99	314
Vol. total de deshielo (15/8 al 15/12) vs. SWE máx. (prom. rec.) [mm]			
R^2	0.77	0.93	0.44
<i>RMSE</i>	28	66	348

Tabla 10. Estadísticos - coeficiente de determinación (R^2) y error cuadrático medio (*RMSE*) para los ajuste entre el volumen total de deshielo para el periodo 15/8 - 15/12 y los predictores (1) FSCA máx. MODIS, (2) SWE máximo observado en cada estación nivométrica asociada y (3) SWE máximo promedio espacial reconstruido.

Luego, al comprar específicamente los predictores equivalente en agua de nieve máximo reconstruido y observado en las estaciones nivométricas se observa que la reconstrucción propuesta mejora la capacidad predictiva. Esto conduce a la idea de que una correcta definición de localizaciones representativas del equivalente en agua de nieve promedio para la cuenca mediante un modelo de reconstrucción espacial potenciará la capacidad predictiva de las estaciones nivométricas (siempre y cuando presenten un funcionamiento correcto desde el punto de vista operativo), permitiendo predicciones sencillas sin la necesidad de la aplicación de un modelo de reconstrucción del equivalente en agua de nieve basado en la reconstrucción de series de tiempo de mapas de forzantes meteorológicas extrapoladas y/o imágenes satelitales.

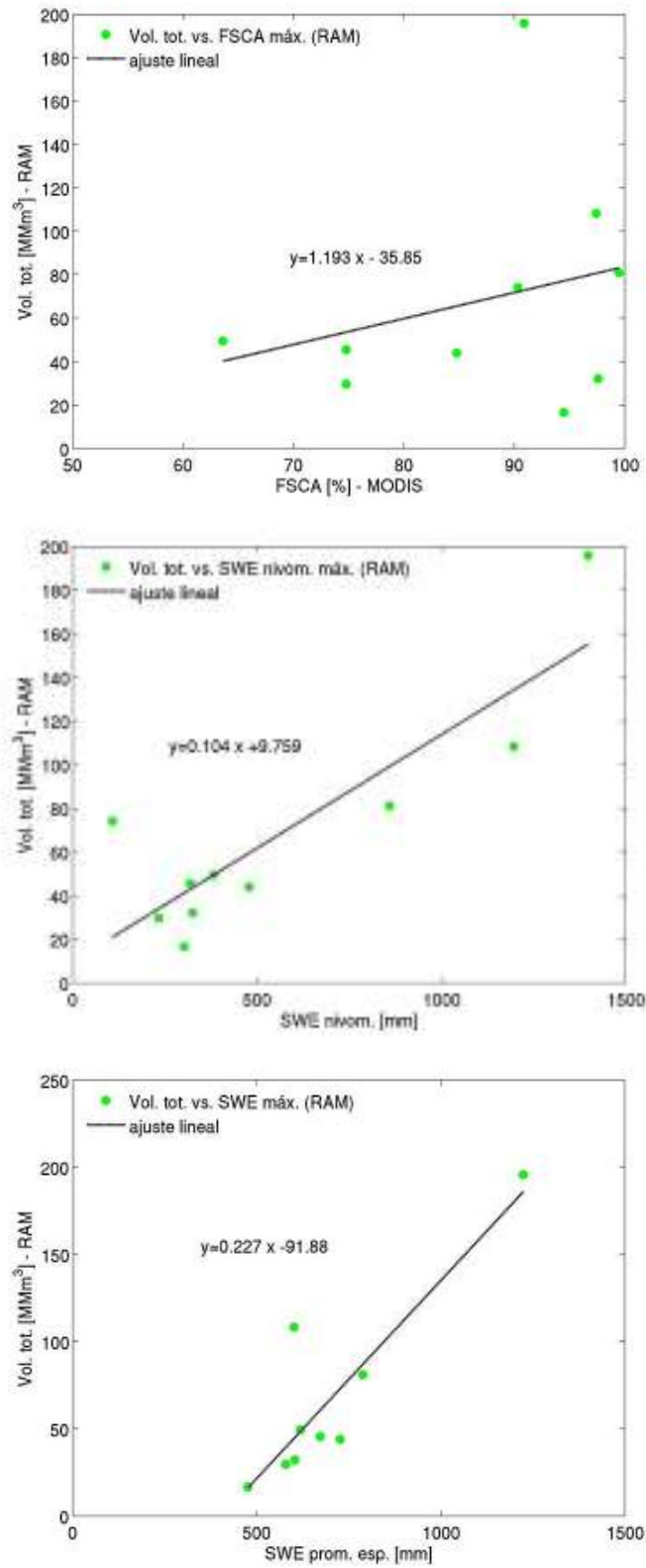


Figura 15a. Predicción del volumen de deshielo total - RAM.

