



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE
MEDIANTE IMÁGENES MODIS INCORPORADAS A UN BALANCE
DE MASA - ENERGÍA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERÍA, MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

EDWARD NEVILLE CORNWELL VARELA

PROFESOR GUÍA:

JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

XIMENA VARGAS MESA

BONIFACIO FERNÁNDEZ LARRAÑAGA

SANTIAGO DE CHILE

NOVIEMBRE 2012

Resumen

La disponibilidad del recurso hídrico en Chile central está relacionada con el volumen total de deshielo proveniente de las cuencas nivales, especialmente en el periodo de estiaje. Por este motivo, surge la necesidad de entender los procesos físicos relacionados con el derretimiento y cuantificar el volumen de agua contenido en el manto nival.

El presente estudio propone un modelo de reconstrucción retrospectiva distribuido a escala diaria del equivalente en agua de nieve (*SWE*, por sus siglas en inglés) contenido en el manto nival considerando el balance de masa - energía propio de la interfaz superficie del manto nival - aire. La modelación incorpora datos meteorológicos locales e información satelital (MODIS) de cobertura nival fraccional y albedo nival. La zona de estudio corresponde a la cuenca Ojos e Agua (39 [Km²]), ubicada en la subcuenca Alta del Aconcagua, Chile.

La reconstrucción del *SWE* propuesta, es aplicada durante la temporada de deshielo de los años 2010 y 2011. Los resultados muestran un volumen máximo de *SWE* al inicio de la temporada de deshielo de 11 y 16 millones de metros cúbicos respectivamente, valores consecuentes con la disponibilidad hídrica registrada para cada año modelado. Tras la reconstrucción, se procede a la validación del modelo considerando (1) mediciones puntuales del espesor del manto nival y (2) el volumen total de deshielo observado a la salida de la cuenca. La validación muestra que el modelo propuesto solo es capaz de explicar el promedio espacial del *SWE* observado y la distribución espacial de *SWE* a una escala mayor a la de ladera, explicando de forma más satisfactoria los volúmenes de deshielo (con un error promedio anual de un 20 %).

Luego, se estudian diversos aspectos de interés tales como: (1) la influencia de cada forzante meteorológica, parámetro del manto nival y característica fisiográfica incluida en el modelo por medio un análisis de sensibilidad enfocado a la cuantificación del efecto ejercido sobre el flujo de energía total externa, (2) la definición de áreas representativas para la medición en terreno del *SWE* (ARs) mediante dos enfoques complementarios basados en la representatividad del *SWE* promedio espacial, obteniendo un área porcentual (2010 y 2011) de un 10 % y un 17 % para ambos enfoques respectivamente, (3) la evaluación de la capacidad predictiva del equivalente en agua de nieve máximo respecto al volumen total de deshielo.

El modelo desarrollado es una herramienta potencialmente útil para efectos de predicción y estudio de procesos físicos relacionados con el manto nival, siendo de interés la instrumentación nivométrica ubicada en distintas ARs (definidas según los enfoques propuestos en este estudio) con el propósito de la futura aplicación de modelos de derretimiento de base semi empírica, disminuyendo el error de predicción al mejorar la calidad de la calibración de los parámetros requeridos.

A la Música, a mis Padres

... y a la Montaña

Agradecimientos

Comienzo este breve recorrido desde la memoria, desde aquel día en que vi escrito ingeniería con J. Imposible entenderlo en un principio pero era evidente que los que entraran a este mágico templo serían distintos. Fue desde aquel día en que conocí muchas personas con las cuales crecí, llegando al final de un largo camino que condujo, felizmente, a esta página, evocando al principio de todo.

Agradezco a mis Profesores, en especial al Profesor Patricio Martens Cook, quien alguna vez nos dijo “Jovenes, si hoy no les va bien no se preocupen, mañana saldrá el sol” (palabras que aún, después de 9 años, retumban en mi mente). También debo mencionar al Profesor Yarko Niño quien me hizo ver la luz y propició mi definitivo alejamiento de las estructuras. Agradezco a los miembros de mi comisión evaluadora, Profesor Bonifacio Fernández, por su disposición y colaboración como miembro integrante y a mi Profesor Guía, James McPhee por su oportuno consejo al convencerme de que mi camino era cursar el Magíster y por las innumerables oportunidades que me ha dado dentro de la Facultad para desarrollarme como profesional e investigador (por ejemplo, andar en helicóptero!!). Agradezco en especial a la Profesora Ximena Vargas de quien he recibido una formación constante desde que entré a la especialidad, transmitiendome los conocimientos que, con seguridad, usaré el día de mañana y, sobre todo, el cariño por la hidrología (como olvidar la primera vez entré al río con ese traje raro!!). Sin embargo, esta Tesis no hubiera llegado a puerto sin la ayuda de la Montaña, Siempre estaré agradecido de que dejaras ser estudiada, agradeciendo también la suerte que siempre nos ha acompañado en terreno.

Agradezco a mis amigos y amigas de la Universidad, son muchos así que prefiero nombrarlos como yo los recuerdo (en imágenes). Agradezco a aquellos con los que convercí por primera vez en la Facultad, aquellos que aún le deben un extintor al inventario de la Escuela, aquellos que cantan como los mejores, aquellos con los que perdí días de mi vida jugando pool, aquellos que creyeron pertenecer a la mejor banda del mundo y que resultaron ser inspiración para muchos, aquellos que compartieron conmigo su curiosa visión del mundo, aquellos que hicieron rescatar algo que había olvidado - lo mejor de mí, aquellos que probaron tener una puntería subnatural tras la bienvenida hidráulica, aquellos que aperraron conmigo en tierras lejanas y aún hoy aceptarían el desafío, aquellos con los que estuve en serios problemas y ahora nos reímos al contarlo, aquellos que saben lo que es el cansancio tras 10 horas de caminata. Agradezco también a quienes se encargarán de iluminar mi camino hacia ese lugar extraño llamado futuro.

Agradezco en especial a mi Maestra de Piano, Rebeca Benveniste, de quien aprendí mucho y de quién recibí muchos sentimientos que se transformaron en herramientas para sortear las dificultades dentro de Beauchef. Por último, agradezco a mis Padres, Patricia y Edward por todo el esfuerzo volcado en mí, por la perseverancia, vocación y dedicación que significa educar y por ese alentador “termina la tesis de una vez por todas!!”. Sin el apoyo de Ustedes habría sido imposible transitar por esta etapa de mi vida. Por último, agradezco a mi Universidad. Es cierto que existieron momentos difíciles, pero no cabe duda, el premio es grande!!

Índice general

| | |
|---|-----------|
| 1. Introducción | 10 |
| 1.1. Introducción. | 10 |
| 1.2. Objetivos. | 12 |
| 1.3. Alcances. | 12 |
| 2. Revisión Bibliográfica | 13 |
| 2.1. Procesos físicos asociados al manto nival. | 13 |
| 2.2. Formulación del balance de masa - energía en el manto nival. | 15 |
| 2.3. Observación y estimación de las propiedades del manto nival. | 20 |
| 2.4. Estudios previos relacionados con la reconstrucción del <i>SWE</i> y definición de ARs. | 21 |
| 3. Zona y Periodo del estudio | 24 |
| 3.1. Ubicación y fisiografía. | 24 |
| 3.2. Clima. | 25 |
| 3.3. Hidrología. | 26 |
| 3.4. Periodo de estudio. | 27 |
| 4. Reconstrucción de la Fisiografía, Parámetros Nivales y Meteorología | 28 |
| 4.1. Generalidades. | 28 |
| 4.2. Características fisiográficas - reconstrucción vía GIS. | 28 |
| 4.3. Parámetros del manto nival - mediciones en terreno. | 30 |
| 4.4. Parámetros del manto nival - reconstrucción vía imágenes satelitales. | 33 |
| 4.4.1. Superficie de cobertura nival (<i>SCA</i>) y albedo nival (α_s). | 34 |
| 4.4.2. Cobertura nubosa promedio (CCF). | 35 |
| 4.4.3. Validación de las imágenes satelitales. | 36 |
| 4.5. Forzantes meteorológicas - reconstrucción vía meteorología local. | 39 |
| 4.5.1. Radiación solar incidente (<i>G</i>). | 39 |
| 4.5.2. Temperatura del aire (T_a). | 42 |
| 4.5.3. Temperatura superficial del manto nival (T_s). | 45 |
| 4.5.4. Presiones de vapor (e_a y e_s). | 46 |
| 4.5.5. Presión atmosférica (p), velocidad (u_a) y dirección del viento ($u_{d,a}$). | 49 |
| 4.5.6. Nevadas (<i>S</i>). | 50 |

| | |
|---|------------|
| 5. Reconstrucción del <i>SWE</i> | 53 |
| 5.1. <i>SWE</i> - reconstrucción vía balance de masa - energía. | 53 |
| 5.2. Validación de la reconstrucción del <i>SWE</i> | 59 |
| 6. Variables y Parámetros controladores del derretimiento | 62 |
| 6.1. Sensibilidad del modelo de reconstrucción del <i>SWE</i> | 62 |
| 6.2. Influencia a nivel espacio - temporal sobre el derretimiento. | 67 |
| 6.3. Cuantificación del la influencia espacio - temporal sobre el derretimiento. | 72 |
| 7. Áreas representativas para la medición en terreno del <i>SWE</i> | 74 |
| 7.1. Definición de ARs en base a la reconstrucción del <i>SWE</i> | 74 |
| 7.2. Definición de ARs en base a las forzantes meteorológicas. | 76 |
| 7.3. Representatividad de las ARs propuestas. | 78 |
| 7.4. Consideraciones en la elección de una ARs. | 79 |
| 8. Evolución interanual y capacidad predictiva de la reconstrucción del <i>SWE</i> | 82 |
| 8.1. Evolución interanual de la reconstrucción del <i>SWE</i> | 82 |
| 8.2. Capacidad predictiva de la reconstrucción del <i>SWE</i> | 84 |
| 9. Discusión y Conclusiones | 88 |
| 9.1. Discusión. | 88 |
| 9.2. Conclusiones. | 91 |
| 10. Anexos | 93 |
| 10.1. Anexo A: Glosario. | 93 |
| 10.2. Anexo B: Módulo de radiación solar incidente <i>r.sun</i> | 96 |
| 10.3. Anexo C: Corrección por inestabilidad atmosférica. | 97 |
| 10.4. Anexo D: Procesamiento y post - procesamiento de las imágenes satelitales. | 100 |
| 10.5. Anexo E: Correlaciones LST - temperatura del aire. | 103 |
| 10.6. Anexo F: Temperatura del aire para grandes altitudes | 106 |
| 10.7. Anexo G: Parametrizaciones para la calidad térmica del la nieve <i>B</i> | 106 |
| 10.8. Anexo H: Calibraciones fluviométricas en terreno. | 107 |
| 10.9. Anexo I: Estadística para CF, PMN, FM y BME. | 109 |
| 11. Bibliografía | 112 |

Índice de figuras

| | |
|--|----|
| 2.1. Modelo conceptual del balance de masa - energía para el manto nival. | 15 |
| 3.1. Ubicación y fisiografía de la cuenca Ojos de Agua. | 25 |
| 3.2. Clima e hidrología de la cuenca alta del Aconcagua. | 26 |
| 4.1. Características fisiográficas (1). | 29 |
| 4.2. Características fisiográficas (2). | 30 |
| 4.3. Replanteo del muestreo espacial del espesor del manto nival (años 2010 - 2011). | 31 |
| 4.4. Perfiles de densidad (ρ_s) y temperatura interna (T_{si}) del manto nival. | 32 |
| 4.5. Evolución temporal de la densidad del manto nival. | 33 |
| 4.6. FSCA - ALB (post - procesadas) - series de tiempo promedio espacial. | 35 |
| 4.7. Validación del producto FSCA (TERRA - AQUA) 2010 - 2011. | 38 |
| 4.8. Análisis de las imágenes satelitales ALB. | 38 |
| 4.9. Radiación global - SIR e índices de cielo claro KB y KD - reconstrucción. | 41 |
| 4.10. Modificación del gradiente térmico del aire (γ_{Ta} , $\gamma_{Tamín}$). | 43 |
| 4.11. Temperatura del aire - T_a , $T_{amín}$. - reconstrucción. | 44 |
| 4.12. Temperatura superficial del manto nival - T_s - reconstrucción. | 46 |
| 4.13. Presiones de vapor - e_a , e_a c.f., e_s - reconstrucción. | 48 |
| 4.14. Comparación entre RH observado y derivado de e_a c.f. - Hornitos (año 2011). | 49 |
| 4.15. Velocidad del viento - u_a (registro Hornitos). | 50 |
| 4.16. Nevadas (S) - reconstrucción. | 52 |
| 5.1. Componentes energéticas externas a nivel promedio espacial. | 54 |
| 5.2. Componentes energéticas externas efectivas a nivel promedio espacial. | 55 |
| 5.3. Resultados del balance de energía. | 56 |
| 5.4. Resultados del balance de masa. | 57 |
| 5.5. SWE reconstruido - mapas promedio mensual año 2010. | 58 |
| 5.6. SWE reconstruido - mapas promedio mensual año 2011. | 58 |
| 5.7. Validación del SWE para los años 2010 y 2011 (reescalamiento espacial - 300 [m]). | 60 |
| 5.8. Volúmenes de deshielo observados - estimados y reconstruidos (años 2010 - 2011). | 60 |
| 6.1. Sensibilidad del SWE máximo en función de los componentes del balance de energía. | 63 |
| 6.2. Análisis de sensibilidad para CF, PMN y FM (variables independientes) (grupo 1). | 65 |
| 6.3. Análisis de sensibilidad para CF, PMN y FM (variables independientes) (grupo 2). | 66 |
| 6.4. Control del derretimiento - influencia a nivel temporal (FM - PMN). | 68 |

| | | |
|--------|---|-----|
| 6.5. | <i>Control del derretimiento - influencia a nivel espacial (FM - PMN).</i> | 70 |
| 6.6. | <i>Evolución de la distribución espacial del derretimiento respecto a las CF.</i> | 71 |
| 6.7. | <i>Evolución quincenal del coeficiente de determinación R^2 entre Q_x^* y Q_{ext}^*.</i> | 73 |
| 6.8. | <i>Componentes de energía a nivel medio mensual (años 2010 - 2011).</i> | 73 |
| 7.1. | <i>ARs según clases de $DIF(SWE)$.</i> | 75 |
| 7.2. | <i>Rango de validez de regresión lineal SWE vs. X_p.</i> | 76 |
| 7.3. | <i>ARs según clases de R^2 entre SWE - variable predictora X_p.</i> | 77 |
| 7.4. | <i>Representatividad de las ARs propuestas.</i> | 79 |
| 8.1. | <i>Caudales de deshielo registrados - estimados a la salida de la cuenca.</i> | 84 |
| 8.2. | <i>Comparación interanual del agotamiento del SWE versus VD.</i> | 86 |
| 9.1. | <i>Nevadas en el modelo de reconstrucción retrospectivo del SWE.</i> | 89 |
| 9.2. | <i>Capacidad predictiva Portillo - Aconcagua en Chacabucuito.</i> | 91 |
| 10.1. | <i>Esquema conceptual del módulo $r.sun$.</i> | 97 |
| 10.2. | <i>Sensibilidad de R_{iB} y C_H en función de la velocidad del viento.</i> | 99 |
| 10.3. | <i>Sensibilidad de C_H respecto a z_0 - Hornitos.</i> | 99 |
| 10.4. | <i>Resumen del post - procesamiento de las imágenes satelitales $FSCA$ y ALB.</i> | 102 |
| 10.5. | <i>Ejemplo del porst - procesamiento de las imágenes satelitales $FSCA$.</i> | 102 |
| 10.6. | <i>Relación entre LST y temperatura del aire - Hornitos.</i> | 104 |
| 10.7. | <i>Relación entre LST y temperatura del aire - Portillo.</i> | 105 |
| 10.8. | <i>Reanálisis para la temperatura del aire a distintas elevaciones.</i> | 106 |
| 10.9. | <i>Parametrizaciones para la calidad térmica del manto nival.</i> | 107 |
| 10.10. | <i>Curva presión - nivel del agua, curva de descarga, correlación caudales de deshielo.</i> | 108 |

Índice de cuadros

| | |
|---|-----|
| 4.1. Campañas de terreno realizadas durante el 2010 y el 2011. | 31 |
| 4.2. Imágenes satelitales utilizadas en este estudio. | 34 |
| 4.3. Estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio. | 39 |
| 4.4. Calibración del parámetro TLK (turbiedad atmosférica de Linke). | 42 |
| 4.5. Precipitación total en la cuenca alta del Aconcagua (años 2010 - 2011). | 51 |
| 7.1. Área y porcentaje del área (Ojos de Agua) para cada ARs propuesta. | 81 |
| 8.1. Resumen de la evolución interanual de la reconstrucción del SWE. | 83 |
| 10.1. Estadística espacial para las características fisiográficas. | 109 |
| 10.2. Estadística espacio - temporal para los parámetros y variables del manto nival. | 109 |
| 10.3. Estadística espacio - temporal para el balance de masa - energía. | 110 |
| 10.4. Estadística espacio - temporal para las forzantes meteorológicas. | 111 |

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción.

Los procesos hidrológicos en cuencas de alta montaña determinan en gran parte la disponibilidad de agua superficial y recarga subterránea en zonas de latitud media durante los meses con ausencia de lluvias siendo aún más relevantes en la gestión de los recursos hídricos en años secos. Esta dependencia se manifiesta a través de la existencia de una relación directa entre el equivalente en agua de nieve (*SWE* por sus siglas en inglés) contenido en las zonas cordilleranas y el volumen de agua disponible en periodo de deshielo en los valles aguas abajo [10]. Por este motivo es de vital importancia cuantificar el *SWE* a través de modelos de reconstrucción para entender el proceso de derretimiento y para su posterior utilización en modelos de pronóstico de caudales.

Los modelos de reconstrucción retrospectivos del *SWE* propuestos en las últimas décadas (modelos que acumulan el *SWE* en sentido inverso al tiempo partiendo de una condición final de cobertura nival mínima o nula) corresponden a modelos empíricos - conceptuales y modelos físicos, ambos de carácter agregado o semi distribuido. Los modelos empíricos - conceptuales tales como los modelos tipo grado día y de base climatológica han sido durante años la herramienta utilizada para el pronóstico de volúmenes de escorrentía de deshielo, siendo adecuados para su aplicación a escala regional pero limitados a la hora de estudiar el comportamiento espacial del equivalente en agua durante la temporada de acumulación y derretimiento [21].

A raíz de esto y, debido a la creciente disponibilidad de información meteorológica y fisiográfica a gran escala (imágenes satelitales) procesada y analizada por medio de plataformas GIS (Sistemas de Información Geográfica), el estudio de los procesos hidrológicos de alta montaña se ha enfocado en la consideración de modelos de base física distribuidos, basados en la ecuación de balance de masa - energía sobre la superficie del manto nival [17, 10]. Estos modelos permiten entender los procesos hidrológicos referentes al derretimiento en cuencas de alta montaña a escala local y extender su aplicación a escala regional (a través de los resultados obtenidos a nivel de cuenca piloto y/o generación de unidades de respuesta hidrológica - HRU) [4, 10]. Por esta razón, el análisis espacio - temporal de la distribución del *SWE* permitirá mejorar los pronósticos de deshielo al incorporar la disposición espacial de las forzantes meteorológicas, características fisiográficas y algu-

nos parámetros del manto nival [14, 2, 36], elementos relevantes en la respuesta hidrológica de las cuencas nivales que no son debidamente considerados en los modelos de tipo empírico - conceptuales.

Una de las problemáticas a la hora de inicializar, calibrar o validar los modelos nivales de base física radica en la necesidad del registro de variables meteorológicas locales como en la medición en terreno de parámetros del manto nival (densidad y espesor), que sean representativos de las condiciones generales de la cuenca pero que capturen la variabilidad de los procesos hidrológicos a una escala acorde con el objetivo de la modelación. La elección de ubicaciones óptimas para el registro de estos datos, representativas del comportamiento general de la cuenca (es decir, zonas que capturen el comportamiento promedio y la variabilidad asociada a este comportamiento), permitirá diseñar redes de monitoreo eficientes para el registro discreto (rutas de nieve) [54] y/o continuo (estaciones tipo SNOTEL¹ [37]) del espesor del manto nival. En la actualidad, las cuencas cordilleranas de Chile central carecen de un sistema de monitoreo eficiente del *SWE* que permita estudiar el comportamiento del manto nival a diferentes latitudes, elevaciones y escalas. Más aún, no se cuenta con redes de monitoreo establecidas en cuencas piloto de alta montaña que permitan entender el proceso de acumulación - derretimiento y distribución del manto nival de manera intensiva. Una red de monitoreo eficiente permitirá disponer de criterios técnicos más acertados para discernir acerca de una correcta utilización del recurso agua en distintas actividades económicas y/o consumo de la población.

La motivación de este estudio apunta a la comprensión y modelación del proceso de derretimiento (basados en la caracterización y cuantificación de los procesos físicos relevantes en el derretimiento del manto nival) y a la aplicación de metodologías enfocadas a la definición y elección de áreas representativas para la medición en terreno del *SWE* en base a criterios físicos - estadísticos acordes a los objetivos de la modelación (pronóstico y proyección de caudales de deshielo), estableciendo un punto de partida para el diseño de redes de monitoreo del *SWE*. Para este efecto se seleccionó la cuenca Ojos de Agua, Región de Valparaíso, Chile ubicada en la subcuenca alta del río Aconcagua (punto de salida a 2230 [m.s.n.m.]), a estudiar para los periodos de deshielo de los años 2010 y 2011.

Este estudio comprende la reconstrucción retrospectiva del *SWE* mediante imágenes MODIS² incorporadas a un balance de masa - energía sobre el manto nival. Tras la modelación se pretende analizar aspectos de interés del modelo, proponer zonas para la medición en terreno del *SWE* y evaluar la capacidad predictiva de la metodología propuesta, metodología que podrá ser aplicada en otras cuencas piloto de distintas latitudes lo que permitirá a futuro caracterizar la evolución espacio - temporal del manto nival a una escala regional.

¹Snow Telemetry.

²Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.

1.2. Objetivos.

El objetivo general de este trabajo comprende el estudio del proceso de derretimiento y distribución espacio - temporal del manto nival para una cuenca de alta montaña de los Andes de Chile central incorporando la información proveniente de imágenes satelitales MODIS. Los objetivos específicos que se esperan lograr en este estudio comprenden:

1. Entender la evolución espacio - temporal del *SWE* para la zona de estudio mediante la reconstrucción retrospectiva del *SWE* para las temporadas de deshielo de los años 2010 y 2011. Evaluar la exactitud de esta reconstrucción utilizando como referencia las mediciones en terreno del *SWE* realizadas en la cuenca Ojos de Agua durante el periodo de estudio.
2. Analizar la influencia de las características fisiográficas (CF), parámetros del manto nival (PMN) y forzantes meteorológicas (FM) en el proceso de derretimiento a través de la estimación de la distribución espacio - temporal de las componentes del balance de masa - energía sobre el manto nival para el periodo en estudio.
3. Proponer distintos enfoques para la definición de áreas representativas (ARs) para la medición en terreno del *SWE* en la cuenca piloto Ojos de Agua durante el periodo de estudio mediante el análisis estadístico de la reconstrucción espacio - temporal del *SWE*, de la reconstrucción espacio - temporal de distintas variables predictoras propuestas (FM y/o PMN) y de la fisiografía de la cuenca.
4. Evaluar, mediante la reconstrucción del *SWE*, la capacidad predictiva del modelo propuesto respecto al volumen de deshielo asociado a cada periodo estudiado a modo de generalizar la metodología propuesta.

1.3. Alcances.

Los alcances de este estudio apuntan a la generación de resultados preliminares, buscando más bien el planteamiento de una metodología alternativa para el estudio de la distribución espacio - temporal del *SWE* y el posterior diseño de redes de monitoreo del *SWE* a las metodologías usadas en la actualidad. En ningún caso este estudio pretende obtener resultados definitivos en cuanto a la definición de áreas representativas para la medición en terreno del *SWE* debido al corto periodo de estudio analizado (temporadas de deshielo 2010, 2011), periodo seleccionado básicamente por la falta en años anteriores de registros meteorológicos, fluviométricos, rutas de nieve y calicatas representativos de la cuenca piloto.

Capítulo 2

Revisión Bibliográfica

2.1. Procesos físicos asociados al manto nival.

La hidrología de nieves se enfoca en el estudio de los procesos físicos que caracterizan la variabilidad espacio - temporal y la condición del manto nival. La evolución del manto nival presenta una periodicidad anual caracterizada por la acumulación de la nieve (precipitación), derretimiento de la nieve (debido al intercambio energético con el medio circundante) y la generación de escorrentía de deshielo. El concepto de equivalente en agua (*SWE*) representa la altura de lámina de agua generada (*H*) si un volumen de nieve con una densidad (de densidad ρ_s) dada es derretido completamente, convirtiéndose en agua líquida (ρ_w). El *SWE* es usado para cuantificar el volumen de agua en forma de nieve existente en un área determinada.

$$SWE = H (\rho_s / \rho_w) \quad (2.1)$$

El proceso de acumulación del manto nival se debe a la precipitación en forma de nieve formada a partir del proceso de nucleación de gotas frías en la atmósfera en condición sobresaturada las cuales generan un estado de coexistencia, transfiriendo calor entre el vapor de agua y los núcleos fríos [50]. Posteriormente se produce escarcha y nieve, la cual, precipita desde las nubes por efecto gravitacional. La formación y precipitación de nieve depende de la ubicación geográfica, características climatológicas (frentes fríos y cálidos, efectos orográficos, convergencia) y morfológicas (presencia de cuerpos de agua superficial) [32].

La distribución espacial del manto nival es altamente variable y difícil de predecir debido a que revela no solo una serie de fenómenos climáticos superpuestos, sino que además, se ve afectada por los procesos de transporte eólico (mediante saltación, suspensión turbulenta o arrastre) e intercepción vegetal [26]. Paralelamente, las características morfológicas de la cuenca (elevación, orientación, pendiente y el grado de exposición al viento entre otras) afectan la distribución de la nieve al caracterizar indirectamente gradientes de temperatura y precipitación, la relación de pendientes entre el terreno y el ángulo de reposo del manto nival y, la distribución espacial de la radiación solar incidente (SIR), entre otros efectos.

Los metamorfismos de los granos de nieve dan cuenta de la edad de la nieve, condicionando la transferencia de calor y la permeabilidad en el almacenamiento y conducción del derretimiento contenido en el manto nival. Los metamorfismos son indicadores de eventos climáticos (precipitación, ciclos de congelamiento) experimentados por el manto nival. La densidad del manto nival depende directamente de la porosidad de la nieve y de la saturación del agua líquida. A medida que avanza la temporada de deshielo, la densidad del manto nival incrementa mientras que la porosidad de este disminuye, condicionando la tasa de derretimiento producto de la interacción del sistema con energías externas a él [12, 45].

La condición del manto nival se caracteriza por el contenido de frío, la calidad térmica y la capacidad de retención de agua. El contenido de frío (CC) corresponde a la altura de lámina de agua equivalente a la energía necesaria para elevar la temperatura del manto nival a 0 [$^{\circ}\text{C}$]. La calidad térmica (B) corresponde a la razón entre las energías necesarias para elevar la temperatura del manto nival y el hielo a 0 [$^{\circ}\text{C}$] respectivamente, representando la suma del CC (expresado como la energía interna del manto nival) y el calor latente de fusión. La capacidad de retención de agua (WHC) corresponde al porcentaje (respecto al SWE) del volumen de vacíos del manto nival [12].

El proceso de derretimiento es la consecuencia del balance de energía (ver *Figura 2.1*) entre el manto nival y el medio circundante, intercambio energético que se produce por efecto de (1) flujos de energía radiativos netos de onda corta (Q_{nsw}) y larga (Q_{nlw}), (2) flujos de energía turbulentos de calor sensible (Q_h) y latente (Q_e), (3) flujos de energía producto de la precipitación caída sobre el manto nival (Q_r) y (4) flujos de energía por conducción térmica del suelo (Q_g). El derretimiento ocurre cuando el flujo de energía total externa (Q_{ext} , sumatoria de los flujos de energía anteriormente listados) producto del intercambio entre el manto nival y el medio son positivos y mayores que la variación del flujo de energía interna del manto nival (generando un flujo de energía disponible para el derretimiento Q_m), condición en la que la temperatura del estrato del manto nival que experimenta derretimiento es igual a 0 [$^{\circ}\text{C}$]. Por lo tanto, es posible definir la *energía interna del sistema* (U) como variable de estado del sistema, al igual que el contenido de agua del manto nival (WC) y el equivalente en agua (SWE). En resumen, el derretimiento producto del balance de energía es la consecuencia de la interacción entre el sistema (manto nival) y diversas forzantes meteorológicas influenciadas por efecto de la fisiografía que a su vez, condiciona la climatología en la zona estudiada [12, 54, 22, 28, 42, 5, 29, 30] (*Figura 2.1*).

El balance de masa en el manto nival se traduce en la variación temporal del SWE y el WC tal como si el sistema fuese un embalse (matriz porosa de nieve) que presenta entradas de agua producto de la precipitación sólida (nevadas - S), la precipitación líquida (lluvia - R) congelada al entrar en contacto con el sistema, condensación¹ de vapor de agua y salidas en forma de sublimación - evaporación o condensación (E) y derretimiento (M).

¹notar que la condensación corresponde al proceso inverso de la evaporación - sublimación, por lo que ambos flujos son representados como E variando sólo el signo del flujo.

Además del derretimiento, existen otras pérdidas de masa locales vinculadas a procesos físicos que generan una variación local del SWE tales como algunos tipos de transportes mecánicos de nieve (transporte eólico y avalanchas).

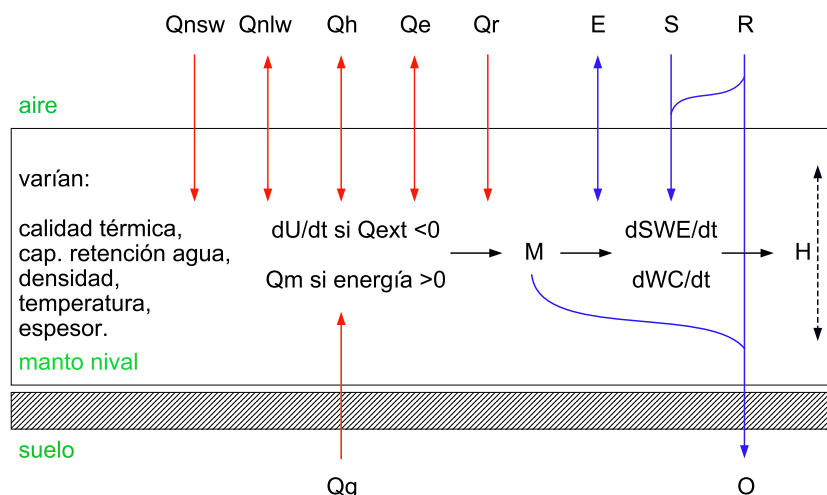


Figura 2.1: Modelo conceptual del balance de masa - energía para el manto nival.

En la *Figura 2.1* se aprecian los flujos de energía de color rojo, y los flujos de masa de color azul. Notar que las variaciones temporales corresponden a las variables de estado definidas para el sistema (SWE para la fase sólida, WC para la fase líquida y CC (o en su efecto U) para la energía interna del manto nival).

A nivel de cuenca, el derretimiento está estrechamente relacionado con la serie de radiación solar incidente, temperatura del aire, presencia de glaciares sobre la cuenca y el área de cobertura nival, presentando menor aleatoriedad que los hidrogramas de cuencas pluviales. La presencia de glaciares produce alteraciones del hidrograma de escorrentía de deshielo extendiendo el periodo de caudales máximos y/o generando dos periodos de caudales máximos (el primero debido al derretimiento del manto y el segundo debido a la superposición del derretimiento retardado del glaciar). En zonas áridas y altas, durante el fin del periodo de derretimiento y al inicio del periodo de acumulación, los glaciares controlan la dinámica del proceso de derretimiento [12, 24].

2.2. Formulación del balance de masa - energía en el manto nival.

Como se explico anteriormente, el balance de masa - energía en el manto nival resume todos los procesos termodinámicos asociados al derretimiento. A continuación se plantea el modelo de reconstrucción retrospectiva del SWE sujeto a simplificaciones explicadas a medida que se desarrolla el planteamiento de las distintas ecuaciones. Es importante señalar que el problema puede ser resuelto de dos maneras:

- Modelos tipo grado día simple o restringido, los cuales relacionan de manera empírica, a nivel concentrado o distribuido, la variación del SWE (o en su efecto, el caudal de deshielo) con la temperatura del aire y la radiación solar incidente mediante una combinación lineal definida por coeficientes tipo grado día simple (DDF) o restringido (RDDF) calibrados a partir de mediciones en terreno puntuales [21, 37].
- Modelos tipo balance de masa - energía en donde se plantea un sistema de ecuaciones diferenciales (ecuaciones para la energía y masa) sobre las variables de estado SWE y la temperatura interna del manto nival (T_{si}) [12, 29, 19]. En el caso que se reconstruya la serie de tiempo de T_{si} , se calcula la energía disponible para el derretimiento y se reconstruye la serie de tiempo para el SWE . En caso contrario, es posible resolver simultáneamente el sistema de ecuaciones diferenciales en base a métodos numéricos [52] como un problema de valor inicial.

El balance de energía diario en el manto nival propuesto queda determinado por:

$$\frac{dU}{dt} = Q_{nsw} + Q_{nlw} + Q_h + Q_e - Q_m \quad (2.2)$$

Q_{nsw} = flujo radiativo neto de onda corta producto de la radiación solar incidente.

Q_{nlw} = flujo radiativo neto de onda larga entre el manto nival y el medio circundante.

Q_h = flujo convectivo de calor sensible en la interfaz nieve - aire.

Q_e = flujo convectivo de calor latente por intercambio de vapor (condensación - sublimación).

Q_m = flujo de energía disponible de derretimiento.

$\frac{dU}{dt}$ = variación del flujo de energía interna del manto nival.

Definiendo el flujo de energía externa total como $Q_{ext} = Q_{nsw} + Q_{nlw} + Q_h + Q_e$, podemos reescribir el balance de energía como²:

$$Q_m = Q_{ext} - \frac{dU}{dt} \quad (2.3)$$

La ecuación anterior es válida solo en caso de que exista cobertura nival (dado que se hace referencia a flujos de energía propios del manto nival). Si ponderamos cada flujo de energía involucrado (o, en su efecto, el flujo de energía total externa) por el área de cobertura nival fraccional (SCA) existente en el área asociada a dicho flujo de energía, se estará realizando un escalamiento de dicho flujo de energía proporcional al valor del SCA existente en dicha área (es decir, el área nival). Por lo tanto, podemos definir el balance de energía en términos efectivos como:

$$Q_m = Q_{ext}^* - \frac{dU}{dt} = Q_{ext} SCA_{\%} - \frac{dU}{dt} \quad (2.4)$$

²los flujos de energía de tipo radiativo son netos, al igual que la energía externa total. Se omite el término *neto* en favor de sintetizar los nombres de cada término.

Es importante realizar este escalamiento dado que (1) se unifica el valor del flujo en cada pixel al considerar un flujo promedio ponderado por el SCA , valor representativo en todo el pixel y (2) es posible calcular el valor promedio espacial de cualquier variable o parámetro asociado estrictamente al área nival de la cuenca considerando un SCA de tipo fraccional.

La variación de la energía interna del manto nival se puede representar bajo un esquema discreto para un intervalo Δt unitario en donde ($\frac{dU}{dt} \approx \frac{\Delta U}{\Delta t}$). A su vez, $\frac{\Delta U}{\Delta t}$ queda determinado por:

$$\frac{\Delta U}{\Delta t} = c_i \frac{\Delta T_s}{\Delta t} SWE = \psi_t SWE \quad (2.5)$$

donde ψ_t corresponde al producto entre el calor específico del hielo (c_i) y la variación temporal de la temperatura promedio ponderada del manto nival ($\Delta T_s / \Delta t$). Reescribiendo el balance de energía como una sucesión en el tiempo se tiene:

$$Q_{m,t} = Q_{ext,t}^* - \psi_t SWE_t \quad (2.6)$$

Por otra parte, el balance de masa diario en el manto nival (por unidad de área) propuesto queda determinado por:

$$SWE_t = SWE_{t+1} + \frac{Q_{m,t}}{\rho_w L_f B} - S_t = SWE_{t+1} + \frac{Q_{m,t}}{\phi B} - S_t \quad (2.7)$$

donde ϕ corresponde al producto entre la densidad del agua (ρ_w) y el calor latente de fusión del agua (L_f), S corresponde a las nevadas en términos de equivalente en agua y B corresponde a la calidad térmica de la nieve, asumida como 0.95 (ver Anexos G). El balance de masa se expresa de esta manera debido a que no se conoce a priori el valor de SWE al inicio de la temporada de deshielo (SWE_0) pero si se puede suponer que al final del periodo de deshielo el SWE es nulo, es decir, $SWE_n = 0$. Es más, este supuesto puede extenderse para Q_m si consideramos que al final de la temporada de deshielo el espesor del manto nival es nulo. Esta configuración supone una *reconstrucción hacia atras (retrospectiva)*, es decir, desde el final hasta el inicio del periodo de deshielo. La inclusión del término de energía interna del manto nival es posible solo si se conoce a priori la temperatura interna del manto nival (T_{si}).

Si suponemos que la temperatura interna del manto nival (T_{si}) y la temperatura superficial del manto nival (T_s) son similares, el problema de la inclusión de la variación del flujo de energía interna del manto nival queda parametrizado en ψ_t , en donde ambos balances deben ser resueltos conjuntamente siendo SWE_t consecuencia directa de $Q_{m,t}$. Se debe imponer que $Q_{m,t} = 0$ en caso de que el cálculo resulte negativo. Este planteamiento resultante se define como:

$$Q_{m,t} = Q_{ext,t}^* - \psi \left(SWE_{t+1} + \frac{Q_{m,t}}{\phi B} - S_t \right) \Leftrightarrow Q_{m,t} \geq 0 \text{ si no, } Q_{m,t} = 0 \quad (2.8)$$

$$SWE_t = SWE_{t+1} + \frac{Q_{m,t}}{\phi B} - S_t \quad (2.9)$$

Notar que las pérdidas por transferencia de calor latente efectivas (E) se incluyen implícitamente en el balance de energía y no en el balance de masa. El derretimiento (M) no incluye el volumen sublimado/evaporado o condensado dado que la energía para que ocurra flujo de calor latente ya está descontada en el término Q_m . Los flujos de masa sublimado/evaporado - condensado acumulado y el derretimiento acumulado se calculan como:

$$E_t = \sum_t \frac{Q_{e,t}^*}{\rho_w L_{v,s}} ; \quad M_t = \sum_t \frac{Q_m}{\phi B} \quad (2.10)$$

donde $L_{v,s}$ corresponde al calor latente de vaporización o sublimación según corresponda y B corresponde a la calidad térmica del manto nival. Por otra parte, el modelo de reconstrucción sí incluye el aporte de las nevadas en el balance de masa (S), incorporación relevante especialmente en años secos. El modelo de reconstrucción retrospectiva puede, en algunos casos, generar valores del SWE negativos en caso de que se tengan nevadas anteriores a días sin presencia de SWE (o, en su efecto, sin SCA). En este caso se impone que $SWE = 0$. El error generado tras esta consideración es mínimo dado que este problema ocurre sólo durante los últimos eventos de nevadas aisladas de cada temporada de deshielo (Diciembre y Enero).

Notar que el balance de masa en el manto nival es bifásico. La parte líquida (contenido de agua del manto nival - WC) se relaciona con el balance de masa de la parte sólida (SWE) por medio de la calidad térmica de la nieve (B) que, al ser supuesta constante, simplifica el problema [54]. Existen algunos esquemas alternativos para determinar B en base a la densidad del manto nival (ρ_s) [25]. Es importante tener en cuenta que al hablar de equivalente en agua se hace referencia sólo a la fase sólida, obviando el contenido de agua líquida almacenado en la matriz porosa del manto nival que, para efectos del modelo, es considerada como derretimiento.

Tras realizar el ejercicio de reconstrucción del SWE con las expresiones anteriormente presentadas se observa que la magnitud del aporte energético del término $\psi \left(SWE_{t+1} + \frac{Q_{m,t}}{\phi B} - S_t \right)$ es notoriamente menor que su contraparte $Q_{ext,t}^*$ (entre 1 y 2 ordenes de magnitud) por lo que el planteamiento se reduce a $Q_{m,t} = Q_{ext,t}^*$ bajo las mismas consideraciones anteriores establecidas.

Las componentes energéticas de Q_{ext} quedan definidas por las expresiones presentadas a continuación. En el caso de los flujos radiativos, una flecha indica si dicha radiación entra al manto nival (\downarrow) o sale de él (\uparrow). En el caso de los flujos de energía debido a procesos convectivos, advectivos y por conducción térmica, su dirección depende del signo del gradiente asociado a cada una de estas (la nomenclatura correspondiente se presenta el Anexo A).

$$Q_{nsw} = G_{ir} \downarrow (1 - \alpha_s) = (B_{ic} \downarrow KB + D_{ic} \downarrow KD)(1 - \alpha_s) \quad (2.11)$$

$$Q_{nlw} = \epsilon_s L_{ir} \downarrow - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2.12)$$

$$Q_h = \rho_a c_a C_H u_a (T_a - T_s) \quad (2.13)$$

$$Q_e = 0,622 \rho_a \frac{L_v}{p} C_E u_a (e_a - e_0) \quad (2.14)$$

Algunas consideraciones específicas utilizadas en el balance de energía son:

- Las componentes directa y difusa de la radiación solar incidente (global) deben ser implementadas acorde con la inclusión del efecto de superficie inclinada bajo el efecto de la nubosidad (módulo *r.sun*) (explicación en el Capítulo 4). La resolución conceptual del problema consiste en la proyección sobre el plano inclinado del rayo de luz que incide con ángulo ζ sobre una superficie horizontal ($G_{ir} \downarrow = B_{hr} \downarrow \cos(\zeta) + D_{ir} \downarrow$). La resolución del problema inclinado - cielo cubierto a nivel espacial está incorporada en el módulo *r.sun* de GRASS GIS (Anexos B).
- La radiación de onda larga incidente modelada empíricamente [6, 27, 42] incluye el incremento de la componente por efecto de la nubosidad (mediante el factor de tipo de nube $a_c = 0.2$, valor medio correspondiente a nubes del tipo cumulo - estratocúmulo) y la fracción de cobertura nubosa (*CCF*). Además se incluye el efecto de la superficie inclinada (pendiente del terreno γ_N) mediante proyecciones geométricas mostradas a continuación:

$$L_{ir} \downarrow = L_{ic} \downarrow \cos(\gamma_N/2)^2 (1 + a_c CCF^2) + (1 - \cos(\gamma_N/2)^2) \epsilon_t \sigma T_t^4 \quad (2.15)$$

$$L_{ic} \downarrow = 0,575 e_a^{1/7} \sigma T_a^4 \quad (2.16)$$

- La emisividad de la nieve (ϵ_s) suele ser constante ($\epsilon = 0.97$, [1, 27]). La emisividad y temperatura del terreno circundante (ϵ_t, T_t respectivamente) son consideradas iguales a las de la superficie del manto nival.
- El conjunto de parámetros característicos de la fase sólida y líquida del agua son supuestos invariantes en el espacio y tiempo. Estos parámetros son: $\rho_w = 1000$ [Kg/m³], $\rho_a = 1.27$ [Kg/m³], $c_a = 1005$ [J/Kg/°C], $c_w = 4188$ [J/Kg/°C] y $c_i = 2100$ [J/Kg/°C]. En el caso de los calores latentes de fusión, vaporización y sublimación se tiene que $L_f = 0.334$ [MJ/Kg], $L_v = 2.496$ [MJ/Kg] y $L_s = 2.830$ [MJ/Kg], todos considerados a 0 [°C]. El valor de cada parámetro es supuesto de la bibliografía afín [12].

- No se considera el aporte energético de la precipitación líquida y del suelo en contacto con la base del manto nival debido a que pueden considerarse a priori despreciables frente a los otros términos del balance energético. En el caso de la precipitación líquida, el volumen caído durante la temporada de deshielo es despreciable (0.05 [m] y 0.06 [m] en las temporadas de deshielo del año 2010 y 2011 respectivamente - registro pluviométrico estación meteorológica Hornitos). En el caso del suelo, carece de sentido la inclusión de dicha fuente energética al no modelar el manto nival como un sistema estratificado en donde se pueda indentificar estratos de nieve y hielo lo cuales poseen distintas conductividades térmicas.
- La presión de vapor en la superficie del manto nival (e_0) es difícil de estimar por lo que se supone igual a la presión de vapor saturada a la temperatura del manto nival (e_s) [12].
- El coeficiente de transferencia de masa (*bulk transfer coefficient*) para calor latente (C_E) puede ser considerado igual al coeficiente de transferencia de masa para calor sensible (C_H) bajo el supuesto de que en el proceso de derretimiento existe una fina lámina de agua sobre el manto nival. Este supuesto sobreestima o subestima levemente (dependiendo del signo de la diferencia entre la presión de vapor del aire y la presión de vapor saturada en la interfaz aire - nieve) el flujo de energía de calor latente (Q_e) para valores de e_s menores a 6.11 [mbar]. El cálculo de C_H y C_E requiere del estudio de la estabilidad atmosférica mediante el *número adimensional de Richardson* para transferencia de masa (R_{iB}), el perfil de velocidades ($u(z)$), la rugosidad hidrodinámica (z_0) y la velocidad de corte (u_*). Este procedimiento se explica detalladamente en Anexos C. Estos coeficientes son distribuidos espacialmente mediante la utilización de la temperatura promedio diaria (T_a) distribuida para la cuenca piloto utilizando el gradiente térmico del aire (γ_{T_a}) calculado en el Capítulo 4.

