



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

**EVALUACIÓN DE UN MODELO HIDROLÓGICO SEMI DISTRIBUIDO PARA LA  
ESTIMACIÓN DE LA ESCORRENTÍA DE DESHIELO EN EL RÍO JUNCAL**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL**

**GONZALO CRISTIÁN CORTÉS SORUCO**

**PROFESOR GUÍA:  
JAMES MCPHEE TORRES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
XIMENA VARGAS MESA  
LUDWIG STOWHAS BORGHETTI**

**SANTIAGO DE CHILE  
SEPTIEMBRE 2010**

## Resumen

La modelación hidrológica actualmente está siendo usada como una herramienta para estudiar cómo los escenarios climáticos futuros impactan en los recursos hídricos. En Chile, uno de los modelos que más se ha usado es WEAP, un modelo conceptual que incluye un algoritmo de nieves simple, el cual ha sido utilizado exitosamente para modelar cuencas de régimen nival o nivo-pluvial. El objetivo principal de este trabajo es estudiar los procesos que ocurren dentro de una cuenca de alta montaña utilizando WEAP. La cuenca elegida fue la del río Juncal, afluente del río Aconcagua. Con una elevación media cercana a los 3500 msnm y una altura máxima de 5900 msnm, esta cuenca representa un interesante caso de estudio para evaluar la eficiencia de WEAP al modelar nieves y escorrentía de cuencas en las que el caudal corresponde en casi su totalidad a deshielos.

El modelo se calibró a escala mensual y diaria. Los resultados muestran un buen ajuste tanto del caudal como de la cobertura nival observada al compararla con imágenes satelitales MODIS. Se tuvieron problemas de modelación a años correspondientes a episodios Niño cálidos, en los que el modelo sobreestimó el volumen de deshielo y para ciertos años secos en que éste fue subestimado. Los escenarios climáticos de 1, 2, 5 y 10°C de aumento de temperatura muestran un adelantamiento de los caudales de deshielo (3 meses de adelanto en el caudal peak para el escenario más desfavorable) y un leve aumento de los caudales de invierno para los primeros dos escenarios, mientras que para 5 y 10°C se obtuvo un importante aumento de la escorrentía durante el invierno y una fuerte reducción del porcentaje de la cuenca cubierta de nieve durante el año. Los escenarios de una reducción de un 10, 20 y 50% en la precipitación no tienen mayor efecto sobre la distribución de los caudales durante el año, pero sí en la magnitud de estos durante la temporada de deshielo, reduciéndose en porcentajes acordes a la disminución de la precipitación.

Respecto a los procesos que ocurren dentro de la cuenca, según los resultados del modelo, el caudal de deshielo es generado por un derretimiento de la nieve y un consecuente aumento de la humedad del suelo en cada banda de elevación, partiendo por las más bajas en septiembre y llegando a las más altas en enero. El momento de máxima humedad del suelo se da en Diciembre, mes que coincide con el máximo caudal, mientras que la mínima humedad se da en el mes de Julio, coincidiendo con el mínimo caudal observado. El máximo de cobertura nival se da en el mes de Agosto y el mínimo en el mes de Marzo. Se analizó también el comportamiento de la humedad del suelo y la cobertura nival en un año seco. De dicho análisis, se desprende que la humedad del suelo es significativamente menor en las zonas bajas de la cuenca que en un año normal, pero en la zona alta no presenta mayores diferencias; adicionalmente la cobertura nival llega a sus mínimos 3 meses antes que en un año normal lo que probablemente incide en un mayor aporte del glaciar al caudal durante estos años debido a su mayor exposición. Sin embargo, el modelo no simula bien el derretimiento proveniente de glaciares en la zona debido a que no toma en consideración los procesos de transporte de nieve y hielo que ocurren dentro de la cuenca, pero sí logra identificar estos glaciares, mostrando una acumulación positiva de nieve año tras año en las bandas glaciadas, la cual se va acumulando indefinidamente hasta el fin de la modelación.

Se realizaron además análisis estadísticos con los datos observados y simulados para estudiar la dependencia del caudal mínimo observado todos los años, encontrándose correlaciones estadísticamente significativas a un nivel del 99% entre el caudal mínimo y la precipitación ocurrida el año anterior, además del caudal máximo ocurrido en la temporada de deshielos anterior. Se obtuvo también que no existe una correlación significativa entre la precipitación caída y el caudal mínimo de la misma temporada. El modelo reproduce las correlaciones en los datos simulados.

# Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer a mis papás, hermanos y abuelos, quienes siempre me apoyaron durante mi carrera desde el primer día. Sin ese apoyo hubiese sido muy difícil sobrellevar estos 6 años de esfuerzo y trabajo.

También quiero agradecer a mis amigos, tanto de la U., de la división, y de mi colegio, quienes siempre han estado ahí para reírse y compartir, y a mi polola Antonia que también ha soportado mis mañas y locuras todos estos años.

Finalmente, quisiera agradecer al profesor James McPhee por su apoyo y experiencia durante todos estos años, a la profesora Ximena Vargas por sus siempre valiosos comentarios y al profesor Ludwig Stowhas por sus aportes a la confección final de este trabajo.