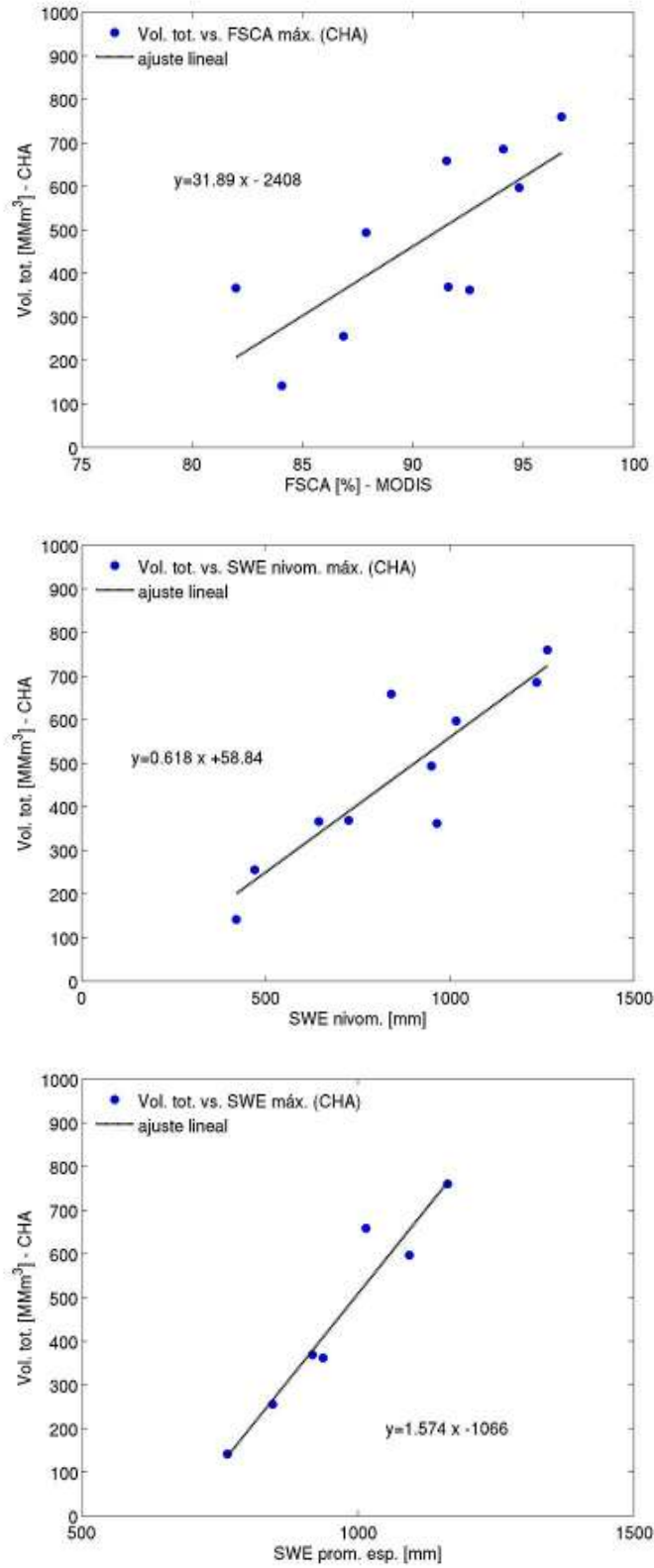


Figura 15b. Predicción del volumen de deshielo total - CHA.

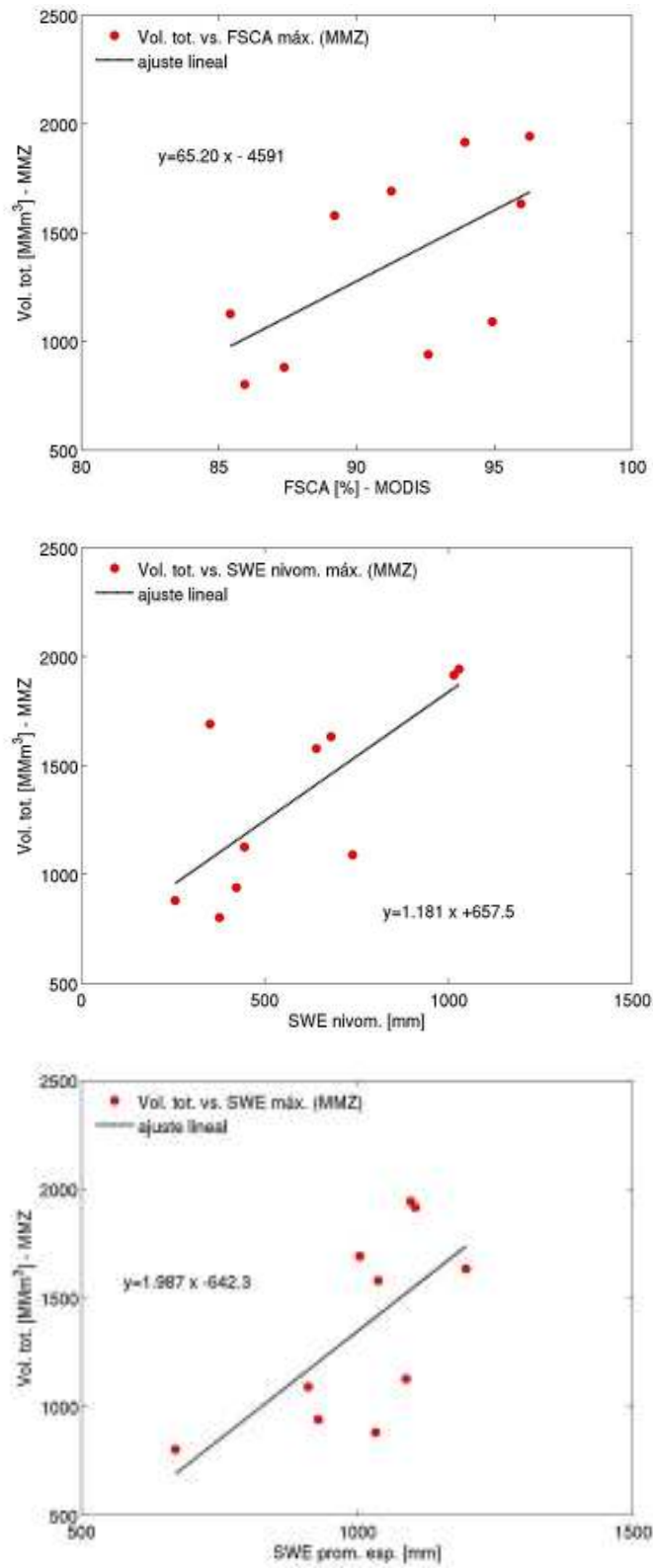


Figura 15c. Predicción del volumen de deshielo total - MMZ.