2.3. Observación y estimación de las propiedades del manto nival.

La estimación de variables y parámetros en hidrología de nieves se puede realizar básicamente de tres formas: mediciones en terreno, estimaciones indirectas vía percepción remota y generación de variables vía módulos meteorológicos e hidrológicos incorporados en plataformas GIS. Paralelamente, estos módulos requieren del conocimiento de la meteorología local adquirida por medio de los registros de un conjunto de estaciones meteorológicas representativas para la zona de estudio.

Las mediciones en terreno requieren del diseño de redes de monitoreo previo conocimiento de un conjunto de parámetros y variables asociadas a la medición directa del *SWE*, condición de la nieve y a la estimación del balance de masa - energía del manto nival. Esta caracterización tiene por finalidad establecer aquellas ubicaciones de medición más representativas de los procesos físicos de la cuenca (a nivel distribuido o agregado). La observación de la condición del manto nival se realiza mediante (1) perfiles de temperatura del manto nival, (2) perfiles de densidad de la nieve, (3) perfiles de diámetro mayor y menor de los granos de nieve, (4) perfiles cualitativos de granos de nieve, (5) profundidad local del manto nival e (6) identificación cualitativa de estratos. Estas observaciones se realizan en una *calicata* en el manto nival. La cuantificación local a nivel espacial del espesor del manto nival se estima mediante el muestreo espacial del espesor del manto nival y/o vía *rutas de nieve* diseñadas en forma de transectas o grillas sobre las zonas de acceso seguro

dentro de la cuenca, grillas que tratan de capturar el espesor promedio de una zona determinada asociada a un conjunto de características fisiográficas observadas previamente. Estas metodologías, al igual que los recursos de tipo fotográfico, sirven para clasificar zonas con una determinada área de cobertura nival (*SCA*) [51, 12].

Los recursos de percepción remota son utilizados para la caracterizar a gran escala variables y parámetros en la atmósfera, geósfera, hidrósfera y criósfera. Estos recursos se basan en la adquisición de información digitalizada caracterizada por su resolución espacial, temporal, radiométrica y espectral [46] sobre los distintos espectros electromagnéticos reflejados desde la superficie, discretizados en bandas características. Los formatos comunes de adquisición son (1) fotografías aéreas, (2) imágenes satelitales multiespectrales y (3) modelos de elevación digital (DEM). Estos formatos suelen ser procesados en plataformas de análisis multiespectral y sistemas de información geográfica (GIS) para posteriormente ser validados con mediciones en terreno.

En general, los productos satelitales comunmente utilizados para caracterizar el manto nival corresponden a (1) cobertura nival binaria y fraccional, (2) albedo nival y (3) temperatura del manto nival [31, 9, 12, 54].

2.4. Estudios previos relacionados con la reconstrucción del *SWE* y definición de ARs.

La modelación del volumen de nieve almacenado en una cuenca y, específicamente, del *SWE* a nivel espacio - temporal es un área de interés de investigación dentro de la hidrología de nieves dada la necesidad de cuantificar la disponibilidad del recurso agua para distintos usos. La reconstrucción del *SWE* para la temporada de deshielo permitirá generar series de tiempo de mapas de *SWE* los cuales posibilitarán el estudio estadístico de sus propiedades en cuanto a su disposición en el espacio y agotamiento en el tiempo.

Se entiende por reconstrucción del *SWE* aquellos modelos físicos, empíricos o semi empíricos que estiman el *SWE* de manera retrospectiva (es decir, desde un instante de tiempo conocido hacia el pasado) bajo el precepto de que la suma retrospectiva de las energías involucradas directamente en el derretimiento hasta un instante de tiempo determinado, expresadas en forma de lámina de agua, es aproximadamente igual al equivalente en agua existente en dicho instante de tiempo. Se recalca que esta igualdad es aproximada dado que, el cierre del balance volumétrico debe considerar la incorporación de volumen por efecto de las precipitaciones (sólidas y líquidas), cantidad que comunmente no es considerada en reconstrucciones retrospectivas del *SWE* debido a su escasa magnitud (en comparación al derretimiento) durante la temporada de deshielo y, las pérdidas de volumen por efecto de evaporación - sublimación / condensación son consideradas de manera implícita en el término energético asociado a la transferencia por calor latente.

Existe una amplia bibliografía que explica este tipo de modelos, por ejemplo, el estudio realizado por Cline *et al.* (1998), uno de los primeros estudios que aborda la modelación del *SWE* bajo un enfoque distribuido caracterizado por la fisiografía de la cuenca en base al manejo de la información en formato matricial. Este estudio propone que el problema queda totalmente definido en base al conocimiento del flujo de energía (externa) neta involucradas en el derretimiento (Q_{ext}) y la distribución espacial de la nieve (*SCA*) considerada de manera fraccional, es decir, $SWE = f(Q_{ext}, SCA)$. Para efectos de este estudio, el cálculo de cada componente del balance de masa - energía se deriva del texto *Principles of Snow Hydrology* de DeWalle y Rango (2008) en el cual se aborda extensamente diversos temas acerca de la hidrología de nieves (caracterización nival, procesos físicos y modelación).

El planteamiento del esquema de reconstrucción (retrospectivo) del *SWE* de características semi empíricas es mostrado en los estudios realizados por Molotch *et al.* (2004) y Molotch y Bales (2006) en los cuales se discute el impacto sobre la reconstrucción del *SWE* de distintas metodologías para la reconstrucción del albedo nival, proponiendo un modelo de reconstrucción del *SWE* mixto de dos términos que comprende la suma de la radiación neta de onda corta y onda larga y, un término lineal análogo a un modelo tipo grado día para los flujos de energía por transferencia turbulenta, en donde se aplica una linealización del agotamiento del *SCA* en base a imágenes satelitales sin nubosidad. Otro estudio importante aplicado en glaciares es el de Hock y Holmgren (2005) en el cual se utiliza el modelo de balance de energía y en donde es de particular interés el tratamiento de la radiación solar incidente y los flujos de energía turbulentos. Por otra parte, destaca el estudio realizado por Tarboton *et al.* (1994) en el que se aplican técnicas numéricas para el cierre a nivel concentrado del balance de energía respecto al espesor y temperatura del manto nival, enfoque de reconstrucción del *SWE* más complejo (sujeto a la física misma del balance energético) que el aplicado en el presente estudio. Destaca también el estudio de Brubaker *et al.* (1998) en el cual se derivan los coeficiente grado día simple (DDF) y restringido (RDDF) desde el balance de energía como una síntesis de los términos proporcionales a la temperatura del aire y radiación solar incidente respectivamente.

Paralelamente, mediante la reconstrucción retrospectiva del *SWE* es posible definir áreas representativas (ARs) para la medición en terreno del *SWE*. En el estudio de Molotch y Bales (2005) se propone el concepto de áreas óptimas para la observación de procesos de ablación (bajo distintas escalas de reconstrucción del *SWE*), concepto base en el presente estudio dado que vincula la representatividad promedio espacial del *SWE* modelado con forzantes meteorológicas predictoras del derretimiento en cada ubicación de una estación SNOTEL en particular. Paralelamente, el estudio realizado por Elder (1991) propone técnicas tipo *clusters* para la minimización de la varianza en la representación espacial del *SWE*.

Específicamente, existen algunos estudios que explican ampliamente la reconstrucción de las variables y parámetros necesarios para la reconstrucción del *SWE* como por ejemplo, Marks y Dozier (1992) en donde se modela el proceso de derretimiento en base a un balance de masa - energía dando énfasis a la reconstrucción de las forzantes meteorológicas y la proporción de los flujos de energía modelados, Buck (1981) en el que se presentan las ecuaciones para el cálculo de la presión

de vapor y presión de vapor saturada en el contexto del manto nival, Kattelmann (1897) en el que se presentan distintas parametrizaciones para la calidad del manto nival, Winstrall *et al.* (2002) en el que se presenta la metodología para el cálculo del grado de exposición al viento en base a la dirección preferencial y radio de acción y, Hofierka y Suri (2002) en el que se detalla el módulo *r.sun* de GRASS GIS utilizado en este estudio.

Relacionado con la zona de estudio destacan los estudios realizados en los Andes de Chile central por Sthowas (1968), trabajo en el que se estudian los parámetros y variables del manto nival y Martínez (2009), trabajo preliminar del presente estudio, en el que se propone la utilización de imágenes satelitales como entradas de un modelo de reconstrucción del *SWE* y, Pellicciotti *et al.* (2008), estudio realizado sobre el glaciar Juncal Norte (cuenca cercana a Ojos de Agua) en el que se comparan los resultados para la reconstrucción del *SWE* vía modelos concentrados tipo grado día y balance de energía.

Además, el presente estudio incorpora recursos tecnológicos actuales tales como imágenes satelitales MODIS cuya referencia directa corresponde a Hall *et al.* (2000) para los productos MOD/MYD10A1 - superficie de cobertura nival fraccional y albedo nival. Algunos esquemas de post procesamiento de estos productos son explicados en el estudio de Molotch *et al.* (2004), en donde se utiliza el modelo grado día (DDF) para la estimación de pixeles fallidos, Wan (2006), Neteler (2010) en cuanto a la validación de productos MOD/MYD11A1 - temperatura superficial del terreno y, en especial, el estudio de Gafurov y Bardossy (2009) en el cual se propone una metodología para la estimación de pixeles fallidos en zonas de alta montaña, metodología en la cual se basa el post - procesamiento de las imágenes satelitales utilizadas en el presente estudio.

Capítulo 3

Zona y Periodo del estudio

3.1. Ubicación y fisiografía.

La cuenca piloto Ojos de Agua, se ubica en la comuna de Los Andes, Región de Valparaíso, Chile, enmarcada entre las coordenadas 392500 - 385400 Este; 6374600 - 6364000 Norte. La cuenca se sitúa en la subcuenca alta del Aconcagua (aguas arriba de la confluencia de los ríos Juncal y Colorado). El principal sistema de drenaje superficial corresponde al río Juncal y a los tributarios, río Blanco y río Colorado (*Figura 3.1*). El caracter piloto de la cuenca estudiada recae en el propósito experimental en ella, siendo una cuenca que reúne un conjunto de características tales como (1) una ubicación geográfica característica de alta montaña, lo que permite el estudio de los procesos relacionados a la hidrología de nieves, (2) un régimen hidrológico natural, (3) presentar características favorables en cuanto a la realización de campañas de terreno debido a su reducido tamaño y fácil acceso (Ruta 60 Los Libertadores), estando ubicada en una zona medianamente instrumentada (estaciones fluviométricas y meteorológicas DGA y FCFM). Estas características hacen de esta cuenca una cuenca propicia para el estudio del proceso de acumulación y derretimiento del manto nival.

La geología de la zona se caracteriza por materiales volcánicos. La hidrogeología de la zona se caracteriza por escasa o nula ocurrencia de aguas subterráneas. La geomorfología de la zona está dominada por el encajonamiento aluvial del río Juncal y la presencia de numerosas cuencas laterales aportantes que albergan cumbres de elevaciones que van desde los 4000 a los 6000 m.s.n.m., siendo las más altas el Nevado Juncal y los cerros Alto de Los Leones, Parva del Inca y Bastión. Los suelos de la zona son de origen aluvial. La cobertura del suelo en la zona se caracteriza por la presencia escasa de matorral esclerófilo andino [8]. La fisiografía de la cuenca se caracteriza por una quebrada encajonada en dirección Norte que se abre a medida que aumenta la elevación (parte baja de la cuenca). Al ascender, se alcanza una zona plana que termina a los pies de un farellón (2800 m.s.n.m. a 3200 m.s.n.m.) cerrando el valle formado entre ambas laderas (zona baja de la cuenca) (*Figura 3.1*). Tras el farellón, la cuenca se curva en dirección Noreste, dando paso a una zona intermedia dominada por zonas de acarreo de gravas (parte alta de la cuenca) que termina en lo alto, a los pies de la cumbre Parva del Inca.

El terreno es proclive a la acumulación del manto nival, tanto en la parte alta de la cuenca (formándose mantos profundos y extendidos desde las laderas de los cerros) como en la parte baja (desde los 2500 m.s.n.m. a 2700 m.s.n.m.), donde el manto se entremezcla con los elementos de la superficie. La cuenca Ojos de Agua se caracteriza por los siguientes parámetros fisiográficos: área total de 39 [Km²], largo total estimado de 10.6 [Km], factor de forma igual a 3.7 y un perímetro total estimado de 29.0 [Km]. La cuenca posee una elevación media de 3455 m.s.n.m., una pendiente media de 30° y una orientación media de 205°.

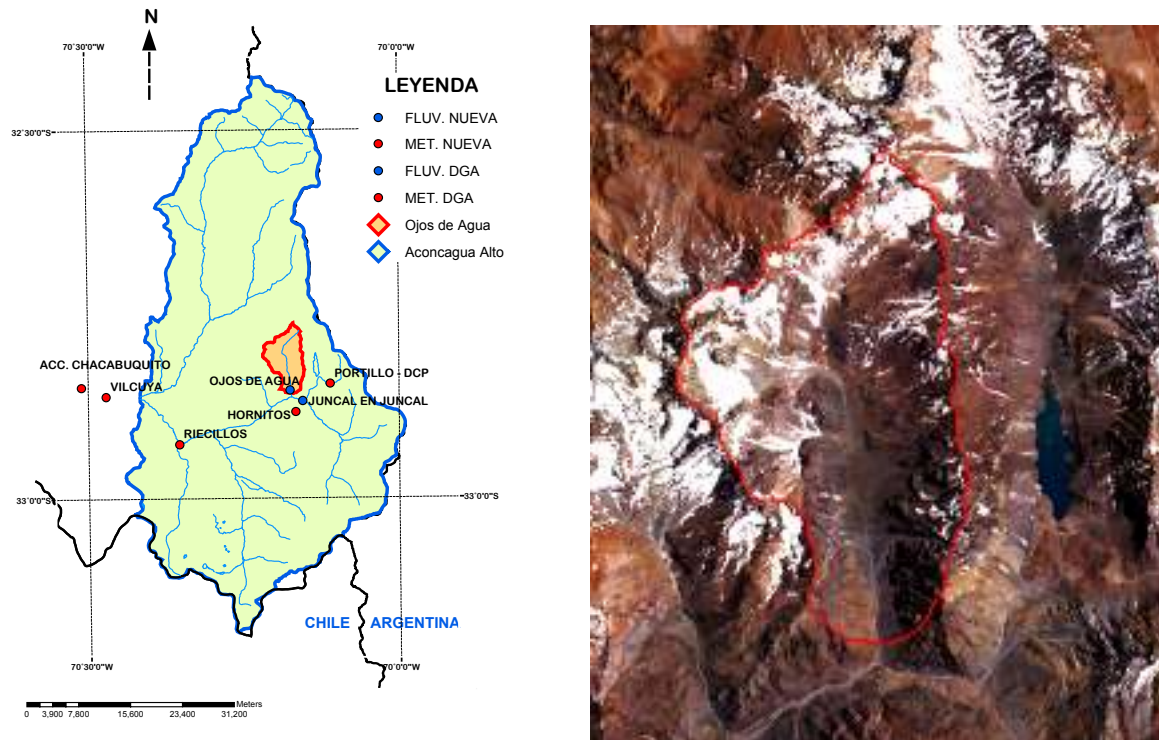


Figura 3.1: Ubicación y fisiografía de la cuenca Ojos de Agua.

En la *Figura 3.1* se aprecia la ubicación con la respectiva red hidrometeorológica DGA, FCFM -cuenca alta del Aconcagua y, una imagen satelital LANDSAT ETM +7 (Marzo, 1999) - Ojos de Agua.

3.2. Clima.

En la subcuenca alta del Aconcagua existen dos tipos de clima [13] (1) clima templado cálido con estación seca de cuatro a cinco meses, caracterizado por temperaturas bajo 0 [°C] durante la noche y volúmenes considerables de precipitación líquida y sólida. Este clima se observa entre los 1200 m.s.n.m. y 2800 m.s.n.m., (2) clima frío de altura, caracterizado por bajas temperaturas y precipitación en forma de nieve favoreciendo la formación de glaciares, nieves eternas y procesos de acumulación y derretimiento de nieve. Esta condición es característica de elevaciones por sobre los

3000 m.s.n.m. Los valores promedio anuales (calculados entre el año 2000 y el 2009) de precipitación total anual y temperatura del aire promedio mensual representativas de la subcuenca alta del Aconcagua se presentan a continuación (*Figura 3.2*). En la zona de estudio, la precipitación media anual es de 630 [mm] y la temperatura media mensual es de 9.3 [°C].

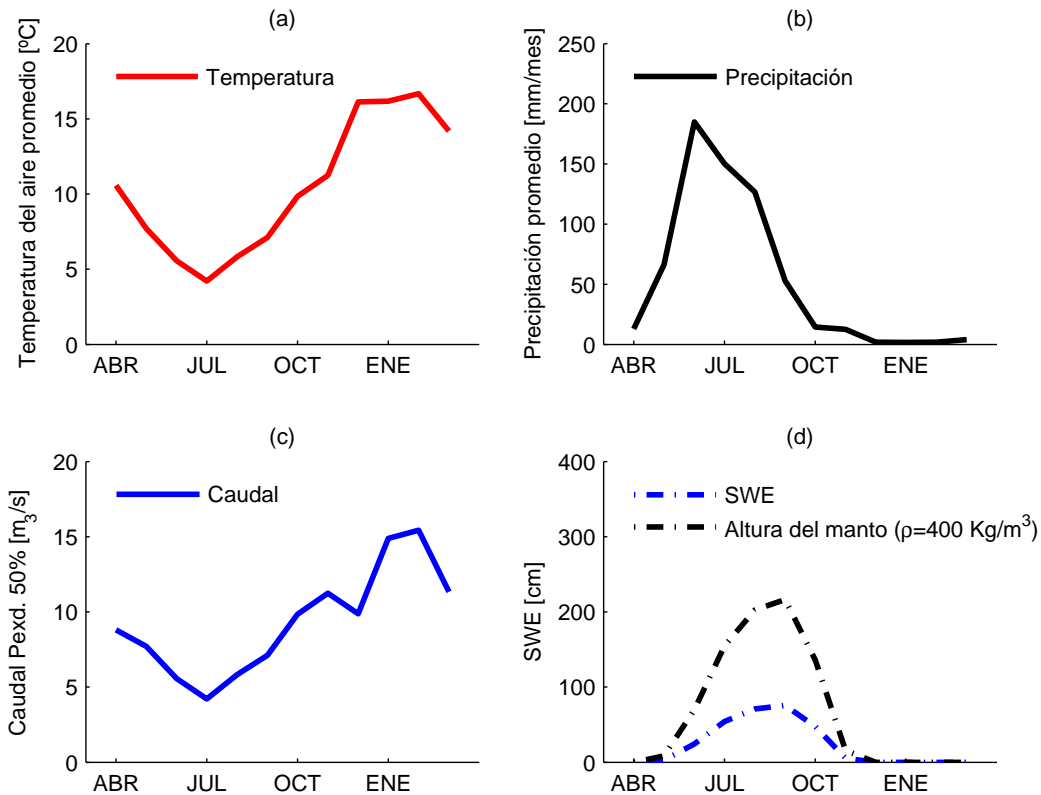


Figura 3.2: *Clima e hidrología de la cuenca alta del Aconcagua.*

En la *Figura 3.2* se aprecia un resumen de una caracterización climática e hidrológica promedio entre los años 2000 y 2009 (a) temperatura del aire mensual - cuenca alta del Aconcagua (b) precipitación mensual - cuenca alta del Aconcagua, (c) caudal (Probabilidad de excedencia del 50%)- Juncal en Juncal, (d) *SWE* y espesor del manto nival - Portillo.

3.3. Hidrología.

La serie mensual del *SWE* promedio anual registrado en la estación de nieves Portillo (calculados entre el año 1999 y el 2005) refleja el comportamiento del proceso de acumulación y derretimiento del manto nival en la zona de estudio. El máximo valor se alcanza entre los meses de Septiembre y Octubre (en promedio, cerca de 80 [cm] de equivalente en agua), mientras que los valores mínimos

se alcanzan en el mes de Mayo y Noviembre (*Figura 3.2*). El sistema de drenaje superficial de la cuenca piloto corresponde al estero Ojos de Agua el cual se extiende aproximadamente 11.4 [Km] desde los pies de la cumbre Parva del Inca (4740 m.s.n.m.). La cuenca cuenta solo con 2.6 [Km²] de glaciares ubicados en el margen norte - noroeste y presenta un régimen nival reflejado en caudales máximos en verano (fin del periodo de derretimiento) y caudales mínimos en meses de invierno (máximo de acumulación de nieve). Debido a que las mediciones de caudal a la salida de la cuenca Ojos de Agua han sido recientemente implementadas (Octubre del 2010), solo se cuenta, a modo de referencia, con la curva de variación estacional de la estación fluviométrica Juncal en Juncal (DGA) (*Figura 3.2*)[8].

3.4. Periodo de estudio.

El periodo de estudio corresponde a la temporada de deshielo del año 2010 y 2011 (ambas temporadas comprendidas entre el 1 de Septiembre del 2010 y el 31 de Enero del 2011). Este periodo fue seleccionado en base al análisis de imágenes del área de superficie (cobertura) nival (*SCA*). En estas fechas se asegura un máximo y mínimo de acumulación de nieve respectivamente. Este periodo determina el periodo de generación de forzantes meteorológicas, de adquisición de las imágenes satelitales utilizadas y, por ende, el periodo de reconstrucción del *SWE*.

Capítulo 4

Reconstrucción de la Fisiografía, Parámetros Nivales y Meteorología

4.1. Generalidades.

Las características fisiográficas (CF), los parámetros del manto nival (PMN) y las forzantes meteorológicas (FM) corresponden al conjunto de variables y parámetros físicos que influyen directamente en el balance de masa - energía sobre el manto nival. Cada una de estas variables y parámetros fueron tratadas a escala diaria (totales, promedios, valores específicos) según el caso. La resolución espacial dependerá del producto base utilizado (DEM, registro meteorológico en terreno o imagen satelital). La resolución temporal considera series de tiempo diarias de mapas, es decir, series temporales que contienen la distribución espacial de las variables estudiadas. La reconstrucción de la serie de mapas para cada variable y parámetro se presentará en distintas secciones según la procedencia base del registro de datos para dicha reconstrucción (vía GIS, imágenes satelitales, estación meteorológica y campañas de terreno).

4.2. Características fisiográficas - reconstrucción vía GIS.

Las CF corresponden al conjunto de parámetros fisiográficos que describen espacialmente a la cuenca. Es de interés para este estudio (1) la elevación z , (2) la orientación A_N , (3) la pendiente γ_N y (4) la pendiente máxima promedio en contra de la dirección prevaleciente del viento ($UPWD$) S_x [56, 57] (que refleja el grado de exposición al viento, característica fisiográfica que depende de la elevación y, de la dirección preferencial - radio vector de influencia del viento, por lo que es en realidad una característica climatológica local dependiente de la fisiografía). La generación de mapas distribuidos de características fisiográficas fue realizado en GRASS GIS a partir de un modelo de elevación digital (DEM) Aster GDEM de resolución espacial 30 [m]. En el caso de S_x se requiere el registro de la dirección de viento representativa de la cuenca piloto. Se presentan a continuación los mapas generados para cada parámetro fisiográfico y su respectivo histograma de distribución espacial (*Figura 4.1, Figura 4.2*). La hipsometría se deriva del histograma de elevación. Los estadísticos espaciales de cada CF se presentan en Anexos I.

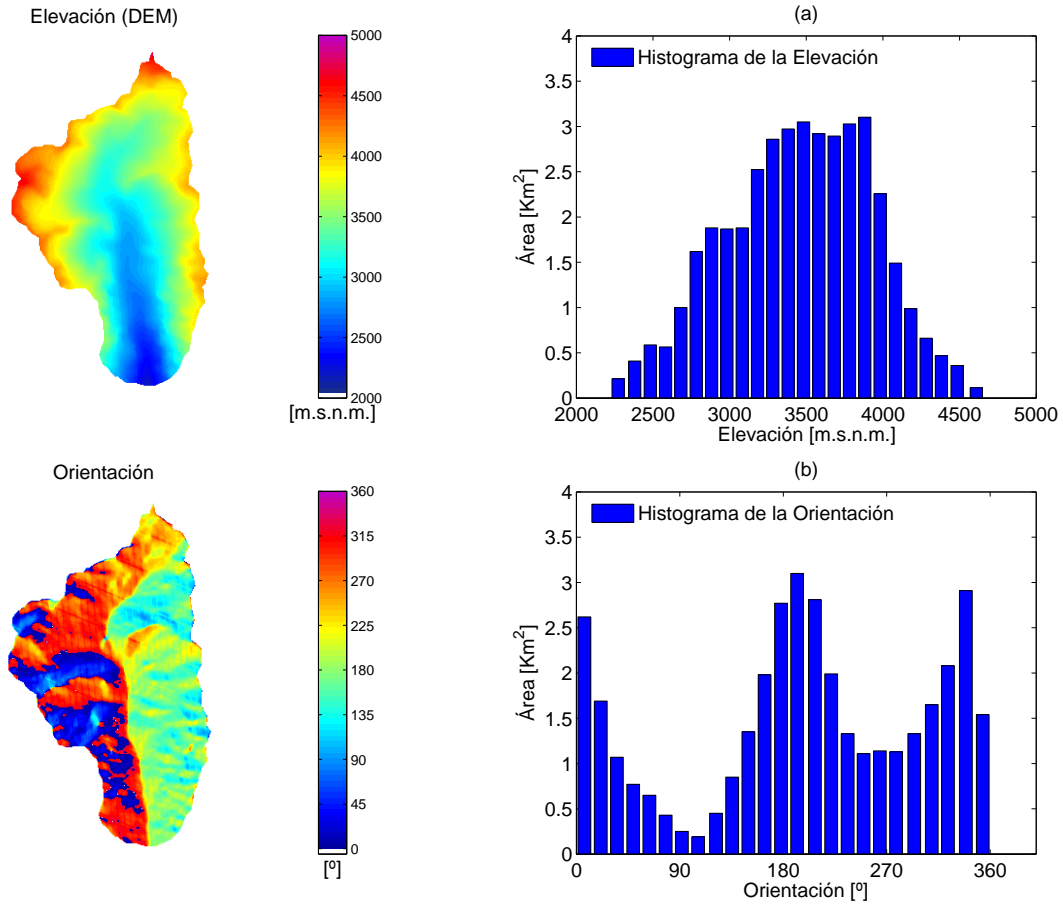


Figura 4.1: Características fisiográficas (1).

La pendiente máxima promedio en contra de la dirección prevaleciente del viento (S_x) propone una cuantificación de la extensión espacial resguardada y expuesta a la exposición al viento. Valores positivos de este parámetro indican zonas resguardadas del viento proclives a la acumulación a diferencia de valores negativos que dan cuenta de zonas expuestas al viento proclives al transporte eólico. El sentido fisiográfico de la *pendiente máxima promedio* alude al promedio de los valores máximos (píxeles con mayor exposición relativa respecto al píxel de referencia) encontrados para cada radio vector de influencia (determinado según las características locales de la topografía) utilizado entre los valores límite del azimut $A_{mín}$ y $A_{máx}$.

La dirección prevaleciente del viento ($A_{prev.}$)¹ es igual a 15° (valor promedio observado en la estación meteorológica Hornitos) por lo que los valores definidos para $A_{mín}$ y $A_{máx}$ serán iguales al recíproco de $A_{prev.} \pm 45^\circ$, es decir, 60° y -30° respectivamente, rango de valores obtenidos tras imponer 45° como el rango angular de la dirección prevaleciente del viento. El radio vector seleccionado es de

¹el azimut se mide en sentido antihorario con cero al Norte a diferencia de la orientación (A_N) la cual se mide en sentido antihorario con cero al Este.

300 [m] (10 veces el resolución espacial del DEM), valor que da cuenta de transporte eólico de escala local observado en terreno. El valor adoptado es discutible dado que existen distintas zonas en la cuenca con distintos patrones de transporte eólico de la nieve. Sin embargo, para efectos de clasificación espacial, el valor del radio vector supuesto solo cambia la escala de los valores de (S_x) sin variar la heterogeneidad que esta característica fisiográfica revela.

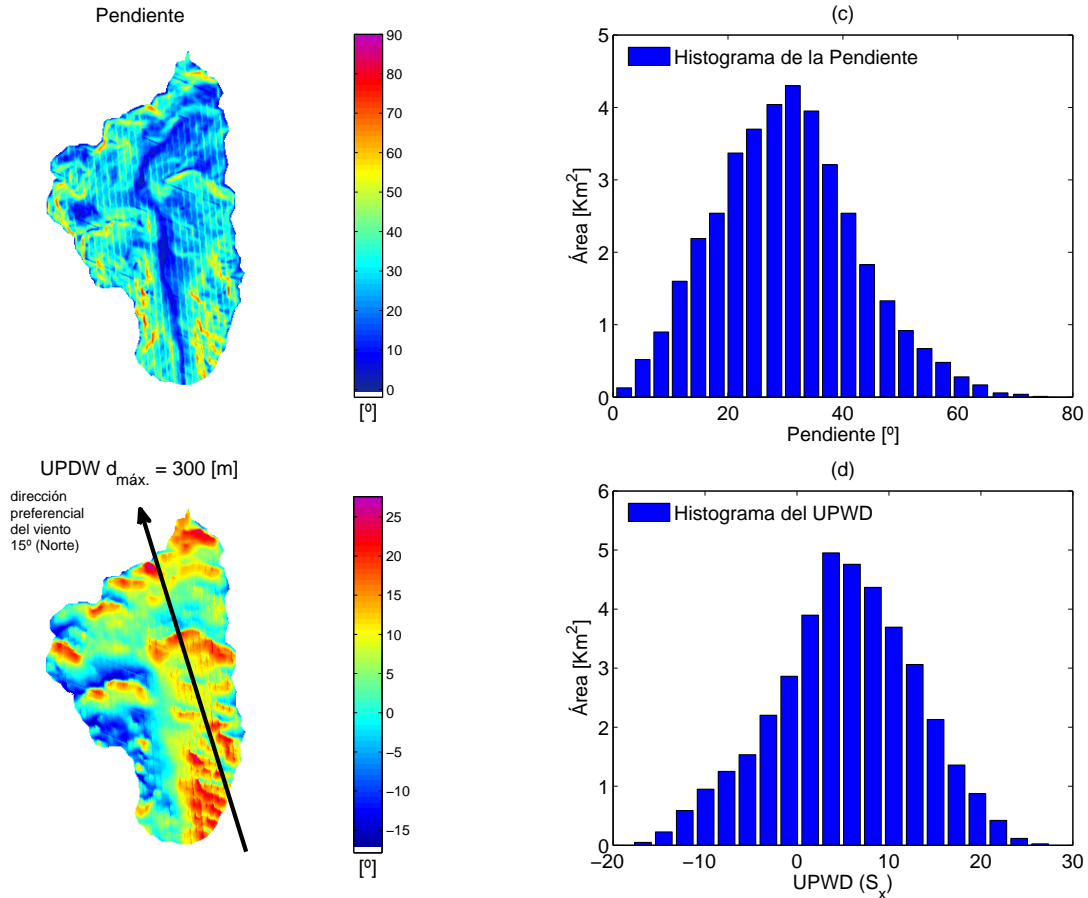


Figura 4.2: Características fisiográficas (2).

En la *Figura 4.1* y *Figura 4.2* se aprecian las reconstrucciones y distribuciones acumuladas de (a) elevación, (b) orientación, (c) pendiente, (d) UPWD (S_x) - Ojos de Agua. Los estadísticos asociados a las características fisiográficas se presentan en Anexos I.

4.3. Parámetros del manto nival - mediciones en terreno.

Durante la temporada de deshielo de los años 2010 y 2011 se realizaron numerosas campañas de terreno en la cuenca Ojos de Agua de las cuales se rescatan datos observados de muestreo del espesor del manto nival distribuidas en la cuenca y calicatas puntuales en algunas zonas específicas de la cuenca (densidad (ρ_s) y temperatura interna (T_{si}) del manto nival) (*Cuadro 4.1*).

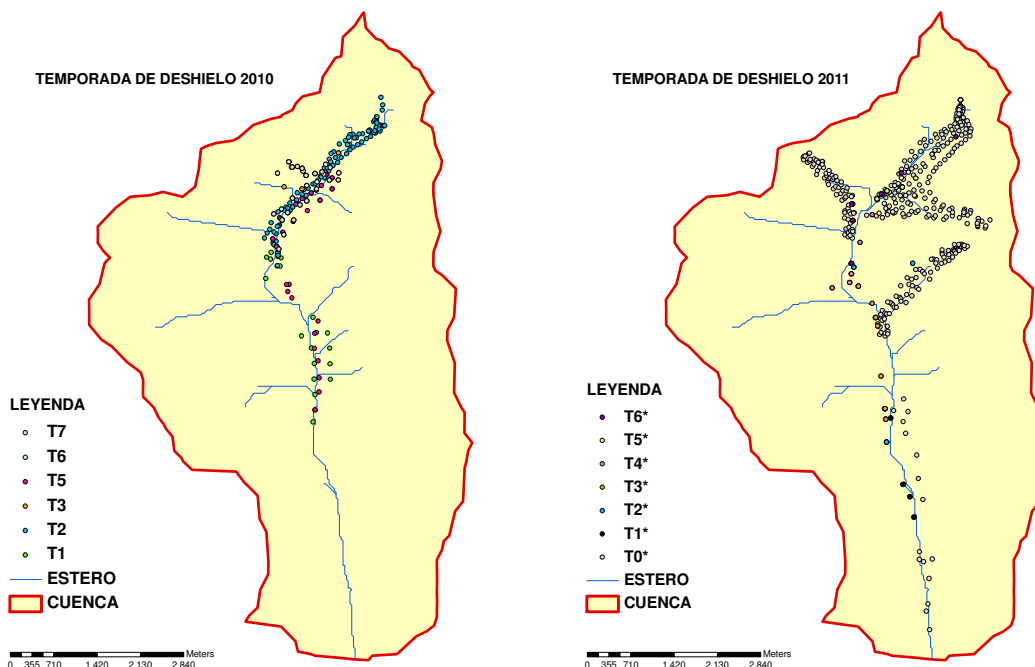


Figura 4.3: Replanteo del muestreo espacial del espesor del manto nival (años 2010 - 2011).

En la *Figura 4.3* se presenta el replanteo del muestreo del espesor del manto nival realizado durante la temporada de deshielo del (a) 2010 y (b) 2011 - Ojos de Agua.

| campañas de terreno - 2010, 2011 - Ojos de Agua | | | |
|---|---------|---------------------------|--|
| fecha | símbolo | actividad + N° mediciones | observaciones |
| 25/09/2010 | T1 | RN (19) + 2 calicatas | RN parte baja, media - valle |
| 28/09/2010 | T2 | RN (108) | 1 descenso en ski, parte alta - valle |
| 09/10/2010 | T3 | RN (26) + 1 calicata | RN parte alta - laderas |
| 22/10/2010 | T5 | RN (14) + 2 calicatas | RN parte baja, media, alta - valle y laderas |
| 05/11/2010 | T6 | RN (29) + 2 calicatas | RN parte alta - valle |
| 26/11/2010 | T7 | RN (19) | RN parte alta - laderas |
| 30/08/2011 | T0* | RN (359) + 1 calicata | RN parte baja + 5 descensos en ski - laderas |
| 22/09/2011 | T1* | RN (7) + 1 calicata | RN parte baja, media - valle y laderas |
| 05/10/2011 | T2* | RN (8) + 1 calicata | RN parte media - laderas |
| 18/10/2011 | T3* | RN (10) + 1 calicata | RN parte baja, media - valle |
| 26/10/2011 | T4* | RN (11) + 1 calicata | RN parte media - laderas |
| 10/11/2011 | T5* | RN (8) + 1 calicata | RN parte alta - valle |
| 29/11/2011 | T6* | RN (5) + 1 calicata | RN parte alta - valle |

Cuadro 4.1: Campañas de terreno realizadas durante el 2010 y el 2011.

De los perfiles de densidad y temperatura del manto nival se advierte que (1) la temperatura superficial del manto nival T_s se estimará mediante un método alternativo dado que los datos de las calicatas no son suficientes para determinar un comportamiento regular (*Figura 4.4*), (2) al observar los perfiles de densidad del manto nival (*Figura 4.4*) se aprecia que entregan un rango característico entre 250 y 550 [Kg/m³], evidenciando una evolución temporal durante la temporada de deshielo.

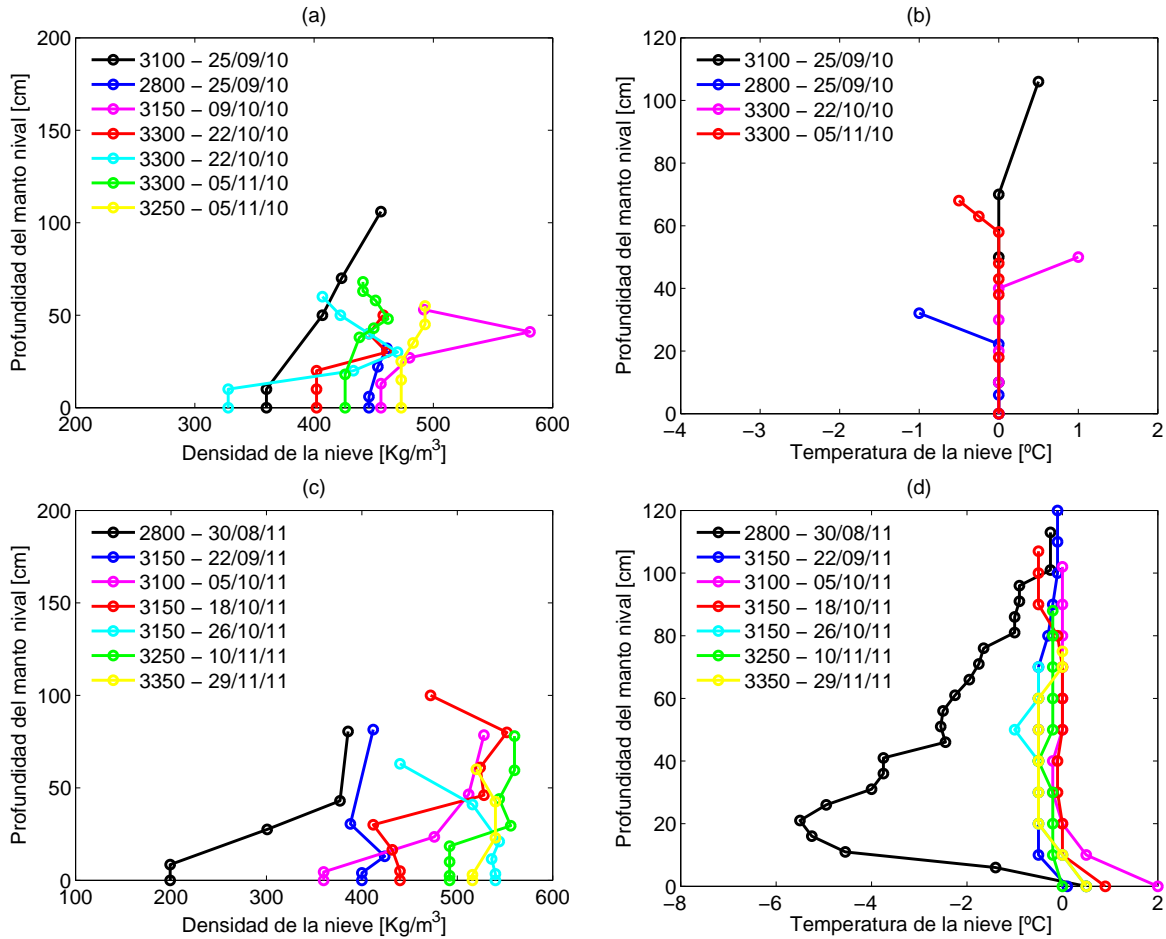


Figura 4.4: Perfiles de densidad (ρ_s) y temperatura interna (T_{si}) del manto nival.

En la *Figura 4.4* se aprecian: (a,b,c,d) perfiles de densidad y temperatura interna del manto nival, años 2010 y 2011 respectivamente. Se indica la elevación y fecha de cada perfil - Ojos de Agua. Para efectos de validación del modelo de reconstrucción *SWE* se decide utilizar el valor de ρ_s promedio ponderado por estrato obtenido en cada calicata correspondiente a cada fecha de muestreo del espesor del manto nival (campanas de terreno). Notar que este parámetro es imprescindible para transformar el espesor del manto nival en términos de *SWE*.

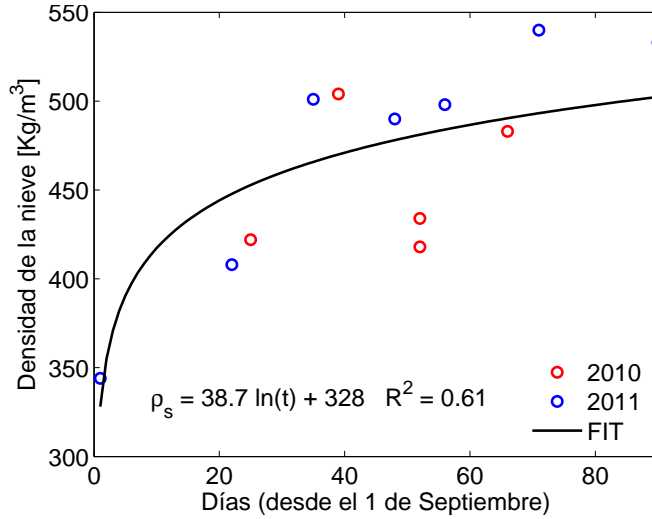


Figura 4.5: Evolución temporal de la densidad del manto nival.

En la *Figura 4.5* se aprecia la evolución temporal de la densidad del manto nival a nivel promedio ponderado por estrato en función de los días tras el inicio de la temporada de deshielo. Notar que existe una curva asociada al proceso de derretimiento. Para efectos de la validación se utiliza el valor de ρ_s observado en cada campaña de terreno (años 2010 y 2011) - Ojos de Agua.

4.4. Parámetros del manto nival - reconstrucción vía imágenes satelitales.

Las imágenes satelitales MODIS corresponden a matrices cuyos elementos poseen información numérica (binaria, clases o continua) sobre propiedades de la superficie del área de observación captadas a través de bandas espectrales de forma pasiva. El manejo de imágenes satelitales requiere de un procedimiento de adquisición, procesamiento y post - procesamiento. Las imágenes utilizadas en este estudio se resumen a continuación (*Cuadro 4.2*). En el *Cuadro 4.2* las siglas resXY, resT, resRAD, resBAND hacen alusión a la resolución espacial, temporal, radiométrica y espectral de cada producto [31], así como MOD y MYD hacen alusión a productos provenientes del satélite TERRA y AQUA respectivamente. Las imágenes corresponden a (1) FSCA (superficie de cobertura nival fraccional), (2) ALB (albedo nival), (3) CCF (cobertura nubosa fraccional) y (4) LST (temperatura superficial del terreno).

| imágenes satelitales MODIS utilizadas en este estudio | | | | | | |
|---|------------------|--------|--------|---------|---------------|------------|
| producto | sigla | resXY | resT | resRAD | resBAND | agencia |
| MOD10A1 | FSCA | 500 m | diaria | 12 bits | 459 - 2155 nm | NSIDC DAAC |
| MOD10A1 | ALB | 500 m | diaria | 12 bits | 459 - 2155 nm | NSIDC DAAC |
| MYD10A1 | FSCA | 500 m | diaria | 12 bits | 459 - 2155 nm | NSIDC DAAC |
| MYD10A1 | ALB | 500 m | diaria | 12 bits | 459 - 2155 nm | NSIDC DAAC |
| MYD06L2 | CCF _d | 1000 m | día | 12 bits | 366 - 408 nm | LAADS |
| MYD06L2 | CCF _n | 1000 m | noche | 12 bits | 366 - 408 nm | LAADS |
| MOD11A1 | LST _d | 1000 m | día | 16 bits | 459 - 2155 nm | LPDACC |
| MYD11A1 | LST _n | 1000 m | noche | 16 bits | 459 - 2155 nm | LPDACC |

Cuadro 4.2: *Imágenes satelitales utilizadas en este estudio.*

Notar que las imágenes satelitales utilizadas son productos satelitales debido a que contienen directamente la variable física y no, la reflectancia registrada en cada banda espectral. El post - procesamiento propuesto para las imágenes satelitales MODIS junto con la suavización espacial y temporal del área de cobertura nival y el albedo nival reconstruida mediante los productos satelitales se presenta en Anexos D.