# Tabla de Contenidos

<b>Índice de figuras</b>	.....	iii
<b>Índice de tablas</b>	.....	v
<b>1. Introducción</b>	.....	1
1.1. Objetivos	.....	1
1.2. Organización del informe	.....	2
<b>2. Revisión Bibliográfica</b>	.....	3
2.1. Modelación hidrológica	.....	3
2.2. Modelo WEAP	.....	4
2.3. Modelación hidrológica utilizando WEAP	.....	9
2.4. Imágenes satelitales MODIS-Snowcover	.....	13
2.5. Evaluación de resultados	.....	14
2.6. Análisis de sensibilidad	.....	16
<b>3. Zona de estudio</b>	.....	19
3.1. Ubicación	.....	19
3.2. Características morfológicas	.....	19
3.3. Características climáticas	.....	20
3.4. Características hidrológicas	.....	23
3.5. Características de vegetación	.....	25
<b>4. Procesamiento de información</b>	.....	27
4.1. Información topográfica	.....	27
4.2. Información meteorológica	.....	28
<b>5. Modelación a escala mensual</b>	.....	35
5.1. Calibración y validación	.....	35
5.2. Análisis de escenarios climáticos	.....	40
5.3. Análisis de sensibilidad paramétrico	.....	43

<b>6. Modelación a escala diaria</b>	.....	48
6.1. Calibración y validación	.....	48
6.2. Comparación con modelo a escala mensual	.....	52
6.3. Análisis de procesos hidrológicos	.....	56
<b>7. Conclusiones y comentarios finales</b>	.....	72
<b>8. Referencias</b>	.....	74

# Índice de figuras

Figura 2.1 –	Tipos de modelos hidrológicos	3
Figura 2.2 –	Interfaz gráfica WEAP	4
Figura 2.3 –	Esquema de método de humedad del suelo	5
Figura 2.4 –	Modelación cuenca río Teno	9
Figura 2.5 –	Modelación cuenca río Cogotí en Fragueta	10
Figura 2.6 –	Modelación cuenca río Elqui	10
Figura 2.7 –	Modelación río Yeso	11
Figura 2.8 –	Modelación de registros de nieve	12
Figura 2.9 –	Modelación de diversos ríos en California	12
Figura 2.10 –	Imagen satelital MODIS Snowcover con filtro NDSI	13
Figura 2.11 –	Fotografía de sectores con nieve	14
Figura 2.12 –	Pronóstico de deshielos para cuenca río Juncal en Juncal	14
Figura 2.13 –	Ejemplo de análisis de sensibilidad	18
Figura 3.1 –	Imagen satelital de la zona de estudio	19
Figura 3.2 –	Curva hipsométrica de la cuenca	20
Figura 3.3 –	Morfología de la cuenca	20
Figura 3.4 –	Estaciones utilizadas en este trabajo	22
Figura 3.5 –	Distribución mensual de la precipitación en la estación Riecillos	22
Figura 3.6 –	Distribución mensual de la precipitación en la estación Vilcuya	23
Figura 3.7 –	Distribución mensual de temperaturas en Vilcuya	23
Figura 3.8 –	Imagen satelital glaciar Juncal	24
Figura 3.9 –	Serie histórica de caudales medios diarios	25
Figura 3.10 –	Curvas de variación estacional para Juncal en Juncal	25
Figura 3.11 –	Vegetación en la zona alta de la cuenca	26
Figura 4.1 –	Ejemplo de bandas de elevación	27
Figura 4.2 –	Correlación entre Riecillos y volumen anual observado	28
Figura 4.3 –	Correlación entre Vilcuya y volumen anual observado	28
Figura 4.4 –	CDA Riecillos vs Estación Patrón	29
Figura 4.5 –	Gradientes pluviométricos lineales y logarítmicos	30
Figura 4.6 –	Balance de masas	31
Figura 4.7 –	Balance de masas promedio	31
Figura 4.8 –	Regresión entre Portillo y precipitación simulada	32
Figura 4.9 –	Gradiente de temperatura obtenido de la climatología	33
Figura 4.10 –	Evolución del albedo de un manto nival	34
Figura 5.1 –	Modelación a escala mensual	37
Figura 5.2 –	Caudales medios mensuales simulados y observados	37
Figura 5.3 –	Curva de duración de los caudales medios mensuales	37
Figura 5.4 –	Correlación entre caudales observados y simulados	38
Figura 5.5 –	Residuos normalizados	38
Figura 5.6 –	Histograma de errores normalizados	38
Figura 5.7 –	Cobertura nival modelada expresada como porcentaje del área	39
Figura 5.8 –	Detalle de la cobertura nival modelada	39
Figura 5.9 –	Correlación entre máximos observados en Portillo y modelados	40
Figura 5.10 –	Comparación snow pillow Portillo observado y modelado	40
Figura 5.11 –	Caudal medio mensual calculado con distintas temperaturas	41
Figura 5.12 –	Cobertura nival modelada con distintas temperaturas	41