6. PROPOSICIÓN DE RED DE MONITOREO NIVAL.

6.1. Propuesta tras la reconstrucción del equivalente en agua de nieve.

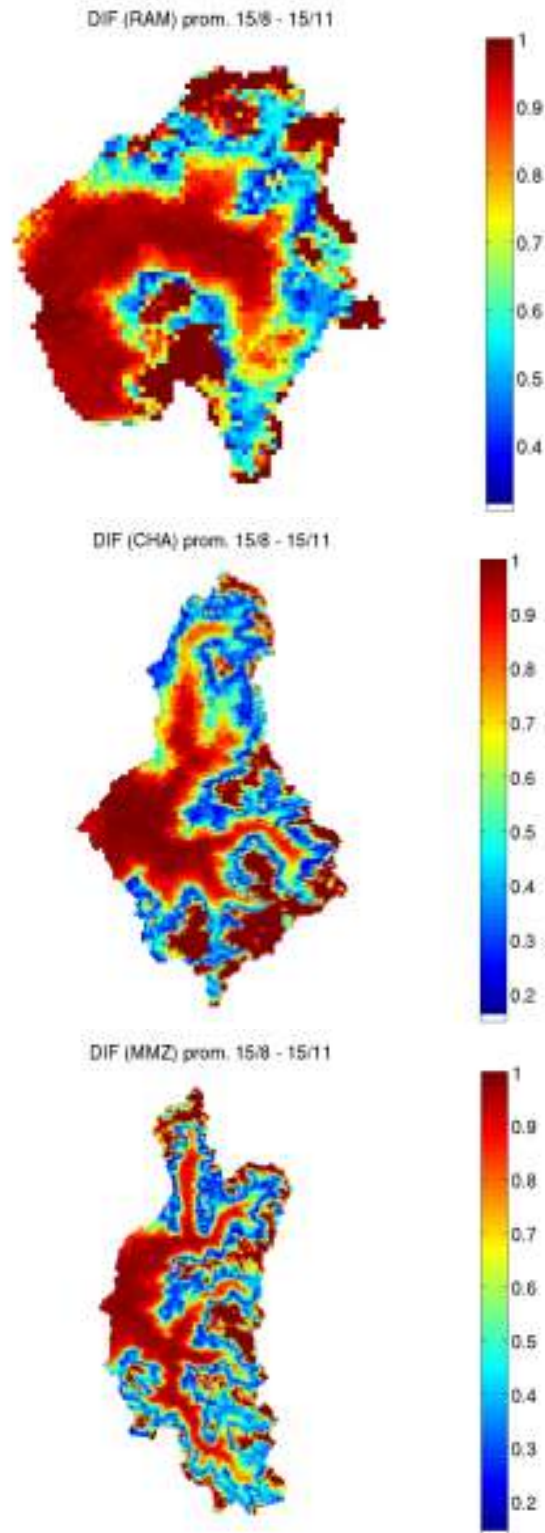
Tras la reconstrucción del equivalente en agua de nieve y mediante la utilización de este producto, se definen áreas representativas (ARs) para la medición en terreno del *SWE* mediante la ecuación [13]. El cálculo de indicador *DIF* se realiza para cada día de modelación considerando el promedio espacial del equivalente en agua de nieve reconstruido. Las ARs serán aquellas zonas en que el valor *DIF* es bajo, siendo estas zonas aquellas en que el valores del equivalente en agua de nieve modelado es cercano al valor promedio espacial y, por ende, zonas en donde la instalación de estaciones nivométricas permitirán realizar observaciones que serán buenos predictores del total de nieve acumulada en la cuenca y del volumen total durante la temporada de deshielo.

El carácter de esta metodología para definir las ARs implica que existirá una evolución temporal en la dinámica espacial de las ARs. Por otra parte vemos que es de interés práctico la estimación de equivalentes en agua de nieve de cuantía considerable (sobre 20 [cm]). Teniendo en cuenta estos dos aspectos, se muestra a continuación el mapa de las ARs promedio entre el 15 de Agosto y el 15 de Noviembre (**Figura 16**).

Se observa en la **Figura 16** que la distribución espacial de las ARs puede ser explicada mayormente por la elevación. Esto no es de sorprender dado que el balance de energía se basa en 3 términos energéticos, dos de los cuales (energía radiactiva neta de onda larga y el término empírico turbulento) son extrapolados espacialmente de manera directamente proporcional respecto a la elevación.

A modo de cuantificar la superficie propuesta para las ARs de cada cuenca en estudio se tiene que, para Grande en las Ramadas el área de ARs abarca un 10% del área total de la cuenca, para Aconcagua en Chacabucito el área de ARs abarca un 30% del área total de la cuenca y para Maipo en el Manzano el área de ARs abarca un 35% del área total de la cuenca. El criterio de corte utilizado para definir las ARs fue de $DIF \leq 0.50$ (criterio opcional que debe ser verificado específicamente para ser representativo del rango del indicador *DIF* en cada cuenca estudiada).

Notar que el rango de valores para el indicador *DIF* varía dependiendo de la heterogeneidad del equivalente en agua de nieve reconstruido en dicha zona que depende finalmente de la heterogeneidad fisiográfica de la cuenca. Por lo tanto, cuencas más homogéneas en cuanto a su fisiografía permitirán definir ARs cuyas locaciones serán capaces de predecir con mayor precisión el equivalente en agua de nieve promedio a nivel espacial.



**Figura 16. ARs promedio (del 15/8 al 1/11) - periodo con área de cobertura nival
significante en las tres cuencas en estudio (escala propuesta).**

6.2. Especificaciones técnicas en cuanto al instrumental de medición y criterios de instalación en terreno.

Para efectos de este estudio, el diseño de las estaciones nivométricas se clasifica en (1) avanzada y (2) básica. Cada tipo de estación puede contener los siguientes elementos (**Tabla 11**) (RHMA, 2012).

Inst.	Instrumento	Instalación / Uso
Inst. A	Sensor de altura de nieve	Corresponde a un sensor ultrasónico el cual debe ser instalado horizontalmente a una entre 0.5 y 10 [m] del objetivo. Resolución de 1 [cm].
Inst. B	Colector de lluvia y nieve	Específico para precipitación sólida y líquida. Posee un calentador eléctrico y posee una capacidad instantánea de 200 [cm ²]. Resolución de 1 [mm].
Inst. C	Snow - Pillow	Plataformas que miden el peso de nieve transformando las mediciones a altura de agua. Las dimensiones comunes son 4 snow - pillow dispuestos en cuadrado de 4 [ft] por 5 [ft].
Inst. D	Torre climatológica: 1. Piranómetro 2. Pirgeómetro 3. Radiómetro Neto 4. Anemómetro (veleta) 5. Sensor de Temperatura / Humedad Relativa del aire. 6. Barómetro. 7. Panel Solar 8. Perfil de termistores dentro del manto nival.	La torre posee una altura mínima de 3 [m] sobre el nivel de la nieve. Debe contener en lo posible un para rayos con salida a tierra. El panel solar debe ser instalado en lo alto orientado en 45 grados hacia el Norte para maximizar la carga de la batería. Los sensores se disponen como (1) piranómetro nivelado horizontalmente mirando hacia arriba, (2) pirgeómetro dispuesto de la misma manera que el piranómetro, (3) radiómetro neto nivelado, (4) anemómetro dispuesto en un extremo libre a 2 [m], (5) sensor de temperatura – humedad relativa ubicado a 2 metros de altura, (6) barómetro ubicado dentro del gabinete, (7) los termistores deben estar alineados normal a la pendiente para medir un perfil de temperatura interna del manto nival. La torre debe contar en lo posible con una antena que envíe la información vía señal inalámbrica.
Inst. E.	Gabinete IP, el cual debe contener: 1. Datalogger 2. Batería	Gabinete IP (resistente al agua y viento) el cual contiene un datalogger (entradas múltiples) y una batería acorde al datalogger que almacene la energía entregada por el panel solar.
Inst. F	Jalón de medición visual del espesor del manto nival.	Se debe implementar un jalón para la visualización rápida en tierra o desde helicóptero de la altura del manto nival. Este debe tener al menos 6 [m] con bandas pintadas cada 10 [cm]

Tabla 11. Especificación de instrumental nivométrico.