4.4.1. Superficie de cobertura nival (SCA) y albedo nival (α_s).

La reconstrucción del SCA a partir de imágenes satelitales (FSCA) permite reconstruir el agotamiento espacial del manto nival. Alternativamente al valor fraccional del SCA propuesto, es posible definir un *porcentaje de fracción de cobertura nival crítico* (SCA_*), umbral que transforma a binario el valor continuo original. En este estudio se opta por considerar el valor fraccional del SCA . Sin embargo se fija un umbral mínimo de $SCA = 25\%$ adoptando para aquellos pixeles con superficie de cobertura nival menor a dicho umbral un valor del $SCA = 0\%$. Este supuesto responde a la eliminación de aquellas zonas con escasa o nula cobertura nival cuyos valores son de una escala igual o menor al ruido del producto satelital. Se presentan las curvas de agotamiento (*Figura 4.6*) para el promedio espacial del área de cobertura nival fraccional calculadas para las temporadas de deshielo 2010 y 2011. Ambas reconstrucciones dan cuenta de las nevadas así como de la dinámica del derretimiento en cada año.

En el caso del albedo nival es necesario observar la serie promedio espacial para asegurar una corrección acorde con el agotamiento del parámetro. A partir de la última semana de Diciembre del 2010 y del 2011 se observan deficiencias en el post - procesamiento (imágenes con valores sin sentido físico). Estas deficiencias se deben a la falta de información cercana a la fecha de estas imágenes, lo que se corrige mediante la asignación de un valor homogéneo igual al promedio entre la última imagen anterior con valores del albedo nival físicamente válidos y la primera imagen posterior con valores del albedo nival físicamente válidos. Esta corrección se realiza antes del acoplamiento espacial y eliminación del ruido. Esta corrección genera tramos constantes en la serie de tiempo del promedio espacial del producto ALB (*Figura 4.6*).

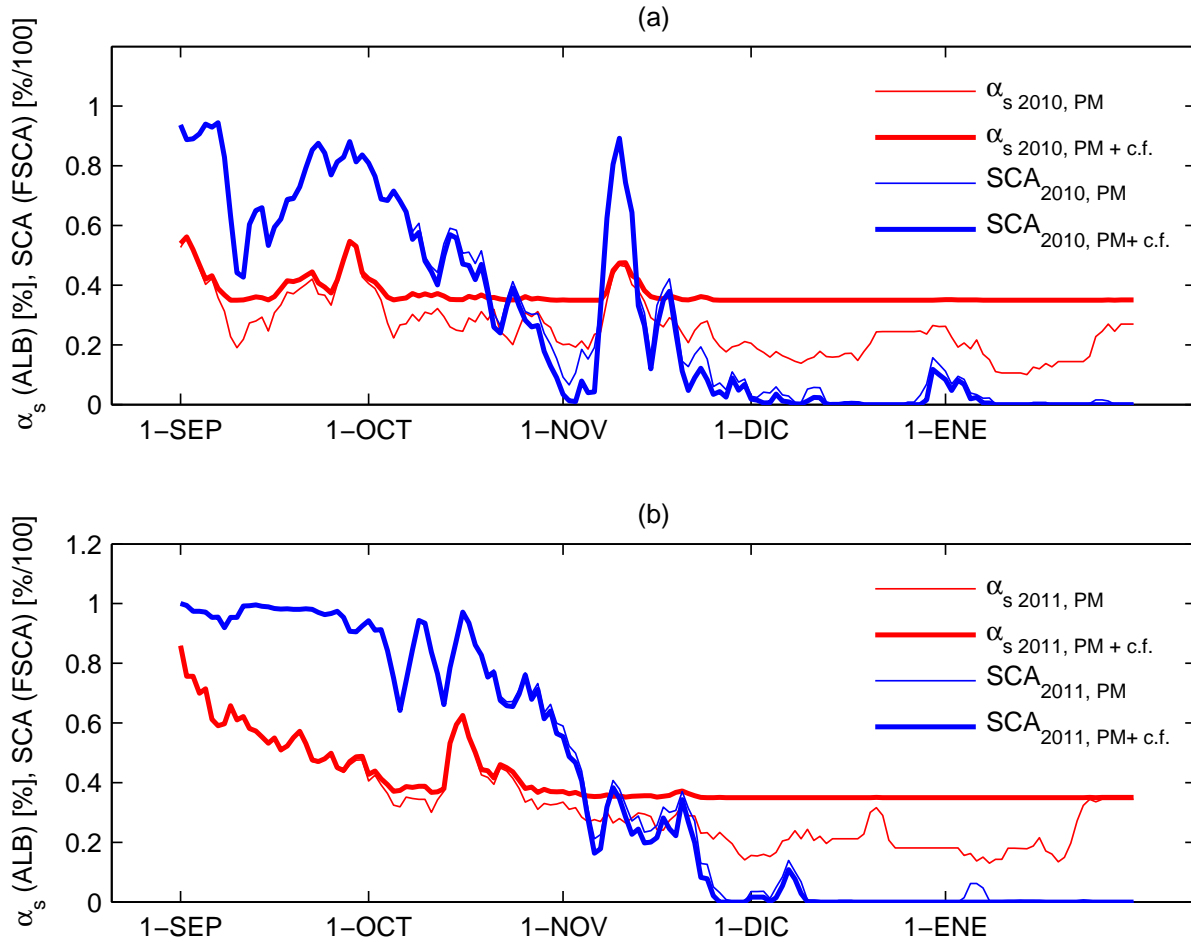


Figura 4.6: FSCA - ALB (post - procesadas) - series de tiempo promedio espacial.

En la *Figura 4.6* se aprecian: series de tiempo promedio espacial FSCA, ALB para (a) año 2010, (b) año 2011 - Ojos de Agua. Las curvas finas corresponden a las series de tiempo post - procesadas tras la corrección del ruido espacial y temporal. Las curvas gruesas corresponden a las curvas finas considerando ambos umbrales mínimos (reconstrucción utilizada). Finalmente, en el caso del SCA se adopta la serie de tiempo con promedio móvil (PM). EN el caso del albedo nival (α_s) se adopta la serie de tiempo con promedio móvil y valor mínimo basado en el criterio físico (c.f.) explicado anteriormente.

4.4.2. Cobertura nubosa promedio (CCF).

La cobertura nubosa es altamente aleatoria a nivel espacial y temporal. El producto CCF ofrece dos imágenes diarias (día y noche) que generan un importante sesgo al suponer representativa cualquier estimación de la condición promedio diaria (promedio de imágenes día y noche). Por este motivo, se propone una reconstrucción de la CCF promedio durante el periodo de estudio que refleje aquellas zonas proclives a la presencia de nubosidad (en general, zonas con mayor elevación). El producto

CCF se utiliza solo como un índice para la caracterización de la atenuación o incremento de la radiación de onda larga incidente a cielo cubierto. Para la caracterización de la radiación solar incidente (SIR) a cielo cubierto se utiliza la información de nubosidad implícita en el registro de G_{hc} (piranómetro de la estación meteorológica Hornitos). Notar que, por tratarse de fracción de cobertura nubosa, el producto CCF no requiere post - procesamiento.

4.4.3. Validación de las imágenes satelitales.

Antes de utilizar los productos post - procesados FSCA y ALB es necesario realizar algún tipo de validación, ya sea, respecto a observaciones en terreno o, entre las mismas imágenes satelitales TERRA - AQUA utilizadas. Además, es importante analizar el post - procesamiento realizado (ALB respecto a FSCA) para que la utilización de los productos tenga validez en su conjunto.

- Se realiza una validación (por inspección) (*Figura 4.7*) de las imágenes de FSCA sin post - procesamiento respecto a las observaciones de acumulación nival realizadas en las campañas de terreno en la cuenca piloto durante la temporada de deshielo del año 2010 (terrenos T1 - T7) y 2011 (campañas de terreno T0* - T6*). Tras la validación se observan inconsistencias² basadas en un aumento de la cantidad de coberturas inexistentes erróneas estimadas por el producto MODIS, error comúnmente llamado en la literatura *error por omisión*³. Esto genera un adelantamiento del agotamiento del *SCA* reconstruido respecto al agotamiento observado en terreno. Este problema no posee una solución práctica pero al menos, para efectos del cálculo del *SWE* máximo acumulado a principios de la temporada de deshielo, se considera un periodo de estudio lo suficientemente extenso que incluya un periodo de estabilización del *SCA* en torno al mínimo (valor cercano al 0 %) y en torno al máximo (valor cercano al 100 %). En general se aprecia que las correspondencias en cuanto a la existencia de nieve y los valores predichos por el producto FSCA de MODIS ocurren para valores de FSCA por sobre 25 %.
- En el caso de las imágenes ALB, no es posible realizar una validación respecto a datos medidos en terreno debido a que el pixel correspondiente a la estación meteorológica Hornitos (del cual es posible derivar el albedo nival) presenta una gran cantidad de días con nubosidad. Sin embargo, se puede analizar su validez en contraste con el producto FSCA. El albedo nival no debiera correlacionarse estrictamente con el *SCA* debido a que α_s es una propiedad intrínseca de la nieve. Sin embargo, α_s debiera guardar alguna relación respecto al agotamiento del FSCA producto del aumento de la madurez generado por el proceso de derretimiento.
- Teóricamente, los valores del producto ALB deben cubrir un rango entre 0.95 y 0.35, valores distribuidos para la mayor parte del rango del producto FSCA [54, 51, 38]. Sin embargo, el rango del albedo nival teórico no se condice plenamente con la información de los productos ALB observada (*Figura 4.8 (a,b)*). Algunos estudios sin embargo [43, 44, 17], presentan resultados del agotamiento completo del albedo nival medido en terreno para mantos de nieve en praderas y mantos de nieve sobre glaciares, mostrando que el albedo nival durante el proceso

²a partir de finales de Octubre del 2010. En el 2011 no es concluyente debido a que las calicatas fueron realizadas en ubicaciones cuyos pixeles respectivos (TERRA - AQUA) estaban cubiertos por nubes.

³dado que todas las mediciones realizadas en terreno fueron del espesor del manto nival, por ende, siempre existió nieve en dichos puntos.

de derretimiento puede tener valores mínimos de hasta 0.25, valores que si se condicen con los productos MODIS.

- Cabe destacar además que el producto satelital MODIS estima como $ALB = 0$ el valor del albedo nival para aquellos pixeles con valores del SCA menores a algunos umbrales observados ($SCA = 38\%$ para AQUA y $SCA = 58\%$ para TERRA). Esto genera una inconsistencia entre la predicción de la existencia de nieve realizada por el producto FSCA y ALB (*Figura 4.8 (a,b)*). Esto se soluciona fijando un valor del albedo nival mínimo (nieve madura) característico del proceso de derretimiento ($\alpha_s = 0.35$) para el producto ALB [43]. Otra solución sería imponer que $SCA = 0\%$ (es decir, que no existe nieve) para los pixeles bajo los umbrales del SCA mencionados anteriormente para los productos TERRA y AQUA con lo cual se soluciona de manera indirecta el problema del bajo valor del producto ALB. Sin embargo, esta solución impone un valor y no considera un argumento físico por lo que se desestima para efectos de este estudio priorizando la primera solución que proporciona una mayor cantidad de información.
- Si bien, el post - procesamiento de las imágenes ALB y FSCA entrega resultados esperables, el paso 4 (estimación de los pixeles sin información mediante el el promedio espacial de los pixeles corregidos - ver Anexos D) es discutible dado que tiende a sobreestimar el valor del pixel a comienzos de la temporada de deshielo y subestimarlos a finales de ese periodo. Existen otras soluciones como paso final del algoritmo de post - procesamiento [15]. Es posible asignar un día crítico en el cual todos los días antecedentes con pixeles si información son reasignados como cubiertos con nieve, y los días subsecuentes como descubiertos de nieve. Esta solución no es factible a priori en imágenes FSCA - ALB dado que ambas son fraccionales. Otra opción es localizar a nivel diario el pixel de menor elevación con cobertura nival e imponer la misma condición (o un promedio del FSCA a nivel de cuenca) para los pixeles sin información ubicados a elevaciones mayores. Esta solución no es aplicable a cuencas de menor tamaño (por lo general, cuencas piloto) dado que el área con orientación Noreste y Noroeste (proclive a estar descubierta de nieve por efecto directo de la radiación solar incidente) no es despreciable. Por este motivo se decide aplicar el paso 4 propuesto anteriormente.

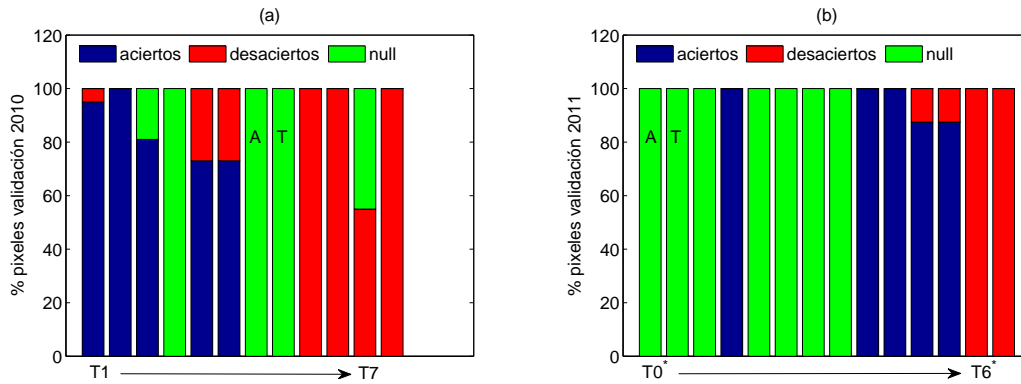


Figura 4.7: Validación del producto FSCA (TERRA - AQUA) 2010 - 2011.

En la *Figura 4.7* se aprecia la validación del producto FSCA (pares de barras A = AQUA, T = TERRA) respecto a las observaciones en terreno (*SCA* mayores a cero) realizadas durante (a) los terrenos T1 - T7 (2010), (b) los terrenos T0* - T6* (2011) - Ojos de Agua.

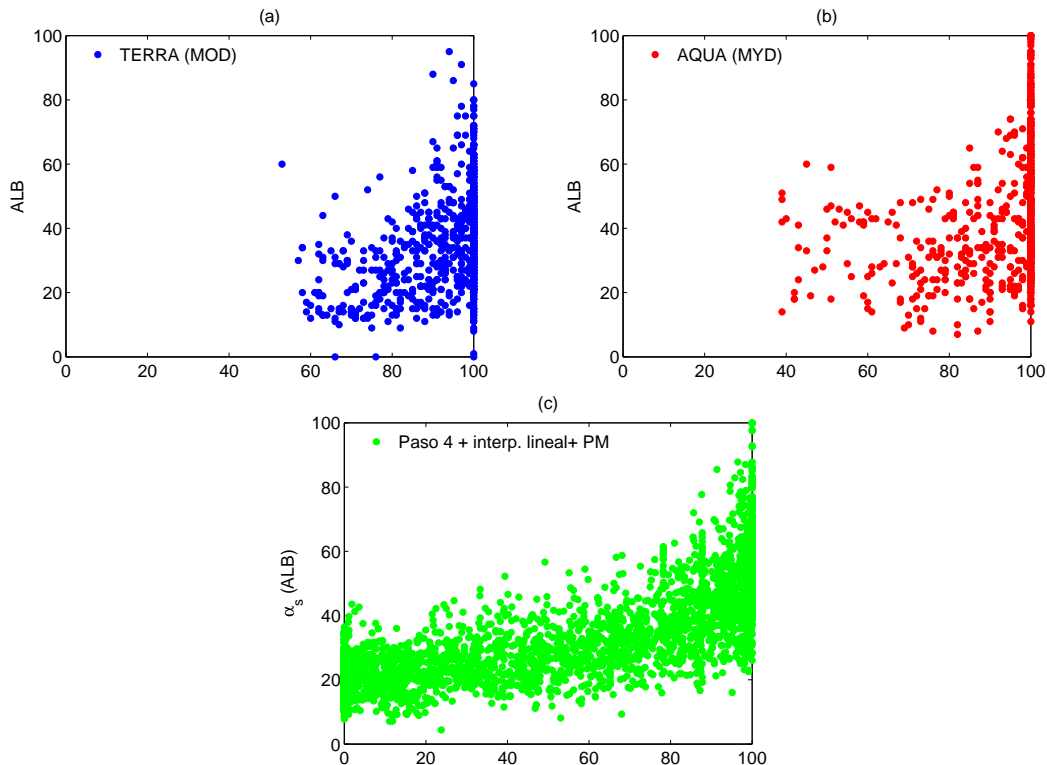


Figura 4.8: Análisis de las imágenes satelitales ALB.

En la *Figura 4.8* se aprecia, para 10000 pares de pixeles, los gráficos ALB vs. FSCA para los productos (a) TERRA, (b) AQUA, (c) ALB paso 4 (post - procesado). El albedo nival se expresa en porcentaje sobre la unidad - Ojos de Agua.

- En el caso de las imágenes LST, tras una inspección de la serie de tiempo de estas imágenes, se observa que este producto presenta importantes periodos de valores fallidos y discordancias entre el valor de la temperatura promedio entre las imágenes diurnas y nocturnas y la temperatura esperable (Anexos E), por lo que se descarta su utilización (este punto se discute en la Sección *Temperatura superficial del manto nival (T_s)*).

Los estadísticos espaciales y temporales asociados al albedo nival y fracción de cobertura nival se presentan en Anexos I. Notar que ambas estadísticas son distintas dado que en el primer caso se calculan los estadísticos para la serie de tiempo de valores promedio espaciales de la variable y/o parámetro en cuestión. En el segundo caso, se calculan los estadísticos para el mapa promedio temporal de la variable y/o parámetro en cuestión.

4.5. Forzantes meteorológicas - reconstrucción vía meteorología local.

La reconstrucción de las series de tiempo de mapas de forzantes meteorológicas se realiza utilizando los registros de la estación meteorológica Hornitos - FCFM (estación base) y el modelo digital de elevación (DEM). Generalmente, las forzantes meteorológicas se distribuyen mediante gradientes respecto a la elevación. Para este efecto, se utilizan los registros de la estación nivométrica Portillo - DGA. Un resumen de las estaciones meteorológicas y las variables utilizadas se presenta a continuación (*Cuadro 4.3*) (nomenclatura de las variables en Anexos A). La reconstrucción se realiza a una resolución temporal diaria (por lo que el tratamiento de las variables se basa en registros medios diario - a excepción de la temperatura mínima diaria), con resolución espacial de 30 [m] (DEM). A continuación se describe el procedimiento realizado.

| estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio | | | | |
|--|------------|------------|-----------------|--|
| nombre | UTM(19S) E | UTM(19S) N | cota [m.s.n.m.] | variables utilizadas |
| Portillo | 396075 | 6365314 | 3000 | $T_a, T_{a\text{mín.}}, S$ |
| Hornitos | 392410 | 6362830 | 2230 | $T_a, T_{a\text{mín.}}, G_{ir}, u_a, u_{d,a}, p$ |
| Vilcuya | 362066 | 6362865 | 1100 | R |

Cuadro 4.3: Estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio.

4.5.1. Radiación solar incidente (G).

La radiación solar de onda corta incidente (SIR, o radiación global G), corresponde a la radiación solar para longitudes de onda entre 0.4 [μm] y 0.7 [μm]. El SIR se divide en dos componentes principales: (1) componente directa (B), la cual corresponde a aquella fracción del SIR que incide directamente en la superficie sin ser afectada por el proceso de reflexión y dispersión atmosférica y (2) componente difusa (D), la cual corresponde a aquella fracción del SIR que incide directamente en la superficie producto del proceso de dispersión atmosférica [23, 55].

La reconstrucción del SIR se realiza mediante el módulo *r.sun* (GRASS GIS) (breve explicación sobre este módulo en Anexos B). La implementación de este módulo requiere el conocimiento de las series de tiempo de radiación solar directa y difusa (generadas a partir del registro en terreno de la serie de tiempo de radiación solar global - piranómetro (G_{hr})), pudiendo ser llevada a cabo bajo dos escenarios: (1) cielo descubierto (denominado también cielo claro), el cual supone nulo el efecto atenuador de la nubosidad sobre las componentes de la radiación solar global, (2) cielo cubierto (o real), el cual incorpora el efecto de la nubosidad sobre las componentes de la radiación solar global por medio de los adimensionales KB y KD (*clear index* para la componente directa y difusa respectivamente). En ambos escenarios, el efecto atenuador por efecto de la turbiedad atmosférica se incorpora mediante el adimensional TLK (turbiedad de Linke) [23]. La interacción del SIR con la atmósfera puede ser entendido como un proceso secuencial en el que el SIR potencial extraterrestre (G_e) es atenuado por la atmósfera (TLK) mediante dispersión y absorción para luego, dependiendo de la presencia de nubes, ser atenuado (componente directa) o potenciado (componente difusa) por la presencia de nubosidad (KB, KD). A continuación se explican los pasos realizados:

- Para la calibración del parámetro TLK y la posterior obtención de los parámetros KB y KD se requiere de las series de radiación global, directa y difusa (a cielo descubierto y cielo cubierto) medidas en terreno o generadas a partir de estas (G_{hc} , B_{hc} y D_{hc} a cielo descubierto - G_{hr} , B_{hr} y D_{hr} a cielo cubierto). La serie G_{hc} se obtiene a partir de la serie G_{hr} [12] suponiendo condición a cielo descubierto ($n/N = 1$, donde n/N se define como la razón entre las horas de sol diarias y el la duración total del día). Las series D_{hc} y D_{hr} se obtienen por medio de las formulaciones empíricas (ver referencias a continuación) para la fracción difusa ($D_{hc}/G_{hc} = f(k_{c,t})$, o $D_{hr}/G_{hr} = f(k_{r,t})$ según el caso) en función de la fracción global (definida como la fracción de radiación solar global incidente en la superficie respecto a la radiación solar potencial, $k_{c,t} = G_{hc}/G_e$, $k_{r,t} = G_{hr}/G_e$). Las series B_{hc} y B_{hr} se obtienen por diferencia entre la radiación solar global y la componente difusa correspondiente. Para efectos de este estudio, la función $f(k_{c,t})$ supone el promedio de las expresiones presentadas en la bibliografía afín [22, 3].
- Respecto a la interacción SIR - atmósfera, las series G_{hc} , B_{hc} y D_{hc} están únicamente influenciadas por la atenuación atmosférica por lo que la calibración del parámetro TLK puede ser realizada a través de las series G_{hc} , B_{hc} y D_{hc} reconstruidas por medio del módulo *r.sun* a cielo claro (KB= 0, KD= 0) considerando las mismas condiciones de instalación del piranómetro de la estación meteorológica Hornitos (orientación y pendiente nula), utilizando como referencia las series G_{hc} , B_{hc} y D_{hc} generadas a partir del registro de G_{hr} de Hornitos. La calibración para TLK se efectua para los promedios mensuales asumiendo invarianza anual (dado que el efecto de la nubosidad no está presente). Con los valores del parámetro TLK calibrados para los promedios mensuales, se prosigue a linealizar la serie para obtener valores de TLK para cada día de la temporada de deshielo (*Cuadro 4.4*). Esta nueva serie de TLK diaria se utiliza para inicializar el módulo *r.sun* para así, generar las series G_{hc} , B_{hc} y D_{hc} en Hornitos. Cabe destacar que la calibración realizada se enfoca en el ajuste de la componente global por sobre las componentes directa y difusa.
- Los parámetros KB y KD reflejan el efecto de atenuación e incremento producto de la nubosidad. Del módulo *r.sun* [23] se advierte que, frente a un evento nuboso, la componente

directa (B_{hr}) sufre una atenuación mientras que la componente difusa (D_{hr}) sufre el proceso de incremento. Solo cuando la componente directa alcanza valores nulos, la componente difusa se atenúa para dar cuenta del descenso brusco de la radiación solar global. Los parámetros KB y KD, definidos como $KB = B_{hc}/B_{hr}$ y $KD = D_{hc}/D_{hr}$ respectivamente asumen un rango definido (KB toma valores entre 0 y 1, mientras que KD toma valores entre 1 y 2). A diferencia del parámetro TLK supuesto invariante a nivel anual, los parámetros KB y KD presentan un alto carácter aleatorio por lo que las series G_{hr} , B_{hr} y D_{hr} deben ser obtenidas para cada temporada de derretimiento en particular [23].

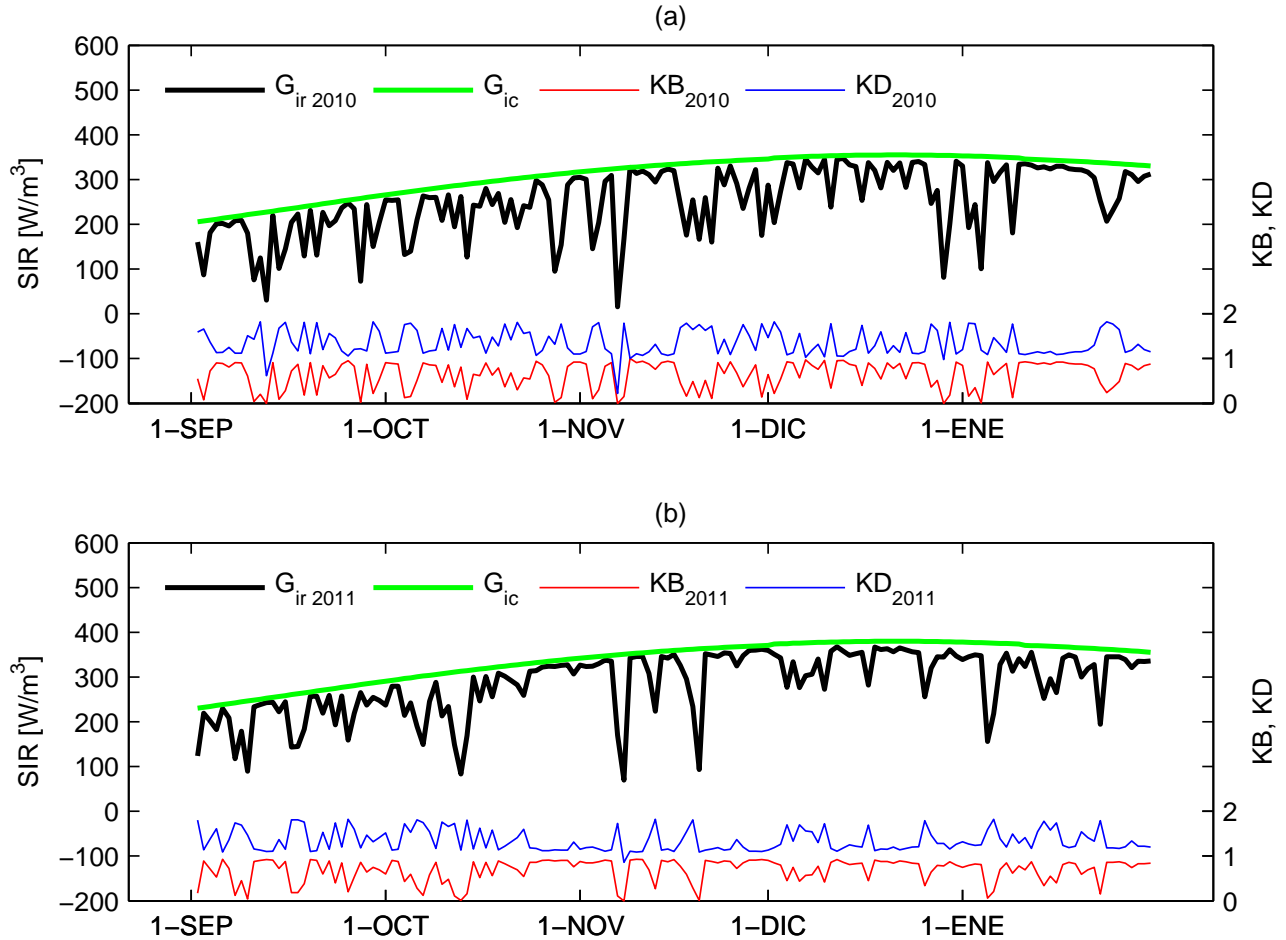


Figura 4.9: Radiación global - SIR e índices de cielo claro KB y KD - reconstrucción.

En la *Figura 4.9* se aprecia la reconstrucción de G_{ic} , G_{ir} , KB y KD (series temporales promedio espacial) para (a) año 2010 (b) año 2011 - Ojos de Agua. Cabe destacar que, para efectos de la reconstrucción del SWE se utilizará la serie de mapas distribuidos de G_{ir} , serie que incorpora tanto los efectos dados por la topografía como aquellos entregados por la nubosidad.

- Notar que la aplicación propuesta de los parámetros KB y KD se realiza bajo un enfoque espacialmente homogéneo. Un enfoque espacialmente heterogéneo en donde se reconstruye espacialmente el valor de los parámetros KB y KD requiere de información horaria de alguna variable predictora espacial para KB y KD. Una opción es obtener las series distribuidas de reflectancia del suelo (ρ_t) reconstruidas por medio de imágenes satelitales GOES [16] de resolución espacial 1 [Km] (que implícitamente incorpora el efecto de atenuación en la columna atmosférica) y correlacionar en el tiempo ρ_t y KB - KD calculadas en base a las series de insolación diaria para Hornitos. Debido a que el área de la cuenca Ojos de Agua es de solo 39 [Km²], el aporte en heterogeneidad de las series de KB y KD por medio de esta metodología es despreciable debido a la resolución de estas imágenes, en consecuencia, los parámetros KB y KD se consideran espacialmente homogéneos.

| calibración TLK para el módulo <i>r.sun</i> | | | | | | | | | | | | |
|---|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| mes | Ene. | Feb. | Mar. | Abr. | May. | Jun. | Jul. | Ago. | Sep. | Oct. | Nov. | Dic. |
| TLK | 5.0 | 4.8 | 4.6 | 4.0 | 3.4 | 3.2 | 3.2 | 3.4 | 4.0 | 4.4 | 4.7 | 4.9 |

Cuadro 4.4: Calibración del parámetro TLK (turbiedad atmosférica de Linke).

4.5.2. Temperatura del aire (T_a).

Para la reconstrucción de la temperatura del aire se utiliza la serie de tiempo registrada en Hornitos (temperatura media diaria T_a y temperatura mínima diaria $T_a^{mín.}$). Este registro se utiliza como base para distribuir espacialmente ambas series de temperatura del aire por medio de la reconstrucción del gradiente de la temperatura media diaria (γ_{T_a}) y del gradiente de temperatura mínima diaria ($\gamma_{T_a^{mín.}}$), ambos gradientes respecto a la elevación. La temperatura media diaria se utiliza para caracterizar la temperatura del aire general de cada día estudiado. La temperatura mínima diaria se supone igual a la temperatura de punto de rocío, necesaria para el cálculo de la presión de vapor del aire (supuesto explicado en la Sección *Presiones de vapor (e_a y e_s)*). Para la reconstrucción de T_a y $T_a^{mín.}$ se debe tener en cuenta que:

- Se decide reconstruir los gradientes térmicos γ_{T_a} y $\gamma_{T_a^{mín.}}$ a nivel diario para dar cuenta de la variación de los perfiles de temperatura respecto a la elevación por efecto de la precipitación líquida (la cual causa una declinación del gradiente térmico del aire).
- Al reconstruir los gradientes térmicos y extrapolar los valores de T_a y $T_a^{mín.}$ se observan las siguientes inconsistencias: (1) las temperaturas mínima diarias y media diarias extrapoladas por sobre los 3000 m.s.n.m. son más altas y más bajas respectivamente que las esperadas a dicha altura (al utilizar los registros de las estaciones meteorológicas Aconcagua en Chacabuco (980 m.s.n.m.), Vilcuya, Hornitos y Portillo), (2) al extrapolar las series T_a y $T_a^{mín.}$ utilizando las cuatro estaciones meteorológicas anteriormente señaladas se observa que ambas extrapolaciones se intersectan entre los 3000 y 4000 m.s.n.m. Esta inconsistencia física se debe a la falta de registros de T_a y $T_a^{mín.}$ sobre los 3000 m.s.n.m. que permitan obtener un cierre del gradiente consistente para el rango de elevaciones estudiado y a que, naturalmente, los gradientes no pueden ser lineales (debido a que, independiente de la disposición geográfica de

las estaciones meteorológicas utilizadas, existirá una intersección en algún punto mas alto o mas bajo que la estaciones meteorológicas ubicadas a elevaciones extremas para la cuenca). Por otra parte, la falta de registros de temperatura del aire en la parte alta de la cuenca hace imposible probar otros tipos de ajustes analíticos para el gradiente térmico.

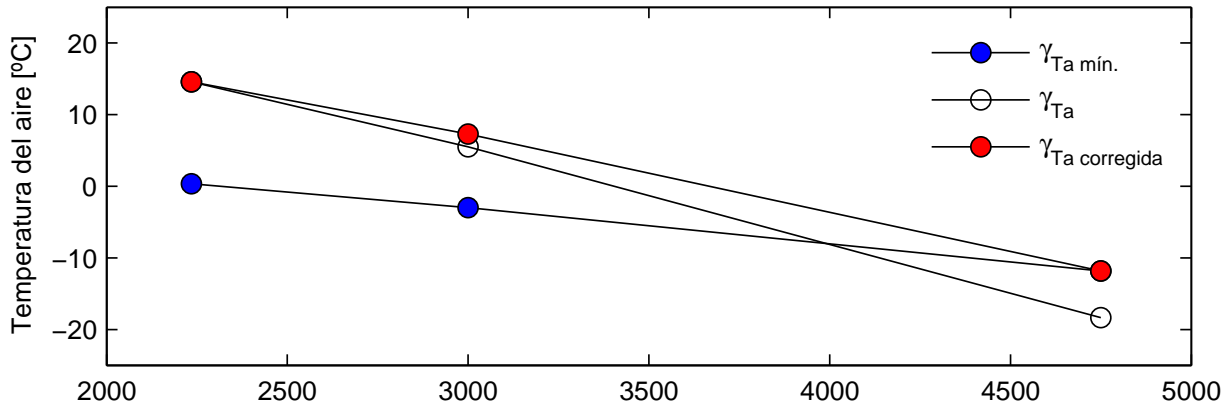


Figura 4.10: Modificación del gradiente térmico del aire (γ_{T_a} , $\gamma_{T_{a \text{ mín.}}}$)

En la *Figura 4.10* se aprecia la solución propuesta en este estudio para modificar el gradiente térmico de T_a en base a la extrapolación de $T_{a \text{ mín.}}$.

- Para solucionar este problema se decide, por simplicidad, reconstruir ambos gradientes térmicos de forma lineal utilizando solo las estaciones meteorológicas Hornitos y Portillo (lo que fuerza a que la intersección de ambas extrapolaciones se ubique a una elevación más alta que al reconstruir ambos gradientes utilizando las cuatro estaciones meteorológicas).
- Se calcula el gradiente térmico para $T_{a \text{ mín.}}$ ($\gamma_{T_{a \text{ mín.}}}$). Con este gradiente se calcula la temperatura mínima diaria a 4750 m.s.n.m., temperatura que se supone igual a la temperatura media diaria (T_a) a dicha altura (supuesto basado en los gráficos presentados en Anexos F). Luego, en base a este nuevo punto en el ajuste, se calcula el gradiente térmico para T_a (γ_{T_a}). De esta manera se evita, para gran parte del rango de elevación de la cuenca, que la intersección de ambas extrapolaciones suceda entre los 3000 y 4750 m.s.n.m. En aquellos casos particulares en donde se las extrapolaciones se intersecten dentro del rango de elevación de la cuenca, se asume que $T_a = T_{a \text{ mín.}}$ por sobre dicha elevación. La extrapolación queda definida por la siguiente expresión:

$$T_x = T_{x, \text{base}} + \gamma_{T_x}(z_x - z_{\text{base}}) \quad (4.1)$$

donde T_x corresponde a la temperatura extrapolada, $T_{x, \text{base}}$ corresponde a la temperatura base utilizada, $z_x - z_{\text{base}}$ corresponde a la diferencia de elevación entre ambos puntos y γ_{T_x} corresponde al gradiente térmico del aire.

- La corrección propuesta para γ_{T_a} tiene importantes implicancias sobre los flujos turbulentos en cuanto a la magnitud y signo de estos. Como se explica en el Capítulo 2, la temperatura superficial del manto nival se reconstruye en función de la temperatura del aire media y mínima diaria por lo que los términos $T_a - T_s$ y $e_a - e_s$, forzantes de los flujos de calor sensible y latente respectivamente, quedan sujetos a la consistencia física de ambas temperaturas para todas la elevaciones dentro de la cuenca.

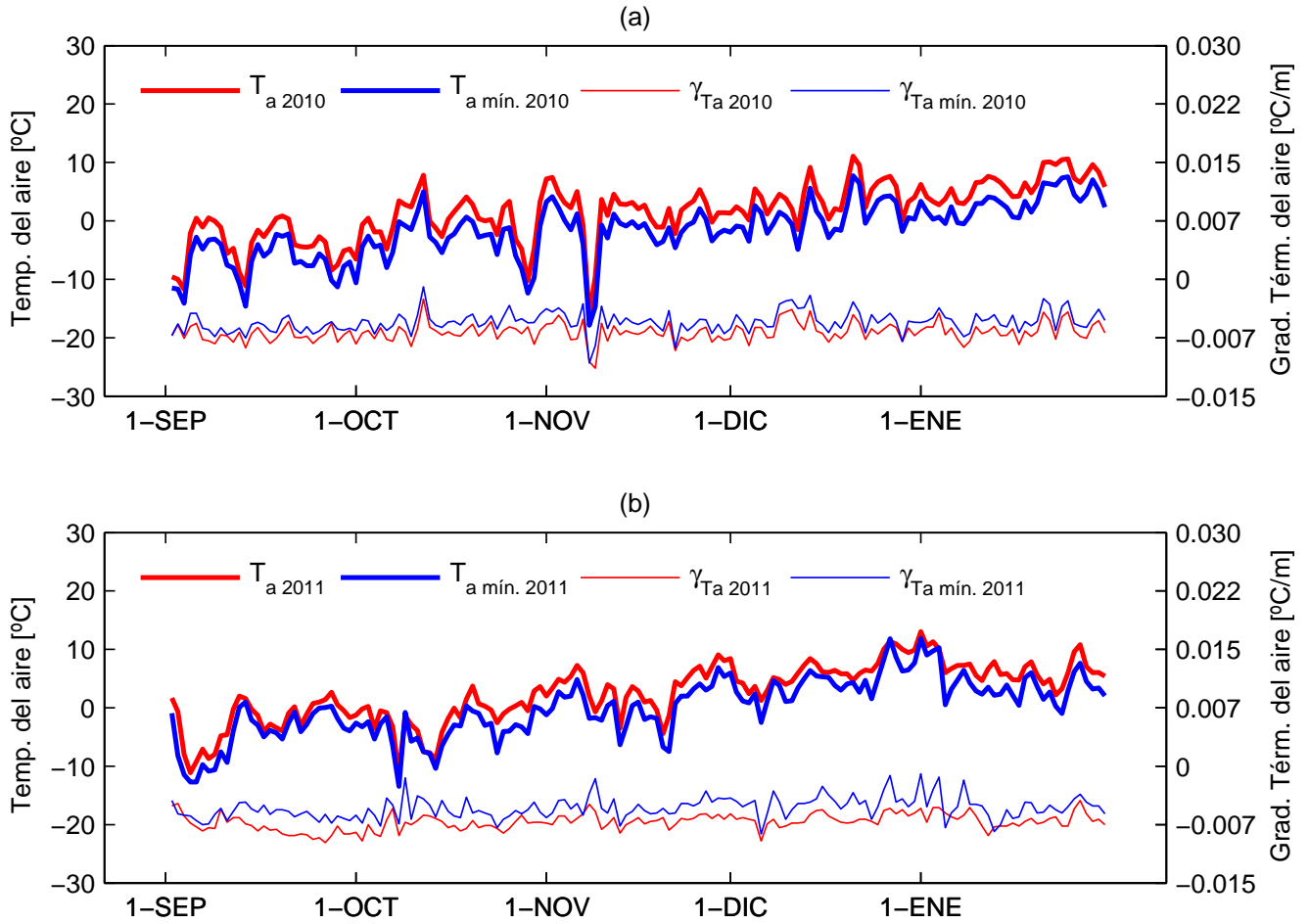


Figura 4.11: Temperatura del aire - T_a , T_a mín. - reconstrucción.

En la *Figura 4.11* se aprecia la reconstrucción de γ_{T_a} , γ_{T_a mín., T_a y T_a mín. (series temporales promedio espacial) para (a) año 2010 (b) año 2011 - Ojos de Agua.

4.5.3. Temperatura superficial del manto nival (T_s).

La temperatura superficial del manto nival T_s es una variable difícil de estimar y más aún, difícil de distribuir espacialmente. Se realiza el ejercicio de reconstrucción espacio - temporal de T_s según (1) la utilización del producto satelital LST (MODIS) y (2) según la formulación empírica que asocia conceptualmente T_s con T_a (inercia térmica), siendo esta última metodología la utilizada finalmente. Cabe destacar que se exponen ambas metodologías con el propósito de justificar la metodología finalmente utilizada es pos de la utilización de productos satelitales.

- Es posible estimar T_s mediante imágenes satelitales MODIS Land Surface Temperature (MOD11A1 - MYD11A1). Tras una inspección preliminar (temporada de deshielo del año 2010), se observa que las imágenes diarias entregan valores positivos para pixeles parcialmente cubiertos de nieve (verificados con el producto MOD10A1 - MYD10A1) a diferencia de las imágenes nocturnas que sí entregan valores físicamente consistentes, es decir, negativos para superficies parcialmente cubiertas de nieve. Esto hace pensar de que este producto entrega la temperatura de la interfaz aire - nieve y no necesariamente la temperatura superficial del manto nival. Ante esto se puede relacionar el promedio día - noche del producto MOD11A1 - MYD11A1 con la serie de temperatura promedio diario del aire (T_a) para el pixel correspondiente a la estación meteorológica Hornitos y Portillo respectivamente [18, 41, 53]. Se obtiene una alta correlación para valores de T_s respecto a T_a sobre los 0 [°C], ajuste cuya calidad se reduce considerablemente para valores de T_s bajo los 0 [°C], aumentando la dispersión de los valores observados (rango de interés para T_s) (correlaciones expuestas en Anexos E). Por este motivo se desestima esta metodología para estimar T_s .
- Paralelamente se puede suponer que el manto nival, y por ende la superficie del manto nival, mantienen la temperatura bajo 0 [°C] en respuesta a los eventos de frío superficiales. Es posible caracterizar T_s mediante T_a [29, 30, 54] por medio de:

$$T_{s,t} = T_{s,t-1} + \alpha_{T_s}(T_{a,t+1} - T_{s,t-1}) \quad (4.2)$$

donde t corresponde al instante a calcular, $t - 1$ corresponde al instante anterior y α_{T_s} corresponde a un factor de respuesta (entre 0 y 1) relacionado con el espesor del manto nival (a mayor espesor, α_{T_s} tiende a 1 (alta memoria), por el contrario, a menor espesor, α_{T_s} tiene a cero (baja memoria)). Si bien esta ecuación empírica es utilizada a nivel horario, es posible adaptar este enfoque a nivel diario teniendo en cuenta la dependencia de α_{T_s} con el espesor del manto. Debido a que α_{T_s} es desconocido, se supone que $\alpha_{T_s} = 1 - SCA$ para cada pixel (recordar que la variable SCA es de carácter fraccional). Este supuesto se basa en que, por lo general, a menor valor de SCA , el espesor del manto nival es, en promedio, bajo (cerca de la línea de nieves). Por el contrario, para valores altos de SCA , en general, existen espesores importantes, por lo que el manto nival debiese poseer mayor memoria. Para inicializar la ecuación empírica se utiliza un tiempo de estabilización para T_s de un mes (01/08 al 31/08) de manera de capturar la inercia térmica inicial de la superficie del manto nival (*Figura 4.12*).