Figura 5.13 – Caudal medio mensual calculado con distintas precipitaciones	42
Figura 5.14 – Cobertura nival modelada con distintas precipitaciones	43
Figura 5.15 – Índice de sensibilidad	44
Figura 5.16 – Índice de sensibilidad sin incluir temperatura y precipitación	45
Figura 5.17 – Análisis de sensibilidad paramétrico para caudal medio	46
Figura 5.18 – Análisis de sensibilidad paramétrico para NS	48
Figura 6.1 – Serie histórica modelada a escala diaria	49
Figura 6.2 – Correlación entre caudales observados y simulados	50
Figura 6.3 – Residuos normalizados	50
Figura 6.4 – Cobertura nival de la cuenca modelada a escala diaria	51
Figura 6.5 – Comparación entre máximos en Portillo observados y simulados	51
Figura 6.6 – Comparación entre acumulaciones observadas y simuladas	51
Figura 6.7 – Comparación modelaciones diarias y mensuales	53
Figura 6.8 – Correlación entre escala diaria y mensual para medias mensuales	53
Figura 6.9 – Diferencia normalizada entre caudales simulados y observados	54
Figura 6.10 – Correlación entre volúmenes modelados y precipitación	54
Figura 6.11 – Comparación de modelaciones de cobertura nival	54
Figura 6.12 – Generación de humedad en primera capa de suelo	57
Figura 6.13 – Evolución de la cobertura nival media	57
Figura 6.14 – Zonas glaciariadas de la cuenca	58
Figura 6.15 – Lengua glaciar del Juncal	59
Figura 6.16 – Correlación entre caudales mínimos anuales y caudales máximos	60
Figura 6.17 – Correlación entre precipitación del año anterior y caudal mínimo	61
Figura 6.18 – Serie de caudales mínimos anuales y máximos observados	62
Figura 6.19 – Serie de caudales mínimos anuales y máximos simulados	62
Figura 6.20 – Correlación entre precipitación anual y caudal mínimo obs.	63
Figura 6.21 – Correlación entre precipitación anual y caudal mínimo simulado	64
Figura 6.22 – Relación humedad de la segunda capa con caudal mínimo sim.	65
Figura 6.23 – Relación humedad de la segunda capa con caudal mínimo obs.	65
Figura 6.24 – Presencia de cauce con escorrentía en base del glaciar	66
Figura 6.25 – Simulación para año hidrológico 1998-99	67
Figura 6.26 – Comparación de humedad para año normal y año seco	68
Figura 6.27 – Comparación de cobertura nival para año normal y año seco	69
Figura 6.28 – Episodios de El Niño y La Niña junto a serie modelada	70
Figura 6.29 – Episodios de El Niño y La Niña junto a errores de la modelación	71

# Índice de tablas

Tabla 2.1 – Parámetros esquemáticos de WEAP	.....6
Tabla 2.2 – Parámetros de suelo y de terreno de WEAP	.....6
Tabla 2.3 – Parámetros meteorológicos y climatológicos de WEAP	.....7
Tabla 3.1 – Estaciones utilizadas en el estudio	.....21
Tabla 5.1 – Análisis de sensibilidad paramétrico	.....44
Tabla 6.1 – Comparación de parámetros para modelación mensual y diaria	.....52
Tabla 6.2 – Comparación de parámetros con otros trabajos	.....55



# 1. Introducción

Los ríos en Chile son de vital importancia para los sectores productivos del país: las centrales hidroeléctricas dependen del caudal para generar electricidad, la agricultura depende también de los volúmenes que escurren para irrigar, el suministro de agua potable depende en muchas localidades de las aguas superficiales, y el agua está presente en muchos procesos industriales. Particularmente, en la zona central de Chile, gran parte del agua utilizada en la economía local proviene de ríos que alcanzan sus mayores caudales en la temporada de primavera y verano, y es por esto que es importante identificar y entender los mecanismos que generan estos caudales.

Los ríos que tienen alta dependencia del manto acumulado durante el invierno hipotéticamente deberían ser sensibles a cambios en la temperatura durante el año, ya que el alza de la temperatura gatilla el derretimiento de las nieves y por ende un aumento del caudal en el río. Los escenarios de cambio climático proyectados en el futuro y las observaciones de temperatura de los últimos 30 años en la zona central de Chile, particularmente en la cordillera, muestran un aumento en estas mismas, por lo que es importante contar con herramientas que permitan estudiar como estos cambios afectan los ríos ubicados en la zona central, los cuales podrían ser especialmente sensibles a climas más cálidos debido a su régimen hidrológico nival o nivo-pluvial.