La estación de tipo avanzada deberá contener todas las instalaciones mostradas en la **Tabla 11**. La estación de tipo básica sólo deberá contener las instalaciones C y D – esta última, solo con sensores (1) piranómetro y (2) de temperatura del aire. Todos los sensores presentados en la **Tabla 11** deben ser conectados al datalogger, el cual recibe el suministro de energía proveniente de la batería la cual, a su vez, es energizada por el panel solar. La

explicación de cada dispositivo a instalar junto con algunas sugerencias de marcas y modelos se presentan en informes realizados con anterioridad (RHMA, 2012).

Para efectos del estudio se proponen estaciones de tipo avanzada para Cerro Vega Negra DCP y Portillo DCP mientras que se sugiere una estación de tipo básica para Embalse el Yeso DCP. En la actualidad Cerro Vega Negra consta con parte del diseño avanzado por lo que requerirá de la complementación con el actual diseño sugerido. A su vez, todas las estaciones nivométricas aludidas requieren de la verificación de la disposición espacial de las instalaciones, verificación de la instalación puntual de casa sensor según los manuales y de la calibración de casa sensor, calibración que puede ser llevada a cabo con instrumentos móviles o mediante pruebas de laboratorio. En la Figura presentada a continuación se muestra la disposición espacial (en planta) sugerida (RHMA, 2012) para una estación nivométrica permanente (**Figura 17**).

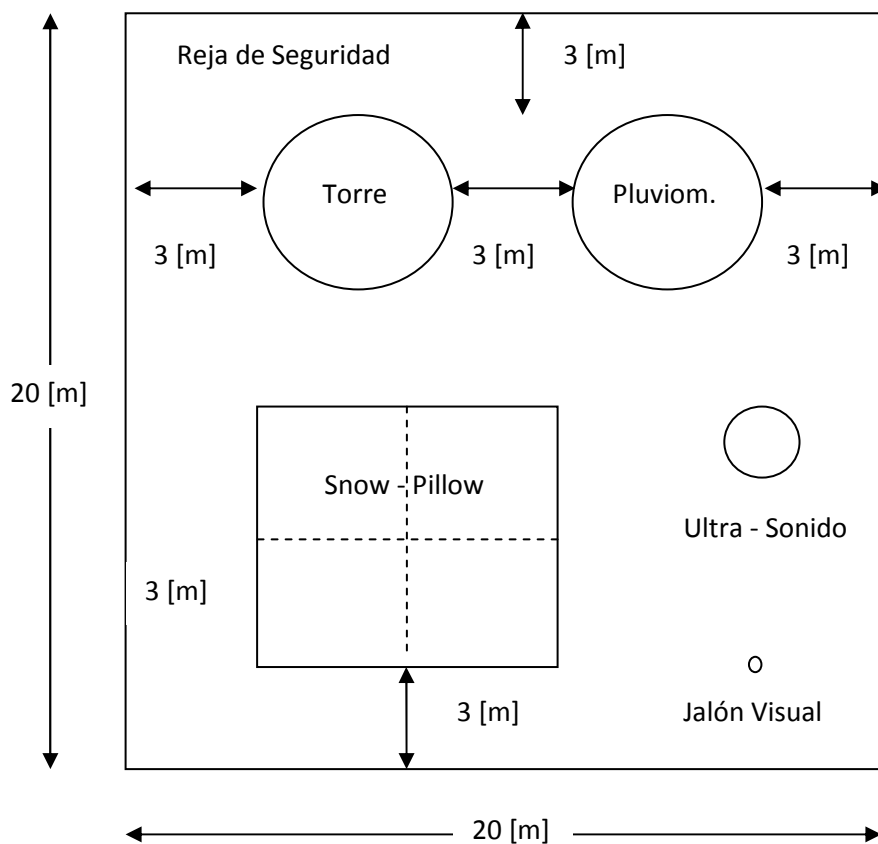


Figura 17. Diseño preliminar de una estación nivométrica tipo avanzada.

En relación a la frecuencia de muestreo, esta dependerá del (1) propósito de las mediciones y (2) de la naturaleza de cada variable registrada.

Si el propósito de las mediciones es realizar proyecciones o pronósticos a escala mensual, los registros deberán ser guardados a nivel promedio diario. Si se desea estudiar la dinámica de los procesos físicos asociados al derretimiento y acumulación será recomendable registros instantáneos guardados cada 15 minutos (escala instantánea utilizada por la DGA) o a nivel promedio horario.

En cuanto al tipo de variables, cabe destacar que variables como el albedo nival, el equivalente en agua de nieve, perfil de temperatura interna del manto nival y la precipitación pueden ser medidas a nivel diario (como promedios o totales según el caso). Sin embargo, variables que expresan una dinámica intra - diaria definida como es el caso de la radiación solar incidente y neta (directa y difusa), la temperatura del aire, la humedad relativa del aire, la velocidad - dirección del viento y la presión atmosférica.

7. CONCLUSIONES.

A continuación se presentan las conclusiones tras la realización de este estudio concerniente al análisis de la red nival necesaria para cuantificar los recursos hídricos en los Andes de Chile central. Las conclusiones presentadas se dividen apuntan a la respuesta de tres preguntas importantes.

En cuanto a la condición actual de la red nivométrica evaluada es posible concluir que la evaluación de las estaciones Cerro Vega Negra DCP y Portillo DCP no es suficiente para dar un diagnóstico global de la situación de la red nivométrica en las regiones de Coquimbo, Valparaíso y Metropolitana, sugiriendo (1) la inclusión en la metodología de análisis de más estaciones nivométricas (por ejemplo, las estaciones Quebrada Larga, El Soldado, Laguna Negra DCP, Embalse el Yeso, Rodeo Alfaro, Chapa Verde, La Dormida, etc.) y (2) la extensión del área regional de análisis a las regiones Del Libertador General Bernardo O'Higgins y del Maule.

Sin embargo, del análisis realizado respecto a las estaciones Cerro Vega Negra DCP y Portillo DCP se puede concluir que (1) ambas estaciones nivométricas tienden a sobreestimar el equivalente en agua de nieve local en un radio aproximado de 350 [m], error que puede ser explicado de manera general por el error estándar muestral, (2) existe una relación directamente proporcional entre el equivalente en agua de nieve y la elevación, relación que no es tan clara respecto a la orientación (relación polinómica). Estos resultados revelan que (1) las estaciones deben ser recalibradas o reubicadas a escala local y que (2) cualquier modelo de reconstrucción debiera considerar la variación directa o indirecta del *SWE* respecto a la elevación y orientación.