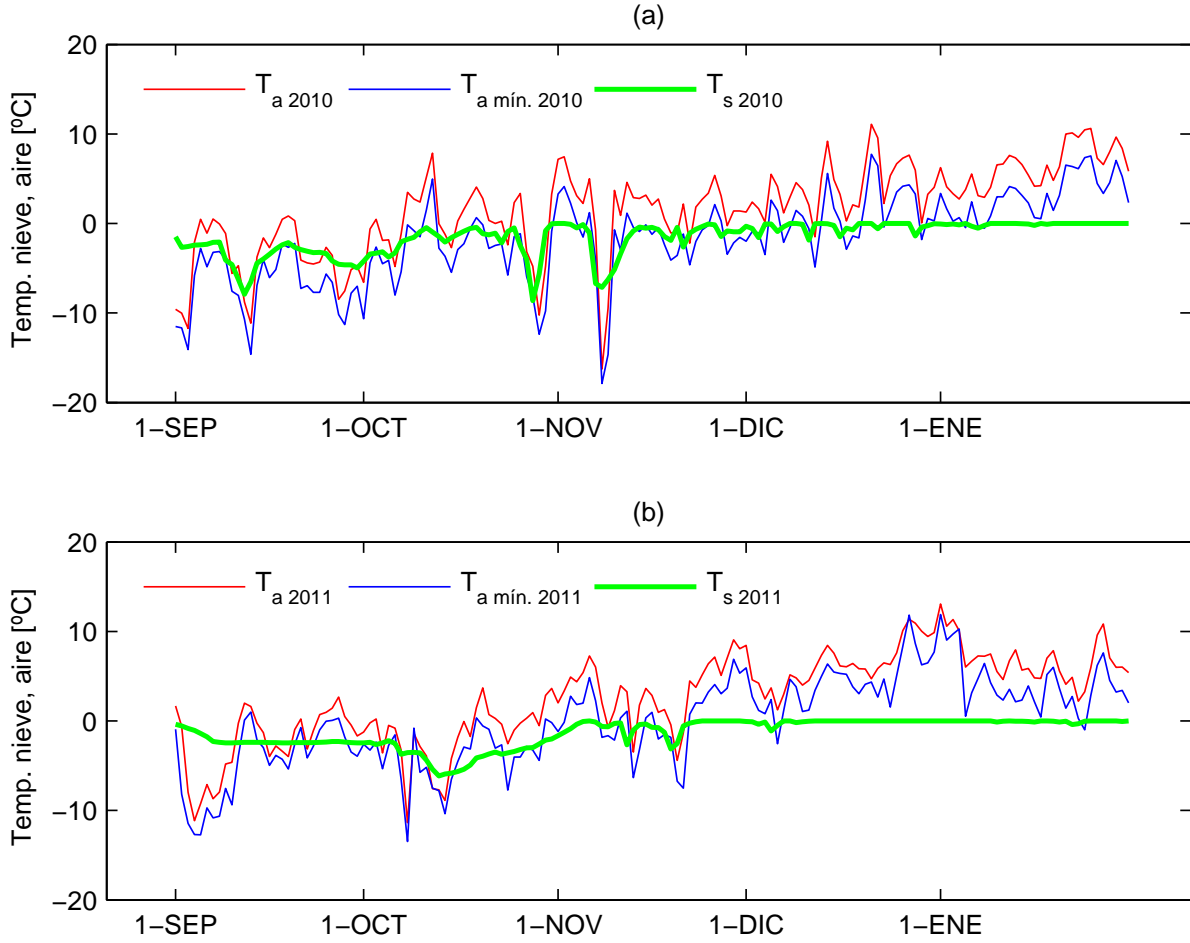


Figura 4.12: *Temperatura superficial del manto nival - T_s - reconstrucción.*

En la *Figura 4.12* se aprecia la reconstrucción de T_a , $T_{a\text{mín.}}$ y T_s (series temporales promedio espacial) para (a) año 2010 (b) año 2011 - Ojos de Agua.

4.5.4. Presiones de vapor (e_a y e_s).

La presión de vapor del aire ($e = e_a$) se calcula como la presión de vapor saturada evaluada en la *temperatura de punto de rocío*, es decir, $T = T_d$. En el caso de la presión de vapor saturada en la interfaz aire - nieve ($e = e_s$), se utiliza $T = T_s$. La expresión teórica para el cálculo de la presión de vapor saturada se expone a continuación [7]. Cabe destacar las siguientes observaciones:

$$e = 6,1115 \exp\left(\frac{22,452 T}{272,55 + T}\right) \Leftrightarrow T \leq 0^\circ C \quad (4.3)$$

$$e = 6,1121 \exp\left(\frac{17,502 T}{240,97 + T}\right) \Leftrightarrow T > 0^\circ C \quad (4.4)$$

- En el caso de la reconstrucción de (e_s) no existen inconvenientes dado que la temperatura de la superficie del manto nival (derivada de la temperatura media diaria del aire) es registrada en terreno y distribuida espacialmente vía gradiente térmico del aire. En el caso de la reconstrucción de la presión de vapor del aire (e_a) es necesario conocer la humedad relativa del aire (RH) y/o la temperatura de punto de rocío (T_d)⁴. La estación meteorológica Hornitos cuenta con registros de RH solo para la temporada de deshielo del año 2011. A modo de unificar la metodología utilizada para ambas temporadas de deshielo no se utilizarán los registros de RH observados en la temporada de deshielo del año 2011, adoptando un supuesto común usado en zonas de alta montaña [12, 47] el cual consiste en suponer que T_d es igual a la temperatura mínima diaria del aire ($T_{a\text{mín.}}$).
- En estricto rigor, la formulación del balance energético incorpora la presión de vapor en la superficie del manto nival (e_0). Como no se tiene una estimación directa de esta variable se asume que dicha presión de vapor es similar a la presión de vapor saturada del aire a temperatura igual a la superficie del manto nival (e_s) [12]. Por esta razón se hace referencia a esta variable como presión de vapor saturada en la interfaz aire - nieve.
- Al recalculer RH utilizando $T_d = T_{a\text{mín.}}$ para la temporada de deshielo del año 2010 y 2011 se observa un valor promedio de RH igual al 80% y 75% respectivamente, valor alto en comparación con el promedio observado para RH igual al 45% [11] (valor calculado como el promedio ponderado para los meses de la temporada de deshielo en la cuenca alta del Aconcagua según el mapa de distritos agroclimáticos de la Comisión General de Riego (CNR)). Esto implica que la serie de tiempo calculada a partir de RH para T_d es mas baja que la serie de tiempo observada de $T_{a\text{mín.}}$ (en promedio 8 [°C]). Este problema ocurre debido a que en algunos casos, en zonas de alta montaña, el supuesto $T_d = T_{a\text{mín.}}$ no se cumple, siendo imposible alcanzar el punto de rocío para las temperaturas del aire registradas durante el día [47]. Se propone la siguiente corrección para e_a , asumiendo que la serie temporal de la presión de vapor del aire en cada pixel es proporcional al promedio espacio - temporal de la temporada de deshielo:

$$e_{a \text{ c.f.}} = e_a \frac{RH_{prom. \text{ CNR}} = 45\%}{RH_{prom. \text{ calculado}} = (75\%, 80\%)} \quad (4.5)$$

⁴la temperatura de rocío se deriva de la relación entre la humedad del aire y la presión de vapor saturada evaluada en la temperatura del aire ($RH \% = e_a/e_s$).

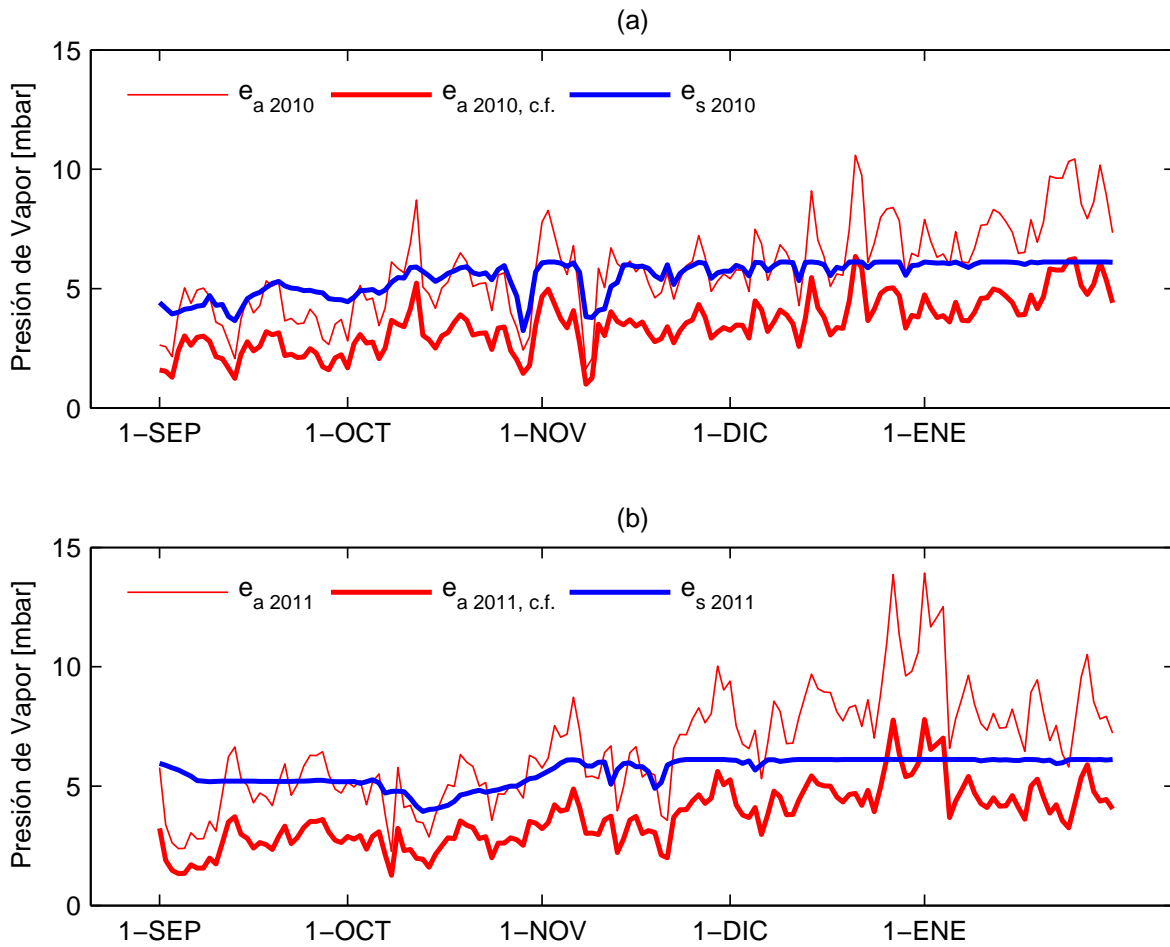


Figura 4.13: Presiones de vapor - e_a , $e_{a \text{ c.f.}}$, e_s - reconstrucción.

En la *Figura 4.13* se presentan las series de tiempo del promedio espacial para e_a y e_s ⁵ para los años 2010 y 2011 - Ojos de Agua.

⁵a partir de este punto se hara alusión a la presión de vapor del aire considerando la corrección propuesta ($e_{a \text{ c.f.}}$) como e_a .

Se presenta además el resultado de la corrección propuesta ($e_{a\ c.f.}$) (en términos de humedad relativa del aire) respecto a las observaciones de humedad relativa del aire implementadas en el año 2011 (*Figura 4.14*) - Hornitos. Notar que la corrección solo pretende capturar la media de la nube de puntos, sin importar la varianza (esto, a modo de proponer un esquema de corrección simple dado el desconocimiento del comportamiento de la humedad relativa del aire en alta montaña). Se observa que el supuesto $T_d = T_{a\ mín.}$ solo captura de manera general la dinámica de la presión de vapor, existiendo variaciones diarias de la humedad relativa del aire debido a los frentes climáticos que no son capturadas con el supuesto utilizado.

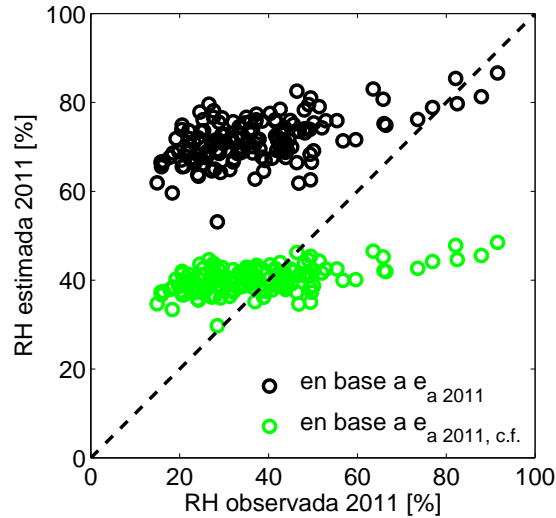


Figura 4.14: Comparación entre RH observado y derivado de $e_{a\ c.f.}$ - Hornitos (año 2011).

4.5.5. Presión atmosférica (p), velocidad (u_a) y dirección del viento ($u_{d,a}$).

Los registros presión atmosférica, velocidad y dirección del viento a nivel medio diario que se utilizan para caracterizar la cuenca piloto corresponden a los observados en la estación meteorológica Hornitos. Es común caracterizar u_a y $u_{d,a}$ mediante observaciones realizadas en una estación meteorológica representativa de una escala espacial mayor a la de un sector determinado de la cuenca.

El valor promedio para $u_{d,a}$ es prácticamente invariante en el tiempo (195° - dirección Sureste)⁶. En el caso de la presión atmosférica, el registro muestra una dispersión baja por lo que se considera un valor constante igual a 750 [mbar]. En la *Figura 4.15* se aprecia la reconstrucción de u_a (serie temporal para valor puntual) para (a) año 2010 (b) año 2011 - Hornitos.

⁶medido en sentido horario con cero al Norte.

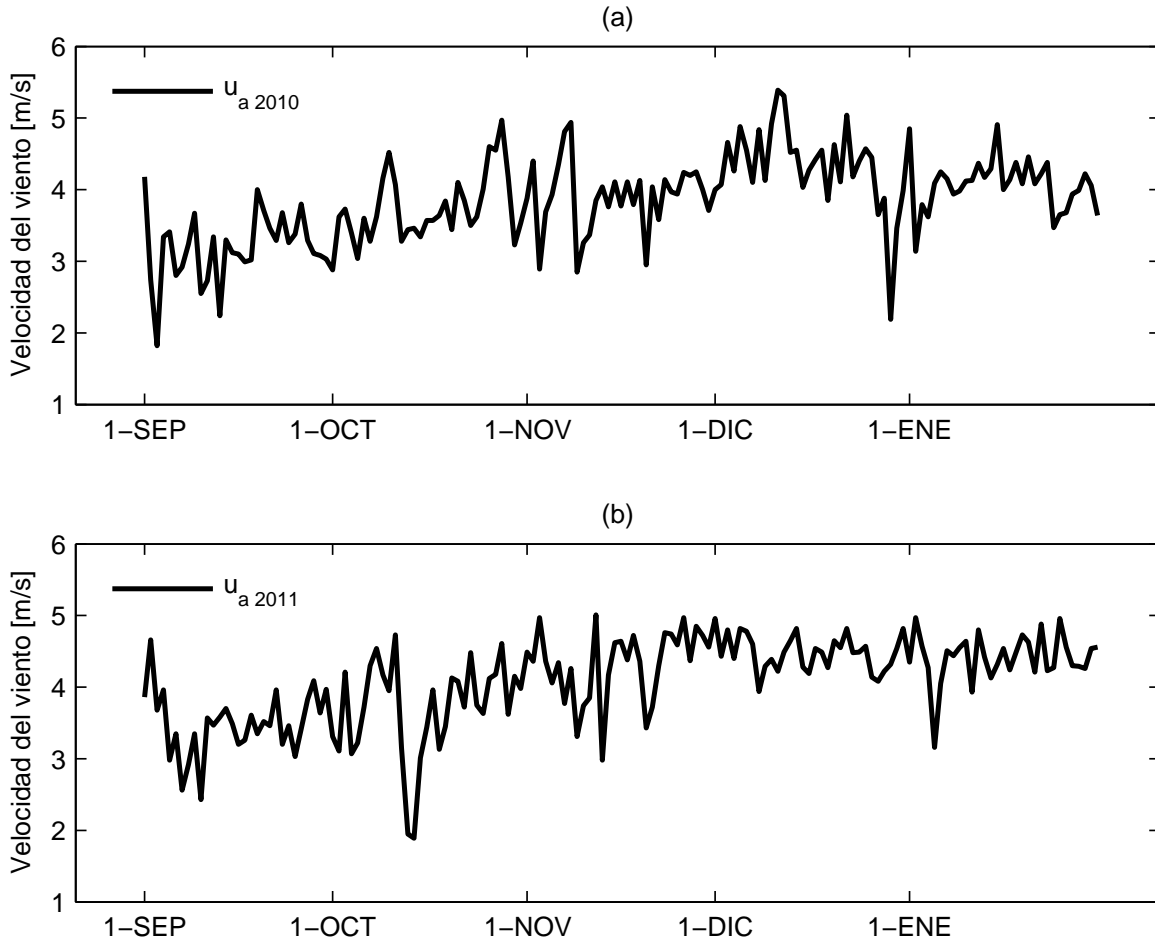


Figura 4.15: Velocidad del viento - u_a (registro Hornitos).

4.5.6. Nevadas (S).

La determinación de las nevadas en la zona de estudio es difícil debido a la escasa información de precipitación sólida existente. En el presente estudio no se cuenta con la información de nieve acumulada existente en la estación nivométrica Portillo⁷ (única estación existente en la zona de estudio) por lo que se decide reconstruir la serie temporal de nevadas de la siguiente manera:

- Para la estación meteorológica Vilcuya se conoce el volumen total de precipitación (R) entre el 1/8 y el 31/12 (calculado como la diferencia del total anual y el total hasta el 31/8) [33]. Para Portillo se conoce dicho volumen en su contraparte de nevadas (S) solo para el año 2010 [34] (*Cuadro 4.5*). El volumen total de nevadas entre el 1/8 y el 31/12 para el año 2011 se calcula como (el resultado se presenta en el *Cuadro 4.5* con una \star):

⁷la Dirección General de Aguas (DGA) no suministro esta información por razones que se desconocen.

$$S_{Portillo\ 2011} = S_{Portillo\ 2010} \frac{R_{Vilcuya\ 2011}}{R_{Vilcuya\ 2010}} \quad (4.6)$$

- Luego, dicho volumen de nevadas observado (2010) y estimado (2011) para Portillo se distribuye temporalmente según el hietograma de registrado en Vilcuya, identificando cada evento de nevadas mediante la derivada de la serie de tiempo del SCA promedio espacial observado en el producto FSCA post - procesado.

$$S_{Portillo,\ (t)} = R_{Vilcuya,\ (t)} \frac{S_{Portillo\ total}}{R_{Vilcuya\ total}} \quad (4.7)$$

- Si esta última condición se cumple, es decir, existió una nevada, el valor de dicha nevada estimada para Portillo se distribuye espacialmente ponderado el valor por el SCA observado en cada pixel ($S_{i,j,(t)} = S_{Portillo,\ (t)} SCA_{i,j,(t)}$). Esto responde al caracter dinámico del área nival a considerar para el correcto escalamiento del balance de masa.

Cabe destacar que el método de distribución espacial y temporal considerado para las nevadas es simplista pero, al menos, conserva el volumen total de nieve caída para cada temporada de deshielo. La aplicación de dichos volúmenes totales supone que el régimen de precipitaciones en Portillo es representativo a modo general de la cuenca Ojos de Agua debido al (reducido tamaño de la cuenca, (2) a la cercanía con Portillo y (3) a que la elevación media de la cuenca en estudio es similar a la elevación de Portillo.

| precipitación total [mm] - cuenca alta del Aconcagua | | | | | |
|--|------|---------|-----|-------------------|-------------------|
| estación | 2010 | 2011 | MH | deficit 2010 - MH | deficit 2011 - MH |
| Vilcuya (R) (del 01/01 al 31/8) | 180 | 178 | 238 | -36 % | -37 % |
| Vilcuya (R) (del 01/09 el 31/12) | 80 | 15 | *** | *** | *** |
| Portillo (S) (del 01/01 al 31/8) | 320 | 432 | 630 | -48 % | -31 % |
| Portillo (S) (del 01/09 al 31/12) | 100 | 180 (★) | *** | *** | *** |

Cuadro 4.5: Precipitación total en la cuenca alta del Aconcagua (años 2010 - 2011).

En la *Figura 4.16* se aprecia la reconstrucción de las nevadas (S) para (a) año 2010 (b) año 2011 - Portillo (MH se refiere a la media histórica). En esta figura se muestra también las series de tiempo del SCA y de α_s para los mismos años. Notar que los eventos y las magnitudes de las nevadas reconstruidas a partir del hietograma de Vilcuya se condicionan con los eventos de nevadas predichos por el producto FSCA. En el caso del producto ALB la relación no es tan clara debido a que el valor del albedo nival depende finalmente de los tipos de granos existentes en el estrato superior del manto nival los cuales responden al patrón temporal de nevadas, ciclos diarios de derretimiento - congelamiento y a la calidad térmica de dicho estrato.

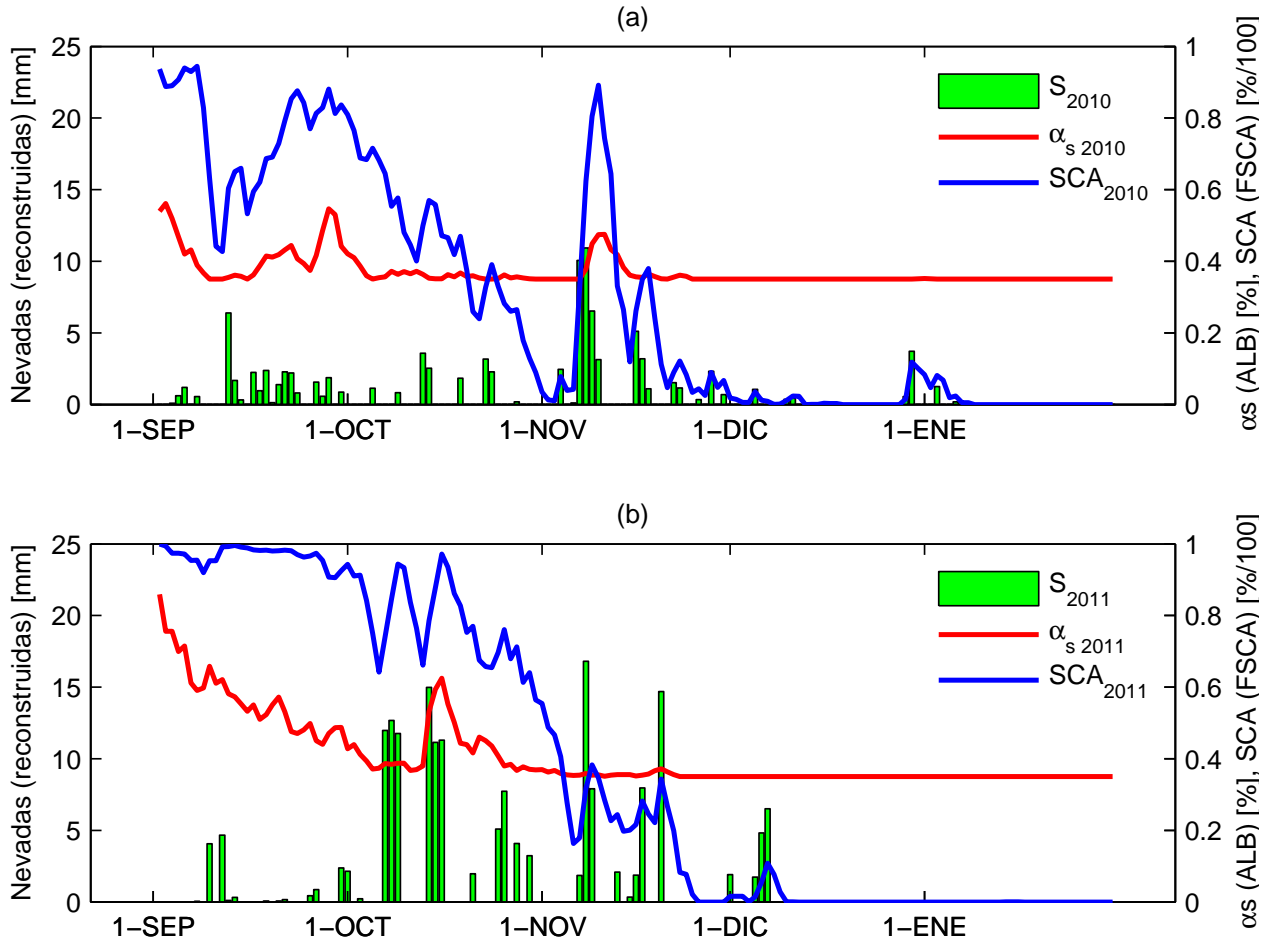


Figura 4.16: Nevadas (S) - reconstrucción.

Los estadísticos espaciales y temporales asociados a las temperaturas del aire, gradientes térmicos del aire, radiación solar incidente a cielo cubierto y descubierto, índices de cielo claro y de turbiedad atmosférica, velocidad del aire y presiones de vapor se presentan en Anexos I. Notar que ambas estadísticas son distintas dado que en el primer caso se calculan los estadísticos para la serie de tiempo de valores promedio espaciales de la variable y/o parámetro en cuestión. En el segundo caso, se calculan los estadísticos para el mapa promedio temporal de la variable y/o parámetro en cuestión.

Capítulo 5

Reconstrucción del *SWE*

5.1. *SWE* - reconstrucción vía balance de masa - energía.

Los resultados del balance de masa - energía propuestos para la reconstrucción del *SWE* son presentados a continuación. Se presentan las series de tiempo promedio espaciales de los flujos de energía (Q_{nsw} , Q_{nlw} , Q_h , Q_e) reconstruidos sobre la cuenca piloto bajo un escenario teórico sin considerar la superficie de cobertura nival fraccional (análogo a un esquema concentrado) (*Figura 5.1*) y bajo el escenario real, considerando los flujos de energía efectivos (*Figura 5.2*).

Se presenta además el resultado del balance de masa - energía (Q_{ext}^* , Q_m , M , S , E y *SWE*) (*Figura 5.3*, *Figura 5.4*). Debido a que la superficie de cobertura nival es fraccional, los promedios espaciales son calculados en base al área total de la cuenca para dar cuenta del agotamiento del *SCA*. Si, por el contrario, se optara por utilizar valores para el *SCA* binarios, convendría calcular los promedios espaciales en base al área nival de la cuenca.

Los flujos de energía presentan un comportamiento caracterizado por una tendencia positiva respecto al tiempo y una aleatoriedad condicionada por la nubosidad y las distintas formas de relación entre la temperatura del aire y la temperatura de la superficie del manto nival. El aporte neto de onda corta destaca por sobre los demás componentes como el agente controlador del derretimiento. No obstante, los aportes netos de onda larga y calor sensible - latente cumplen un rol importante al proporcionar inercia frente al derretimiento a diferentes magnitudes, mostrando un mayor o menor grado de aleatoriedad respecto a la media de la serie temporal respectiva.

Este último aspecto es el que caracteriza cada temporada de deshielo. Por otra parte se observa que el *SCA* escala los flujos de energía a modo de obtener un flujo de energía representativo de todo el pixel, escalamiento que reduce la magnitud de los distintos aportes energéticos conforme avanza la temporada de deshielo, presentando una convergencia a flujos energéticos nulos (a nivel promedio espacial) a mediados de Diciembre (para ambas temporadas de deshielo). Paralelamente, el *SCA* incorpora una atenuación y aleatoriedad dada principalmente por el agotamiento, el efecto de las nevadas y el ruido remanente tras el post - procesamiento de las imágenes satelitales FSCA.

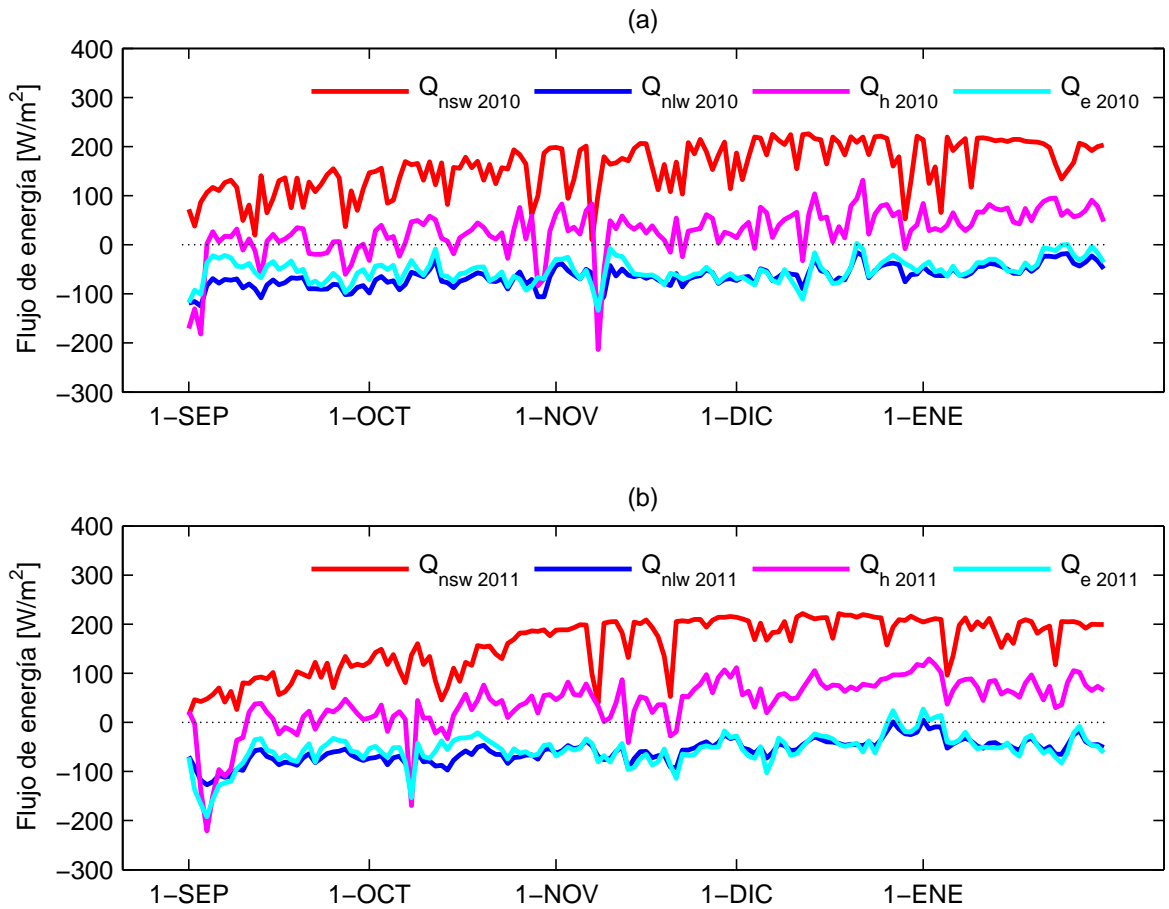


Figura 5.1: Componentes energéticas externas a nivel promedio espacial.

En la *Figura 5.1* se aprecian las series de tiempo promedio espacial para los flujos de energía neta de onda corta, neta de onda larga, turbulenta sensible y turbulenta latente para (a) año 2010, (b) año 2011 - Ojos de Agua.

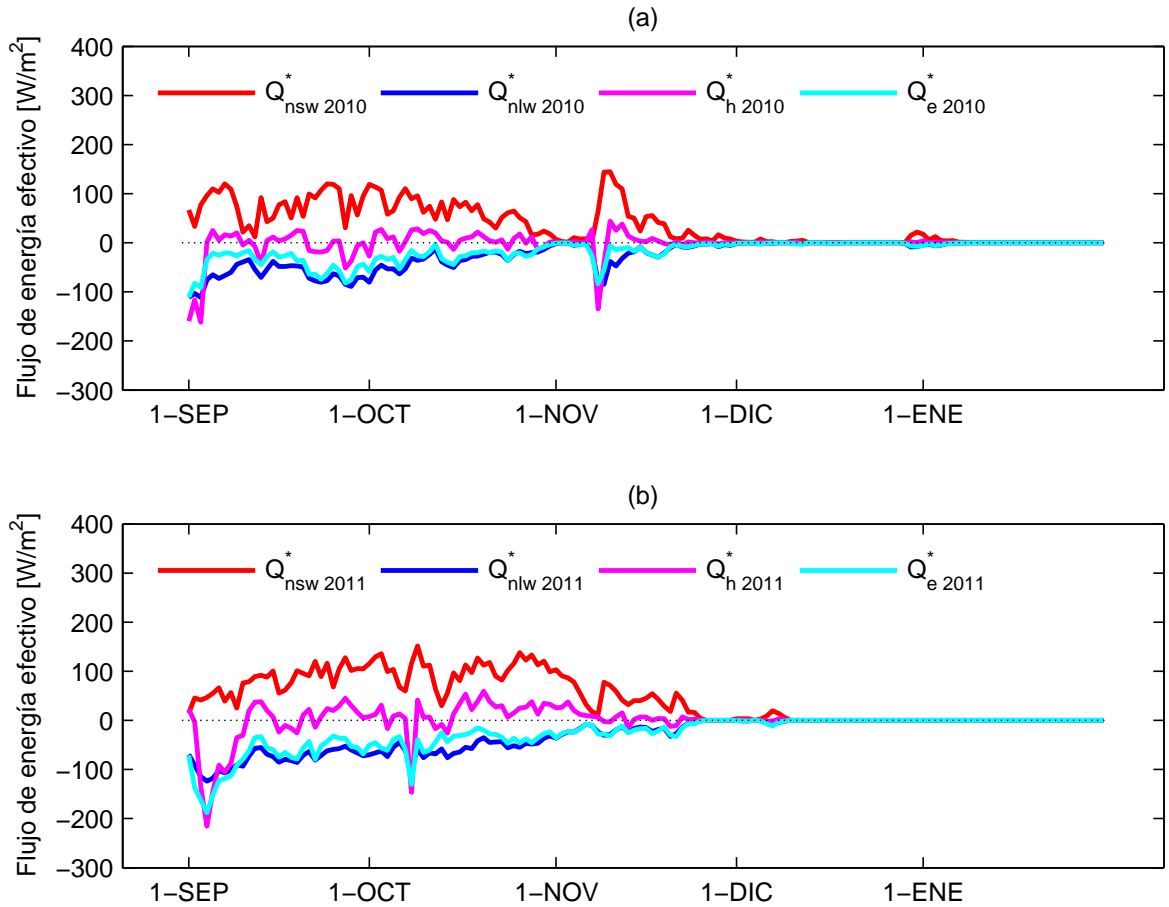


Figura 5.2: Componentes energéticas externas efectivas a nivel promedio espacial.

En la *Figura 5.2* se aprecian las series de tiempo promedio espacial para los flujos de energía neta de onda corta efectivo, neta de onda larga efectivo, turbulenta sensible efectivo y turbulenta latente efectivo para (a) año 2010, (b) año 2011 - Ojos de Agua.

Notar que, a nivel efectivo, el aporte de calor sensible tiende a anularse mientras que el proceso de derretimiento es controlado por los aportes radiativos y el aporte de calor latente (sublimación), en donde los flujos de energía negativos presentan una magnitud mayor al inicio de la temporada de deshielo y cuando ocurren eventos de nevada. Por otra parte, flujos de energía positivos presentan una magnitud mayor en días de primavera y verano con escasa presencia de nubosidad.

El flujo de energía externo total efectivo resume el intercambio energético neto en la interfaz aire - manto nival. Como se explicó en el Capítulo 2, la variación de la energía interna en el manto nival es despreciable (debido a la inercia térmica de la nieve) por lo que es posible simplificar el balance de energías como $Q_m = Q_{ext}^*$, supuesto realizado en muchos estudios [22, 44].

Al comparar las series de tiempo entre las temporadas de deshielo 2010 y 2011 se aprecian diferencias significativas en cuanto al flujo externo total efectivo (Q_{ext}^*) a principios de la temporada pero no en términos del total del flujo de energía disponible para el derretimiento (Q_m).

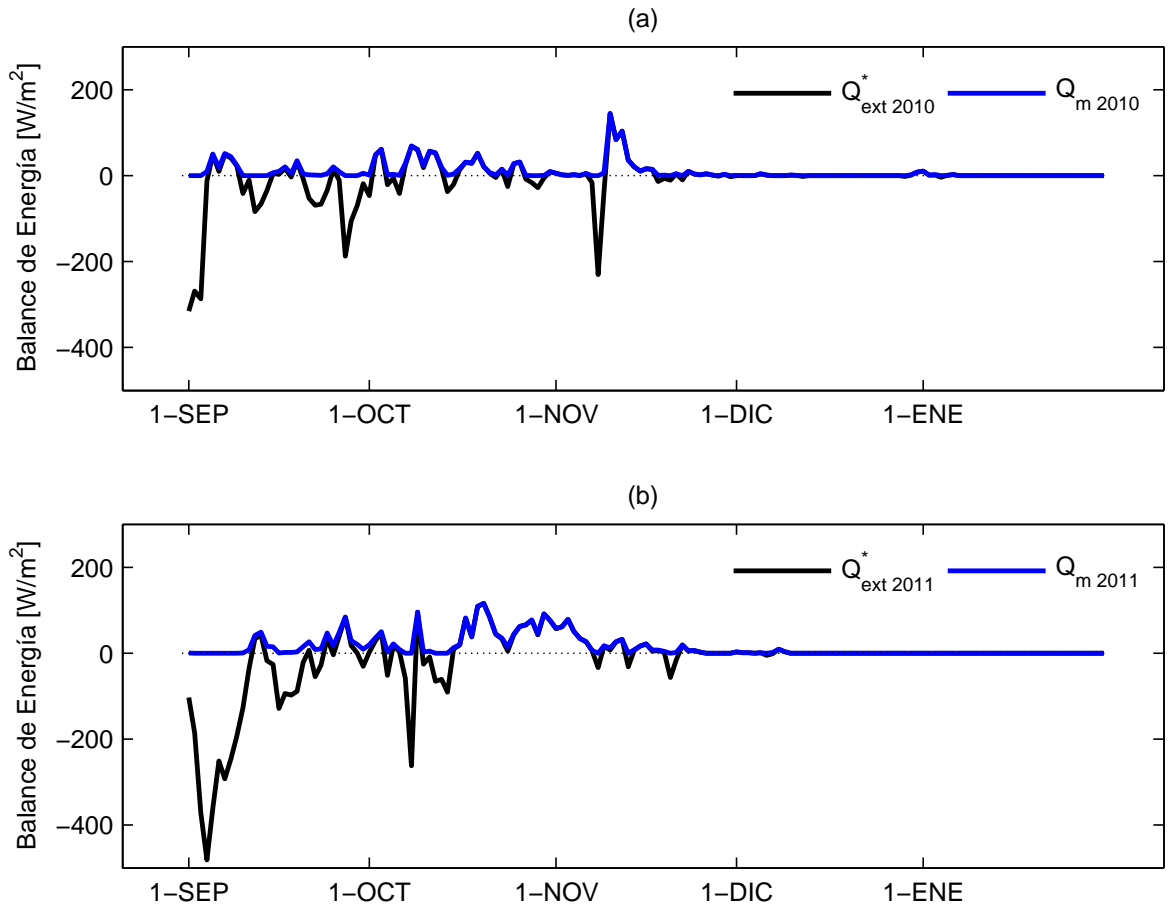


Figura 5.3: Resultados del balance de energía.

En la *Figura 5.3* se aprecian las series de tiempo promedio espacial para los flujos de energía externa total efectiva y de energía disponible para el derretimiento (a) año 2010, (b) año 2011 - Ojos de Agua.

El SWE máximo alcanzado a nivel promedio espacial es 0.33 [m] y 0.42 [m] para las temporadas de deshielo 2010 y 2011. El agotamiento del SWE durante el año 2010 es más suave que en el 2011, alcanzando en ambos casos valores cercanos a 0 [m] a mediados de Noviembre, fecha en que el derretimiento acumulado alcanza un valor constante de 0.40 y 0.62 [m] y el flujo producto de la sublimación/evaporación alcanza un valor constante de 0.09 y 0.14 [m]. Notar que el derretimiento acumulado es mayor que el SWE máximo debido a que el derretimiento calculado es en realidad un derretimiento potencial, razón por la cual el balance de masa considera el descuento de las nevadas.

Por otra parte, se observa que el volumen derretido y almacenado se igualan a mediados de Octubre, mostrando que para ambas temporadas de deshielo la cuenca piloto presenta una dinámica similar, independiente de la valor inicial del *SWE*. Esto alude a que el comportamiento de las forzantes meteorológicas, el *SCA* y el albedo nival responden interanualmente con una dinámica similar que posibilita la aplicación de la metodología propuesta para la caracterización del sistema en cuanto a la predicción del volumen de deshielo en base al volumen total almacenado.

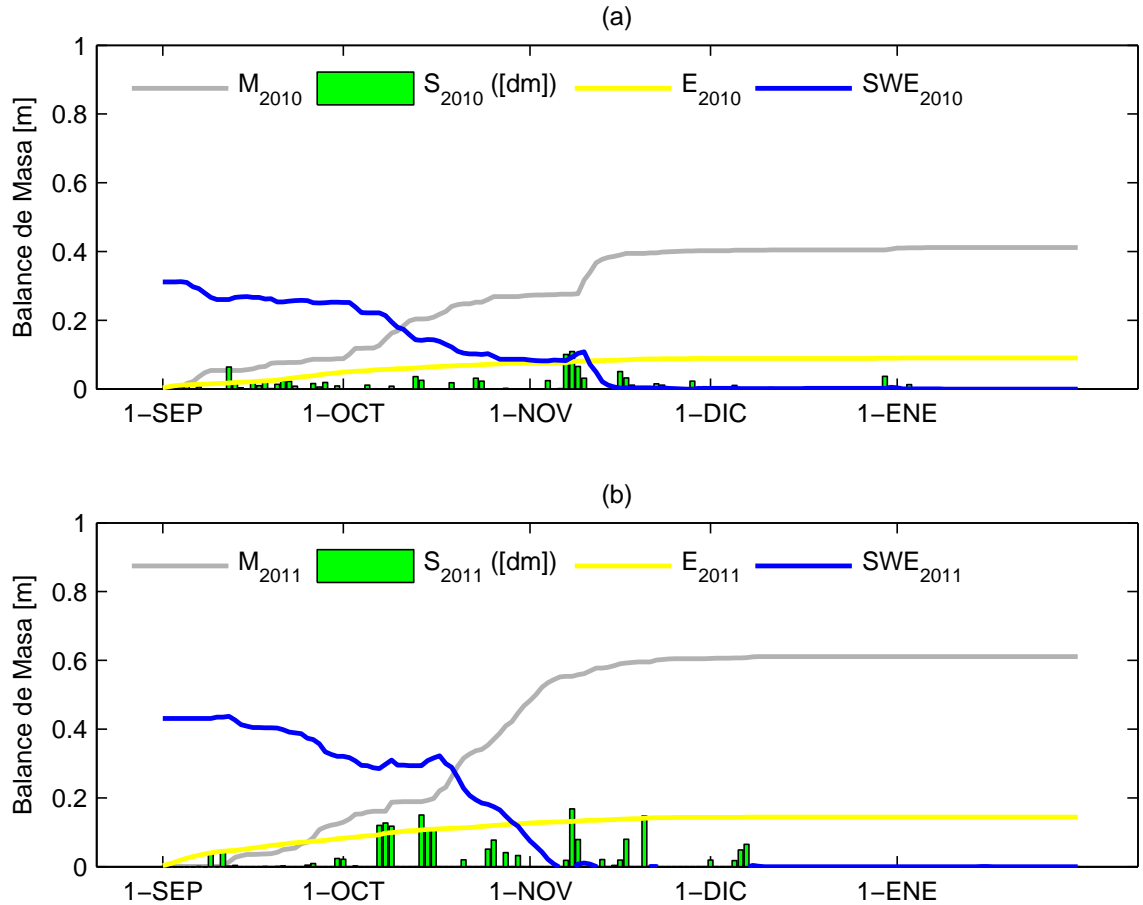


Figura 5.4: Resultados del balance de masa.

En la *Figura 5.4* se aprecian las series de tiempo promedio espacial para los flujos de masa asociados al *SWE*, derretimiento acumulado, sublimación/evaporación acumulada y nevadas (a) año 2010, (b) año 2011 - Ojos de Agua.

En cuanto a la reconstrucción espacio - temporal del *SWE* (*Figura 5.5, Figura 5.6*) es posible observar que existe una disminución significativa de esta variable en todas las zonas identificables de la cuenca, siendo heterogénea a nivel espacial en el periodo de máxima acumulación y significativamente homogénea a nivel espacial a partir de fines de Noviembre (por esta razón no se presentan

las reconstrucciones promedio mensuales de Diciembre y Enero). La experiencia en terreno permite concluir que el patrón espacial del agotamiento del *SWE* reconstruido explica de buena manera la distribución espacial del *SWE*, mostrando zonas de acumulación en la ladera occidental que enfrenta al farellón central, en la zona cercana al glaciar, en las zonas sobre y bajo el farellón central y en los conos aluviales más pronunciados.

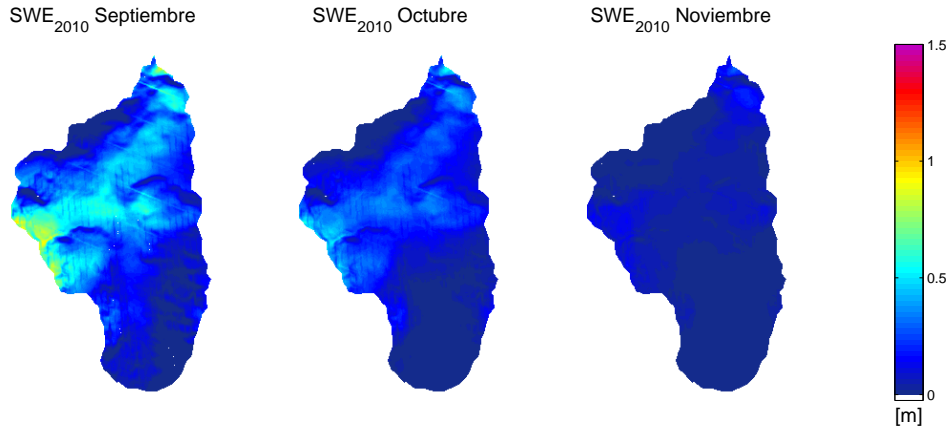


Figura 5.5: *SWE* reconstruido - mapas promedio mensual año 2010.