Dentro de las herramientas disponibles, la modelación hidrológica es útil para estudiar el comportamiento de cuencas ante variaciones en las condiciones predominantes. La estadística disponible muchas veces contiene limitaciones y es acotada en el tiempo, por lo que es difícil utilizarla para analizar los procesos hidrológicos y no permite profundizar a un nivel de detalle suficiente como para entender bien los cambios que ocurren dentro de una cuenca. Surge la necesidad de contar con modelos hidrológicos detallados y a escala temporal razonable, ya que dentro del contexto de cambio climático, con temperaturas incrementándose en los Andes (Falvey y Garreaud, 2009) y una precipitación declinante (Quintana y Aceituno, 2007), es importante saber cómo cambiarán los caudales y procesos dentro de una cuenca con importante cobertura nival, como es el caso del río Juncal, subcuenca de la zona alta del río Aconcagua.

En este trabajo se utiliza el modelo hidrológico conceptual WEAP para modelar la cuenca del río Juncal, ubicada aguas arriba de la estación fluviométrica Juncal en Juncal. Se modela el caudal y el manto nival a escala temporal diaria y mensual, y se analizan los procesos que influyen en la generación de la escorrentía de esta cuenca. Se estudiará como afectan las forzantes meteorológicas a la eficiencia del modelo, cómo es la sensibilidad de las variables modeladas respecto de los parámetros conceptuales del modelo y cómo influye la escala temporal usada en la eficiencia de la modelación. Con todo esto se concluye acerca de la eficacia de WEAP para modelar cuencas de gran altura y su posible utilización como herramienta de investigación para cuencas nivales.

## 1.1. Objetivos

Los objetivos específicos de este trabajo son los siguientes:

- Lograr un buen modelamiento del caudal del río Juncal en Juncal a escala diaria y mensual, comparando la eficiencia de ambas modelaciones y como la escala temporal utilizada influye en la elección de parámetros.
- Modelar a escala diaria y mensual el comportamiento de la cobertura nival de la cuenca y así comprobar la utilidad del modelo WEAP como herramienta de modelación de cobertura nival y caudal conjunta.
- Estudiar procesos hidrológicos relevantes dentro de la cuenca como evolución del manto nival y humedad del suelo. Además, se caracterizará el flujo base de la cuenca a través del modelo y del análisis de la estadística fluviométrica disponible.
- Lograr identificar zonas de posibles glaciares en la cuenca. Se intentará lograr un buen modelamiento de la línea de equilibrio y se comparará con la línea estimada por Condom et al. (2007) para esta latitud.
- Estudiar cómo variaciones en la temperatura y precipitación afectan el régimen hidrológico del río. Este objetivo es importante ya que permitirá evaluar la sensibilidad del modelo (y de la cuenca) ante posibles cambios climáticos.
- Estudiar la sensibilidad del modelo respecto a sus parámetros de calibración.
- Estudiar como las forzantes de un modelo influyen sobre la eficiencia de este, y como el cálculo de estas forzantes introduce limitaciones inevitables para un modelo.

## **1.2. Organización del informe**

En el capítulo 2 se entregan los antecedentes recopilados acerca de la utilización de modelos hidrológicos en cuencas nivales, en particular WEAP, junto con algunas figuras que ilustran los resultados obtenidos en estas modelaciones. Además se explican en detalle las metodologías utilizadas para evaluar la eficiencia del modelo y los algoritmos con que WEAP estima la esorrentía.

En el capítulo 3 se detalla información acerca de las características de la zona de estudio que son relevantes para este trabajo.

En el capítulo 4 se detalla el procesamiento de la información de entrada par el modelo.

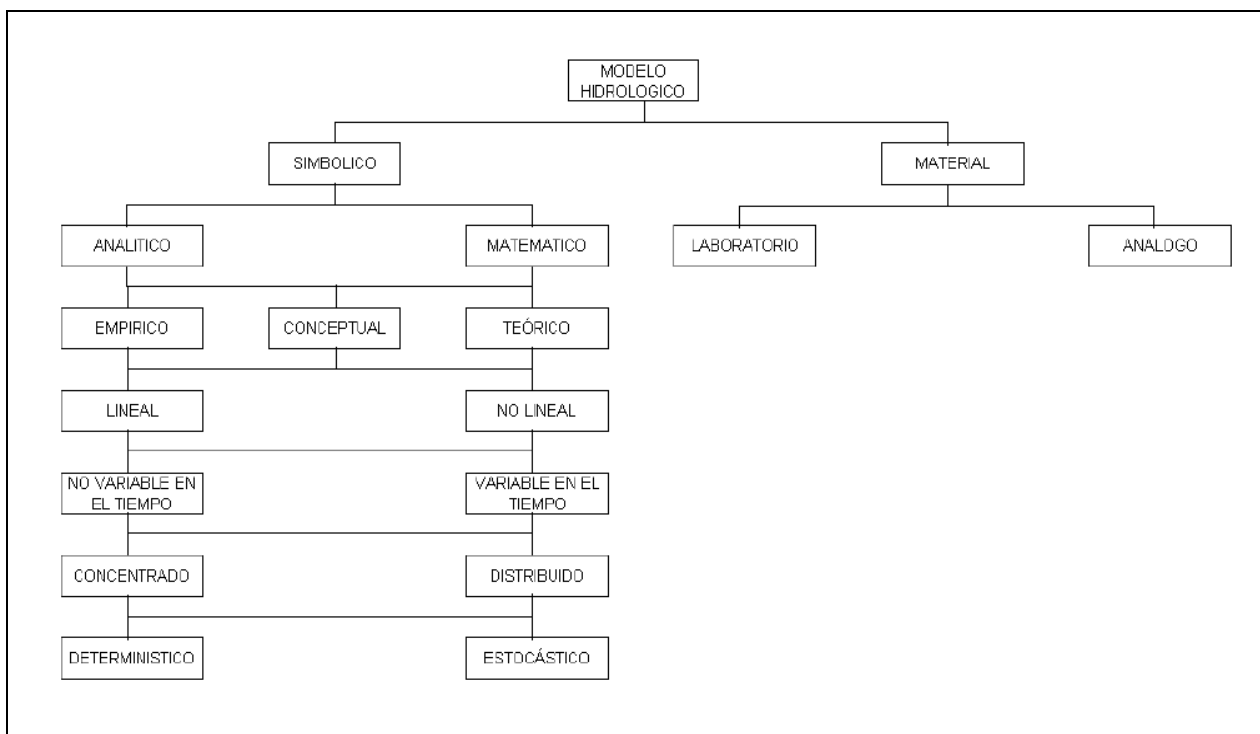
En los capítulos 5 y 6 se detallan los resultados obtenidos con WEAP para las dos escalas temporales simuladas, también se realizan los análisis pertinentes a los escenarios climáticos y al estudio de los procesos hidrológicos dentro de la cuenca. Finalmente, en el capítulo 7 se detallan las principales conclusiones derivadas de este trabajo.