En cuanto a la reconstrucción del equivalente en agua de nieve es posible advertir que (1) es factible una reconstrucción del proceso de agotamiento del *SWE* a nivel espacio - temporal mediante un esquema mixto de base física y semi - empírico, reconstrucción que está fuertemente condicionada por la extrapolación (respecto a la elevación) de las forzantes meteorológicas y por la escala de los elementos espaciales (en este caso MODIS), (2) es posible efectuar una validación indirecta aunque el modelo presentado debiera ser validado respecto a los valores del equivalente en agua de nieve estimados en terreno para el año 2012 y (3) existe una leve mejoría general al utilizar el *SWE* máximo promedio espacial reconstruido como predictor de los volúmenes de deshielo respecto al predictor *SWE* máximo registrados en las estaciones nivométricas analizadas. Estos puntos conducen pensar que es útil la reconstrucción del equivalente en agua de nieve en la cordillera para efectos de (1) predecir volúmenes totales de deshielo y (3) zonas de representatividad *SWE* promedio espacial.

Respecto a la definición de localizaciones óptimas para el emplazamiento de estaciones nivométricas se puede concluir que la metodología propuesta para este efecto proporciona un área lo suficientemente extensa para la definición de ARs. Lo interesante radica en que la elección se basa en un valor crítico sobre la diferencia relativa absoluta. Al calcular este indicador para un mayor número de cuencas se podrá elegir un criterio único basado en (1) un valor mínimo para el indicador *DIF* a nivel regional o (2) un valor mínimo para el indicador *DIF* según la heterogeneidad del equivalente en agua de nieve reconstruido en cada cuenca.

Tras este estudio se puede comentar que las mejoras de la red nival actual radican en (1) incrementar el número de estaciones nivométricas en la región de interés, preferencialmente en zonas entre los 2800 [m.s.n.m.] y los 3500 [m.s.n.m.] (2) localizar las nuevas estaciones nivométricas en ARs definidas previamente para cuencas de interés económico que contengan paralelamente con una red de estaciones climatológicas (al menos dos estaciones más la estación nivométrica) para la extrapolación de forzantes meteorológicas y que posean control fluviométrico, (3) de no poder realizar el punto anterior, las nuevas estaciones deberán ser ubicadas en sub - cuencas piloto (de no más de 100 [Km²]) que estén ubicadas en una ARs definida para las cuencas de interés de mayor tamaño. Estas sub - cuencas piloto deberán ser instrumentadas intensivamente con instrumental meteorológico y control fluviométrico, (4) las estaciones nivométricas deberán contener todos los elementos presentados anteriormente según su tipo (estaciones avanzada o básica) y deberán respetar el diseño en planta sugerido. Una correcta disposición de los elementos, respetando la distancia respecto a la reja perimetral y entre instalaciones permitirá una correcta medición de los sensores, (5) se deberá tener especial cuidado en la elección de la localización in situ de la nueva estación. Para esto se recomienda modelar el equivalente en agua de nieve a una escala de 50 [m] para definir ARs considerando la heterogeneidad a una resolución mayor. Por último (6) se recomienda realizar evaluar la representatividad local de todas las estaciones existente de manera de eliminar aquellas instalaciones deficientes y potenciar - reparar aquellas que están correctamente ubicadas, esto, para reducir los costos a futuro.

Respecto a las futuras actividades se recomienda continuar con (1) el estudio del proceso de acumulación y derretimiento y (2) con la definición de ARs a distintas resoluciones espaciales. Ambos puntos aplicados para una mayor extensión regional permitirán a la larga mejorar los modelos de predicción de volúmenes totales de deshielo utilizando valores observados y reduciendo la necesidad de modelación para estos fines.

9. REFERENCIAS.

1. Blöschl, G., 1999. *Scaling issues in snow hydrology*. Hydrol. Process., Volumen 13, pp. 2149-2175.
2. Brubaker, K. et al., (1996). *Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model*. Hydrological Processes, Vol. 10, 1329 - 1343 (1996).
3. Deems, J., Fassnacht, S. & Elder, K., 2006. *Fractal distribution of snow depth from LIDAR data*. J. Hydrometeorol., Vol. 7(2), pp. 285-297.
4. Hall, D., K., et al., (2006). *Updated daily. MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid V005*. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
5. Hock, R., (2003). *Temperature index melt modelling in mountain areas*. Journal of Hydrology 282 (2003) 104 - 115.
6. Hock, R., (2005). *Glacier melt: a review of processes and their modelling*. Progress in Physical Geography 29, 3 (2005) pp. 362 - 391.
7. Hock, R., (1999). *A distributed temperature - index ice - and snowmelt model including potential direct solar radiation*. Journal of Glaciology, Vol. 45, No. 149, 1999.
8. Liator, M., I., et al. (2002). *Spatial analysis of selected of selected soil attributes across an alpine topographic / snow gradient*. Landscape Ecology 00: 1 - 15. 2002.
9. Marks, D. and Dozier, J. (1992). *Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 2. snow cover energy balance*. Water Resour. Res., 28(11), 3043–54.
10. Marks, D., Dozier, J., and Davis, R. E. (1992). *Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 1. metrological measurements and monitoring*. Water Resour. Res., 28(11), 3029–42.
11. Molotch, N. & Bales, R., (2005). *Scaling snow observations from the point to the grid element: implications for observation network design*. Water Resources Research, Vol. 41, W11421, 2005.
12. Molotch, N. & Bales, R., (2006). *Comparison of ground-based and airborne snow surface albedo parameterizations in an alpine watershed: Impact on snowpack mass balance*. Water Resources Research, Vol. 42, No. 5, 1275 - 1285.W05410.

13. Ohmura, A., (2000). *Physical basis for the temperature - based melt - index method*. American Meteorological Society, 2001.
14. O'Neill, A., Gray. D., (1996). *Spatial and temporal variations of the albedo of prairie snowpack*. Journal of Hydrology, Vol. 184, 3-4, 277-298.
15. Pellicciotti, F. et al., (2008). *A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity*. Hydrological Processes, Vol. 22, 3980 - 3997.
16. Pellicciotti, F. et al., (2005). *An enhanced temperature - index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland*. Journal of Glaciology, Vol. 51, No. 175, 2005.
17. Przeczek K. et al., (2009). *Field testing and comparison of four snowmelt model approaches in the Quesnel Highlands, interior British Columbia*. Western Snow Conference 2009.
18. RHMA, (2011). *Investigación de los aportes nivoglaciares en algunas cuencas de los ríos Aconcagua, Maipo y Rapel; y estimación de los efectos del cambio climático*. Dirección General de Aguas (MOP) - Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil, División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente. S.I.T. N° 266.
19. RHMA, (2008). *Investigación de nieves y escorrentía de deshielo en la cuenca alta del río Aconcagua. Aplicación de modelos de simulación nival y de pronóstico de volúmenes de deshielo*. Dirección General de Aguas (MOP) - Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil, División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente. S.I.T. N° 165.
20. RHMA, (2012). *Modelación del balance de masa y descarga de agua en glaciares de Chile central*. Dirección General de Aguas (MOP) - Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil, División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente.
21. U.S. Army Corps of Engineers (USACE) (1998). *Engineering and Design RUNOFF FROM SNOWMELT*.
22. Winstral, A., Marks, D. (2002). *Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment*. 59th EASTERN SNOW CONFERENCE Stowe, Vermont USA 2002.