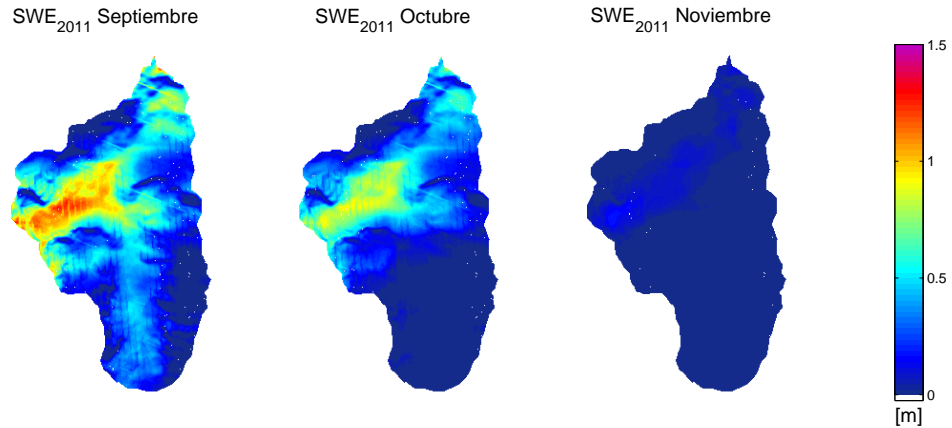


Figura 5.6: *SWE* reconstruido - mapas promedio mensual año 2011.

En la *Figura 5.5* se aprecia la evolución del *SWE* (mapas promedio mensuales) reconstruida para el año 2010 - Ojos de Agua. En la *Figura 5.6* se aprecia la evolución del *SWE* (mapas promedio mensuales) reconstruida para el año 2011 - Ojos de Agua.

Los estadísticos espaciales y temporales asociados a los flujos de energía brutos, efectivo y el *SWE* se presentan en Anexos G. Al igual que para los PMN y las FM, ambas estadísticas son distintas

dado que en el primer caso se calculan los estadísticos para la serie de tiempo de valores promedio espaciales de la variable en cuestión. En el segundo caso, se calculan los estadísticos para el mapa promedio temporal de la variable en cuestión.

5.2. Validación de la reconstrucción del *SWE*.

Se propone una validación de la reconstrucción del *SWE* en base a la comparación respecto a las mediciones del espesor del manto nival vía rutas de nieve realizadas en la cuenca durante las campañas de terrenos de los años 2010 y 2011. Para transformar las observaciones a *SWE* se utilizan los valores de ρ_s calculados de las calicatas realizadas para cada campaña de terreno en ambos periodos de estudio (*Figura 4.5*). Debido a que el modelo de reconstrucción del *SWE* no puede explicar el espesor del manto nival a escala espacial puntual se propone un esquema de validación basado en un cambio de resolución espacial. Se replantea una grilla de resolución espacial 300 [m] en donde, para cada nuevo pixel, se promedian los valores del *SWE* reconstruidos y observados. Esto se realiza básicamente para eliminar el error de escala espacial de la topografía obtenida mediante el DEM utilizado (30 [m]).

Se puede apreciar (*Figura 5.7 (a), (b)*) que la reconstrucción del *SWE* propuesta no logra explicar cabalmente el espesor del manto nival observado en terreno, pudiendo advertir una disminución de la calidad de la validación conforme avanza la temporada de deshielo, notando que la calidad de la validación del año 2010 es significativamente mejor que la del año 2011. Se observa en general que la reconstrucción del *SWE* propuesta entrega sólo una idea del rango esperado para el *SWE* a una escala espacial media respecto al área total de la cuenca, mostrando errores (considerando solo las zonas centrales de cada nube de puntos) entre de 0 [m] y 0.8 [m].

Otro análisis interesante es comparar los volúmenes totales de deshielo observados (caudales de deshielo) y el *SWE* máximo reconstruido (SWE_0) (*Figura 5.8*). Se observa que el modelo sobreestima el volumen el caudal de deshielo estimado para la cuenca, comportamiento que es similar en ambos años. El caudal de deshielo se estima extrapolando temporalmente el caudal observado en terreno (instrumental utilizado en la cuenca piloto Ojos de Agua durante ambos años, ver Anexos H, Capítulo 8). Dado que es difícil estimar en qué momento el aporte de las nevadas del año siguiente contribuyen en el caudal de deshielo se proponen dos estimaciones del caudal de deshielo enunciadas a continuación:

- La primera estimación del caudal de deshielo corresponde al caudal comprendido entre Septiembre y Mayo (periodo fijado tras observar que el periodo de precipitaciones sostenidas comienza a finales de Mayo).
- La segunda estimación del caudal de deshielo corresponde al caudal total anual comprendido en el año nival (es decir, entre los meses de Septiembre).
- El caudal de deshielo corresponde al caudal registrado mediante la instrumentalización expli-

cada en Anexos H, registro que fué extendido temporalmente¹ (Febrero a Septiembre) mediante la regresión lineal ($R^2 = 0.58$) entre los caudales de la estación fluviométrica (DGA) Aconcagua en Chacabucuito (registro continuo y validado desde 01/09/2010 al 31/05/2011) y el caudal registrado en terreno.

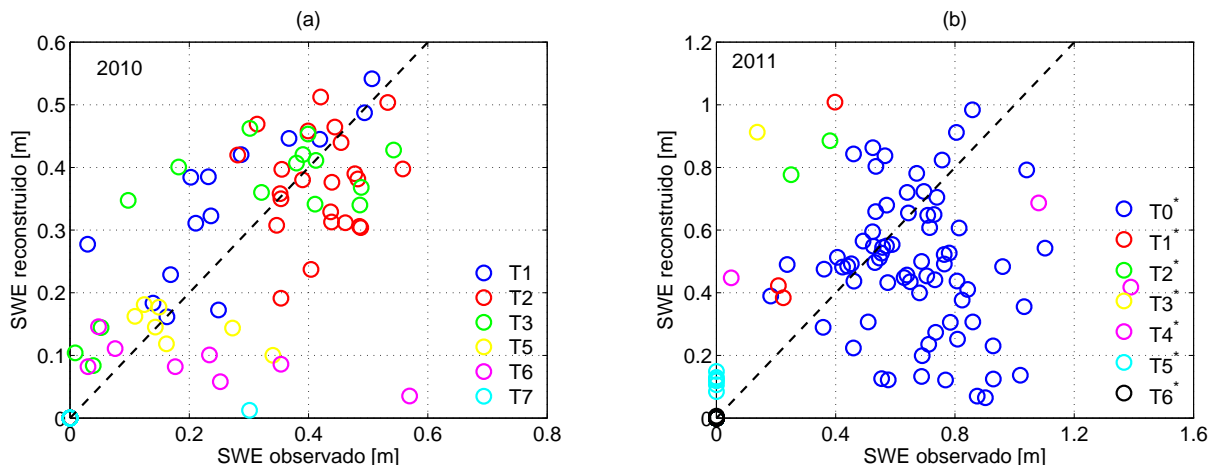


Figura 5.7: Validación del SWE para los años 2010 y 2011 (reescalamiento espacial - 300 [m]).

En la *Figura 5.7* se aprecia la validación entre el SWE reconstruido y el SWE observado sobre una resolución espacial de validación de 300 [m] para el (a) año 2010, (b) año 2011 - Ojos de Agua.

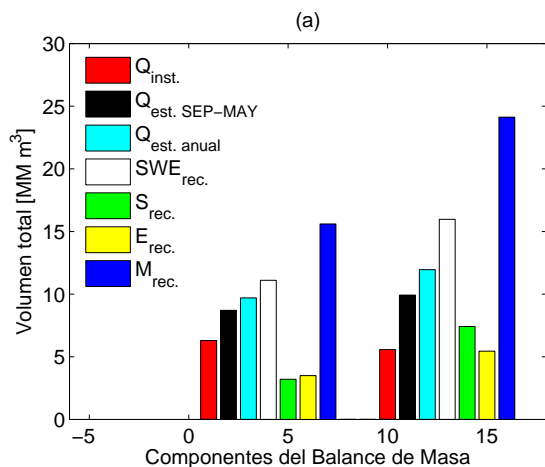


Figura 5.8: Volúmenes de deshielo observados - estimados y reconstruidos (años 2010 - 2011).

En la *Figura 5.8* se aprecian los volúmenes totales de deshielo (observados - estimados en terreno) y reconstruidos (SWE , M , E y S) para los años 2010 y 2011 - Ojos de Agua.

¹el registro instrumental es discontinuo debido a fallas en la instalación y a un evento de aluvión que desmanteló las instalaciones el 05/01/2012. La series registradas - estimadas son presentadas en el Capítulo 8.

De la validación propuesta se puede concluir que:

- El modelo de reconstrucción del *SWE* presenta errores de sesgo respecto a la media producto de (1) la incertidumbre asociada con los valores de los PMN entregados por los productos satelitales y incrementados tras el post - procesamiento propuesto para estimar el valor en aquellas áreas cubiertas por nubosidad, (2) la incertidumbre de la presión de vapor relativa del aire producto del desconocimiento de la serie de tiempo de la humedad relativa del aire en la cuenca y (3) la densidad de la nieve considerada (ρ_s) que, eventualmente, podría depender de dónde se realice la calicata.
- En cuanto a la estructura del modelo de reconstrucción es importante señalar que este responde a los procesos físicos reconstruidos para una escala de cuenca y no para una escala de ladera de la cual son representativas las mediciones del espesor del manto nival realizadas en terreno. Por ende, el modelo de reconstrucción genera errores en la varianza producto de la incapacidad por capturar la variabilidad espacial observada en terreno. Por otra parte, el DEM ejerce un sesgo importante dado que (1) presenta una escala mayor a la distancia entre algunas mediciones realizadas y (2) es de naturaleza discreta teniendo una precisión de 1 [m] la cual está dentro del orden de magnitud del espesor del manto nival medido en terreno.
- En un escenario real, la prolongación y evolución del período de derretimiento están condicionadas por (1) el *SWE* máximo acumulado durante la temporada de acumulación y (2) la energía interna acumulada hasta esa fecha. La formulación conceptual del modelo de reconstrucción retrospectiva no incluye estos parámetros (siendo el primero de ellos un resultado de modelo mismo). En el caso del *SWE* máximo, su distribución espacial depende intrínsecamente de la distribución espacial de la nevadas y del proceso de redistribución por transporte eólico y avalanchas. Estos tres procesos físicos no son incorporados en el modelo debido a que este es válido solo en el periodo de deshielo.
- Como se mencionó anteriormente, el error por sobreestimación del volumen total de deshielo (*SWE* máximo) y el caudal de deshielo estimado para el periodo comprendido entre Septiembre y Mayo es aproximadamente de un 30 %. Paralelamente dicho error es de un 20 % si se consideran el caudal de deshielo estimado para el periodo anual. Esta sobreestimación (*Figura 5.8*) puede atribuirse a que parte del *SWE* de la temporada no se manifiesta como escorrentía de deshielo durante el periodo consecuente, siendo almacenado como flujo subsuperficial lento o como aguas subterráneas en las zonas de formaciones coluviales. Se observa que la inclusión del flujo de sublimación E (ya descontado en el derretimiento M) y las nevadas (S) son importantes en el balance másico especialmente en años secos en que la diferencia del *SWE* modelado por ejemplo, con y sin nevadas puede llegar a un 40 % sobre el *SWE* total reconstruido. Se observa que ambos años tienen el mismo comportamiento proporcional a los volúmenes totales de deshielo lo que posibilita el planteamiento de una metodología predictiva simple del volumen de deshielo (Capítulo 8).

Capítulo 6

VARIABLES Y PARÁMETROS CONTROLADORES DEL DERRETIMIENTO

6.1. Sensibilidad del modelo de reconstrucción del *SWE*.

El balance de masa - energía es el resultado de la interacción de las distintas CF, PMN y FM (variables independientes) reflejadas en el flujo de energía externa total energía (Q_{ext}^*). Si Q_{ext}^* es considerablemente sensible frente a la variación de una variable independiente determinada, se advierte que dicha variable independiente controla la evolución de Q_{ext}^* y, por ende, la evolución del *SWE*.

Como primer ejercicio se realiza un análisis de sensibilidad tradicional para cada temporada de deshielo sobre el *SWE* máximo reconstruido considerando variaciones porcentuales de cada uno de los flujos de energía externa total asociados al balance de energía (*Figura 6.1* (b)), es decir, el aporte radiativo de onda corta, larga y los aportes de calor sensible y latente promedio espacial sobre el área nival. Notar que cada componente actúa sobre Q_{ext}^* de distintas maneras (*Figura 6.1* (a)) siendo, generalmente, el aporte radiativo de onda corta el responsable del derretimiento y, los aportes radiativos de onda larga y el calor latente los responsables de la inercia del sistema frente al derretimiento. El aporte de calor sensible es más bien de carácter regulador, alternando de signo en torno a cero a medida que avanza la temporada de deshielo. Tras realizar este análisis, se observa que la reconstrucción del *SWE* es sensible por el lado incremental a variaciones de Q_{nsw}^* y, por el lado decremental, a variaciones de Q_{nlw}^* y Q_e^* .

Las variaciones sobre los componentes del balance de energía son producto de (1) la incertidumbre de las forzantes meteorológicas y parámetros del manto nival y (2) la incertidumbre de los métodos de distribución espacial de los elementos anteriormente señalados, condicionados por las características fisiográficas de la cuenca. A estos elementos apunta el análisis presentado a continuación.

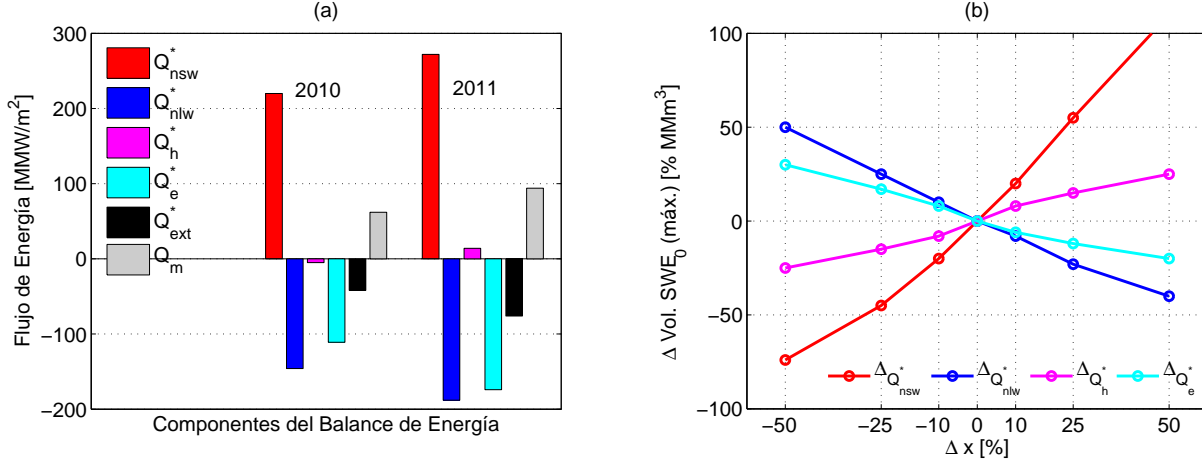


Figura 6.1: Sensibilidad del SWE máximo en función de los componentes del balance de energía.

En la *Figura 6.1* se aprecia (a) los flujos promedio espacio - temporal de energía efectivos para los años 2010 y 2011, (b) el análisis de sensibilidad sobre el *SWE* respecto de la variación de los componentes del balance de energía (promedio 2010, 2011) - Ojos de Agua.

Como segundo ejercicio, se realiza un análisis de sensibilidad para los flujos de energía externa Q_{nsw} , Q_{nlw} , Q_h , Q_e y el total Q_{ext} sobre un escenario base. Para poder comparar cada componente del balance de energía Q_j se plantea el análisis de sensibilidad como:

$$\Delta Q_j [\%] = \frac{Q_{j, \text{escenario base}} - \Delta Q_j}{Q_{ext}^*, \text{escenario base}} \quad (6.1)$$

Las variaciones consideradas para las variables independientes son 10 %, 25 % y 50 %. En el caso de aquellas variables independientes cuyo valor en el escenario base sea nulo (como es el caso del *SCA* y T_s) se adoptan las mismas variaciones porcentuales presentadas anteriormente pero, aplicadas al orden de magnitud propio de estas variables, es decir, $\pm 10\%$, $\pm 25\%$, $\pm 50\%$ en el caso del *SCA* y ± 1 , ± 2.5 , ± 5 [°C] en el caso de T_s . Notar que las variaciones solo se aplican en el rango físico de cada variable independiente. Claro esta que, al variar el parametro nivael *SCA*, los flujos de energía adoptarán un caracter efectivo, siendo escalados a un área nivael igual al porcentaje (dado por el valor del *SCA*) del área en el que dicho flujo de energía es representativo.

El escenario base se define por el siguiente conjunto de parámetros y variables: $z = 3445$ [m.s.n.m.], $A_N = 90$ [°], $\gamma_N = 45$ [°], $KB = 1$, $TLK = 4.5$, día juliano = 319 (15 de Noviembre), $SCA = 100\%$, $\alpha_s = 0.50$, $T_a = 2.2$ [°C], $T_s = 0.0$ [°C], $\gamma_{Ta} = 0.0070$ [°C/m], $CCF = 0.5$ y $u_a = 3.5$ [m/s]. Notar que el análisis de sensibilidad propuesto es a escala de pixel. Este conjunto de valores responde a la condición promedio de la cuenca.

Para mantener la física del problema se plantean las siguientes consideraciones: (1) en el caso de $\gamma_{T_{amín.}}$ y $T_{amín.}$ se asume que $\gamma_{T_{amín.}} = \gamma_{T_a} + 0,0015$ y $T_{amín.} = T_a - 3$, (2) a modo de simplificar el análisis, se parametriza KD como¹ $KD = \left(0,8(KB - 0,25)^2 + 0,55\right)^{-1}$, (3) se desvincula T_s de T_a debido a que la relación entre ambas se basa en una inercia térmica que evoluciona en el tiempo (variable no considerada en un análisis de este tipo ya que no se incluye la dimensión temporal.).

Se observa (*Figura 6.2, Figura 6.3*) que la componente Q_{nsw} presenta mayor sensibilidad absoluta frente a variaciones del albedo nival y la fracción de cobertura nival y, en menor medida, respecto a la nubosidad. Las componentes Q_{nlw} , Q_h y Q_e presentan mayor sensibilidad absoluta frente a variaciones del gradiente térmico del aire y la elevación (causas de la variación espacial de T_a). El total externo efectivo del balance de energía (Q_{ext}^*) presenta mayor sensibilidad absoluta frente a variaciones de la elevación, albedo, gradiente térmico del aire, temperatura del manto nival y SCA . Para Q_{nlw}^* , Q_h^* y Q_e^* , es posible entender la variación del gradiente térmico como una variación espacial de T_a . La sensibilidad frente a esta variación es mayor que la sensibilidad mostrada por efecto de una variación directa de la temperatura del aire (variación local versus una variación del gradiente térmico del aire inducida por efectos climáticos).

Si bien, en algunos casos, la sensibilidad frente a la elevación, orientación y pendiente pudiera parecer menor, hay que tener en cuenta que las CF son invariantes en el tiempo por lo que el efecto en la sensibilidad frente a estas variaciones es acumulativo. Es por esto que se observan en terreno diferencias importantes en la cobertura nival en zonas con distinta elevación, orientación y pendiente. Estas diferencias pueden ser acentuadas por el transporte eólico de nieve y la generación de avalanchas, fenómenos que no son modelados por el balance de masa - energía.

¹ajuste analítico planteado para relacionar KD y KB que presenta un valor de $R^2 = 0.95$.

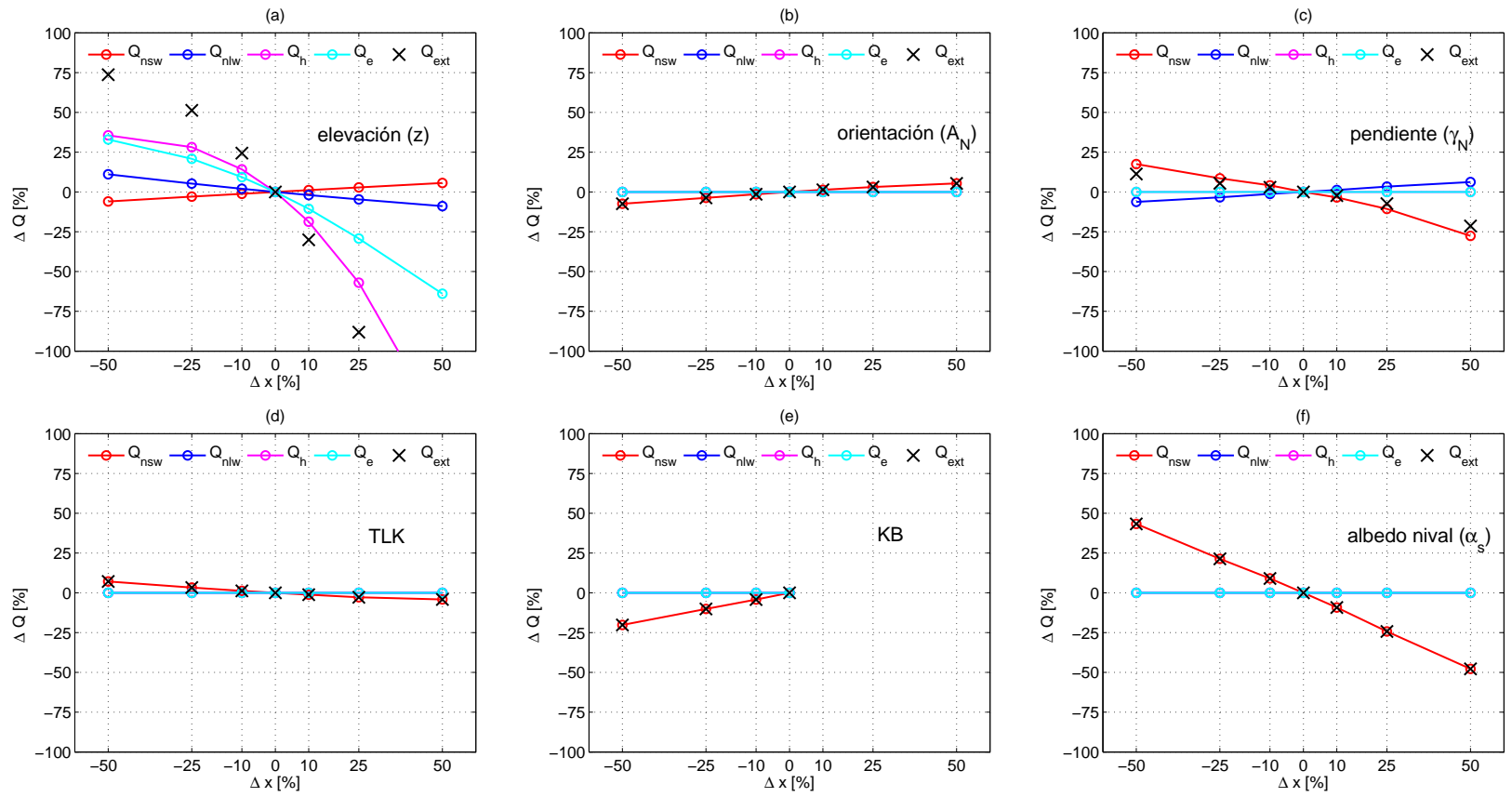


Figura 6.2: Análisis de sensibilidad para CF, PMN y FM (variables independientes) (grupo 1).

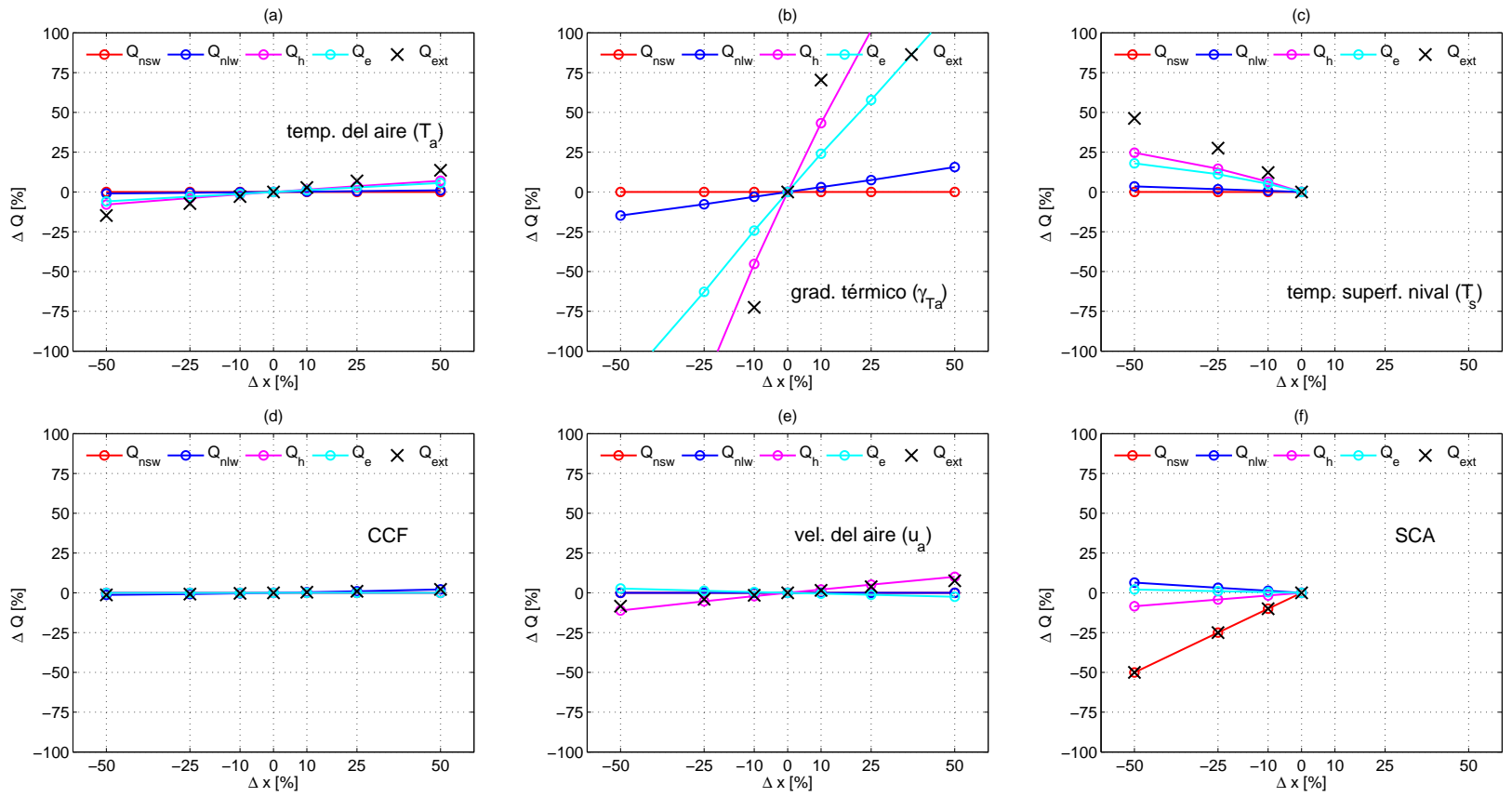


Figura 6.3: Análisis de sensibilidad para CF, PMN y FM (variables independientes) (grupo 2).

6.2. Influencia a nivel espacio - temporal sobre el derretimiento.

Para entender y dilucidar la influencia espacio - temporal de las FM, PMN y CF sobre Q_{ext}^* y el SWE conviene simplificar la notación de las componentes del balance de energía como se presenta a continuación:

$$Q_{nsw} = G_{ic} KC (1 - \alpha_s) \rightarrow \text{donde } KC = G_{ir}/G_{ic} \quad (6.2)$$

$$Q_{nlw} = A_1 T_a^4 - A_2 T_s^4 \rightarrow \text{donde } A_1, A_2 > 0 \quad (6.3)$$

$$Q_h = B_1 u_a (T_a - T_s) \rightarrow \text{donde } B_1 > 0 \quad (6.4)$$

$$Q_e = B_2 u_a (e_a - e_s) \rightarrow \text{donde } B_2 > 0 \quad (6.5)$$

$$Q_{ext}^* = (Q_{nsw} + Q_{nlw} + Q_h + Q_e) SCA \quad (6.6)$$

Esta conceptualización permite entender que (1) el aporte radiativo de onda corta es consecuencia de la radiación solar incidente bajo atenuación atmosférica (G_{ic}) atenuada por la nubosidad (decremento de KC) y el albedo nival (aumento de α_s), (2) el aporte radiativo de onda larga es proporcional al la diferencia de temperaturas del aire y de la superficie del manto nival elevadas a la cuarta potencia, en donde T_a está ponderado por el factor $A_1 = 2,3 \times 10^{-8}$ y T_s por el factor $A_2 = 3,3 \times 10^{-8}$ [W/m²/K⁴] (en condiciones promedio), lo que implica que dicha diferencia controla de manera similar el derretimiento que la diferencia de temperaturas $T_a - T_s$, (3) el aporte de calor sensible y latente es el producto de un coeficiente de corrección por estabilidad atmosférica (C_H, C_E , implícitos en los factores B_1 y B_2) cuya variabilidad temporal es acotada para la mayoría de los días reconstruidos (ver Anexos C), de la velocidad del viento que también muestra una variabilidad temporal pequeña y de la diferencia de temperaturas $T_a - T_s$. Luego, cada flujo se hace efectivo al ser ponderado por el SCA .

Al analizar las series de tiempo para los promedios espaciales (*Figura 6.4*) es posible advertir la evolución de las variables y parámetros que controlan el derretimiento, pudiendo comparar dicha evolución temporal con el SWE . Notar que la evolución temporal se caracteriza por dos componentes (en el periodo de deshielo) (1) tendencia u oscilación estacional y (2) aleatoriedad. Se aprecia que el efecto de KC y α_s sobre G_{ic} no altera el régimen estacional (oscilatorio) de la radiación solar incidente siendo, en promedio, más importante la atenuación lograda por α_s sobre G_{ir} (aproximadamente 35 %) que la atenuación lograda por KC sobre G_{ic} (aproximadamente 20 %).

Por otra parte se observa (*Figura 6.4*) que la diferencia térmica en la interfaz aire - superficie del manto nival (1.67 [°C/mes]) es mucho más pronunciado que la diferencia de presiones de vapor (0.25 [mbar/mes]), indicando que la tendencia temporal de T_a es mayor que la de e_a . Esta diferencia en

la tendencia temporal de ambos términos se debe a que la variabilidad de T_s es casi nula (inercia térmica del manto nival) en comparación a la variabilidad de e_s (que depende directamente de T_a). En cuanto a la aleatoriedad (*Figura 5.1, Figura 5.2*) se advierte que el control temporal diario del derretimiento está dado en mayor medida por la nubosidad para magnitudes grandes de energía externa total y por T_a en relación a magnitudes pequeñas de energía externa total y a la inercia al derretimiento, relegando el aporte de e_a a una disminución de la sublimación casi lineal en el tiempo (baja aleatoriedad).

El efecto en la variabilidad temporal del *SCA* es fundamental para la disminución volumen almacenado en toda la cuenca a medida que avanza la temporada de deshielo, disminuyendo prácticamente a la mitad el periodo de persistencia del *SWE* (en términos de promedio espacial). Se observa que dicha atenuación es suave a partir de Octubre alcanzando una tasa nula a partir de Noviembre.

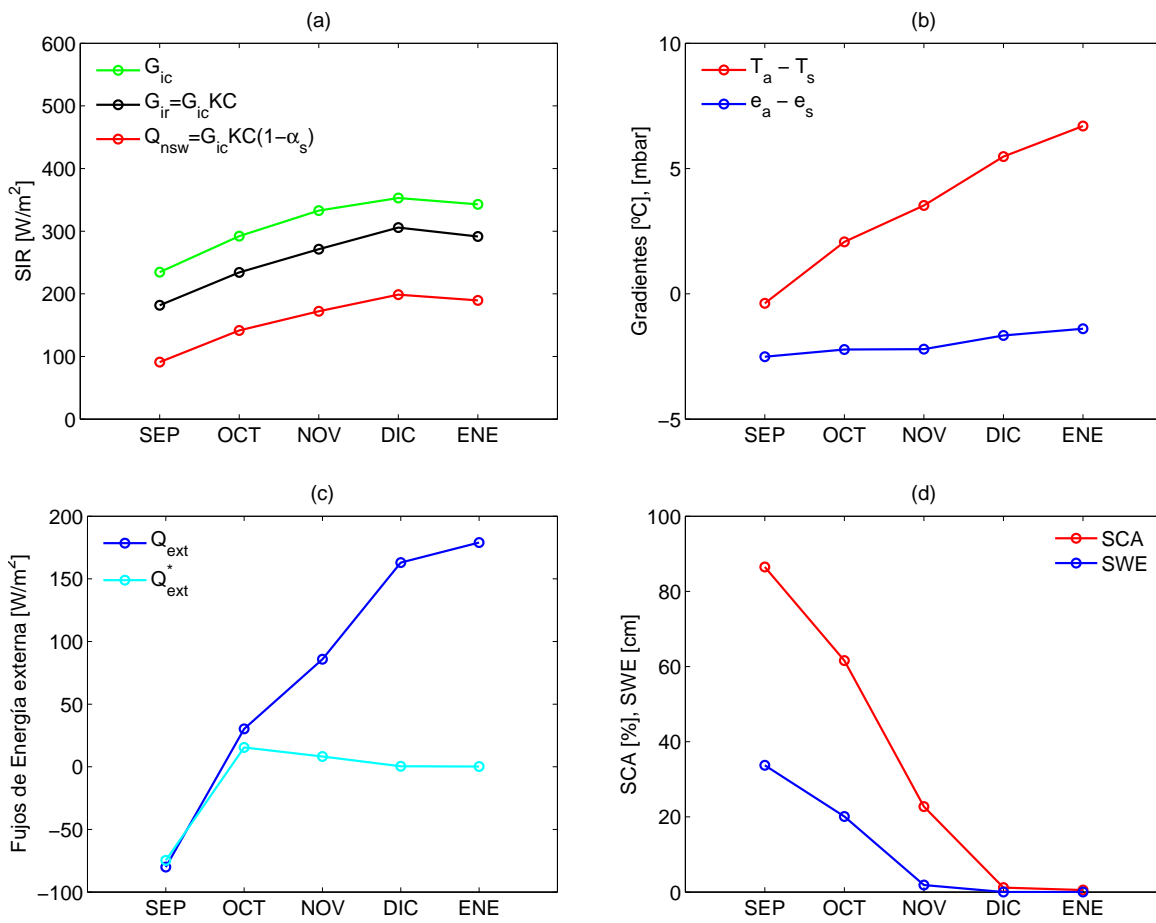


Figura 6.4: Control del derretimiento - influencia a nivel temporal (FM - PMN).

En la *Figura 6.4* se aprecian las series de tiempo del promedio espacial a nivel mensual para el SIR, diferencias de temperatura y de presión de vapor (interfaz aire - superficie del manto nival), flujos de energía externa total y externa total efectivo, *SCA* y *SWE* - Ojos de Agua.

La variabilidad temporal del *SWE* (*Figura 6.4*) muestra un desfase respecto a la variabilidad temporal del *SCA*, antecedente al decaimiento de la superficie de cobertura nival. Este desfase dependerá del tipo de año hidrológico (debido a que años húmedos presentan un valor del *SCA* promedio mayor que años secos), condicionado en primera medida por el decaimiento del *SCA* y luego por el balance de energía. Este último punto es relevante dado que, según la estructura del modelo, el decaimiento del *SCA* es una entrada del modelo y no una consecuencia del balance de masa - energía, punto clave del esquema conceptual del modelo de reconstrucción retrospectiva del *SWE*. Notar que la tasa de decaimiento del *SCA* y su valor al inicio de la temporada de deshielo dan cuenta, para efectos prácticos de la modelación, si el año es seco o húmedo (característica que no necesariamente es incorporada por la reconstrucción de Q_{ext}). La tasa de decaimiento observada para el *SWE* y el *SCA* (que por cierto puede ser considerada lineal hasta el punto de agotamiento de cada variable) es de aproximadamente 16 [cm/mes] y 28 [%/mes] respectivamente.

En resumen, la variabilidad temporal a escala mensual esta fuertemente controlada por el *SCA*, el SIR y la temperatura del aire. No obstante, a escala diaria se suma el efecto de la nubosidad. Notar que el modelo de reconstrucción del *SWE* incorpora además ruido producto del post - procesamiento los productos satelitales, efecto que incorpora variabilidad temporal a escala diaria que no tiene directa relación con la física del problema.

La influencia a nivel espacial de las CF, PMN y FM determinan la distribución espacial del *SWE*, aspecto de interés para establecer áreas representativas para la medición en terreno del *SWE*. Como se observa en la *Figura 6.5*, cada FM y PMN presenta una distribución espacial que varia según avanza la temporada de deshielo. La comparación de las distribuciones espaciales de dos variables permite identificar relaciones respecto a la localización (punto de centralización), escala y asimetría. A continuación se analiza la relación entre la distribución espacial entre el *SWE* y las CF, PMN y FM (promedio mensual) estudiadas (*Figura 6.5*, *Figura 6.6*) por medio de gráficos de frecuencia acumulada simple y doble ($Q - Q$ plots) [20].

Para el caso del SIR (*Figura 6.5*), es claro que la aleatoriedad y atenuación ejercida por la nubosidad genera una disminución de la varianza sobre la distribución espacial de la radiación solar incidente a cielo descubierto (G_{ic}), mientras que el albedo nival solo genera un incremento de la localización de la distribución espacial de (G_{ir}), sin alterar su forma, desplazamiento que se torna invariante en el tiempo desde el mes de Noviembre. Por lo tanto, variaciones a nivel espacial y temporal en la nubosidad y el albedo nival producen homeogeneización y relocalización positiva e invarianza temporal de la distribución temporal del SIR. Notar que la distribución espacial del SIR se asemeja a la distribución Normal no evidenciando asimetrías importantes en sus extremos.

Por el contrario (*Figura 6.5*), en el caso de las diferencias de temperatura y presión de vapor en la interfaz nive - aire, se observa que las distribuciones espaciales promedio mensuales son irregulares mes a mes, reflejando que la variabilidad temporal a escala diaria de ambos términos es considerable, presentando mayor variabilidad espacial el término $T_a - T_s$ que el término $e_a - e_s$. Ambas distribuciones espaciales presentan mayor varianza que el SIR, mostrando asimetría positiva considerable. La variabilidad espacial del término $T_a - T_s$ presenta mayor varianza temporal que la heterogeneidad espacial del SIR. Es de suponer que la variabilidad temporal de la distribución espacial del derretimiento esté controlada por T_a mientras que la variabilidad espacial misma esté controlada por el SIR.

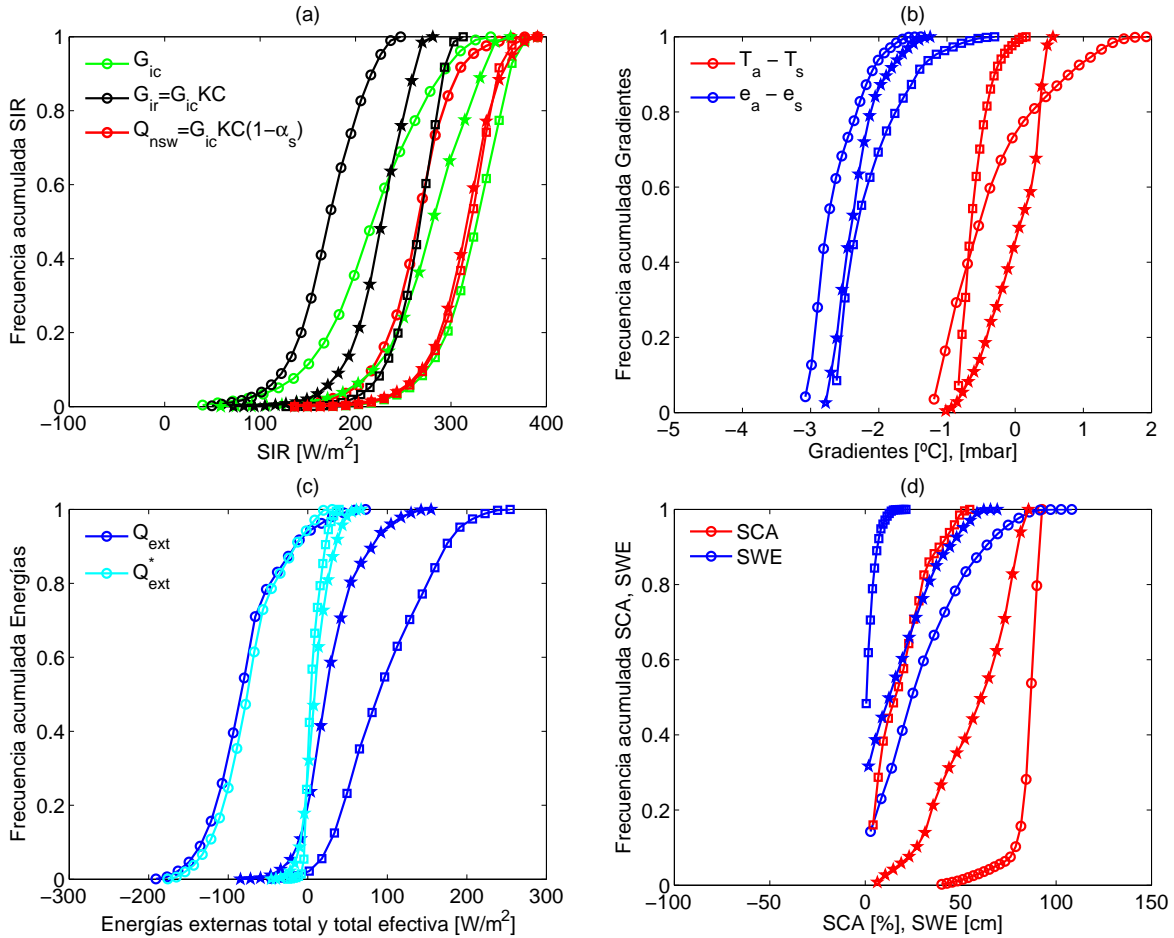


Figura 6.5: Control del derretimiento - influencia a nivel espacial (FM - PMN).

En la *Figura 6.5* se aprecian las frecuencias acumuladas espaciales para los mapas promedio mensuales (Septiembre (\circ), Octubre (\star) y Noviembre (\square)) para el SIR, diferencias térmicas y de presión de vapor en la interfaz aire - superficie del manto nival, flujos de energía externa y externa efectiva, *SCA* y *SWE* - Ojos de Agua.

La distribución espacial del flujo de energía externa total y total efectiva (*Figura 6.5*) difieren debido a la inclusión del *SCA*. Los flujos no escalados poseen una distribución espacial similar a las del SIR evidenciando una variación temporal de la localización muy definido. La inclusión del *SCA* homogeneiza la distribución espacial del flujo de energía externa total siendo casi imperceptibles las diferencias a partir de Noviembre. Notar que el *SCA* distorsiona temporalmente (atenuación en torno a cero) y espacialmente (homogeneización) el total neto de energía que interactúa sobre la interfaz aire - superficie del manto nival, concentrando las distintas tasas de derretimiento existentes a nivel espacial.

En relación al *SWE* (*Figura 6.5*) se observa que, dado su carácter acumulativo, presenta un cambio rápido en su distribución espacial, variando negativamente su localización y asimetría desde una distribución espacial muy heterogénea a una muy homogénea centrada en cero. Su contraparte *SCA* posee un comportamiento distinto, mostrando una asimetría negativa que deriva, conforme avanza la temporada de deshielo, en una distribución similar a la del *SWE*, distribución que obviamente, está fuertemente condicionada por el *SCA*.