## 2. Revisión bibliográfica

### 2.1. Modelación hidrológica

La modelación hidrológica se define como el uso de modelos matemáticos conceptuales para la simulación de los procesos de transporte de agua que ocurren dentro de una cuenca. Estos modelos pueden estar basados en las ecuaciones físicas que rigen el comportamiento de las variables dentro de una cuenca o pueden ser de naturaleza conceptual, donde se representan los procesos que ocurren dentro de la cuenca a través de esquemas y algoritmos simplificados.

Los modelos hidrológicos pueden ser clasificados en los tipos mostrados en la figura 2.1. El modelo a utilizar en este trabajo, WEAP, corresponde a un modelo simbólico, ya que utiliza ecuaciones para simular los procesos asociados. Además, corresponde a un modelo conceptual ya que utiliza simplificaciones de las variables que intervienen en el ciclo hidrológico, no lineal, no variable en el tiempo ya que asume una condición invariante de la cuenca durante los años, semi-distribuido ya que distribuye de forma discreta las variables observadas (y no de forma continua como lo haría un modelo distribuido), y finalmente determinístico ya que las ecuaciones no consideran procesos estocásticos para calcular las variables hidrológicas de la cuenca.



**Figura 2.1 – Tipos de modelos hidrológicos**  
**Fuente: Xu 2002, modificado para este trabajo.**

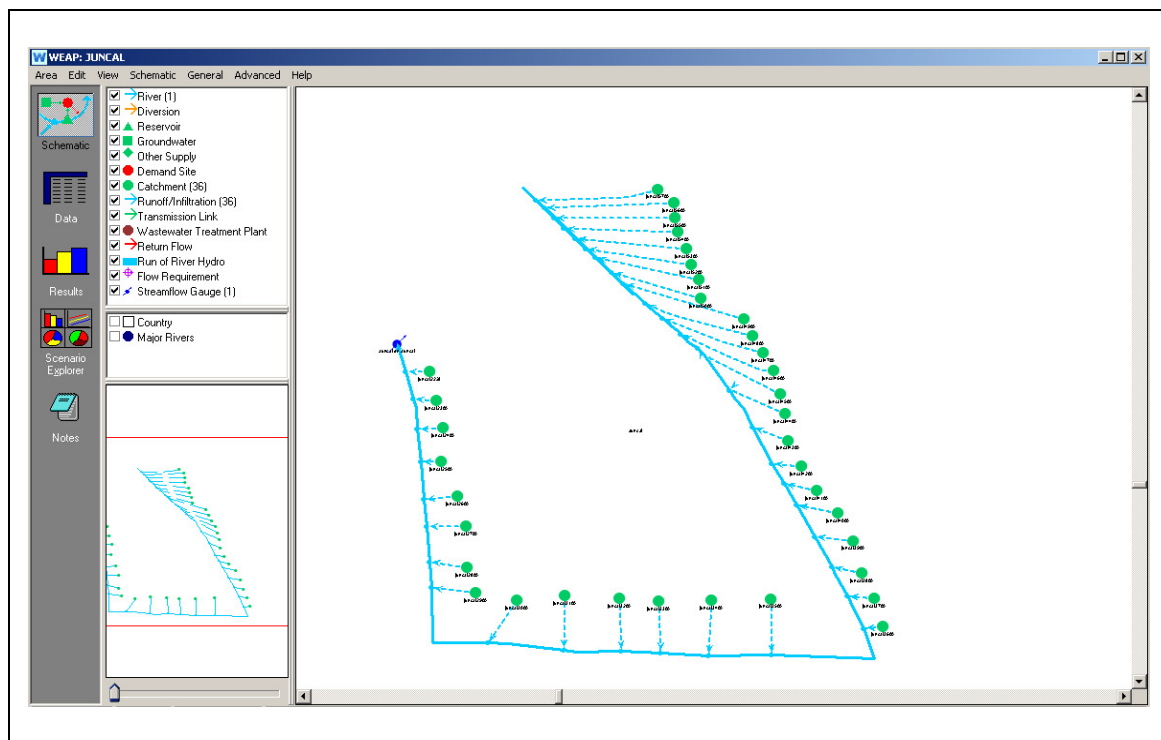
Dentro de los modelos que se han utilizado en Chile para simular procesos hidrológicos destacan el modelo WEAP ya mencionado, el cual se ha utilizado en diversas ocasiones debido a su simpleza y buenos resultados para simular escenarios de cambio climático. También se ha utilizado el modelo TopNET (Bandaradoga et al. 2004, Mendoza 2010), un modelo semi-distribuido pero con ecuaciones que se basan en procesos físicos reales para simular la escorrentía de la cuenca, con resultados satisfactorios