9. ANEXOS.

9.1 Anexos A: Cálculo de la temperatura del aire media diaria y de la radiación solar incidente en formato de insolación diaria.

La temperatura del aire media diaria se calcula con la expresión presentada a continuación. Esta expresión se basa en el ciclo sinusoidal existente a nivel horario.

$$T_{a,prom.} = 0.606 T_{a,máx.} + 0.303 T_{a,mín.} \quad [A1]$$

Las temperaturas del aire máxima ($T_{a,máx.}$) y mínima ($T_{a,mín.}$) diarias se extrapolan en el espacio según un tasa de lapso diaria calculada con las estaciones mostradas a continuación (**Tabla A1**). La extrapolación sugerida es de la forma:

$$T_{a,z} = T_{a,z_{base}} + \gamma_{T_a}(z - z_{base}) \quad [A2]$$

Donde $T_{a,z_{base}}$ corresponde a la temperatura del aire registrada en una estación base., γ_{T_a} corresponde a la tasa de lapso diaria asociada a una cuenca en particular y $z - z_{base}$ corresponden a la diferencia en cota de la estación base y la cota a extrapolar.

Cuenca	Estaciones utilizadas para calcular γ_{T_a}
Grande en las Ramadas (RAM)	Cerro Vega Negra Grande en las Ramadas Carén
Aconcagua en Chacabucuito (CHA)	Portillo DCP Vilcuya Aconcagua en Chacabucuito
Maipo en el Manzano (MMZ)	Embalse el Yeso Laguna Negra DCP Cerro Calán

Tabla A1: Estaciones meteorológicas utilizadas para la reconstrucción de la tasa de lapso en cada cuenca en estudio.

La radiación solar incidente real inclinada (con atenuación por turbiedad atmosférica y nubosidad) se calcula como (la nomenclatura para los términos de radiación solar incidente son: i = inclinada, r = a cielo real (con nubosidad), h = horizontal (estación meteorológica), c = a cielo claro (sin considerar la nubosidad)):

$$G_{ir} = G_{ic} K_C \quad [A3]$$

Donde G_{ic} corresponde a la radiación solar incidente a cielo claro inclinada y K_C corresponde al índice de claridad calculado como $K_C = G_{hr}/G_{hc}$. El término G_{hr} corresponde a la radiación solar incidente medida en una estación meteorológica y el término G_{hc} se calcula mediante astronomía de posición.

La radiación solar incidente a cielo claro inclinado considera la topografía del pixel y se calcula como (resultado tras integrar sobre el dominio diurno):

$$G_{ic} = I_{\varepsilon} f_{atm} \left((t_2 - t_1) \sin(\varphi_{eqv}) \sin(\delta) + \frac{1}{0.26} \cos(\varphi_{eqv}) \cos(\delta) (\sin(0.26 t_2 - 0.26 a_x) - \sin(0.26 t_1 + 0.26 a_x)) \right) \quad [A4]$$

$$t_1 = -t_{eqv} - a_x ; \quad t_2 = t_{eqv} - a_x \quad \Leftrightarrow \quad t_1 > -t_{eqv} \text{ y/o } t_2 < t_{eqv}$$

$$t_{eqv} = \arccos(-\tan(\varphi_{eqv}) \tan(\delta)) / 0.26$$

$$a_x = \arctan \left(\frac{-\sin(\gamma_N) \sin(A_z)}{\cos(\gamma_N) \sin(\varphi) - \cos(A_z) \sin(\gamma_N) \sin(\varphi)} \right)$$

$$\varphi_{eqv} = \arcsin(\sin(\gamma_N) \cos(A_z) \cos(\varphi) - \cos(\gamma_N) \sin(\varphi)) / 0.26$$

Por otra parte, la radiación solar incidente a cielo claro horizontal se calcula como (resultado tras integrar sobre el dominio diurno):

$$G_{hc} = I_{\varepsilon} f_{atm} \left(7.64 t \sin(\varphi_{met}) \sin(\delta) + \frac{1}{0.26} \cos(\varphi_{met}) \cos(\delta) (\sin(0.26 t) - \sin(-0.26 t)) \right) \quad [A5]$$

$$t_{met} = \arccos(-\tan(\varphi_{met}) \tan(\delta)) / 0.26$$

$$\varphi_{met} = \text{latitud est. meteorológica}$$

En ambas expresiones, la declinación solar (δ), la constante solar media anual (I_{ε}) y el factor de corrección ε son calculados como:

$$\delta = 0.410 \cos \left(\frac{2\pi(j - 173)}{365.25} \right) \quad [A6]$$

$$I_{\varepsilon} = 1367 \varepsilon \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\varepsilon \approx \left(\frac{1 + 0.017 \cos(0.017(j - 3))}{(1 - 0.017)^2} \right)^2$$

Para efectos de este estudio, no se cuenta con mediciones de G_{hr} (piranómetro) en todas las cuencas por lo que se utiliza una estimación empírica basada en las horas de sol observadas, de la forma:

$$G_{hr} = \frac{G_{ic}}{f_{atm}} \left(0.25 + 0.5 \frac{n}{N} \right) \quad [A7]$$

Donde f_{atm} corresponde un factor de atenuación nubosa definido como 0.25 (se deriva de la expresión anterior). La fracción n/N corresponde a la razón entre las horas de sol observadas en una estación meteorológica y la duración completa diurna (simplificada a 12 horas del sol). La información de horas de sol utilizada se resume en la **Tabla A2**.

Cuenca	Estaciones utilizadas para calcular n/N
Grande en las Ramadas (RAM)	Cerro Vega Negra DCP
Aconcagua en Chacabucuito (CHA)	Embalse el Yeso
Maipo en el Manzano (MMZ)	Embalse el Yeso

Tabla A2: Estaciones meteorológicas utilizadas para la reconstrucción de la tasa de lapso en cada cuenca en estudio.