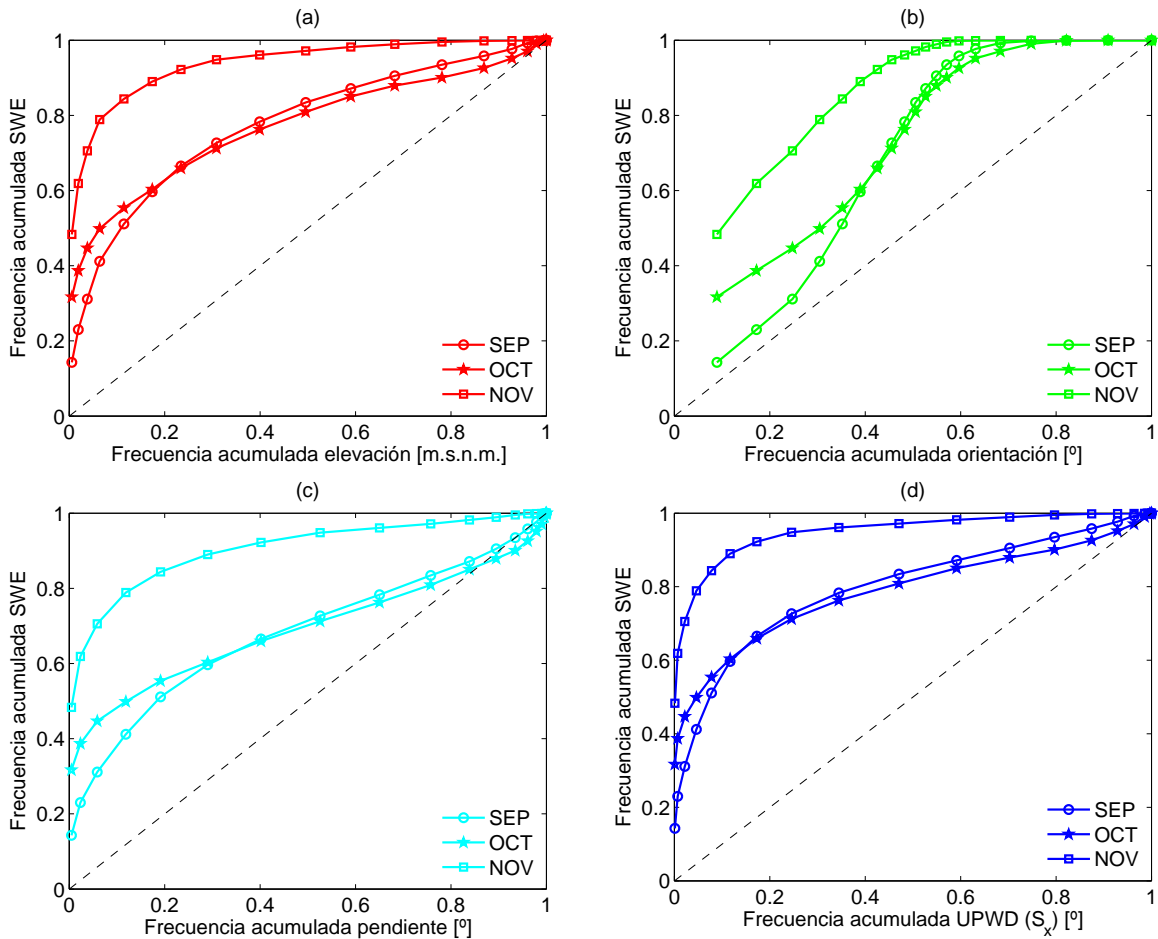


Figura 6.6: Evolución de la distribución espacial del derretimiento respecto a las CF.

En la *Figura 6.6* se aprecian los gráficos de doble frecuencia acumulada entre las CF ((a) elevación, (b) orientación, (c) pendiente, (d) upwd) y el *SWE* para los mapas promedio mensuales (Septiembre (o), Octubre (★) y Noviembre (□)) - Ojos de Agua.

Los gráficos de doble frecuencia acumulada (*Figura 6.6*) muestran que el *SWE* no comparte una distribución espacial común con ninguna de las CF estudiadas, correspondencia que se deteriora conforme avanza la temporada de deshielo. La baja correspondencia deja en claro que no es posible explicar la distribución del *SWE* directamente en base cada CF en particular (al menos, para toda la cuenca) por lo que es imprescindible explicar espacialmente el *SWE* utilizando alguna combinación de FM y PMN. Sin embargo (*Figura 6.6*) se puede ver una leve similitud (promedio mensual) entre la orientación modificada² y el *SWE* para valores bajos, es decir, para zonas con orientación Sur (ladera Norte) que poseen acumulación de nieve baja o media. En general se observa que el *SWE* presenta mayor homogeneidad en el espacio que la fisiografía por lo que, al relacionar las distintas CF con el *SWE* se debe considerar una escala espacial menor, por ejemplo, a escala de ladera.

6.3. Cuantificación de la influencia espacio - temporal sobre el derretimiento.

Finalmente, es importante cuantificar el grado de explicación espacio - temporal de cada variable y/o parámetro respecto a Q_{ext}^* (y, por ende, respecto al *SWE*). En la (*Figura 6.7*) la serie de tiempo de los coeficientes de determinación espaciales para el promedio por quincena de cada flujo de energía efectivo (Q_x^*) respecto al flujo de energía externa total efectivo muestra que (1) la explicación del Q_{ext}^* por parte del SIR aumenta en el tiempo, alcanzando un valor constante en torno a 0.5, (2) la explicación del Q_{ext}^* por parte de las diferencias de temperatura y presiones de vapores en la interfaz aire - nieve disminuye en el tiempo oscilando en torno a 0.2, (3) sin embargo, la diferencia de temperaturas en la interfaz aire - nieve tiene un alto grado de explicación durante toda la temporada de deshielo mostrando una leve tendencia a la disminución y oscilando en torno a 0.7.

Notar que el estadístico R^2 está calculado bajo consideración el escalamiento producto del *SCA*, mostrando el control real de cada variable. Por otra parte (*Figura 6.8*), se muestra un incremento temporal de la magnitud de los distintos componentes efectivos del balance de energía respecto a Q_m , evidenciando que no existe relación directa (en cuanto a magnitudes) entre la energía disponible de derretimiento y algún flujo de energía en particular por lo que es necesaria la inclusión de todas las componentes del balance energético para su correcta explicación.

²la orientación modificada corresponde a la orientación definida con el cero en el Norte y con rango cíclico entre 0 y 180 [°] a modo de eliminar la discontinuidad propia del sistema sexagesimal en 2π radianes.

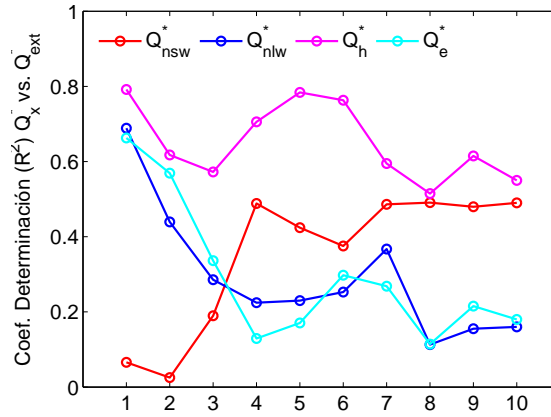


Figura 6.7: Evolución quincenal del coeficiente de determinación R^2 entre Q_x^* y Q_{ext}^* .

En la *Figura 6.7* se aprecian las series de tiempo (promedio por quincenas) del coeficiente de determinación (R^2) entre Q_x^* (es decir, Q_{nsw}^* , Q_{nlw}^* , Q_h^* o Q_e^*) y Q_{ext}^* - Ojos de Agua.

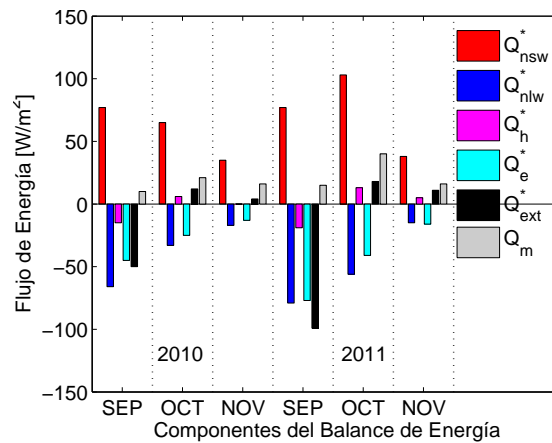


Figura 6.8: Componentes de energía a nivel medio mensual (años 2010 - 2011).

En la *Figura 6.8* se aprecia la evolución temporal de los componentes de energía a nivel medio mensual para los años 2010 y 2011 - Ojos de Agua.

Capítulo 7

Áreas representativas para la medición en terreno del *SWE*

7.1. Definición de ARs en base a la reconstrucción del *SWE*.

Del Capítulo 6 se desprende que existen algunas relaciones claras entre el *SWE* reconstruido y el conjunto CF - PMN - FM que pueden explicar de manera general la disposición espacio - temporal del manto nival observado, características utilizadas en la definición de ARs para la medición en terreno del *SWE* considerando que:

- Las ARs deben capturar el comportamiento promedio (a nivel de cuenca) del *SWE* y la variabilidad asociada a este comportamiento promedio. Por lo tanto, aquellas zonas que presentan un comportamiento similar al comportamiento promedio de la cuenca debieran ser cercanas o estar dentro de las ARs definidas.
- Debido a lo anterior, el problema de la definición de cada ARs se traduce en el estudio de la variabilidad espacial del *SWE* a través del tiempo.
- La sensibilidad espacial del *SWE* viene dada mayormente por el *SCA* (considerando la nubosidad y el albedo nival) y T_a (esta última por medio de variaciones de γ_{T_a}), y en menor medida por la fisiografía (aunque su efecto es acumulativo en el tiempo).
- El *SCA* concentra la distribución del *SWE* progresivamente a cero, influencia que debe ser eliminada al definir las ARs debido a que no es de interés práctico estudiar zonas con escasa acumulación de manto nival.

Como primer enfoque se propone la definición de ARs utilizando los resultados de la reconstrucción del *SWE* presentados en el Capítulo 5. Bajo este enfoque, se supone que la reconstrucción propuesta explica de manera suficiente el espesor del manto nival observable en terreno. Definiendo la diferencia relativa del *SWE* respecto al promedio espacial como:

$$DIF(SWE) = \frac{SWE_{rec(i,j)} - \overline{SWE_{rec}}}{\overline{SWE_{rec}}} \delta \quad (7.1)$$

donde $SWE_{rec(i,j)}$ corresponde al SWE reconstruido en cada pixel para un día dado y \overline{SWE}_{rec} δ corresponde al SWE promedio espacial reconstruido para un día dado ponderado por un factor ($\delta = 1$ si $SCA \geq 0$, 0 en caso contrario) que da cuenta del área nival. Esta diferencia relativa corresponde a la desviación espacial absoluta del SWE respecto a la media de modo que capture solo la desviación y no la cantidad del SWE .

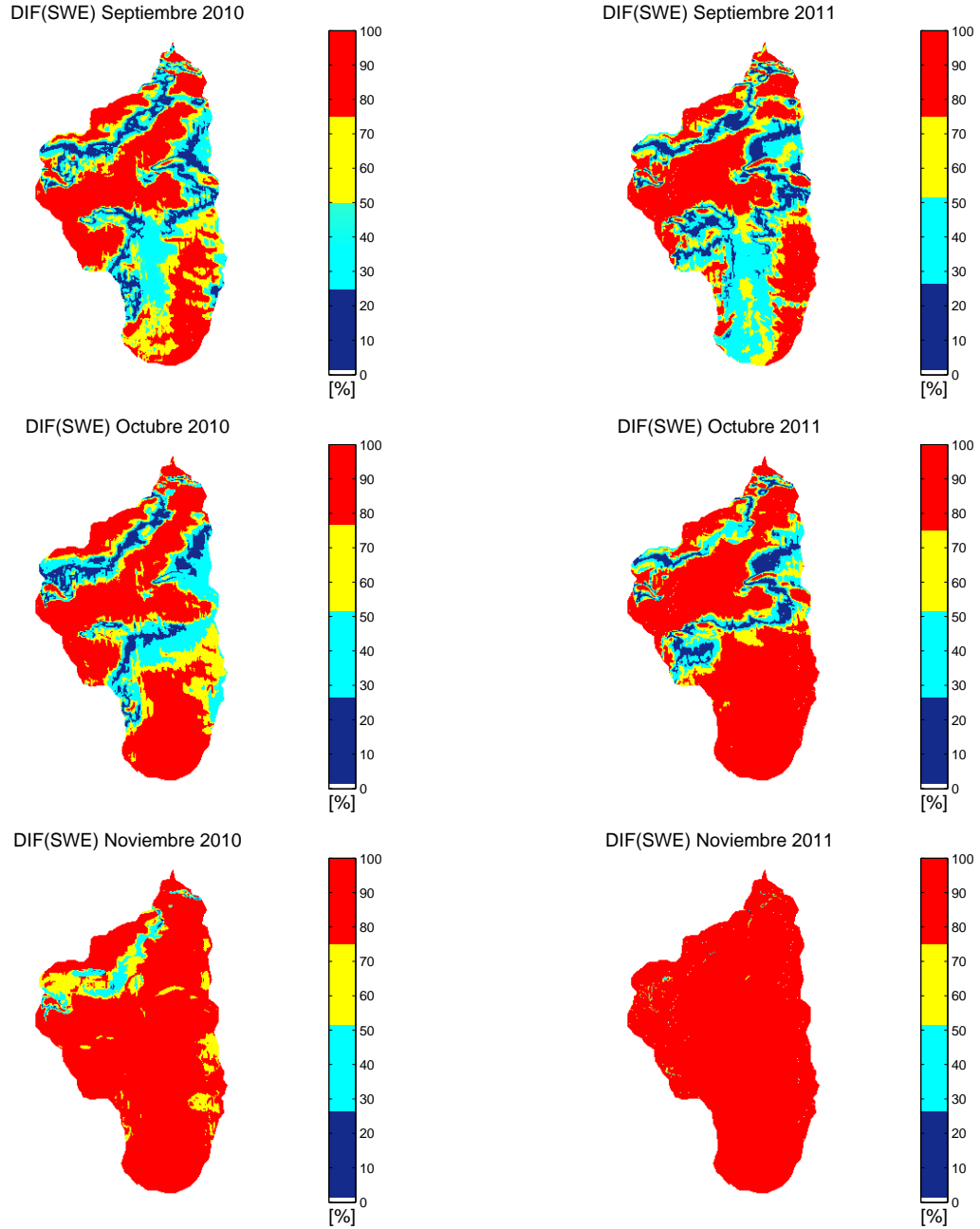


Figura 7.1: ARs según clases de $DIF(SWE)$.

Es posible realizar una clasificación en base al valor porcentual de $DIF(SWE)$. Para efectos metodológicos se definen como límites superiores de cada clase las diferencias relativas de 25%, 50%, 75%, definiendo una última clase como aquellas zonas con un diferencia relativa mayor al 75%. Las ARs obtenidas según $DIF(SWE)$ a nivel medio mensual para los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre (hasta el día 15) para las temporadas de deshielo de los años 2010 y 2011 se muestran a continuación (*Figura 7.1*). Cabe señalar que este enfoque considera los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre (hasta el día 15 de Noviembre) dado que solo en este periodo existen zonas con diferencias relativas menores al 25%.

En la *Figura 7.1* se aprecian las ARs para la medición en terreno del SWE según clases de menor valor porcentual para el esquema basado en el indicador $DIF(SWE)$ - Ojos de Agua.

7.2. Definición de ARs en base a las forzantes meteorológicas.

Como segundo enfoque se definen las ARs en base a la correlación existente entre el SWE y un conjunto de variables predictoras (X_p) [39]. Las variables predictoras serán todas aquellas variables (independientes, dependientes o de estado) observables en terreno, que muestran una correlación lineal significativa en el tiempo a nivel promedio espacial con una variable dependiente objetivo (en este caso, el SWE). Las variables predictoras definidas para este estudio son (1) temperatura del aire positiva acumulada y (2) radiación solar incidente a cielo cubierto acumulada (ambas variables acumuladas entre el 1 de Septiembre y el 15 de Noviembre)

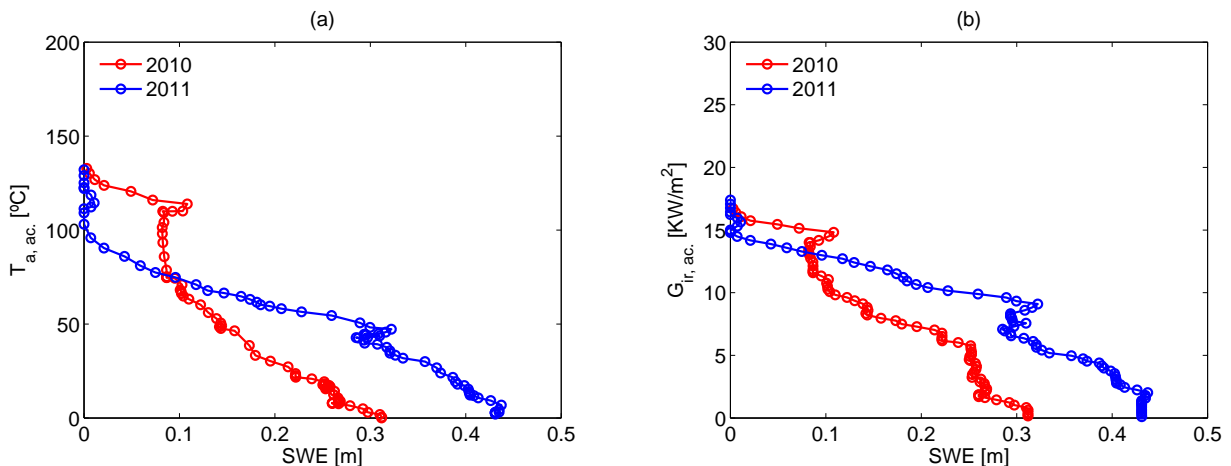


Figura 7.2: Rango de validez de regresión lineal SWE vs. X_p .

En la *Figura 7.2* se aprecia la relación $SWE - X_p$ para (a) la temperatura del aire acumulada, (b) la radiación solar incidente a cielo cubierto acumulada - Ojos de Agua.

En la *Figura 7.2* se observa que las variables predictoras muestran una correlación lineal significativa solo desde el inicio hasta la mitad del periodo de deshielo (tanto para el año 2010 como para

el año 2011) lo que corresponde en promedio a valores del SWE por sobre 10 [cm]. Bajo este valor crítico del SWE las correlaciones disminuyen significativamente. Recordar que los valores bajos del SWE a nivel de pixel son producto de un derretimiento acumulado importante, bajos valores del SCA o una combinación de ambos. Para el problema en estudio se observa que la disminución del SWE esta mayormente condicionada por el agotamiento del SCA .

Las discontinuidades en la regresión propuesta para ambos predictores *Figura 7.2* indica que el efecto de las nevadas no puede ser explicado solo por estas variables predictoras. Esto apunta a una limitante de este enfoque, especialmente para años en donde las nevadas estivales son importantes.

Para la definición de las ARs se plantea una correlación lineal en el tiempo (pixel a pixel) entre el SWE escalado por $SWE_{rec} \delta$ y X_p de la forma:

$$R^2 \text{ asociado a } \frac{SWE_{rec(i,j)}}{SWE_{rec} \delta} = C_{ij} = a X_{p(i,j)} + b \quad (7.2)$$

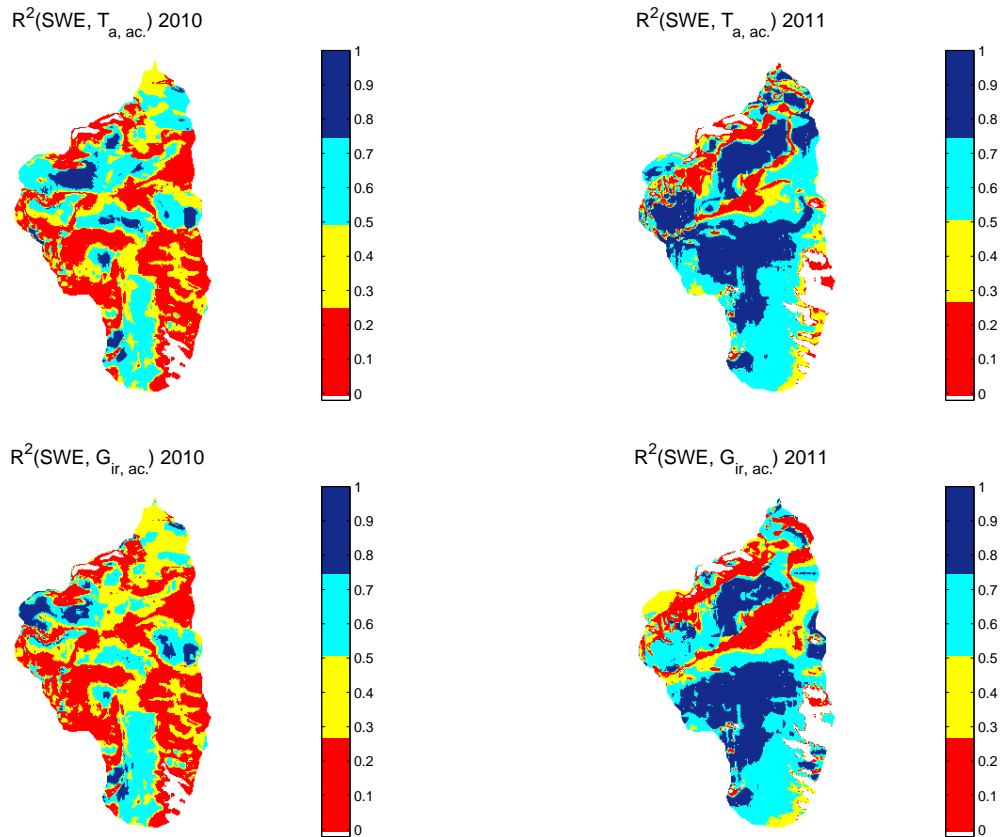


Figura 7.3: ARs según clases de R^2 entre SWE - variable predictora X_p .

El escalamiento mejora la calidad de la correlación [39], apuntando la correlación a las desviaciones espaciales respecto a la media y no respecto al valor mismo del SWE . Las ARs definidas según R^2 (calculado en el tiempo, pixel a pixel) se presentan a continuación (*Figura 7.3*). Las ARs según este enfoque serán aquellas zonas con mayores valores de R^2 (coeficiente de determinación del ajuste lineal entre SWE y X_p). Se realiza una clasificación similar al enfoque anterior, es decir, definiendo clases en intervalos de rango igual a $R^2 = 0.25$ para cada variable predictora estudiada.

En la *Figura 7.3* se aprecian las ARs para la medición en terreno del SWE según la correlación propuesta entre el SWE y las distintas variables predictoras - Ojos de Agua. Explicación de estos resultados en la Sección *Consideraciones en la elección de una ARs*.

7.3. Representatividad de las ARs propuestas.

Al definir una ARs (como se ha definido en este estudio) se quiere capturar el comportamiento promedio y la variabilidad asociada a este comportamiento. Si el SWE promedio espacial calculado en una ARs definida es similar o es correlacionable con el SWE promedio espacial observado en la cuenca piloto (valor estimable solo a partir de un modelo concentrado derivado del caudal de deshielo o, en este caso, derivado del SWE promedio espacial reconstruido (modelado)) es posible estimar el SWE promedio espacial para la cuenca para un periodo de estudio no modelado.

Es más, si la relación anteriormente descrita existe, es posible estudiar la relación entre la variabilidad espacial (desviación estandar - σ) y el comportamiento promedio (μ) del SWE en cada ARs a modo de derivar una relación del tipo $\sigma_{swe} = f(\mu_{swe})$ para cada ARs y luego escalar esta relación para estimar la variabilidad en nivel de cuenca.

Como ejemplo se definieron las siguientes ARs mostradas en la (*Figura 7.4 (a)*) definidas como (1) $DIF(SWE) \leq 25\%$ (promedio 2010 - 2011) considerando el promedio de Septiembre y Octubre y, $R^2(SWE, T_{a,ac.}, G_{ir,ac.})$ (promedio 2010 - 2011) considerando el promedio de los 76 días estudiados. Las ARs definidas en basa a variables predictoras tienden a explicar el SWE promedio a nivel de cuenca piloto siendo necesario un escalamiento en el caso de $T_{a,ac.}$. En el caso del $DIF(SWE)$, se observa un deterioro del grado de explicación para valores altos del SWE , desviación que también puede ser corregida.

La desviación estandar de la cuenca y de cada ARs definida (*Figura 7.4 (b)*) puede ser relacionada con el promedio mediante funciones lineales o polinomios sin una excesiva incorporación de error en el modelo seleccionado. Este mismo ejercicio puede ser calculado para el coeficiente de asimetría espacial (\tilde{g}) evidenciando que no posible encontrar una relación del tipo $\tilde{g}_{swe} = f(\mu_{swe})$ debido a la oscilación de \tilde{g}_{swe} para valores altos de μ_{swe} .

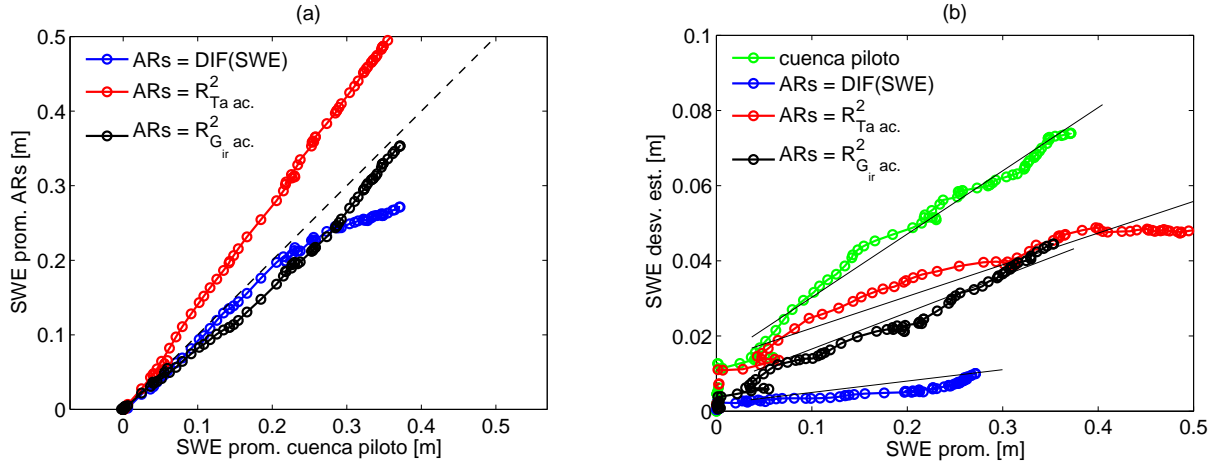


Figura 7.4: Representatividad de las ARs propuestas.

En la *Figura 7.4* se aprecia (a) relación entre el promedio del *SWE* entre la cuenca piloto y las distintas ARs, (b) relación entre la desviación estandar y el promedio del *SWE* para la cuenca piloto y cada ARs - Ojos de Agua. Explicación de estos resultados en la Sección *Consideraciones en la elección de una ARs*.

7.4. Consideraciones en la elección de una ARs.

Como se revisó en las Secciones anteriores, es posible definir las ARs de muchas formas distintas. A modo de generalizar los criterios presentados se debiera considerar:

- Definir el propósito de la medición en terreno. Si se quieren estudiar los procesos físicos que ocurren durante el derretimiento a nivel de cuenca (o parte de esta) conviene ubicar estaciones tipo SNOTEL [49] o realizar rutas de nieve en zonas que presenten baja desviación del *SWE* respecto a la media. Si se desea enfocar el estudio a la calibración de un modelo semi empírico con el objeto de pronosticar el *SWE* (distribuido o concentrado) o el caudal de deshielo, sabiendo que existen variables predictoras capaces de explicar el proceso, conviene ubicar estaciones tipo SNOTEL en zonas con una alta correlación temporal entre la variable a pronosticar y el conjunto de variables predictoras.
- La información previa disponible. Si no se cuenta con la información mínima para elaborar y/o validar un modelo de reconstrucción del *SWE* no sería una estrategia equivocada ubicar estaciones tipo SNOTEL según zonas cuya fisiografía explique, aunque sea de manera mínima, el *SWE*. En el caso de realizar rutas de nieve o muestreo del espesor del manto nival distribuido en la cuenca, convendrá medir puntos que capturen distintas combinaciones de CF a modo de observar tras sucesivos terrenos aquellas combinaciones que expliquen el valor promedio y la variabilidad del *SWE*.
- La escala espacio - temporal adoptada para el proceso de derretimiento. La sensibilidad del criterio de clasificación de las ARs depende directamente de la resolución espacial y

temporal de la reconstrucción de SWE . Resoluciones a escala de ladera estudiadas en un esquema continuo serán propicias para la definición de ARs según correlaciones vía variables predictoras. Resoluciones a escala de zona o cuenca estudiadas solo para periodos puntuales o bajo un enfoque global de la temporada de deshielo serán propicias para la definición de ARs según un modelo de reconstrucción del SWE .

- El producto final del estudio. Puede ser el SWE o el caudal de deshielo. Si el producto final es el caudal de deshielo, es necesario verificar si la reconstrucción del SWE explica el gasto volumétrico observado en terreno. En caso contrario deberán definirse las ARs considerando (1) correlaciones entre el caudal de deshielo y las variables predictoras o (2) calibrando un esquema de tránsito hidrológico (*routing*) de manera de explicar directamente el gasto de la cuenca en función del SWE .
- Consideraciones de carácter operacional tales como (1) accesibilidad, requerimiento básico para definir zonas de medición hidrometeorológicas en cuencas piloto, (2) distancia entre puntos de muestreo y punto de acceso a la cuenca piloto, requerimiento necesario para optimizar recursos en terreno tales como tiempo, personal e instrumentación, (3) recursos, los cuales se traducen en costos operacionales de inversión, instalación y mantenimiento propios de cada red de muestreo y (4) seguridad, aspecto fundamental del diseño de redes de monitoreo que esta sujeto a la comprensión de los peligros dados por la fisiografía, por los procesos físicos que ocurren dentro de la cuenca piloto y por el diseño mismo de la red de monitoreo.

Teniendo en cuenta los aspectos técnicos relacionados al diseño de redes de monitoreo de nieves es posible abordar la elección de ARs bajo un enfoque global. En el caso de la cuenca Ojos de Agua vemos que la definición de las ARs vía $DIF(SWE)$ entrega zonas cuya área alcanza un máximo en el periodo de máxima acumulación, extensiones que decrecen en el tiempo. Se observa que el año 2011 muestra menor sensibilidad en la clasificación de las ARs que el año 2010, fenómeno que puede ser explicado debido a que el año 2011 es más húmedo que el año 2010 (aún cuando ambos años presentan déficit hídrico)¹, explicación válida si suponemos que la desviación del SWE respecto a la media escalada es inversamente proporcional al total de la energía externa total disponible para el derretimiento. Sin embargo, ambos años presentan una distribución similar de las ARs. Se observa (*Figura 7.1*), (*Figura 7.3*) que las ARs representativas (óptimas) tienden a ubicarse en la quebrada encajonada inicial, bajo el farellón oriental bordeando la ladera de orientación Oeste, tras el mismo farellón en una zona plana bordeando la ladera de orientación Norte y al pie de la ladera Norte.

En cuanto a la definición de las ARs respecto a las variables predictoras podemos observar que estas proponen un criterio de clasificación más inestable año a año. Esta diferencia puede ser producto del nivel de precisión utilizado para definir las clases de ARs según este enfoque, criterio que depende de la cantidad total de SWE acumulado en la cuenca. Se observa (*Figura 7.1*, *Figura 7.3*) que las ARs obtenidas son bastante similares respecto a las dos variables predictoras propuestas. Sobre los 3500 [m.s.n.m.] las ARs son más continuas (en el caso de T_a acumulada), presentando una disposición distinta a las ARs definidas vía $DIF(SWE)$. Caso contrario se observa sobre dicha elevación para G_{ir} acumulada.

¹resumen de años hidrológicos 2010 - 2011 para la cuenca alta del Aconcagua en Capítulo 8.

Existe gran similitud entre los resultados de ambos predictores para elevaciones bajo los 3000 [m.s.n.m.]). Sin embargo, la mayor diferencia entre ambos criterios (variables predictoras versus $DIF(SWE)$) radica en (1) la existencia de una zona de baja representatividad ubicada en la parte central de la cuenca que evoluciona (al comparar el año 2010 respecto al 2011) hacia el oriente, aumentando la falta de representatividad en dicha zona y (2) diferencias en el patrón de representatividad para la zona baja de la cuenca, siendo dicha representatividad óptima en zonas encajonadas para la definición vía variables predictoras y bastante homogénea en el espacio para la definición vía $DIF(SWE)$.

Es posible cuantificar los resultados obtenidos por ambos enfoques (*Cuadro 7.1*). En general se observa que una mayor cuantía de ARs para el año 2011 respecto al año 2010 según el enfoque basado en variables predictoras, situación contraria al enfoque basado en el $DIF(SWE)$. Las diferencias entre ambos años se deben exclusivamente a la variabilidad de la tendencia y aleatoriedad de las FM y PMN (que inciden directamente en $G_{ir,ac.}$ y en $T_{a,ac.}$). En el caso del enfoque basado en el $DIF(SWE)$, la variabilidad interanual de las ARs definidas se explica por la variabilidad de la localización del promedio espacial del SWE reconstruido respecto a la distribución de frecuencia espacial (influencia de la localización, variabilidad y asimetría de la distribución espacial).

| áreas para cada ARs propuesta | | |
|---|----------------|-------------------------|
| ARs | área c/r total | área [Km ²] |
| $DIF(SWE)$ Septiembre 2010 $\leq 25\%$ | 11.5% | 4.5 |
| $DIF(SWE)$ Septiembre 2011 $\leq 25\%$ | 9.8% | 3.8 |
| $DIF(SWE)$ Octubre 2010 $\leq 25\%$ | 7.8% | 3.0 |
| $DIF(SWE)$ Octubre 2011 $\leq 25\%$ | 7.0% | 2.7 |
| $R^2(SWE, T_{a,ac.})$ 2010 ≥ 0.75 | 5.2% | 1.9 |
| $R^2(SWE, T_{a,ac.})$ 2011 ≥ 0.75 | 27.3% | 10.5 |
| $R^2(SWE, G_{ir,ac.})$ 2010 ≥ 0.75 | 5.5% | 2.1 |
| $R^2(SWE, G_{ir,ac.})$ 2011 ≥ 0.75 | 31.6% | 12.1 |

Cuadro 7.1: Área y porcentaje del área (Ojos de Agua) para cada ARs propuesta.

Se concluye de los resultados presentados anteriormente que el indicador $DIF(SWE)$ muestra un área total representativa para la cuenca Ojos de Agua más invariante a nivel interanual, a diferencia del indicador R^2 (variable predictora) cuyos resultados para el año 2011 difieren en un 22% y 26% para los predictores $T_{a,ac.}$ y $G_{ir,ac.}$ respectivamente. Las ARs entregadas por el primer enfoque apuntan al muestreo en zonas características del valle medio cercano al estero Ojos de Agua y de zonas bajas en laderas de orientación Sur - Sureste y Noroeste. Las ARs entregadas por el segundo enfoque muestrasn zonas más complejas de identificar a priori, siendo, en general, zonas concentradas en valle cercano al estero Ojos de Agua. En ningún caso estos resultados son definitivos siendo, más bien, una idea a priori para el discernimiento de posibles ubicaciones para el muestreo nival.

Capítulo 8

Evolución interanual y capacidad predictiva de la reconstrucción del *SWE*

8.1. Evolución interanual de la reconstrucción del *SWE*

Se resume a continuación los aspectos de mayor importancia de cada periodo reconstruido respecto a los resultados generales del balance de masa reconstruido (*Cuadro 8.1*, campos en asterisco no aportan información relevante). Se destacan las siguientes diferencias entre las reconstrucciones realizadas para el año 2010 y 2011:

- Tanto el *SWE* máximo como el volumen total de deshielo son mayores en la temporada de deshielo del año 2011 que en la del 2010. Esto implica que la reconstrucción del *SWE* obtenido es directamente proporcional al caudal de deshielo observado. La razón entre ambos volúmenes totales (volumen de *SWE* acumulado versus volumen de deshielo) es de 0.75 y 0.65 para los años 2010 y 2011 respectivamente. La relativa proximidad numérica de estos factores hace pensar que, a pesar de la incertidumbre incorporada en la modelación por la utilización de imágenes satelitales y post - procesamiento de estas, definición de procesos físicos, elección de métodos de extrapolación de FM y nevadas, existe una correspondencia año a año entre el volumen modelado y su contraparte observada a través del registro de caudales de deshielo.
- La tasa de derretimiento promedio resultante durante la temporada de deshielo del año 2011 es mayor que la del año 2010. Esto implica que el tiempo asociado al derretimiento no depende solo del volumen total acumulado, sino también de la magnitud promedio del flujo de energía disponible para el derretimiento, condicionado por el flujo de energía externa total efectiva positivo.
- Se aprecia que en el año 2010 no se alcanza una superficie de cobertura nival total. Por otra parte, el valor máximo del *SCA* no condiciona directamente el volumen total de acumulación de nieve dado que este depende de múltiples factores asociado básicamente a cuatro procesos

físicos¹ (flujos de energía radiativa de onda corta, onda larga y flujos de energía turbulentos de calor sensible y latente).

| evolución interanual de la reconstrucción del <i>SWE</i>. | | | | |
|--|-------|--------|--------------|--------------|
| | 2010 | 2011 | 2010 | 2011 |
| | prom. | prom. | máx. o total | máx. o total |
| Vol. de deshielo [MMm ³] (SEP - MAY) | *** | *** | 8.4 | 10.4 |
| Vol. de deshielo [MMm ³] (SEP - SEP) | *** | *** | 9.2 | 12.3 |
| Vol. <i>SWE</i> max. (<i>SWE</i> ₀) [MMm ³] | *** | *** | 11.1 | 15.9 |
| <i>SWE</i> [m] | *** | *** | 0.31 | 0.43 |
| $\frac{dM}{dt}$ [mm/día] | 1.20 | 2.30 | *** | *** |
| Q_m [W/m ²] | 4.40 | 6.80 | *** | *** |
| Q_{ext}^* [W/m ²] | -6.20 | -13.30 | *** | *** |
| <i>SCA</i> [%] | *** | *** | 94 | 99 |
| G_{ir} [W/m ²] | 252 | 263 | *** | *** |
| T_a [°C] | 1.60 | 2.60 | *** | *** |

Cuadro 8.1: *Resumen de la evolución interanual de la reconstrucción del SWE.*

Los caudales de deshielo de cada periodo estudiado (*Figura 8.1*) muestran una respuesta mixta dada por eventos puntuales importantes de derretimiento durante los meses de Octubre - Noviembre - Diciembre y un ciclo estacional caracterizado por un aumento paulatino del caudal de deshielo durante Septiembre y una disminución paulatina del caudal de deshielo entre Febrero y Mayo.

Los máximos se localizan en torno a Diciembre y Marzo en el caso de la temporada de deshielo del 2010 y, en torno a Diciembre en el caso de la temporada de deshielo del año 2011, lo que supone una influencia en el derretimiento producto de la existencia de glaciares en el caso de un año extremadamente seco (año 2010). Se observa que el régimen natural de la cuenca se caracteriza por caudales bajos, con una importante variabilidad a escala diaria y una recesión brusca de las crecidas de deshielo.

¹entendiendo que los aportes de calor por conducción térmica del suelo y calor advectivo desde la precipitación líquida no fueron incluidos en este estudio.

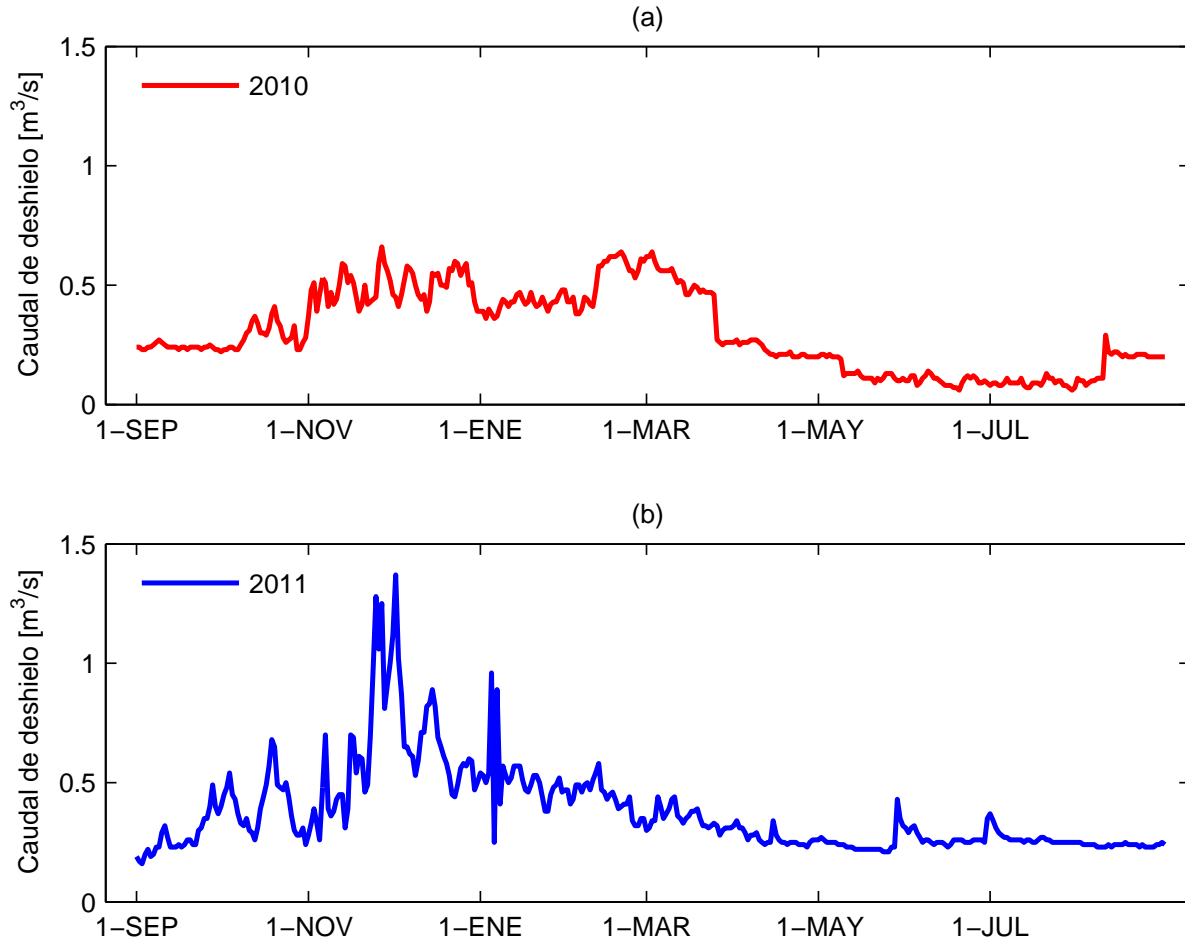


Figura 8.1: Caudales de deshielo registrados - estimados a la salida de la cuenca.

En la *Figura 8.1* se aprecian las series de caudales registrados en terreno en el punto de salida para los años (a) 2010 - 2011 , (b) 2011 - 2012 - Ojos de Agua. Los caudales entre Septiembre y Enero son registrados de manera instrumental. Los caudales entre Febrero y Septiembre son estimados a partir de la correlación existente entre el caudal de deshielo en Aconcagua en Chacabucuito y Ojos de Agua.

8.2. Capacidad predictiva de la reconstrucción del *SWE*

El modelo de reconstrucción retrospectiva del *SWE* posibilita el entendimiento de la dinámica del derretimiento desde un punto de vista físico a nivel de cuenca. Paralelamente, aplicando este modelo para varios años de estudio, es posible inferir algunas características comunes entre los resultados obtenidos lo que apunta a la proposición de una metodología predictiva simple del caudal de deshielo acumulado en el tiempo (volumen de deshielo) en función de algún parámetro característico de cada reconstrucción del *SWE* realizada que permita estimar el tiempo en que un determinado porcentaje

del *SWE* derretido estará disponible para su uso en forma de caudal de deshielo. A continuación se propone una metodología basada en la similitud del balance hídrico observada en ambos años reconstruidos. La metodología propuesta se explica a continuación:

- Mediante el modelo de reconstrucción retrospectiva del *SWE*, es posible definir ARs de manera de reconstruir al menos 10 periodos de deshielo pasados a modo de estimar el *SWE* máximo (SWE_0). Esta estimación debe ir acompañada del cálculo del volumen total de deshielo por lo que se requiere realizar esta metodología en un conjunto de cuencas piloto con algún control fluviométrico que cuenten con información meteorológica.
- De la *Figura 8.2* es posible advertir que el modelo de reconstrucción retrospectiva del *SWE* mantiene una relación directamente proporcional entre el máximo de acumulación reconstruido y el volumen total de deshielo observado (característica propia de la física del proceso). Tras reconstruir y obtener los valores SWE_0 para varios años de estudio es posible correlacionar esta serie con la serie recíproca de volúmenes totales de deshielo ($VD_t \text{ máx.}$), es decir:

$$VD_t \text{ máx.} = f(SWE_0, a_1, \dots, a_n) \quad (8.1)$$

, donde $1, \dots, a_n$ corresponde a los parámetros de la calibración encontrada para cada cuenca piloto. Esta relación debiera rescatar el comportamiento general del proceso de agotamiento del *SWE* - acumulación del derretimiento por lo que se deberían eliminar los valores extremos. Notar que al establecer esta relación no es necesario que $VD_t \text{ máx.} = SWE_0$ dado que la relación entre ambos estará asegurada por la calidad de la bondad de ajuste, es decir, el coeficiente de determinación R^2 . Esta diferencia puede ser explicada por (1) errores en la caracterización conceptual del modelo de reconstrucción retrospectiva del *SWE*, (2) la incertidumbre de las variables de entrada y de las escalas de modelación espacial - en relación a los productos MODIS y (3) debido a que parte del *SWE* máximo se transfiere al suelo en forma de flujo subsuperficial lento y/o flujo subterráneo, componentes del balance hidrológico no consideradas para el cierre volumétrico. El error encontrado es de un 25 % y un 35 % (2010 y 2011 respectivamente) considerando un volumen de deshielo entre Septiembre y Mayo y, de un 17 % y 23 % (2010 y 2011 respectivamente) considerando un volumen de deshielo para el año nival (ver *Cuadro 8.1*).