para cuencas pluviales, pero hasta el momento sin estudios en cuencas nivales dentro de Chile. Además, se han utilizado otros modelos basados en redes neuronales (Cartes 2009) y en estadística (DGA 2009) con el objetivo de predecir los volúmenes de deshielo.

## 2.2. Modelo WEAP

El modelo WEAP, o “Water Evaluation and Planning System”, fue desarrollado por el Stockholm Environment Institute, y tiene como objetivo proveer una herramienta que integre la hidrología con la administración y la operación de sistemas de recursos hídricos. Posee una interfaz gráfica en la cual se ingresan todos los parámetros de entrada, y es autosuficiente en el sentido de que no necesita de programas externos para correr los procesos de simulación.

Para este trabajo se utilizó parcialmente la interfaz del módulo de administración de recursos hídricos, mostrada en la figura 2.2, y el trabajo principal se desarrolló en torno al módulo hidrológico del programa, el cuál será explicado en mayor detalle más adelante en este informe.



**Figura 2.2 – Interfaz gráfica WEAP**

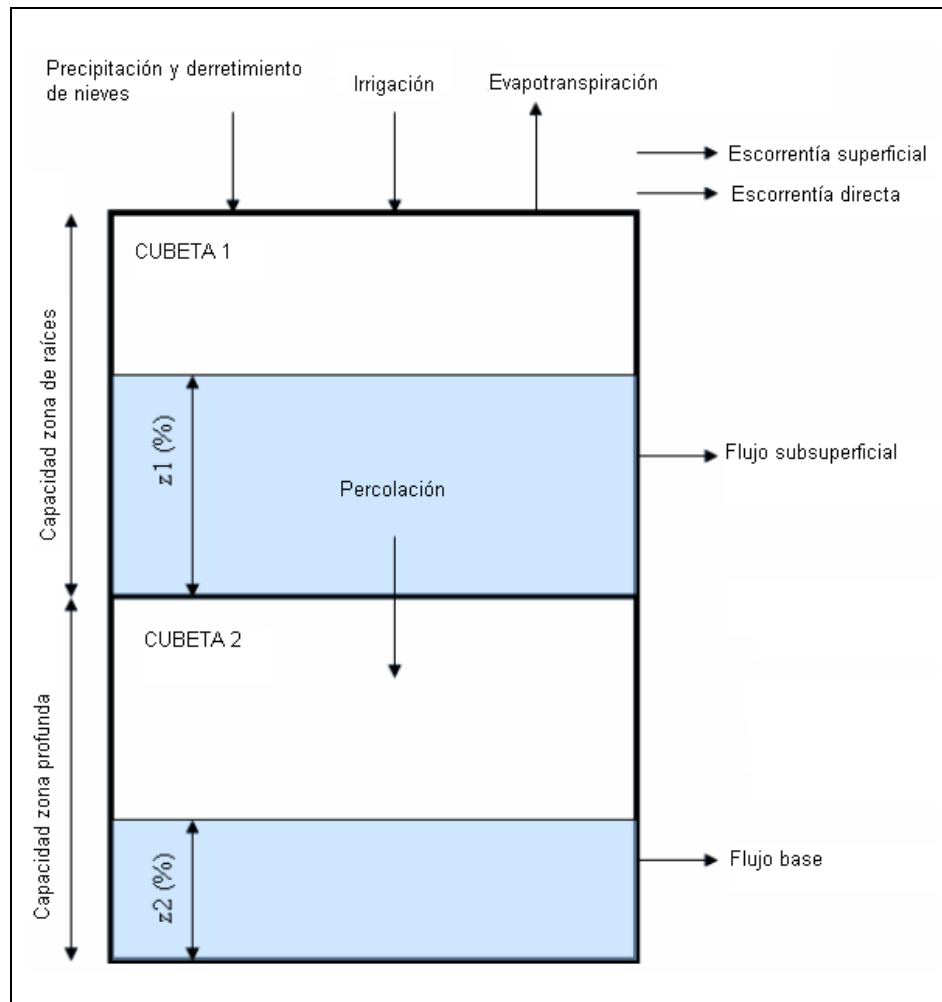
El modelo WEAP posee tres algoritmos o módulos para simular la escorrentía de una cuenca. Los algoritmos son los siguientes:

- Precipitación/Escorrentía
- Demandas de riego
- Humedad del suelo

Para este trabajo se eligió el método de humedad del suelo, ya que es el más cercano físicamente a la realidad y permite una modelación a una escala temporal más precisa que los otros dos. Este algoritmo

utiliza dos capas de suelo para simular la cuenca, tal como muestra la figura 2.3. En esta figura se presentan también los flujos que el modelo considera para calcular el balance hídrico.

WEAP permite dividir la cuenca en “n” subcuencas o áreas más pequeñas, y a través de las ecuaciones realiza un balance de masa para calcular la escorrentía total proveniente de cada una de ellas. El método de humedad del suelo considera que en la capa superior se incluyen los aportes de precipitación y derretimiento de hielo, además de la irrigación, y se consideran como pérdidas desde la cuenca o área la evapotranspiración y los flujos de caudal. Además, existe percolación hacia la capa más profunda la cual se calibra para mejorar la simulación del flujo base en la cuenca. La escorrentía total se define como la suma de la escorrentía directa y la superficial, la escorrentía sub-superficial representada por el modelo y el flujo base derivado de las capas de suelo más profundas. El modelo no toma en cuenta el tiempo de tránsito que hay entre los aportes de las distintas áreas hacia al cauce. A una escala horaria este tiempo sí es importante, y esta simplificación del modelo podría tener incidencia en el error total de éste. Otra característica importante de WEAP es que no hay trasvase de agua entre áreas distintas. Por ejemplo, los flujos generados en una banda de elevación pasará directamente a un cauce imaginario, y no contribuirá a la banda de elevación inferior. La metodología de bandas de elevación para WEAP21 fue propuesta en otros trabajos (Purkey et al., 2008) y será puesta a prueba en este trabajo.



**Figura 2.3 – Esquema de método de humedad del suelo**  
**Fuente: WEAP User guide, modificada para este trabajo.**

Cada una de las áreas o subcuencas tiene asociadas ciertos parámetros de terreno, los cuáles se calibran de acuerdo a las propiedades de suelo, vegetación y otros. Las variables meteorológicas se ingresan de forma independiente para cada área. Los parámetros del modelo se detallan en las tablas 2.1, 2.2 y 2.3, y luego se describen las ecuaciones que rigen la generación de escorrentía en el modelo (ecuaciones 2.1 a 2.11).

Nombre parámetro	Traducción	Unidades	Descripción
Catchment	Área o Subcuenca	-	Representa una sub área o sub cuenca de la zona de estudio.
River	Río o Cauce	-	Representa el río o cauce en estudio.
Streamflow gauge	Estación fluviométrica	-	Representa la ubicación respectiva al cauce de la estación fluviométrica donde se tienen los datos de caudales.

**Tabla 2.1 – Parámetros esquemáticos de WEAP**

Nombre parámetro	Traducción	Unidades	Descripción
Area	Área	m <sup>2</sup> o km <sup>2</sup>	Área de cada catchment. En este caso se trata del área asociada a cada banda de elevación.
Kc	Kc	-	Coefficiente de cultivo utilizado por la FAO para calcular evapotranspiración
Soil Water Capacity SWC	Capacidad de la capa superior de suelo	mm	Capacidad de retención de agua de la primera capa de suelo
Deep Water Capacity DWC	Capacidad de la capa profunda de suelo	mm	Capacidad de retención de agua de la capa de suelo profunda
Runoff Resistance Factor RRF	Factor de resistencia a la escorrentía	-	Relacionado con la superficie del suelo, controla la magnitud de la escorrentía directa
Root Zone Conductivity RZC	Conductividad de la capa superior de suelo	mm/mes o mm/día	Conductividad hidráulica de la primera capa de suelo
Deep conductivity DC	Conductividad de la capa profunda de suelo	mm/mes o mm/día	Conductividad hidráulica de la capa de suelo profunda
Preferred flow direction PFD	Dirección de flujo preferencial	%	Factor que divide el flujo que va desde la primera capa de suelo hacia la profunda
Initial Z1	Z1 Inicial	%	Porcentaje de humedad con que la primera capa de suelo inicia la simulación
Initial Z2	Z2 Inicial	%	Porcentaje de humedad con que la capa de suelo profunda inicia la simulación.