9.2 Anexos B: Post - procesamiento de las imágenes satelitales MODIS10A1.

El albedo nival (α_s) y el área de cobertura nival fraccional ($FSCA$) son adquiridas vía imágenes satelitales MODIS (imágenes diarias de resolución espacial de 500 [m]) que corresponden a productos satelitales físicos que deben ser post - procesados (de manera secuencial) a modo de estimar los píxeles sin información (s/d) y eliminar el ruido de dicho post - procesamiento. Cabe señalar que las imágenes MODIS provienen de dos espectros radiómetros ubicados en dos satélites (TERRA y AQUA). En esta etapa del estudio solo se utilizan las imágenes TERRA. Los pasos del post - procesamiento se resumen a continuación:

- Georeferenciación de las imágenes satelitales mediante GRASS GIS. Este paso es necesario para georeferenciar correctamente las imágenes satelitales a las cuencas previamente delimitadas, acoplando las resoluciones espaciales.
- Estimación de los píxeles sin información (s/d) mediante un algoritmo secuencial de cuatro pasos aplicado pixel a pixel a través del tiempo enunciado como:

- Estimación temporal en base al promedio por pixel de los dos días previos y posteriores al día con información faltante. En caso de no existir esta condición se prosigue con el algoritmo. Este paso se resume como:

$$x_{ijt}^* = \frac{1}{n} \sum_{t-2}^{t+2} x_{ijt} \quad \forall \quad x_{ijt} \neq (s/d) ; \quad n = \# x_{ijt} \neq (s.d) \quad [A8]$$

- Estimación espacial en base al promedio espacial en cada día de los pixeles circundantes para el pixel sin información. En caso de no existir esta condición se prosigue con el algoritmo. Este paso se resume como:

$$x_{ijt}^* = \frac{1}{n} \sum_{i-1}^{i+1} \sum_{j-1}^{j+1} x_{ijt} \quad \forall \quad x_{ijt} \neq (s.d) ; \quad n = \# x_{ijt} \neq (s.d) \quad [A9]$$

- Estimación espacial en base a la similitud diaria del posible pixel por estimar el valor real promedio observado en terreno para los pixeles con características fisiográficas similares. Se adoptan bandas de tolerancia para cada característica fisiográfica. El valor estimado corresponde al promedio de valor observado (promedio) en zonas con similar elevación, orientación y pendiente. En caso de no existir esta condición se prosigue con el algoritmo. Este paso se resume como:

$$x_{ijt}^* = \frac{1}{3} \left(\sum_{i=1}^{n_{elev.}} \sum_{j=1}^{m_{elev.}} x_{ijt}^{elev.} + \sum_{i=1}^{n_{orient.}} \sum_{j=1}^{m_{orient.}} x_{ijt}^{orient.} + \sum_{i=1}^{n_{pend.}} \sum_{j=1}^{m_{pend.}} x_{ijt}^{pend.} \right) \quad [A10]$$

- donde $n_{elev.} \times m_{elev.}$ corresponde a todos los pixeles con valores originales de MODIS ubicados en zonas dentro de una banda de elevación de media igual a la del pixel por estimar y rango medio igual a una tolerancia dada (mismo concepto para la orientación y pendiente). Las tolerancias para la elevación, orientación y pendiente consideradas son de 100 [m], 22.5 grados y 15 grados respectivamente.
- En caso de que los tres pasos consecutivos presentados anteriormente fracasen, se impone que los pixeles sin información son iguales al promedio de dicho pixel en cada año de reconstrucción, aludiendo a que debe existir un comportamiento general año tras año en la cuenca estudiada. Este paso se resume como:

$$x_{ijt}^* = \frac{1}{n} \sum_{y=1}^n x_{ijt} \quad \forall \quad x_{ijt} \neq \left(\frac{s}{d} \right) ; \quad n = \# \text{ años con } x_{ijt} \neq (s.d) \quad [A11]$$

c) En caso de ser necesario (mediante la observación de las series post – procesadas) se puede proceder a la eliminación del ruido de la serie de tiempo para cada pixel vía promedio móvil de orden 3 (cada tres días). Eliminación de la discontinuidad espacial producto de la discontinuidad de la información (efecto cuadriculado de las imágenes satelitales) vía interpolación espacial mediante el método *nearest neighbor*.

d) Observación de los resultados obtenidos. En el caso de tener pixeles con valores para el albedo nival fuera del rango físico (0.95 - 0.35) se imponen los valores extremos. Esto se debe a que si bien, el albedo entregado por el producto satelital es de carácter nival, la información suele estar levemente subestimada respecto a los valores reales observados en terreno.

9.3 Anexos C: Calicatas realizadas en las campañas de terreno (se presentan solo valores de densidades dado que son de interés directo para este informe).

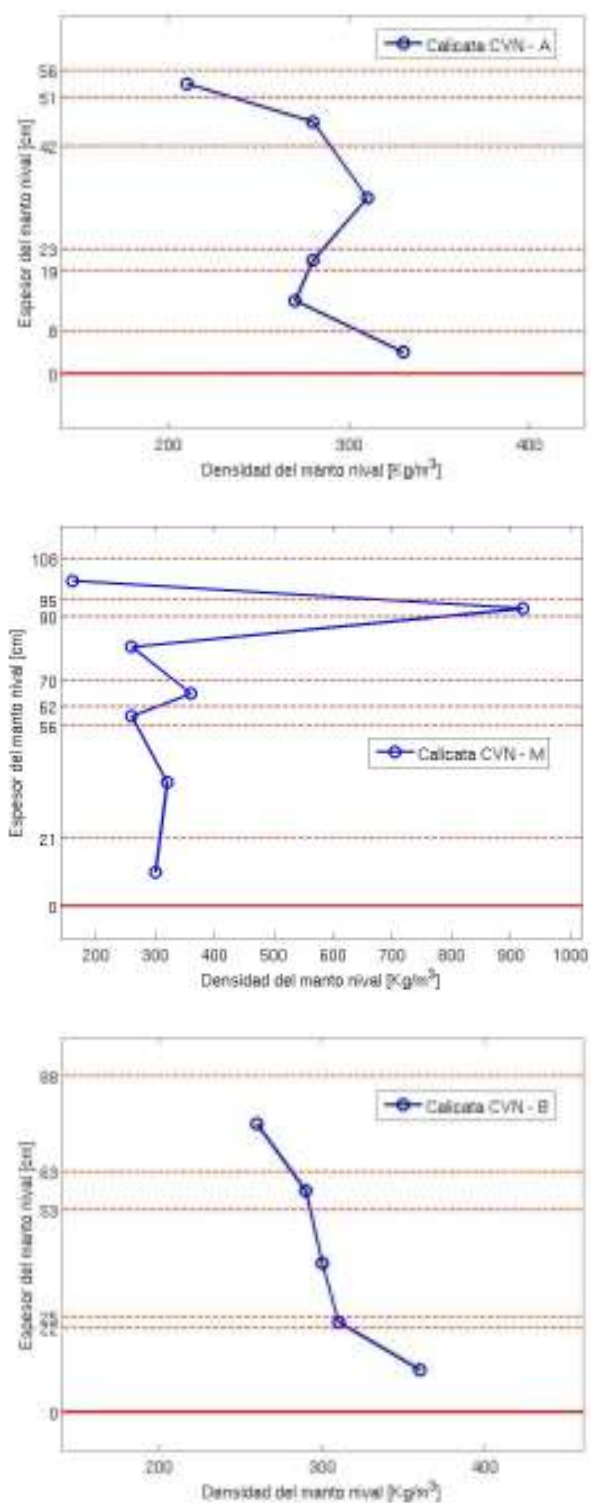


Figura A1. Perfiles de densidad de la nieve (Cerro Vega Negra).