- Luego, se realiza un ajuste sobre las series de tiempo de caudales de deshielo utilizadas para calcular $VD_t \text{ máx.}$, ajuste que permitirá conocer en que tiempo (t^*) se alcanzará un cierto volumen acumulado. Se define una familia de curvas del tipo:

$$VD_t = f(t, VD_t \text{ máx.}, b_0 \dots b_m) \quad (8.2)$$

familias de curvas que quedan determinadas quedarán determinadas por valor máximo $VD_t \text{ máx.}$ y por los parámetros $b_0 \dots b_m$ a través del tiempo. Si esto no ocurre, la robustez de esta metodología queda sujeta a la posibilidad de desarrollar una familia de curvas de manera que su forma quede determinada por el volumen total de deshielo u otra característica que pueda ser asociada directa o indirectamente a SWE_0 o, por alguna función de probabilidad asociada a la familia de parámetros $b_0 \dots b_m$.

- El volumen acumulado asociado al tiempo t^* corresponde a un porcentaje del agotamiento del SWE_0 , es decir, al volumen derretido (predicho por el modelo de reconstrucción retrospectiva del SWE , no el derretimiento asociado al caudal de deshielo).

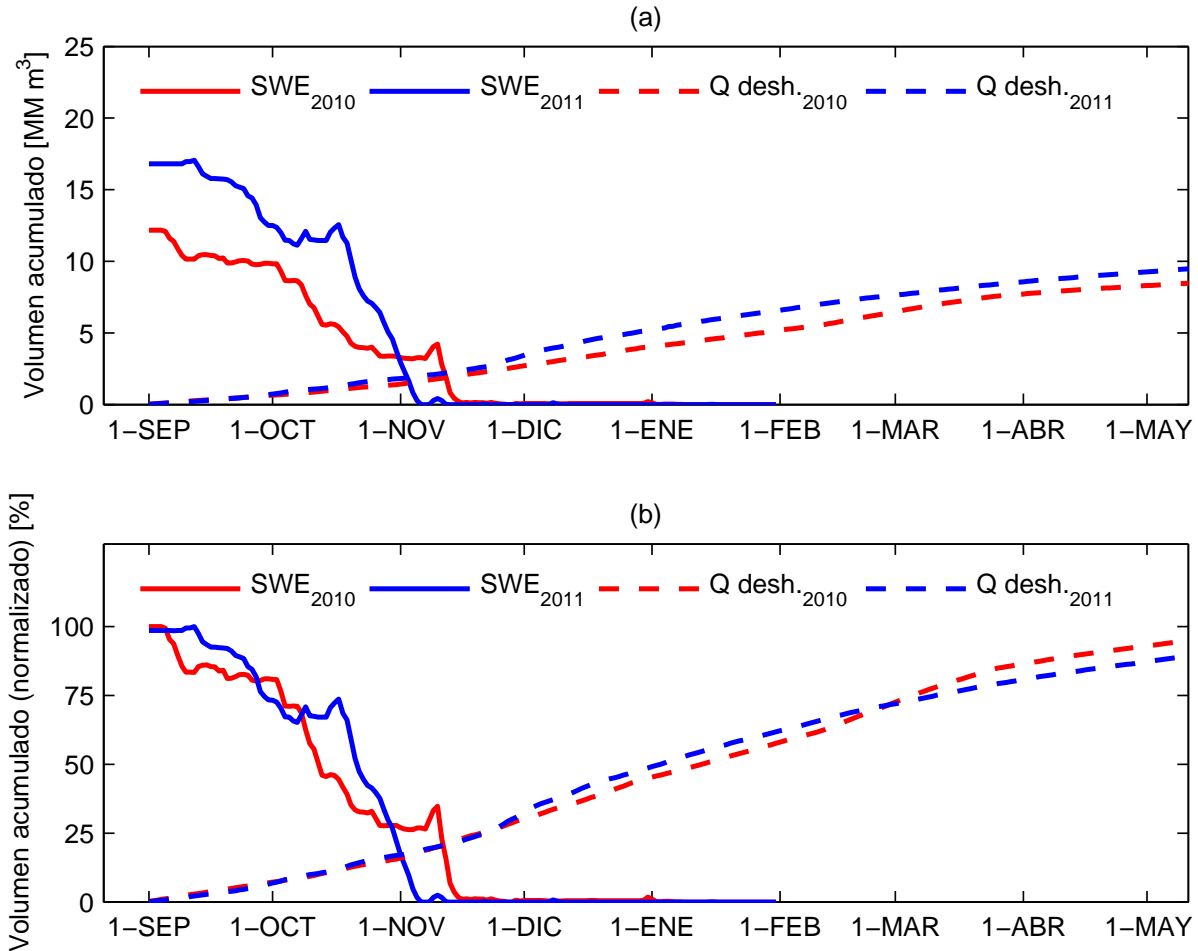


Figura 8.2: Comparación interanual del agotamiento del SWE versus VD.

En la *Figura 8.2* se aprecian (a) la comparación para las temporadas de deshielo 2010 y 2011 del agotamiento del SWE versus el volumen de deshielo estimado, (b) la comparación para las temporadas de deshielo 2010 y 2011 del agotamiento porcentual del SWE (respecto a SWE_0 versus el porcentaje del volumen de deshielo estimado (respecto a $VD_{t \text{ máx.}}$) - Ojos de Agua. Las curvas de color negro corresponden a los ajustes propuestos para cada serie de tiempo. En resumen, esta metodología simple de predicción permite relacionar $VD_{t \text{ máx.}}$ con SWE_0 . Si es posible ajustar una familia de curvas para el volumen de deshielo en función de $VD_{t \text{ máx.}}$ entonces, será posible determinar el tiempo t^* en que un déficit de SWE_0 se expresa como volumen de deshielo.

Por otra parte, esta metodología independiza de cierto modo la calidad del ajuste de la reconstrucción del *SWE* en términos de volumen total acumulado respecto al volumen total de deshielo observado. Además, se plantea esta metodología ante la dificultad para ajustar una función analítica sobre las series de tiempo reconstruidas del *SWE* a modo de estimar directamente el derretimiento. Alternativamente, es posible incorporar el *SCA* máximo promedio espacial en la relación anteriormente presentada, es decir, $VD_t \text{ máx.} = f(SWE_0, SCA_0, a_1, \dots a_n)$ como un segundo predictor de $VD_t \text{ máx.}$.

Como se puede advertir, la relación entre esta metodología de predicción simple y la definición de ARs (basada en un entendimiento de los procesos que controlan el derretimiento a nivel espacio-temporal y en el planteamiento de un modelo de reconstrucción que permita estimar el *SWE* a partir de una condición de borde temporal conocida) apunta a la mejora en la calidad del modelo predictivo, haciendolo más representativo de las condiciones promedio espaciales de la cuenca bajo el conocimiento de la variabilidad espacial del *SWE*. Este punto será tratado de manera más amplia en el Capítulo 9.

Capítulo 9

Discusión y Conclusiones

9.1. Discusión.

La definición del problema de reconstrucción del SWE (no retrospectiva) planteada por Cline *et al.* (1998) ($SWE = f(Q_{ext}, SCA)$, ver Capítulo 2), vincula el agotamiento del manto nival sólo con el flujo de energía (externa) neta y la cobertura nival. Claramente, para el escenario estudiado es necesaria la incorporación de las nevadas (especialmente en el caso de zonas áridas de altura y en años hidrológicos secos) y de la definición de un periodo de estudio que asegure una cobertura nival despreciable al final de la temporada de deshielo. Si no se incorporan las nevadas, el modelo tenderá a acumular más masa de la real dado que no incorporaría la recarga de masa externa (nevadas) que no se explican mediante la acumulación de energía. Por lo tanto, el problema quedará bien definido como $SWE = f(Q_{ext}, SCA, S, SCA_n)$ (Figura 9.1).

Las imágenes satelitales MODIS son una fuente de información especialmente útil dada su resolución espacial media y su alta resolución temporal. Sin embargo, especialmente en invierno y primavera, la cantidad de píxeles sin información producto de la cobertura nubosa es alta, implicando la estimación de dichos valores que conllevan a la incorporación de ruido e incertidumbre en el modelo de reconstrucción. Debido a esto, una buena estrategia consiste en verificar si se justifica el uso de estos productos satelitales, estudiando alternativas según los requerimientos planteados.

En el caso de las imágenes del albedo nival MOD/MYD10A1 (ALB), es importante dejar en claro que corresponden a un producto validados pero aún en desarrollo. Es de interés analizar la correspondencia entre las imágenes ALB y FSCA (Capítulo 4), dado que, por lo general, no existen valores para el albedo nival bajo un cierto valor mínimo de la cobertura nival. Esto plantea una problemática a la hora de estimar el albedo nival para dicho rango del SCA . La metodología planteada por Gafurov y Bardossy (2009) incorpora consideraciones fisiográficas en la estimación de los píxeles fallidos, consideraciones que deberían ser acopladas a la utilización de imágenes de cobertura nival fraccional teniendo en cuenta algunos resultados de este estudio.

En cuanto al balance de masa - energía, cabe destacar que los resultados obtenidos se condicen en parte con la modelación concentrada realizada en el glaciar Juncal Norte¹ realizado por Pellicciotti *et al.* (2008), resultados que muestran un control del derretimiento predominante del SIR y un control en la inercia térmica dado por T_a . Sin embargo, guardando la relación entre un estudio a nivel de cuenca y el estudio concentrado en el glaciar, se observan diferencias en (1) la magnitud del aporte de calor latente, siendo menores que los flujos reconstruidos por el presente estudio, y (2) en la imposibilidad de un cambio de signo del aporte de calor latente y sensible, efecto que puede deberse a la naturaleza concentrada del balance realizado en el glaciar Juncal Norte, condicionado por una fisiografía puntual.

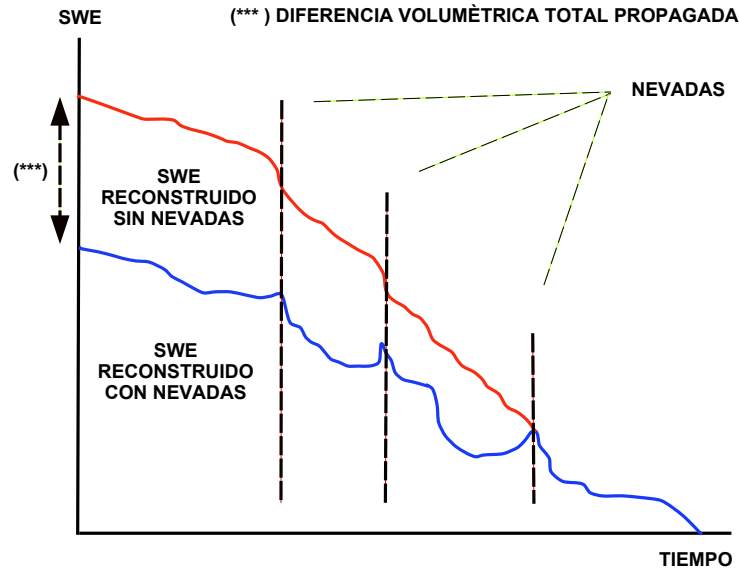


Figura 9.1: Nevadas en el modelo de reconstrucción retrospectivo del SWE.

En la *Figura 9.1* se aprecia el efecto de la inclusión de las nevadas en el modelo de reconstrucción retrospectiva del *SWE* para un año seco (esquema).

Al contrastar los resultados del presente estudio con el estudio de Marks y Dozier (1992) (modelo distribuido) se aprecia que los flujos mensuales reconstruidos son más cercanos a los reconstruidos en el presente estudio, observando que la influencia del flujo de energía de calor latente es notoria, incluso siendo en magnitud, mayor que los aportes radiativos de onda corta y larga. Esto da lugar para pensar de que es sumamente importante (1) tener registros en terreno de la humedad relativa del aire y (2) tener experiencias previas en cuanto a las metodologías de extrapolación espacial aplicadas a las forzantes meteorológicas. El modelo presentado en el estudio de Marks y Dozier (1992) muestra resultados interesantes respecto a la temperatura de la superficie del manto nival, punto que debe ser estudiado en los Andes centrales de Chile a través de mediciones continuas del perfil de temperaturas para poder entender el mecanismo de transferencia por estratos del calor

¹glaciar ubicado en la cuenca Juncal (240 [Km²]), cuenca que enfrenta a la cuenca piloto ojos de Agua.

dentro del manto nival y la influencia sobre este del suelo y del viento (atmósfera). Esto permitirá además incorporar de forma realista el efecto de la inercia térmica controlada por el estado energético mismo del manto nival.

La validación volumétrica del presente estudio es aceptable teniendo en cuenta el número de procesos físicos, variables, parámetros e incertidumbre incorporada al modelo. Los resultados observados para la cuenca piloto Navarro² en el estudio de Martínez (2009) (remitirse a la Figura 5.15 de dicho estudio) dan cuenta de errores respecto al volumen total reconstruido (SWE versus caudal de deshielo) para el periodo de deshielo de un 55 %, 40 % y 10 % según las distintas simplificaciones realizadas sobre el modelo de reconstrucción adoptado. La disposición espacial del SWE reconstruido en el periodo de máxima acumulación es un tanto diferente a los resultados interpolados vía Co - Kriging respecto a la fisiografía (basado en los mismos datos de terreno utilizados en este estudio) observados en el estudio realizado por la División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente, Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile [35], estudio en el que la reconstrucción del SWE (modelo tipo grado día con incorporación de imágenes satelitales MODIS puntuales de cobertura nival binaria) sobreestima, en promedio, el volumen de deshielo en un 38 % (totales mensuales) (remitirse a la Figura 7.11 y Tabla 7.6 de dicho estudio). Ambas comparaciones muestran que el modelo de reconstrucción propuesto en este estudio (altamente físico) entrega resultados en el orden del error de otros métodos más simples, con la diferencia de que a través de un método de base física es posible entender la dinámica del derretimiento asociada directamente a cada forzante meteorológica y parámetro del manto nival. Paralelamente, con este estudio será posible definir de manera física y no solo estadística los coeficientes de modelos tipo grado día (DDF y RDDDF) tal como se explica en el estudio de Brubaker *et al.* (1998).

En cuanto a la definición - elección de ARs y a la capacidad predictiva de los resultados obtenidos es importante señalar que no se conocen estudios que traten estos dos temas de manera conjunta. Algunas ideas sobre representatividad espacial aplicada a la medición nival pueden ser encontradas en el estudio de Molotch y Bales (2005), en el que se evalúa, utilizando mediciones en terreno del SWE , la representatividad de la variable predictora T_a *ac.*. Los resultados de dicho estudio muestran que existe una variabilidad importante en la representatividad espacial de las estaciones SNOTEL analizadas, variabilidad que se reduce a medida que aumenta la resolución espacial de modelación. El estudio de Molotch y Bales (2005) apunta esencialmente a la evaluación de redes de monitoreo nivométricas existentes.

El presente estudio muestra un enfoque distinto el cual apunta a la correcta instrumentalización de las cuencas de alta montaña para desarrollar metodologías predictivas simples con la limitante de que las cuencas afectas deben ser controladas. En la (Figura 9.2) se observa la calidad predictiva del SWE máximo observado en Portillo versus el volumen total de deshielo (Septiembre a Mayo) observado en Aconcagua en Chacabucuito entre el año 1950 y el año 2005 (ambas estaciones pertenecientes a la DGA). La calidad de esta correlación no es alta. Si las observaciones del SWE máximo fuesen realizadas en una estación nivométrica ubicada en un ARs del SWE reconstruido

²subcuenca de la cuenca Juncal (61 [Km²]).

para la cuenca Aconcagua en Chacabucuito (o, un valor como función de los valores extraídos de una red nivométrica diseñada en función de ARs), esta predicción podría ser mejorada (en términos de varianza y rango) sustancialmente en términos de volumen total.

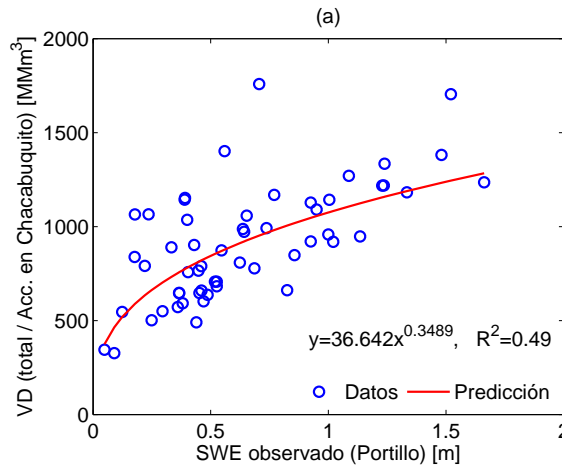


Figura 9.2: Capacidad predictiva Portillo - Aconcagua en Chacabucuito.

En la *Figura 9.2* se aprecia la capacidad predictiva de la estación nivométrica Portillo en función del volumen total de deshielo observado en la estación Aconcagua en Chacabucuito. - Ojos de Agua.

9.2. Conclusiones.

El estudio presentado conduce a la respuesta sobre una pregunta esencial para efectos del desarrollo de otros estudios relativos a la hidrología de nieves. Esta pregunta consiste en saber *dónde debemos medir el SWE en terreno de manera de capturar el comportamiento general a nivel de cuenca y cómo varía esta representatividad en el transcurso de la temporada de deshielo*. Responder esta pregunta no es tarea fácil ya que involucra la comprensión y modelación de variados procesos físicos asociados al derretimiento a escala de cuenca, reunidos en un modelo de reconstrucción retrospectiva del *SWE* que nos permite observar a escala espacio - temporal la dinámica del derretimiento, modelo que debe explicar las mediciones en terreno y la experiencia misma capturada de la observación presencial de esta dinámica en la cuenca piloto.

Los resultados obtenidos son más bien generales, apuntando al planteamiento de una metodología útil cuya robustez dependerá de la cantidad y calidad de la información disponible para inicializar el modelo. Entendiendo el alcance de los resultados presentados en este estudio, se puede asegurar que es posible realizar una reconstrucción retrospectiva del *SWE* a escala espacio - temporal basada en la modelación de variados procesos físicos, reconstrucción que explica los patrones espaciales de acumulación del *SWE* y el agotamiento propio en el tiempo, representando de manera significativa el total de volumen de deshielo estimado. Es importante destacar que el carácter de la modelación planteada no solo entrega resultados puntuales sino que permite además analizar de

manera paralela la relación entre las forzantes meteorológicas, los parámetros del manto nival y la fisiografía, aspecto importante para entender realmente la influencia de cada uno de estos factores en la modelación y poder, de esta manera, simplificar y automatizar la modelación.

Más aún, la metodología propuesta permite derivar distintos esquemas para el análisis de la definición de áreas representativas para la medición en terreno del *SWE*, metodologías que dependerán del objetivo del estudio y de la información previa acerca de las cuencas piloto por instrumentar. Por otra parte, la metodología de modelación planteada da luces sobre la caracterización del comportamiento interanual del agotamiento del *SWE* lo que permitirá a futuro (por medio de la sistematización del modelo) probar distintas metodologías predictivas simples en base a parámetros del agotamiento del *SWE* bien definidos, obtenidos en base al modelo de reconstrucción retrospectiva) que permitan estimar el volumen de deshielo asociado en el tiempo, resultado de vital importancia para distintas aplicaciones ingenieriles asociadas a la disponibilidad de agua en temporada seca por parte de diversas actividades industriales.

La realización de este estudio desde el punto de vista metodológico permite concluir que (1) es imprescindible entender las escala espacial y temporal de modelación del *SWE*, (2) es imprescindible mejorar las técnicas de extrapolación de datos en terreno y (3) la línea de investigación planteada requiere de la inclusión del periodo de acumulación, eliminando el carácter retrospectivo de la modelación e incorporando a nivel espacio - temporal los procesos físicos de transporte eólico de nieve y avalanchas. Con esto se podrá (1) mejorar la calidad del pronóstico de los volúmenes total de deshielo en base al *SWE* máximo reconstruido, (2) evaluar de manera más exacta la representatividad de las estaciones nivométricas existentes, proponiendo nuevas ARs para el diseño de una red nivométrica más intensiva y (3) conducir este estudio a una escala regional (mediante la aplicación de esta metodología en distintas cuencas piloto de los Andes de Chile central), logrando caracterizar la dinámica del agotamiento espacio - temporal del *SWE* basada en parámetros regionales.

El objetivo general de este estudio hace referencia de alguna forma a los requerimientos necesarios para implementar el modelo, es decir, mientras más estaciones de medición nival (complementadas con estaciones meteorológicas) se tengan en terreno, mejores resultados se obtendrán tras la modelación, siempre y cuando la intensificación de las mediciones en terreno consideren un criterio científico basado, por ejemplo, en el concepto de representatividad propuesto en este estudio, permitiendo incorporar estas mejoras al modelo. Claramente, la consecución de este objetivo conlleva a una mejora en el tiempo de la cantidad y calidad de mediciones en terreno las cuales podrán expandir los alcances de este estudio a, por ejemplo, la modelación a escala regional o a escala de ladera o, por otra parte, la realización de otros estudios bajo un soporte de información en terreno robusta, permitiendo una reducción considerable de la incertidumbre de la información de entrada en distintos modelos asociados a la reconstrucción y caracterización del *SWE*.

Capítulo 10

Anexos

10.1. Anexo A: Glosario.

Se presenta a continuación el glosario con los términos utilizados para describir las ecuaciones del balance de masa - energía, extrapolación de variables e imágenes satelitales MODIS utilizadas en este estudio. Algunos de estos términos están definidos en los Capítulos correspondientes:

- SWE = equivalente en agua de nieve¹.
- H = altura (espesor) del manto nival.
- ρ_s = densidad de la nieve.
- ρ_w = densidad del agua.
- α_s = albedo nival.
- SCA = área de cobertura nival ².
- ALB = producto satelital MODIS asociado a α_s .
- FSCA = producto satelital MODIS asociado a SCA (de carácter fraccional).
- G_e = radiación solar incidente (extraterrestre).
- G = radiación solar incidente global.³
- D = componente difusa de la radiación solar incidente global.
- B = componente directa de la radiación solar incidente global.
- KD = índice de cielo claro para la componente difusa.

¹subíndice 0 hace referencia al máximo, subíndice n hace referencia al mínimo

²subíndice 0 hace referencia al máximo, subíndice n hace referencia al mínimo

³los subíndices h, i, c, r se refieren respectivamente a (1) horizontal, (2) inclinado, (3) a cielo claro, (4) real o a cielo cubierto.

- KB = índice de cielo claro para la componente directa.
- TLK = turbiedad atmosférica de Linke.
- ρ_t = reflectancia del suelo (superficie).
- T_a = temperatura del aire (media diaria).
- $T_{amín.}$ = temperatura del aire (mínima diaria).
- T_d = temperatura de punto de rocío.
- γ_{T_a} = gradiente térmico del aire para la temperatura media diaria.
- $\gamma_{T_{amín.}}$ = gradiente térmico del aire para la temperatura mínima diaria.
- T_s = temperatura de la superficie del manto nival.
- T_{si} = temperatura del manto nival (promedio).
- T_t = temperatura del suelo sin nieve.
- α_{T_s} = inercia térmica superficial del manto nival.
- e_a = presión de vapor del aire.
- e_0 = presión de vapor saturada en la superficie del manto nival.
- e_s = presión de vapor saturada de la interfaz aire - superficie del manto nival.
- RH = humedad relativa del aire.
- p = presión atmosférica.
- u_a = velocidad del viento.
- $u_{a,d}$ = dirección del viento.
- M = derretimiento.
- S = nevada.
- R = lluvia.
- E = sublimación - evaporación / condensación (dependiendo del signo).
- U = flujo de energía interna del manto nival.
- Q_{nsw} = flujo radiativo neto de onda corta.
- Q_{nlw} = flujo radiativo neto de onda larga.
- Q_h = flujo convectivo de calor sensible.

- Q_e = flujo convectivo de calor latente.
- Q_{ext} = flujo de energía total externo.
- Q_m = flujo de energía disponible para el derretimiento.
- CC = contenido de frío del manto nival.
- B = calidad térmica del manto nival.
- WHC = capacidad de retención de agua (líquida) del manto nival.
- ε_s = emisividad de la nieve.
- ε_s = emisividad del suelo sin nieve.
- CCF = fracción de cobertura nubosa.
- a_c = parámetro indicador del tipo de nubosidad.
- σ = constante de Stefan - Boltzmann.
- ρ_a = densidad del aire seco.
- c_a = calor específico del aire seco.
- c_i = calor específico del hielo.
- c_w = calor específico del agua.
- L_f = calor latente de fusión del agua.
- L_v = calor latente de vaporización del agua.
- L_s = calor latente de sublimación del agua.
- C_H = coeficiente de transferencia de masa (estabilidad atmosférica) para Q_h .
- C_E = coeficiente de transferencia de masa (estabilidad atmosférica) para Q_e .
- z = elevación fisiográfica.
- A_N = orientación fisiográfica.
- γ_N = pendiente fisiográfica.
- $UPWD(S_x)$ = pendiente máxima promedio en contra de la dirección prevaleciente del viento.
- $VD_t máx.$ = volumen de deshielo máximo.

10.2. Anexo B: Módulo de radiación solar incidente *r.sun*.

El módulo *r.sun* es una herramienta implementada en GRASS GIS (escrita en lenguaje C) para la reconstrucción espacial de la radiación solar incidente (SIR) en escenarios de cielo cubierto y descubierto. La formulación conceptual proviene de las ecuaciones publicadas en el Atlas Europeo de Radiación Solar (ESRA). El SIR a cielo descubierto es calculada en base a métodos de interpolación multivariable sujetos a validación cruzada, resultados que se expanden a la condición de cielo cubierto mediante índices de cielo claro (*clear index*). El módulo está enfocado en la reconstrucción para grandes áreas pudiendo generar series de tiempo de mapas vía GRASS GIS (programa en el que está implementado). Además, el módulo puede ser ejecutado en dos modalidades, (1) cálculo instantáneo y (2) cálculo de la insolación diaria. Esquemáticamente, el módulo *r.sun* conceptualiza una serie de procesos los cuales son desarrollados de la siguiente forma (*Figura 10.1*). Los elementos del esquema presentado se explican a continuación:

- (a) Astronomía de posición: la cual describe la geometría, revolución y rotación de una posición de la tierra respecto al sol.
- (b) Características fisiográficas (atenuación topográfica): las cuales describen la elevación, pendiente y orientación del terreno.
- (c) Atenuación atmosférica por: (1) gases, la cual se parametriza según la atmósfera de Rayleigh proporcionando una masa y espesor óptico relativos, (2) partículas sólidas y líquidas, la cual se parametriza según la turbiedad de Linke, la cual caracteriza la humedad y nivel de particulado en la atmósfera, (3) nubosidad, la cual, si bien se compone de partículas líquidas, se conceptualiza como un atenuante específico relacionado con la climatología de la zona de estudio, parametrizados por los índices de cielo claro KB (para la componente directa del SIR) y KD (para la componente difusa del SIR).
- (d) Entradas del módulo: (1) astronomía de posición (día juliano (j), DEM georeferenciado), (2) características fisiográficas (mapa de elevación (DEM - z), orientación (A) y pendiente (γ_N)), (3) turbiedad atmosférica de Linke (TLK), (4) *clear index* KB y KD (los cuales deben ser generados en una corrida previa del módulo a cielo descubierto).
- (e) Modalidades de ejecución: (1) instantáneo, (2) insolación diaria.
- (f) Opciones de ejecución: intervalo de cálculo, efecto de sombreado del terreno, distancia efectiva del sombreado del terreno, albedo del terreno.
- (g) Esquema de operación del módulo: (1) cálculo a cielo descubierto (horizontal - inclinado), (2) generación de KB , KD (horizontal), (3) cálculo a cielo cubierto (horizontal - inclinado).
- (h) Salidas del módulo: (1) mapa de la componente directa del SIR (componente remanente del proceso de transmisión atmosférica), (2) mapa de la componente difusa del SIR (componente resultante del proceso de dispersión y absorción atmosférica), (3) mapa de la componente de carácter difuso reflejada por el terreno circundante. La radiación (global) se calcula como la suma de las tres componentes.

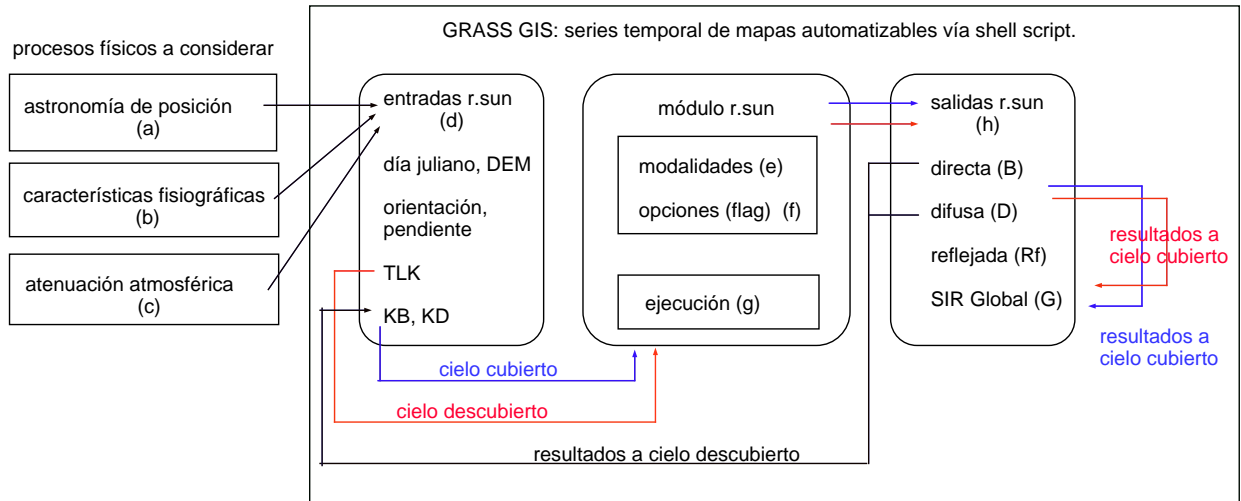


Figura 10.1: Esquema conceptual del módulo *r.sun*.

En la *Figura 10.1* se aprecia el esquema de conceptualización y operación del módulo *r.sun*. La operación comienza con el procedimiento a cielo descubierta (en rojo). Si se desea ejecutar el modelo a cielo cubierto se debe reconstruir previamente KB y KD (en negro) y luego, recalcular para cielo cubierto (en azul).

10.3. Anexo C: Corrección por inestabilidad atmosférica.

La caracterización de la estabilidad atmosférica del aire directamente sobre la superficie del manto nival presentada a continuación hace referencia a la condición de mezcla turbulenta (convección sobre la superficie rugosa) del aire, la cual afecta directamente los flujos de calor sensible y latente.

Una condición inestable se aplica a escenarios en donde el aire, al entrar en contacto con la superficie cálida, sufre expansión (reducción de densidad), elevándose y produciendo una aceleración de la mezcla turbulenta. Una condición estable, por el contrario, se produce cuando el aire entra en contacto con superficies frías, contrayéndose (aumentando su densidad), descendiendo y retardando el proceso de mezcla turbulenta [1]. Estos efectos son incorporados a los procesos turbulentos de flujo de calor sensible y latente mediante la modificación del coeficiente de transferencia de masa (C_H), factor que es directamente proporcional al flujo de energía respectivo. La caracterización de la estabilidad atmosférica puede efectuarse por medio de diversas formulaciones. En este estudio se utiliza el número de Richardson (R_{iB}) de estabilidad atmosférica calculado como:

$$R_{iB} = \frac{2gz_a(T_a - T_s)}{u_a^2(T_a + T_s)} \quad (10.1)$$

donde u_a corresponde a la velocidad del viento cercana a la superficie del manto nival, T_a corresponde a la temperatura del aire cercana a la superficie del manto nival, T_s corresponde a la temperatura de la superficie del manto nival, z_a corresponde a la altura de referencia de medición de la velocidad del viento (generalmente 2 metros) y g corresponde a la aceleración de gravedad.

El número de Richardson es un indicador de la generación y consumo de energía debido a esfuerzos de corte y esfuerzos boyantes respectivamente. Valores menores a -0.01 indican una atmósfera inestable, mientras que valores por sobre 0.01 indican una atmósfera estable. Valores cercanos a cero indican una atmósfera de estabilidad neutral. Existen formulaciones que relacionan el tipo de estabilidad con el coeficiente de transferencia de masa por medio de una relación lineal con el coeficiente de transferencia de masa para estabilidad neutral (C_{HN}) tales como:

$$C_H = C_{HN} (1 - 16R_{iB})^{0,75} \quad \textit{inestable} \quad (10.2)$$

$$C_H = C_{HN} (1 - 5R_{iB})^2 \quad \textit{estable} \quad (10.3)$$

$$C_{HN} = k^2 \ln z_a / z_0^{-2} \quad (10.4)$$

donde k corresponde a la constante de von Karman, z_a corresponde a la altura de referencia de medición de la velocidad del viento (generalmente 2 metros) y z_0 corresponde a la altura de rugosidad hidrodinámica.

Para ejemplificar las condiciones de estabilidad, suponiendo $z_a = 2$ metros y $z_0 = 0.005$ metros, los valores para el número de Richardson y el coeficiente de transferencia másica (efecto de estabilidad atmosférica incorporado) parametrizado para distintas velocidades del viento (u_a) en función del adimensional $X_{a,s}$ definido como $X_{a,s} = (T_a - T_s)/(T_a + T_s)$ se presentan a continuación (*Figura 10.2*). Frente a un aumento de la velocidad del viento, las condiciones de estabilidad atmosférica tienden a la neutralidad para un valores de $X_{a,s}$ dado. Se supone un valor constante para T_s igual a 0 °C]. Para una velocidad del viento dada, se obtiene estabilidad atmosférica cuando la magnitud de la temperatura de la superficie nival supera la magnitud de la temperatura del aire. El coeficiente de transferencia de masa sufre un descenso en torno a $X_{a,s} = 0$, mínimo que se desplaza hacia valores de $X_{a,s}$ mayores que cero a medida que la velocidad del viento aumenta.

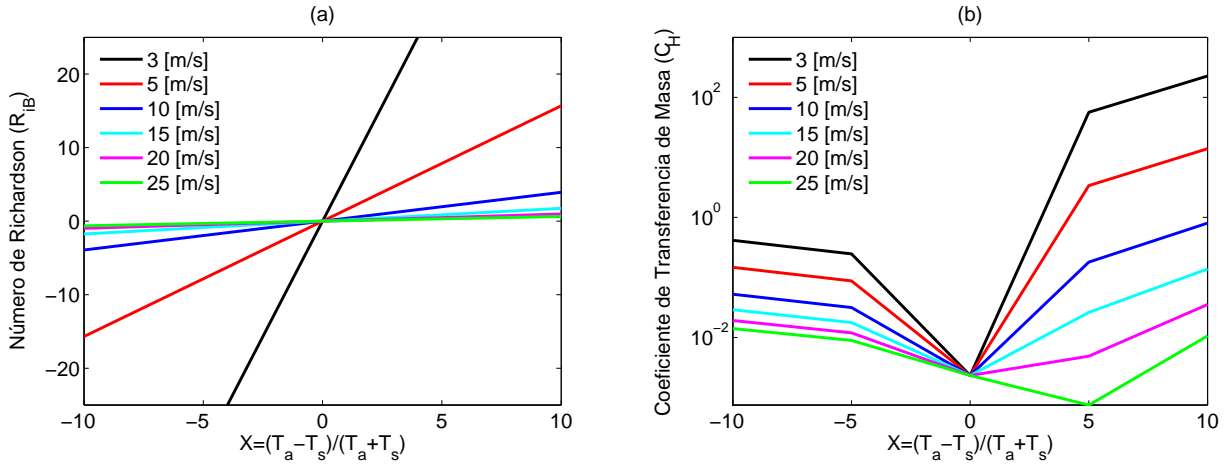


Figura 10.2: Sensibilidad de R_{iB} y C_H en función de la velocidad del viento.

En la (Figura 10.2) se aprecia (a) sensibilidad frente a la velocidad para R_{iB} y (b) para C_H - Hornitos.

En base a los registros de velocidad del viento y temperatura del aire (ambos considerados como promedios diarios) es posible reconstruir la serie de tiempo de los coeficientes R_{iB} y C_H . Esta reconstrucción se realiza considerando la medición de la velocidad del viento $z_a = 2$ metros. La reconstrucción se realiza para varios valores de la rugosidad hidrodinámica (z_0) sobre el registro de T_a registrado en Hornitos, considerando una temperatura superficial nula, a modo de ejemplificar el efecto de z_0 sobre C_H (Figura 10.3).

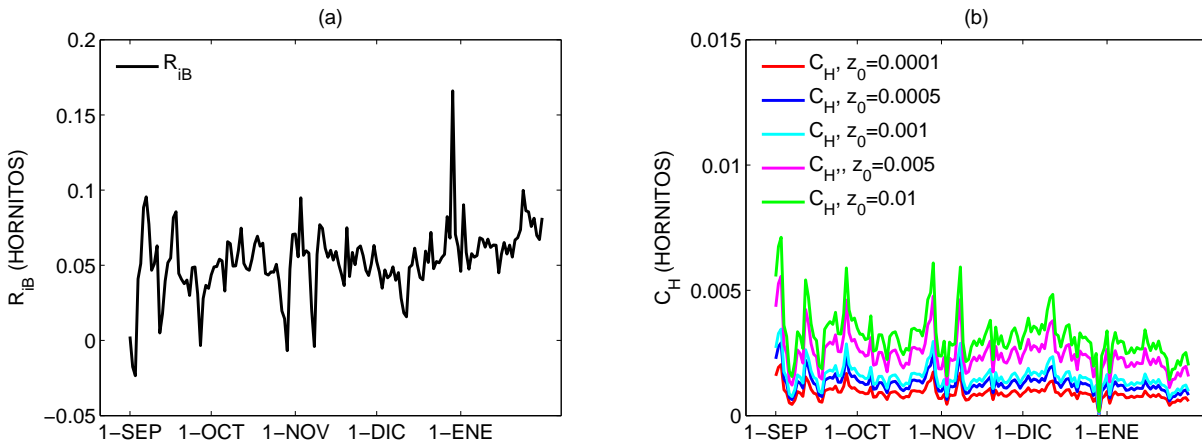


Figura 10.3: Sensibilidad de C_H respecto a z_0 - Hornitos.

En la (Figura 10.3) se aprecia (a) reconstrucción de la serie de tiempo de R_{iB} , (b) reconstrucción de C_H en base a distintos valores de z_0 - Hornitos.

La condición de estabilidad (predominante en zonas de alta montaña) impone valores altos para R_{iB} los cuales generan valores bajos para C_H (comparaciones respecto al caso inestable), propiciando una atenuación del intercambio de flujo de energía por concepto de calor latente y sensible. La altura de rugosidad hidrodinámica es un factor decisivo a la hora de estimar la magnitud de estos flujos de energía.

10.4. Anexo D: Procesamiento y post - procesamiento de las imágenes satelitales.

El procesamiento de las imágenes satelitales utilizadas para la caracterización del área de cobertura nival (SCA) y el albedo nival (α_s) consiste en: (1) reproyección (a coordenadas UTM, datum WGS84), (2) selección del producto y (3) selección de un área de interés. Este proceso se realiza de forma automática en el caso de las agencias NSIDC DAAC - LAADS y vía MODIS Reprojection Tool (MRT) en el caso de la agencia LPDACC. El post - procesamiento de las imágenes satelitales consiste en la estimación de un valor físico para los pixeles fallidos (*null*) (notar que para efectos de este estudio un pixel *null* será aquel que no presenta valores dentro del rango físico esperado debido a errores instrumentales, omisión del algoritmo de origen (MODIS) o, debido a la presencia de nubosidad). Los pasos realizados para el post - procesamiento se basan en algoritmos documentados en la revisión bibliográfica [15, 31, 9].

- **Paso 1: unificación de imágenes MOD ($I_{MOD,t,i,j}$) y MYD ($I_{MYD,t,i,j}$):** se crea la serie de imágenes $I_{1,t,i,j}$ con el promedio de MOD y MYD en el caso de que el pixel tenga un valor válido, el valor de MOD si el pixel en cuestión es *null* para MYD, el valor de MYD si el pixel en cuestión es *null* para MOD y *null* si para ambas imágenes el pixel es *null*:

$$I_{1,t,i,j} = \frac{I_{MOD,t,i,j} + I_{MYD,t,i,j}}{2} \Leftrightarrow I_{1,t,i,j} = null \wedge I_{MOD,t,i,j}, I_{MYD,t,i,j} \neq null \quad (10.5)$$

$$I_{1,t,i,j} = I_{MOD,t,i,j} \Leftrightarrow I_{1,t,i,j}, I_{MYD,t,i,j} = null \wedge I_{MOD,t,i,j} \neq null \quad (10.6)$$

$$I_{1,t,i,j} = I_{MYD,t,i,j} \Leftrightarrow I_{1,t,i,j}, I_{MOD,t,i,j} = null \wedge I_{MYD,t,i,j} \neq null \quad (10.7)$$

$$I_{1,t,i,j} = null \Leftrightarrow I_{1,t,i,j}, I_{MOD,t,i,j} \wedge I_{MYD,t,i,j} = null \quad (10.8)$$

- **Paso 2: promedio espacial por pixel de la serie $I_{1,t,i,j}$:** se crea una serie de imágenes $I_{2,t,i,j}$ que asigna el promedio de los pixeles circundantes distintos de *null* si, al menos, existe un pixel circundante válidos. N representa la cantidad de pixeles circundantes no fallidos:

$$I_{2,t,i,j} = \frac{1}{N} \sum_{i-1,j-1}^{i-1,j+1} I_{1,t,i,j} \Leftrightarrow \text{para todo } i, j \text{ tal que } i \neq j, I_{1,t,i,j} \neq null, \quad (10.9)$$

$$I_{2,t,i,j} = null \text{ en caso contrario.} \quad (10.10)$$

- **Paso 3: promedio temporal por pixel de la serie $I_{2,t,i,j}$:** se crea una serie de imágenes $I_{3,t,i,j}$ que asigna un promedio temporal sobre los valores *null* de la serie $I_{2,t,i,j}$ tomando el mismo pixel para días contiguos de manera que este sea válido . El promedio es de la forma:

$$I_{3,t,i,j} = \frac{I_{2,t-1,i,j} + I_{2,t+1,i,j}}{2} \Leftrightarrow I_{2,t,i,j} = null \wedge I_{2,t-1,i,j}, I_{2,t+1,i,j} \neq null \quad (10.11)$$

$$I_{3,t,i,j} = I_{2,t-2,i,j} + \frac{2}{3}\Delta_{t-2,t+1} \Leftrightarrow I_{2,t,i,j}, I_{2,t-1,i,j} = null \wedge I_{2,t-2,i,j}, I_{2,t+1,i,j} \neq null \quad (10.12)$$

$$I_{3,t,i,j} = I_{2,t-1,i,j} + \frac{1}{3}\Delta_{t-1,t+2} \Leftrightarrow I_{2,t,i,j}, I_{2,t+1,i,j} = null \wedge I_{2,t-1,i,j}, I_{2,t+2,i,j} \neq null \quad (10.13)$$

$$I_{3,t,i,j} = null \Leftrightarrow I_{2,t,i,j}, I_{2,t-1,i,j}, I_{2,t+1,i,j} = null \wedge I_{2,t-2,i,j}, I_{2,t+2,i,j} \neq null \quad (10.14)$$

Estos promedios temporales deben ser asignados de manera lineal, es decir, en proporción a la distancia temporal relativa del pixel rellenado (i, j) en el intervalo definido por las imágenes con el pixel (i, j) con valor real mas cercano.

- **Paso 4: completar pixeles fallidos restantes:** se crea la serie $I_{4,t,i,j}$ que rescata los valores por pixel de la serie $I_{3,t,i,j}$, reemplazando los nulos restantes por el promedio de los pixeles válidos (dentro de la cuenca) de $I_{3,t,i,j}$.

$$I_{4,t,i,j} = \overline{I_{3,t,i,j}} \Leftrightarrow I_{3,t,i,j} = null \quad (10.15)$$

$$I_{4,t,i,j} = I_{3,t,i,j} \Leftrightarrow I_{3,t,i,j} \neq null \quad (10.16)$$

En la *Figura 10.5* se presenta un ejemplo de la aplicación del procedimiento de post - procesamiento para las imágenes FSCA. El procedimiento realizado para las imágenes ALB es idéntico al presentado anteriormente dado que ambos parámetros poseen un proceso de agotamiento temporal. En la *Figura 10.4* se presenta un resumen del efecto del post - procesamiento sobre el total de pixeles de ambas series de tiempo de mapas correspondiente a los productos FSCA y ALB. Estos gráficos corresponden a la eficiencia porcentual de la estimación (relleno) de los pixeles *null* para toda la serie de tiempo a medida que se aplican los pasos 1 al 4. Se observa que las imágenes TERRA aportan más información que las imágenes AQUA, mostrando que el reemplazo de valores *null* es significativa en el paso 2 para el producto FSCA, a diferencia del producto ALB que requiere del paso 4 para mostrar un reemplazo significativo. El orden de los pasos fue elegido de manera que el porcentaje de relleno de los pixeles fallidos aumentara monótonamente a medida que se aplica el post - procesamiento.

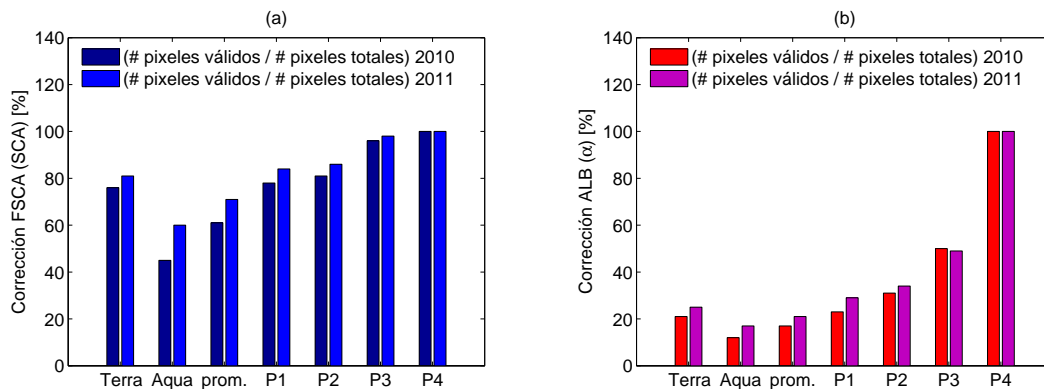


Figura 10.4: Resumen del post - procesamiento de las imágenes satelitales FSCA y ALB.

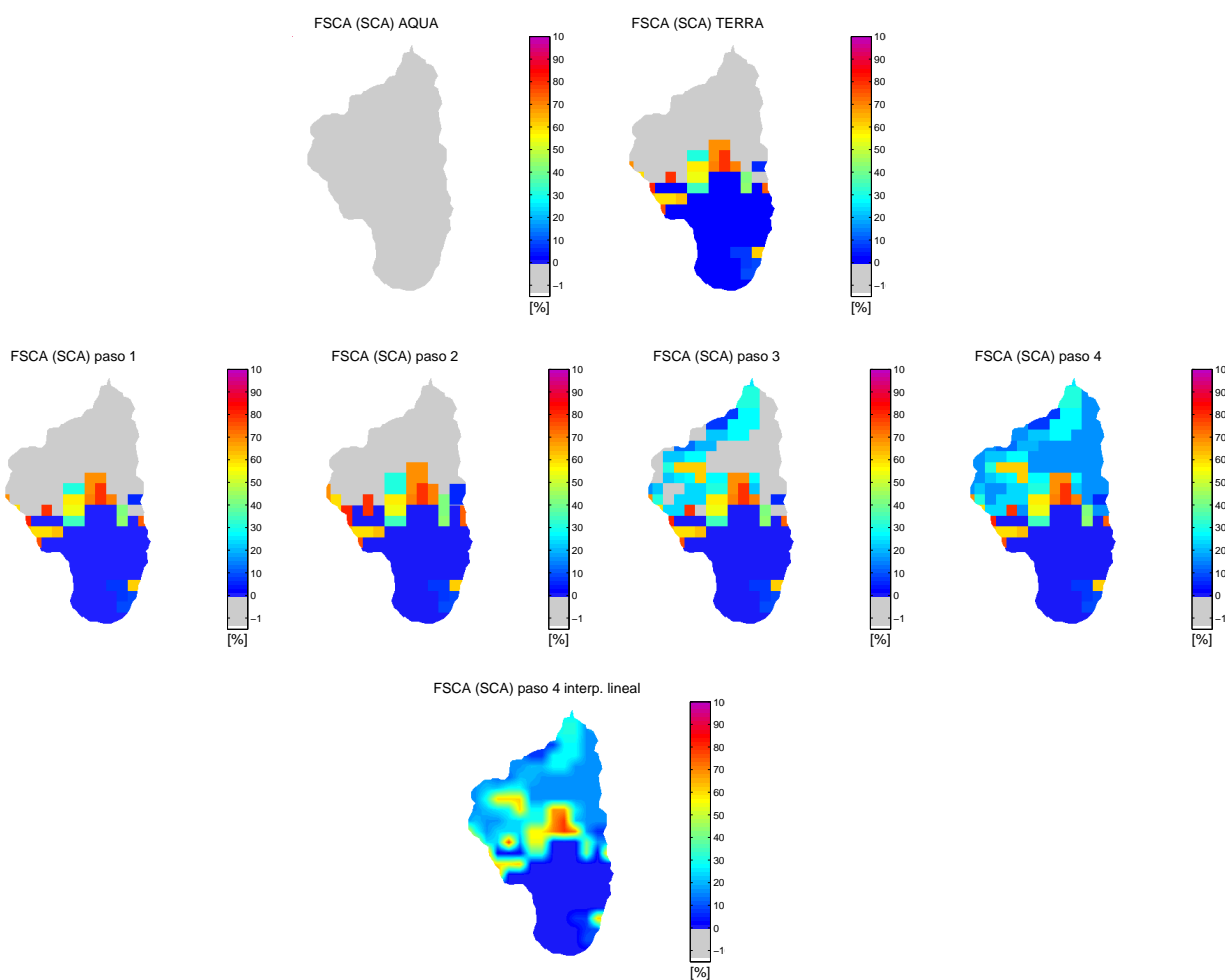


Figura 10.5: Ejemplo del post - procesamiento de las imágenes satelitales FSCA.

En la *Figura 10.4* se resume el efecto del post - procesamiento sobre los productos FSCA y ALB para las temporadas de deshielo de los años 2010 y 2011 - Ojos de Agua.

En la *Figura 10.5* se aprecia gráficamente el procedimiento de post - procesamiento para las imágenes FSCA (el ejemplo muestra el día 27/10/2010 - Ojos de Agua).

Un punto importante a considerar es el hecho de que las imágenes satelitales deben ser acopladas (para efectos prácticos al trabajar con matrices de igual dimensión) dentro del balance de masa - energía en donde la resolución espacial adoptada es de 30 [m]. Si bien, tras el post - procesamiento, la resolución de los productos FSCA, ALB y CCF fue llevada a 30 [m] mediante el método *nearest neighbor* (GRASS GIS), esta es una resolución aparente debido a que la distribución espacial del parámetro - variable sigue estando acumulada en sub - áreas de resolución espacial de 500 [m]. Para evitar esta distorsión se suavizan los productos FSCA, ALB y CCF mediante una interpolación espacial lineal vía MATLAB - *interp2* (seleccionada tras probar metodos alternativos tales como *spline* simple y cúbico) (*Figura 10.5*). Esta suavización permite, por ejemplo, una transición suave en torno a la línea de nieves o en zonas de baja o nula acumulación de nieve.

Tras los cuatro pasos del post - procesamiento más el acoplamiento vía interpolación lineal se observa que (*Figura 4.6*) las series promedio espaciales de las imágenes FSCA y ALB presentan un ruido propio del producto satelital y del algoritmo de corrección utilizado, ruido que no es característico del proceso físico de agotamiento del área de cobertura nival y al labedo nival. Para atenuar este efecto, se realiza un promedio móvil pixel a pixel de 3 días sobre cada serie de mapas. En la *Figura 4.6* se observa que esta atenuación elimina parcialmente el ruido, manteniendo la física del agotamiento de cada parámetro sin alterar significativamente los valores máximos y mínimos de cada serie de mapas.

10.5. Anexo E: Correlaciones LST - temperatura del aire.

A continuación se presenta un resumen de las correlaciones realizadas entre el producto LST (promedio diario) y las temperaturas del aire promedio diarias en las estaciones meteorológicas Hornitos y Portillo. Las correlaciones se realizan con el fin de determinar si existe una relación significativa entre el producto LST (sin post - procesar) y los registros de T_a para ambas estaciones meteorológicas. Se aprecia que dicha correlación es exitosa para valores de LST positivos, disminuyendo la calidad de una posible regresión para valores negativos. Esto último conlleva a pensar de que no es posible establecer una relación analítica entre LST y T_a para valores de LST representativos de T_s ni menos, extender la correlación desde el rango positivo de LST hacia el rango negativo pues, se estaría obviando los procesos físicos característicos entre T_s y T_a al suponer que dicha representación analítica obedece al comportamiento en el rango positivo de LST. Se muestra a continuación (*Figura 10.6* y *Figura 10.7*) las graficas que muestran lo anteriormente discutido.

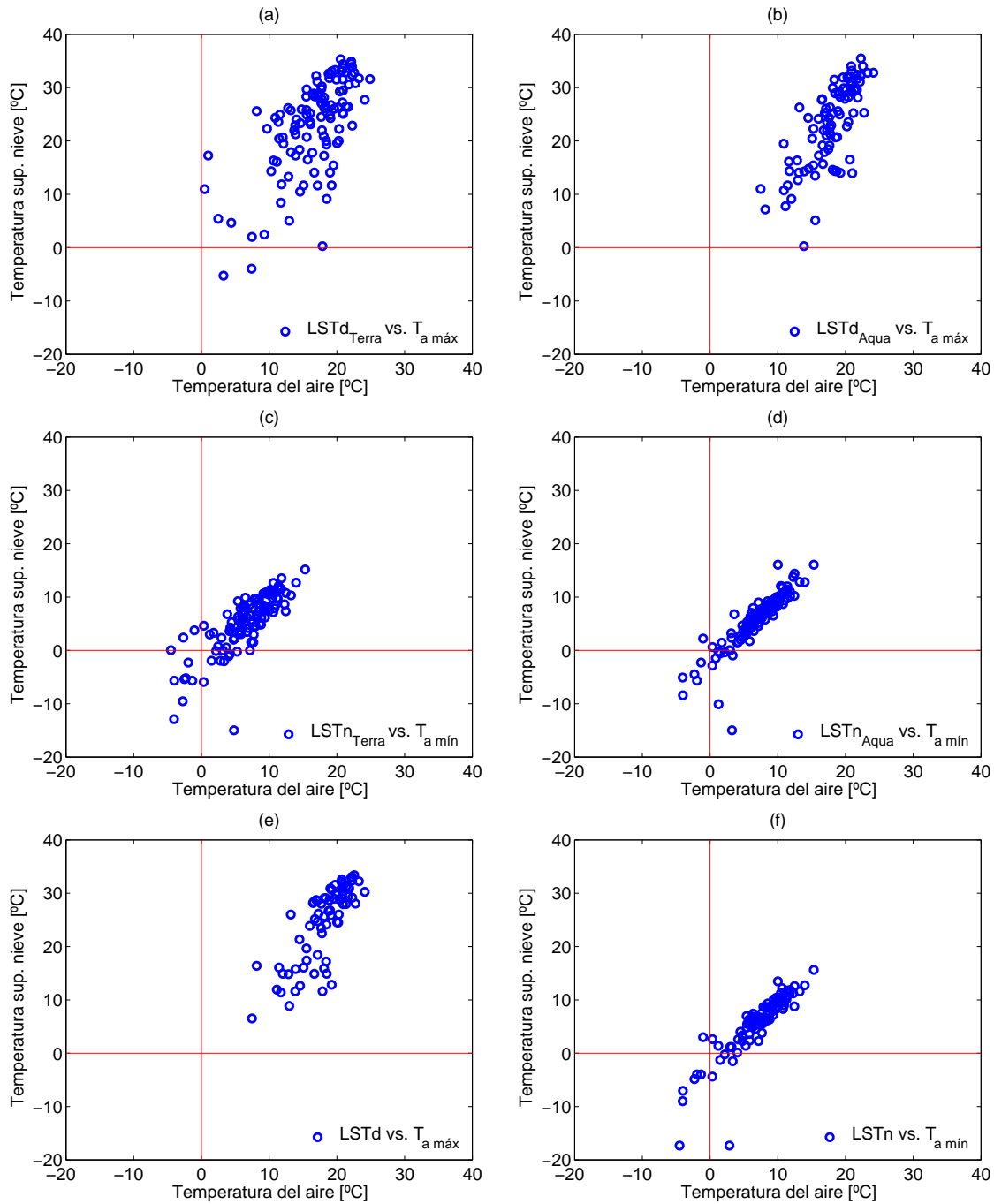


Figura 10.6: Relación entre *LST* y temperatura del aire - Hornitos.

La (Figura 10.6) muestra las correlaciones ((a), (b), (c), (d)) entre *LST* y T_a . Las figuras (e), (f) corresponden al promedio TERRA - AQUA (día - noche) - Hornitos.

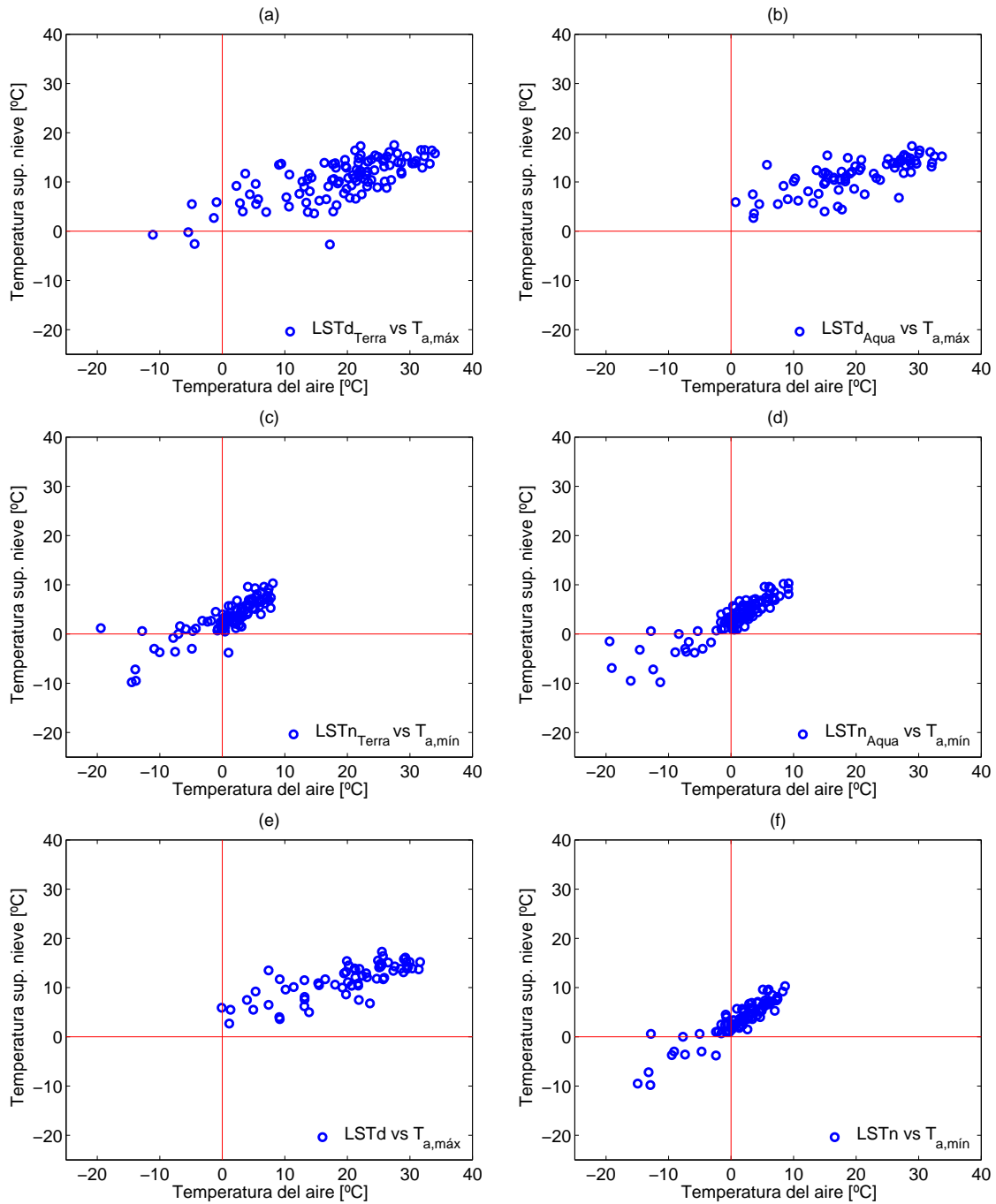


Figura 10.7: Relación entre LST y temperatura del aire - Portillo.

La (Figura 10.7) muestra las correlaciones ((a), (b), (c), (d)) entre LST y T_a . Las figuras (e), (f) corresponden al promedio TERRA - AQUA (día - noche) - Portillo.

10.6. Anexo F: Temperatura del aire para grandes altitudes

Se analizan los datos entregados por un reanálisis de los perfiles de temperatura del aire para la coordenada -32° Lat., -70° Long de manera de justificar la corrección de la intersección de los gradientes térmicos del aire para la temperatura promedio diaria y la temperatura mínima diaria reconstruidos con los registros diarios de las estaciones meteorológicas Hornitos y Portillo. El supuesto utilizado consiste en suponer que la temperatura promedio del aire es igual a la temperatura mínima del aire a una elevación de 4750 m.s.n.m. (punto más alto de la cuenca piloto). Este supuesto es aceptable tras observar que la diferencia entre la temperatura promedio diaria y mínima diaria (ΔT_a) a 5000 m.s.n.m. (800 [hPa]) oscila en torno a $1.5[^\circ\text{C}]$, comportamiento similar al observado a 10000 m.s.n.m. (tope de la tropósfera - 550 [hPa], elevación en la que se supone, la variación horaria de la temperatura del aire debiera estar totalmente atenuada (*Figura 10.8*). Los datos del reanálisis utilizado (reanálisis NCEP - CFSR [48]) son datos diarios reconstruidos entre el 6 de Septiembre y el 31 de Diciembre del 2010, facilitados por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (DGF).

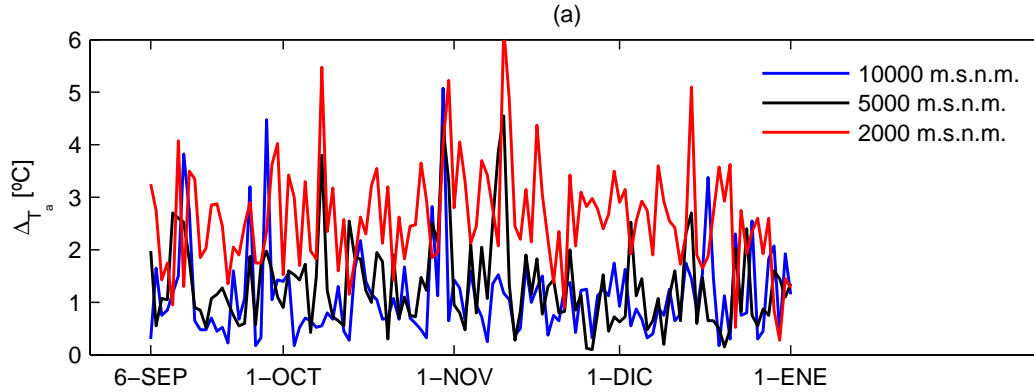


Figura 10.8: Reanálisis para la temperatura del aire a distintas elevaciones.

En la (*Figura 10.8*) se aprecia (a) resultados del reanálisis CFSR generado para la coordenada -32° Lat., -70° Long. para tres elevaciones distintas.

10.7. Anexo G: Parametrizaciones para la calidad térmica del la nieve B .

Existen distintas parametrizaciones en función de la densidad del manto nival (ρ_s) para la capacidad de retención de agua en el manto nival (WHC) que pueden ser utilizadas para parametrizar la calidad térmica del manto nival (en ves de asumir un valor constante para B como se adoptó por simplicidad en este estudio) en condición de derretimiento como:

$$B = 1 - WHC = 1 - \frac{WC}{SWE} \quad (10.17)$$

Estas parametrizaciones [25] se presentan en *Figura 10.9*. Es importante recalcar que el balance de masa - energía real es un sistema de ecuaciones diferenciales en el que cada ecuación corresponde a una fase del agua, siendo la calidad térmica del manto nival el parámetro que relaciona ambos estados, dando cuenta del balance másico (nieve versus agua) al interior del manto nival.

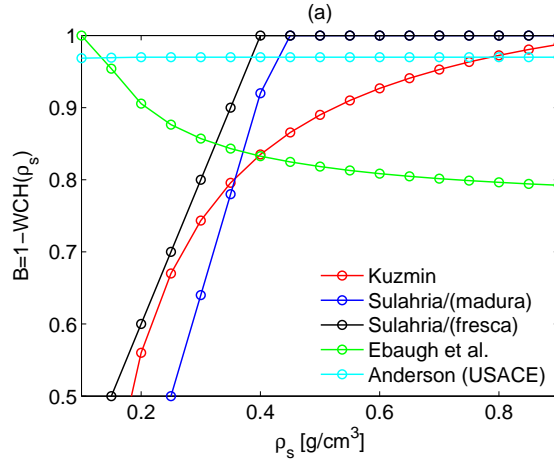


Figura 10.9: Parametrizaciones para la calidad térmica del manto nival.

En la (*Figura 10.9*) se aprecia (a) distintas parametrizaciones presentadas en la bibliografía para la calidad térmica del manto nival B (considerando condición de derretimiento).

10.8. Anexo H: Calibraciones fluviométricas en terreno.

Las mediciones fluviométricas en terreno necesarias para obtener la serie de tiempo de caudales a la salida de la cuenca piloto se realizaron utilizando la siguiente metodología (1) se mide, mediante un sensor de presión, la presión ejercida por la sección vertical del flujo, sensor que debe ser instalado verticalmente a ras de fondo dentro de un tubo de PVC previamente cribado. El sensor utilizado fué el Sensor de Presión HOBO U20-001-01, (2) en laboratorio se calibra una curva para transformar los registros de presión a nivel del agua, calibración realizada variando la altura del flujo que escurre por un canal experimental en régimen subcrítico, (3) se reconstruye la curva de descarga para el estero Ojos de Agua con mediciones de velocidad del flujo y nivel del agua en una sección de aforo elegida y, de esta manera, se obtiene una relación entre el caudal y el nivel del agua (la sección de aforo elegida en el estero Ojos de Agua corresponde a una sección artificial rectangular de ancho promedio 2.2 [m] con un lecho relativamente plano, sección ubicada a la salida de la cuenca, (4) se transforma el registro de presión a caudal mediante ambas ecuaciones para efectos de la reconstrucción de la serie de tiempo del gasto a la salida de la cuenca. La calibración del sensor y la curva de descarga se presentan a continuación (*Figura 10.10*).

Para completar los meses sin registro fluviométrico (instrumental) en el estero Ojos de Agua (punto de salida de la cuenca) se propone una correlación con el caudal registrado en la estación fluviométrica Aconcagua en Chacabucquito (DGA), correlación de calidad media que permite estimar el orden de magnitud del caudal asociado al periodo por completar.

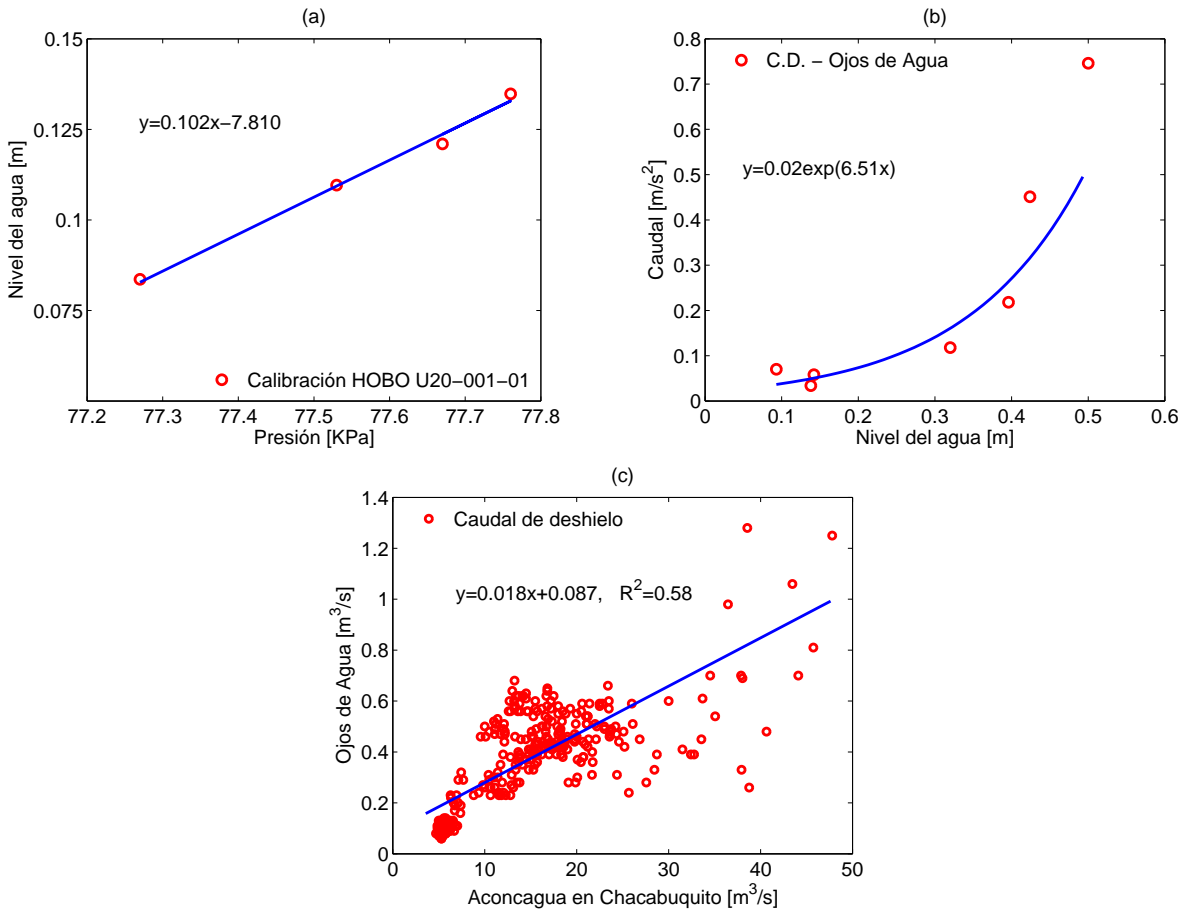


Figura 10.10: Curva presión - nivel del agua, curva de descarga, correlación caudales de deshielo.

En la (Figura 10.10) se aprecia (a) curva de calibración presión vs. nivel del agua para el Sensor de Presión HOBO u20-001-01, (b) curva de descarga (C.D.) calibrada para la cuenca Ojos de Agua en base a mediciones de la velocidad del flujo y nivel del agua en la sección de aforo artificial del estero Ojos de Agua, (c) correlación para el caudal de deshielo Aconcagua en Chacabucquito - Ojos de Agua.

10.9. Anexo I: Estadística para CF, PMN, FM y BME.

A continuación se presenta un resumen de la estadística a nivel espacial y temporal para CF, PMN, FM y el balance de masa - energía (BME) en la cuenca Ojos de Agua en función de los estadísticos descriptivos más comunes ⁴. Cabe destacar que por tratarse de una serie de tiempo de mapas, existe una estadística asociada a la distribución temporal y otra asociada a la distribución espacial para cada variable según corresponda. La información se presenta en: *Cuadro 10.1*, *Cuadro 10.2*, (*Cuadro 10.4*).

| estadística espacial CF - Ojos de Agua | | | | | | |
|--|-------|------|-------|----------|------|-------------|
| estadística espacial | mín | máx | μ | σ | CV% | \tilde{g} |
| elevación [m.s.n.m.] (z) | 2205 | 4740 | 3455 | 470 | 14 | -0.17 |
| orientación [°] (A_N) | 0 | 360 | 205 | 105 | 51 | -0.40 |
| pendiente (γ_N) | 0 | 76 | 30 | 12 | 40 | 0.28 |
| índice Norte ($N_{(s,A)}$) | -0.95 | 0.75 | -0.20 | 0.25 | 125 | 0.05 |
| SIR [W/m ²] (G_{hc}) | 190 | 465 | 390 | 38 | 10 | -0.96 |
| UPWS (radio vector 300 [m]) (S_x) | -6.86 | 7.12 | 2.24 | 1.28 | 0.57 | -0.01 |

Cuadro 10.1: *Estadística espacial para las características fisiográficas.*

| estadística temporal y espacial PMN - Ojos de Agua | | | | | | | | | | |
|--|------|------|-------|----------|-------------|------|------|-------|----------|-------------|
| | 2010 | | | | | 2011 | | | | |
| est. temporal | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} |
| α_s | 0.35 | 0.56 | 0.37 | 0.04 | 2.64 | 0.35 | 0.86 | 0.41 | 0.10 | 1.96 |
| SCA [%] | 0 | 94 | 29 | 33 | 0.67 | 0 | 100 | 39 | 41 | 0.36 |
| est. espacial | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} |
| α_s | 0.35 | 0.42 | 0.37 | 0.01 | 0.65 | 0.36 | 0.46 | 0.41 | 0.00 | 0.07 |
| SCA [%] | 5.47 | 50 | 29 | 2.41 | -0.12 | 13 | 52 | 39 | 2.59 | -0.66 |

Cuadro 10.2: *Estadística espacio - temporal para los parámetros y variables del manto nival.*

⁴ μ : media, σ : desviación estandar, CV: coeficiente de variación porcentual, \tilde{g} : coeficiente de asimetría.

| estadística temporal y espacial BME - Ojos de Agua | | | | | | | | | | |
|--|------|------|-------|----------|-------------|------|------|-------|----------|-------------|
| | 2010 | | | | | 2011 | | | | |
| est. temporal | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} |
| $Q_{nsw}[W/m^2]$ | 10 | 226 | 159 | 51 | -0.71 | 14 | 221 | 158 | 55 | -0.76 |
| $Q_{nlw}[W/m^2]$ | -124 | -15 | -64 | 22 | -0.18 | -127 | 5 | -59 | 23 | -0.24 |
| $Q_h[W/m^2]$ | -213 | 131 | 27 | 49 | -1.92 | -221 | 129 | 39 | 54 | -1.81 |
| $Q_e[W/m^2]$ | -133 | 3 | -53 | 24 | -0.12 | -192 | 27 | -55 | 32 | -1.04 |
| $Q_{ext}[W/m^2]$ | -366 | 320 | 69 | 120 | -0.90 | -439 | 351 | 84 | 149 | -1.07 |
| $Q_{ext}^*[W/m^2]$ | -315 | 145 | -6 | 55.56 | -3.13 | -480 | 116 | -13 | 83.12 | -2.93 |
| $Q_m[W/m^2]$ | 0 | 145 | 10 | 20.93 | 3.33 | 0 | 116 | 15 | 25.50 | 2.03 |
| SWE [m] | 0.00 | 0.31 | 0.09 | 0.11 | 0.75 | 0.00 | 0.44 | 0.14 | 0.17 | 0.67 |
| est. espacial | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} |
| $Q_{nsw}[W/m^2]$ | 73 | 193 | 159 | 4 | -1.10 | 72 | 192 | 158 | 3 | -1.09 |
| $Q_{nlw}[W/m^2]$ | -86 | -19 | -64 | 5 | 0.70 | -81 | -9 | -59 | 5 | 0.62 |
| $Q_h[W/m^2]$ | -7 | 79 | 27 | 6 | 0.19 | -4 | 99 | 39 | 6 | 0.04 |
| $Q_e[W/m^2]$ | -65 | -6 | -53 | 5 | 1.10 | -79 | -3 | -55 | 4 | 0.59 |
| $Q_{ext}[W/m^2]$ | -48 | 218 | 69 | 14 | 0.39 | -48 | 256 | 84 | 14 | 0.34 |
| $Q_{ext}^*[W/m^2]$ | -38 | 13 | -6 | 1.48 | -0.66 | -66 | 17 | -13 | 3.64 | -0.64 |
| $Q_m[W/m^2]$ | 0 | 28 | 4 | 2.19 | 1.04 | 0 | 37 | 7 | 3.52 | 1.07 |
| SWE [m] | 0.00 | 0.36 | 0.04 | 0.02 | 1.54 | 0.00 | 0.47 | 0.06 | 0.05 | 1.82 |

Cuadro 10.3: Estadística espacio - temporal para el balance de masa - energía.

| estadística temporal y espacial FM - Ojos de Agua | | | | | | | | | | |
|---|-------|------|-------|----------|-------------|-------|------|-------|----------|-------------|
| | 2010 | | | | | 2011 | | | | |
| est. temporal | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} |
| $G_{ic}[W/m^2]$ | 205 | 355 | 311 | 45 | -0.92 | *** | *** | *** | *** | *** |
| $G_{ir}[W/m^2]$ | 16 | 347 | 252 | 75 | -0.83 | 62 | 341 | 262 | 67 | -1.02 |
| KB | 0 | 1 | 0.64 | 0.30 | -0.78 | 0 | 0.93 | 0.69 | 0.26 | -1.22 |
| KD | 1 | 1.82 | 1.53 | 0.29 | -0.01 | 1 | 1.82 | 1.34 | 0.24 | 0.74 |
| TLK | 3.7 | 5.0 | 4.6 | 0.37 | -0.69 | *** | *** | *** | *** | *** |
| γ_{Ta} [°C/Km] | -11.4 | -0.3 | -6.8 | 1.20 | 0.05 | -9.8 | -4.4 | -7.2 | 1.00 | -0.05 |
| $\gamma_{Tamin.}$ [°C/Km] | -10.8 | -0.9 | -5.5 | 1.30 | 0.10 | -8.7 | -0.1 | -5.4 | 1.40 | 0.64 |
| T_a [°C] | -16.3 | 11.1 | 1.6 | 5.0 | -0.71 | -11.4 | 13.1 | 2.6 | 5.00 | -0.50 |
| $T_{amin.}$ [°C] | -17.9 | 7.7 | -1.6 | 4.86 | -0.64 | -13.5 | 11.9 | 0.0 | 5.09 | -0.33 |
| T_s [°C] | -8.6 | 0.0 | -1.5 | 1.88 | -1.49 | -6.2 | 0 | -1.3 | 1.59 | -1.07 |
| e_a [mbar] | 0.98 | 6.35 | 3.49 | 1.13 | 0.26 | 1.24 | 7.66 | 3.62 | 1.25 | 0.56 |
| e_s [mbar] | 3.24 | 6.11 | 5.49 | 0.72 | -1.06 | 3.94 | 6.11 | 5.62 | 0.57 | -0.95 |
| u_a [m/s] | 1.8 | 5.4 | 3.8 | 0.61 | -0.29 | 1.9 | 5.0 | 4.1 | 0.62 | -0.94 |
| est. espacial | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} | mín | máx | μ | σ | \tilde{g} |
| $G_{ic}[W/m^2]$ | 114 | 381 | 311 | 7.09 | -0.89 | *** | *** | *** | *** | *** |
| $G_{ir}[W/m^2]$ | 113 | 300 | 252 | 561 | -0.96 | 115 | 312 | 262 | 5.90 | -0.96 |
| T_a [°C] | -5.9 | 11.3 | 1.6 | 0.96 | 0.17 | -4.8 | 12.8 | 2.6 | 1.02 | 0.23 |
| $T_{amin.}$ [°C] | -7.7 | 6.3 | -1.6 | 0.78 | 0.17 | -5.9 | 7.7 | 0.0 | 0.76 | 0.17 |
| T_s [°C] | -6.0 | 0.0 | -1.5 | 0.21 | -0.22 | -5.8 | 0.0 | -1.3 | 0.4 | -4.72 |
| e_a [mbar] | 2.23 | 5.9 | 3.49 | 0.23 | 0.54 | 2.38 | 5.99 | 3.62 | 0.23 | 0.53 |
| e_s [mbar] | 4.05 | 6.11 | 5.49 | 0.08 | -1.00 | 4.19 | 6.11 | 5.62 | 0.14 | -2.07 |

Cuadro 10.4: Estadística espacio - temporal para las forzantes meteorológicas.

Bibliografía

- [1] Anderson, E. A. (1976). *A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover*. NOAA Tech. Rpt., NWS 19. US Dept. Commerce, National Oceanic Atmos. Admin.
- [2] Balk, B., Elder, K., 2000. *Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed*. Water Resources Research, Vol. 36, No. 1, 13 - 26.
- [3] Bindi, M., Miglietta, F., Zipoli, Gaetano. (1992). *Different methods for separating diffuse and direct components of solar radiation and their application in crop growth model*. Climate Research, Vol. 2: 47 - 54, 1992.
- [4] Brubaker, K., Rango, A., Kustas, W., (1996). *Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model*. Hydrological Processes, Vol. 10, 1329 - 1343.
- [5] Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications*. Dordrecht: D. Reidel Publ. Co.
- [6] Brutsaert, W. (1975). *On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies*. Water Resour. Res., 11, 7424. Dordrecht: D. Reidel Publ. Co.
- [7] Buck, A., (1981). *New equations for computing vapor pressure and enhancement factor*. American Meteorological Society, 1982.
- [8] CADE IDEPE (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Aconcagua*. CADE IDEPE Consultores en Ingeniería.
- [9] Cartes, M., (2009). *Pronóstico de volúmenes de deshielo mediante redes neuronales recurrentes e imágenes satelitales MODIS*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. FCFM, Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.
- [10] Cline, D., Bales, R., Dozier, J., (1998). *Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling*. Water Resources Research, Vol. 34, No. 5, 1275 - 1285.
- [11] Información Agroclimática CNR en formato GIS distribuida por el Centro de Investigación de Recursos Naturales (CIREN).
- [12] DeWalle, D., Rango, A., (2008). *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, ISBN-13 978-0-521-82362-3.

- [13] Dirección Meteorológica de Chile (2005). *Climas de Chile. Región de Valparaíso*. www.meteochile.gob.cl/climas/climas_quinta_region.html
- [14] Elder, K., Rosenthal, W., Davis, E., (1998). *Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed*. Hydrological Processes, Vol. 12, 1793 - 1808.
- [15] Gafurov, A., Bárdossy, A., (2009). *Cloud removal methodology from MODIS snow cover product*. Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 13611373, 2009.
- [16] Gautier, C., Diak, G., Masse, S. (1980). *A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data*. American Meteorological Society, 0021-8952/80/081005-08.
- [17] Granger, R., Gray, D., (1990). *A net radiation model for calculating daily snowmelt in open environments*. Nordic Hydrology, 21, 217 - 234.
- [18] Hall, D., Nghiem, S., Schaaf, C., DiGirolamo, N., Neumann, G. (2009). *Evaluation of surface and near-surface melt characteristics on the Greenland ice sheet using MODIS and QuikSCAT data*. Journal of Geophysical Research, Vol 114, F04006.
- [19] Granger, R. J., Male, D. H., (1978). *Melting of a prairie snowpack*. American Meteorological Society, 0021-8952/78/ 1833-1842.
- [20] Helsel, D. R., Hirsch, R. M. (2002). *Statistical methods in water resources*. Techniques of water resources investigations of the United States geological survey. Book 4.
- [21] Hock, R., (2003). *Temperature index melt modeling in mountain areas*. Journal of Hydrology 282 (2003) 104 - 115.
- [22] Hock, R., Holmgren, B. (2005). *A distributed surface energy - balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden*. Journal of Glaciology, Vol. 51, No. 172, 2005.
- [23] Hofierka, J., Suri, M. (2002). *The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications*. Proceedings of the Open source GIS - GRASS user's conference 2002 - Trento, Italy, 11 - 13 September 2002.
- [24] IHP (1998). *Snow and Ice Science in Hydrology. The IHP Training Course on Snow Hydrology*, ed. M. Nakawo and N. Hayakawa. Nagoya University.
- [25] Kattelmann, R., (1987). *Methods of estimating liquid water storage in snow*. Western Snow Conference. April 14 - 16, 1987, Vancouver, B.C.
- [26] Kind, R. J. (1981). *Chap. 8: Snow drifting. In Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use*, ed. D. M. Gray and D. H. Male. Toronto: Pergamon Press, pp. 33858.
- [27] Kondratyev, K. Y. (1965). *Radiative Heat Exchange in the Atmosphere*. Oxford: Pergamon Press.

- [28] Kustas, W. P., Rango, A., and Uijlenhoet, R. (1994). *A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model*. Water Resour. Res., 30(5), 1515-27.
- [29] 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.
- [30] 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.
- [31] Martinez, N., (2009). *Reconstrucción del equivalente en agua de la cobertura nival en la cuenca alta del río Aconcagua. Empleo de Imágenes MODIS*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. FCFM, Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.
- [32] McKay, G. A. and Gray, D. M. (1981). *Chapter 5: The distribution of snowcover. In Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use*, ed. D. M. Gray and D. H. Male. Toronto: Pergamon Press, pp. 153-90.
- [33] Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas, División de Hidrología (2010). Información pluviométrica, fluviométrica, estado de embalses y aguas subterráneas - Diciembre - 2011. Informe pluviométrico nacional N° 12.
- [34] Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas, División de Hidrología (2010). Pronóstico de disponibilidad de agua temporada de riego 2010 - 2011. Cuadro 3.
- [35] Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas - Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil - RHMA. Investigación de los aportes nivoglaciaros en algunas cuencas de los ríos Aconcagua, Maipo y Rape; y estimación de los efectos del cambio climático - Diciembre - 2011.
- [36] Molotch, N., Bales, R., (2006a). *SNOTEL representativeness in the Rio Grande headwaters on the basis of physiographic and remotely sensed cover persistence*. Hydrological Processes, Vol. 20, 723 - 739.
- [37] Molotch, N., Bales, R., (2006b). *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.
- [38] Molotch, N., Painter, T., Bales, R., Dozier, J. (2004a). *Incorporating remotely-sensed snow albedo into a spatially-distributed snowmelt model*. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L03501, doi:10.1029/2003GL019063, 2004.
- [39] 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.
- [40] Molotch, N., Colee, M., Bales, R., Dozier, J. (2005). *Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and independent variable selection*. Hydrological Processes 19, 1459 - 1479 (2005).

- [41] Neteler, M. (2010). *Estimating daily land surface temperatures in mountainous environments by reconstructed MODIS LST data*. Remote Sensing 2010, 2, 333 - 351.
- [42] Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates, 2nd edn*. London: Methuen, Inc.
- [43] 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.
- [44] 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.
- [45] Perla, R. I. and Martinelli, Jr, M. (1978). *Avalanche Handbook*. In Agric. Handbook 489. Washington, D.C.: US Printing Office.
- [46] *Remote sensing digital. Image analysis, an introduction, 4th edition*. Springer, ISBN-10 3-540-25128-6 Springer Berlin Heidelberg New York.
- [47] S. Running, R. Nemani, (1987). *Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis*. Canadian Journal of Forest Research, Volume 17, page 472-483 - 1987.
- [48] Saha, S et al., (2010). *The NCEP Climate Forecast System Reanalysis*. American Meteorological Society, 2010.
- [49] Schaefer, G. L., Paetzold, R. F. (2000). *SNOTEL (snowpack telemetry) and SCAN (soil climate analysis network)*. Presented at the "Automated Weather Stations for Applications in Agriculture and Water Resources Management Current Use and Future Perspectives". Lincoln, NB, March 2000.
- [50] Schemenauer, R. S., Berry, M. O. and Maxwell J. B. (1981). *Chapter 4: Snowfall formation. In Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use*, ed. D. M. Gray and D. H. Male. Toronto: Pergamon Press, pp. 129-52.
- [51] Stowhas, L., (1968). *Estudio de los procesos de deshielo en un laboratorio de hidrología de nieves*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. FCFM, Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.
- [52] Tarboton, D. G., Williams, K. S. (1998). *The ABC's of snowmelt. A topographically factorized energy component snowmelt model*. Paper submitted to the International Conference of Snow Hydrology, 6 - 9 October, 1998, Brownsville, Vermont, USA.
- [53] Vancutsem, C., Ceccato, P., Dinku, T., Connor, S. (2010). *Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystem over Africa*. Remote Sensing of Environment 114, 449 - 465.
- [54] U.S. Army Corps of Engineers (USACE) (1998). *Engineering and Design RUNOFF FROM SNOWMELT*.

- [55] Wallace, J., Hobbs, P. (2006). *Atmospheric Science, an introduction. Second Edition*. University of Washington, Elsevier.
- [56] 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.
- [57] Winstral, A., Elder, K., Davis, R. (2002). *Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain-based parameters*. Journal Of Hydrometeorology, Volume 3.