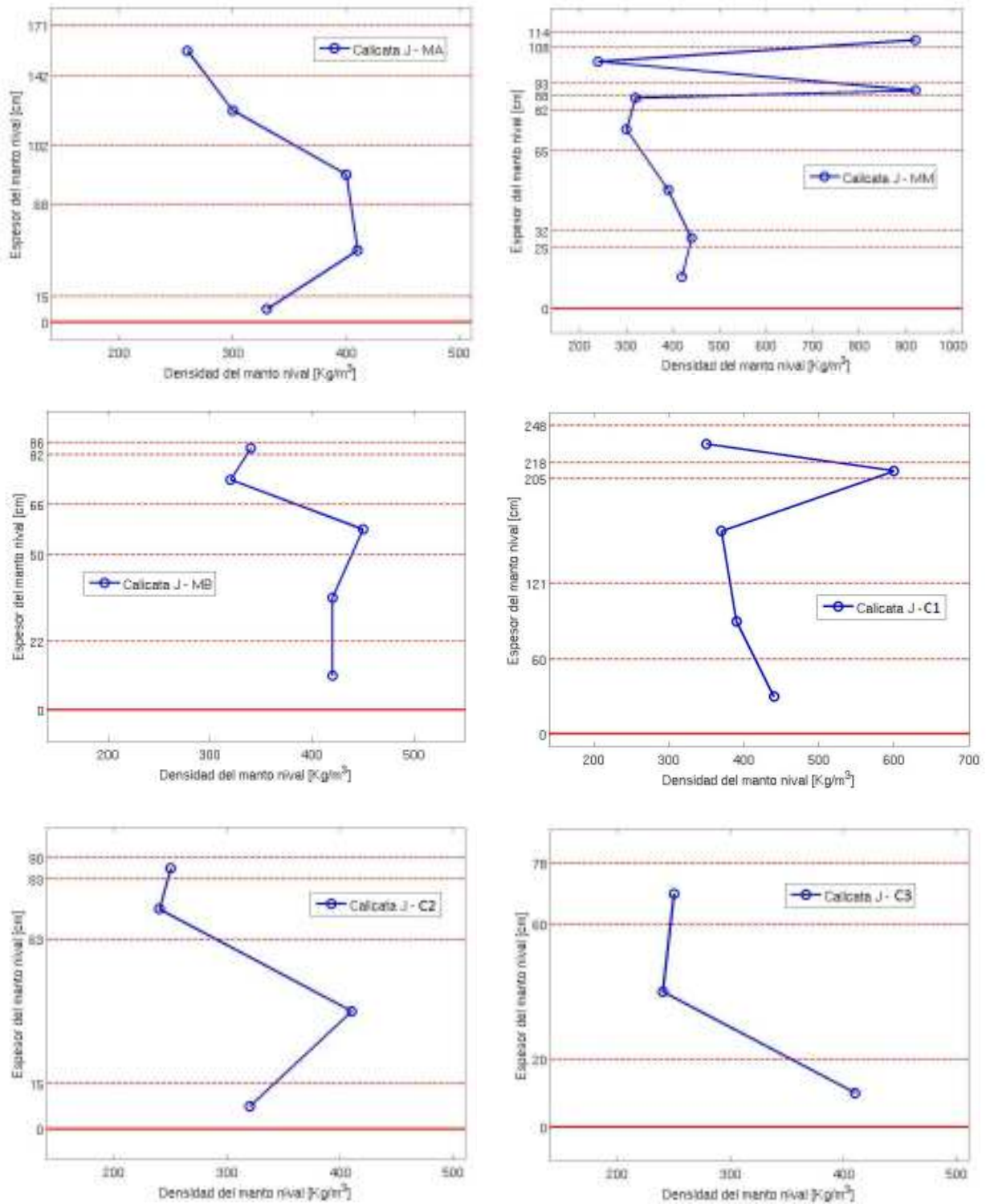


Figura A2. Perfiles de densidad de la nieve (Juncal).

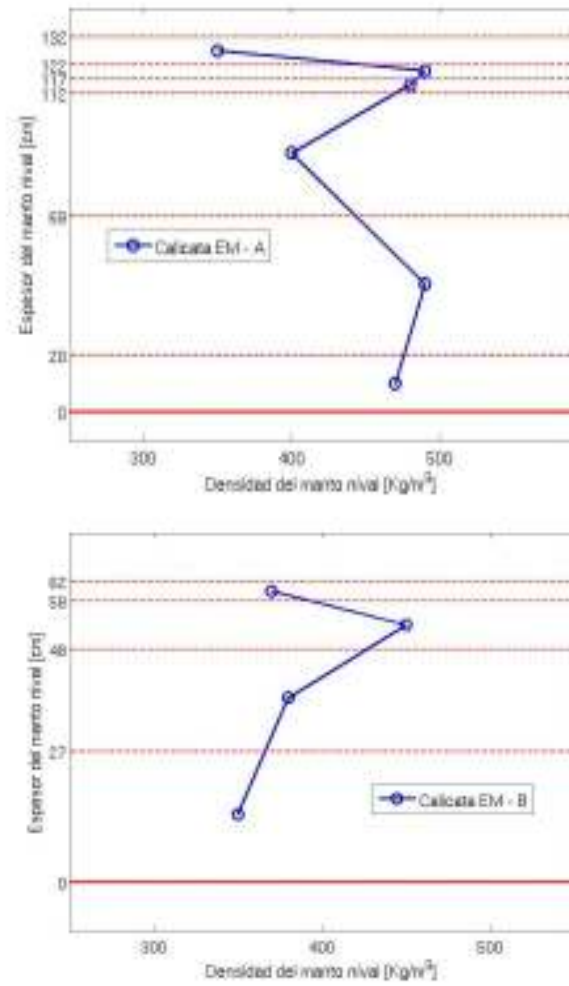


Figura A3. Perfiles de densidad de la nieve (Estero Morales).