**Tabla 2.2 – Parámetros de suelo y de terreno de WEAP**

Nombre parámetro	Traducción	Unidades	Descripción
Precipitation (Pi)	Precipitación	mm/mes o mm/día	Precipitación que cae sobre cada área o subcuenca.
Temperature (Ti)	Temperatura	°C	Temperatura media registrada en cada área o subcuenca.
Humidity	Humedad Relativa	%	Humedad relativa registrada en cada área o subcuenca.
Wind	Viento	m/s	Velocidad media del viento registrada en cada área o subcuenca.
Cloudiness fraction	Fracción cubierta por nubes	%	Fracción del cielo cubierto en cada área o subcuenca.
Latitude	Latitud	°	Latitud de la zona de estudio.
Initial snow	Nieve inicial	mm equivalente en agua	Nieve inicial observada en cada área o subcuenca.
Albedo data	Datos de albedo	-	Albedo observado en cada área o subcuenca.
Albedo lower bound	Límite inferior de albedo	-	Albedo para nieve antigua o sucia.
Albedo upper bound	Límite superior de albedo	-	Albedo para nieve nueva o fresca.
Rnet other	Rnet otros	MJ/m <sup>2</sup>	Radiación que se suma a la radiación solar incidente y que representa las fuentes de energía que inducen al derretimiento de la nieve.
Melting Point Td	Temperatura de derretimiento	°C	Temperatura de derretimiento para el método grado día (mes) del modelo.
Freezing Point Ts	Temperatura de congelación	°C	Temperatura de congelación para el método grado día (mes) del modelo.
Snow accumulation gauge	Medición de nieve o ruta de nieve	mm equivalente en agua	Registro de acumulación de nieve para cada área o subcuenca.

**Tabla 2.3 – Parámetros meteorológicos y climatológicos de WEAP**

La precipitación efectiva se calcula en base a una ecuación que combina el derretimiento de nieve con la precipitación sobre el catchment:

$$\mathbf{Precipitación\ efectiva = Pi * Mc + Mi} \qquad \mathbf{Ecuación\ 2.1}$$

Mi y Mc son términos que corresponden al derretimiento de nieve, y se calculan como sigue:

$$Mc = \begin{cases} 0 & \text{si } Ti < Ts \\ 1 & \text{si } Ti > Td \\ \frac{Ti - Ts}{Td - Ts} & \text{si } Ts < Ti < Td \end{cases} \qquad \mathbf{Ecuación\ 2.2}$$

$$M_i = \min (AC_i * Mc, Em) \quad \text{Ecuación 2.3}$$

Em es la energía disponible para derretimiento convertida en un equivalente de profundidad/tiempo. La energía disponible para el derretimiento se define como

$$Em = RNet + Eother \quad \text{Ecuación 2.4}$$

Eother representa parámetros energéticos agrupados en un solo término (Young et al, 2009), y RNet representa la radiación neta sobre los catchment de acuerdo a la latitud y al día del año, la cual es automáticamente calculada por el modelo. La calibración se realiza tomando Eother como K\*Rnet, donde K es el parámetro a calibrar. RNet se ve directamente afectado por el albedo calibrado, ya que es la radiación incidente propiamente tal. El albedo se toma con una cota superior para nieve recién caída, y luego de una semana decrece en 0.1 por día hasta llegar a la cota inferior de nieve antigua.

La acumulación de nieve sobre una área o subcuenca finalmente se define como

$$AC_i = AC_{i-1} + (1 - M_i) * P_i - M_{i-1} \quad \text{Ecuación 2.5}$$

*ACi = acumulación en el periodo de tiempo “i” en altura equivalente en agua*

La escorrentía superficial (ES) ocurre a partir de la precipitación efectiva y la irrigación (la última es 0 en todo este trabajo), y depende de la humedad que tenga la primera capa de suelo. La escorrentía directa (ED) ocurre cuando se sobrepasa el 100% de humedad en la primera capa de suelo.

$$\begin{aligned} \text{Escorrentía Superficial} &= (\text{Precipitación efectiva} + \text{Irrigación}) * Z1^{RORF} \\ \text{Escorrentía Directa} &= \text{Ocurre sólo si } Z1 > 100\% \end{aligned}$$

**Ecuaciones 2.6 y 2.7**

El flujo subsuperficial (FS) se calcula utilizando el cuadrado del porcentaje de humedad de la primera capa de suelo (Z1), y es directamente proporcional a la conductividad de esa capa (RZC) y al porcentaje de flujo que va desde la capa superior a la inferior (PFD).

$$\text{Flujo subsuperficial} = (RZC * PFD) * Z1^2 \quad \text{Ecuación 2.8}$$

La percolación desde la primera capa de suelo a la profunda se calcula a partir de la conductividad de la primera y al porcentaje de flujo asignado a la segunda.

$$\text{Percolación} = (RZC * (1 - PFD)) * Z1^{SSRC1} \quad \text{Ecuación 2.9}$$

El flujo base (FB) tiene una dependencia similar al flujo subsuperficial, siendo calculado con el cuadrado del porcentaje de humedad de la segunda capa y directamente proporcional a la conductividad de ésta.

$$\text{Flujo base} = DC * Z2^2 \quad \text{Ecuación 2.10}$$

El modelo simula únicamente las pérdidas producto de la evapotranspiración a través de la siguiente ecuación.

$$\text{Evapotranspiración} = PET * (5Z1 - 2Z1^2)/3 \quad \text{Ecuación 2.11}$$



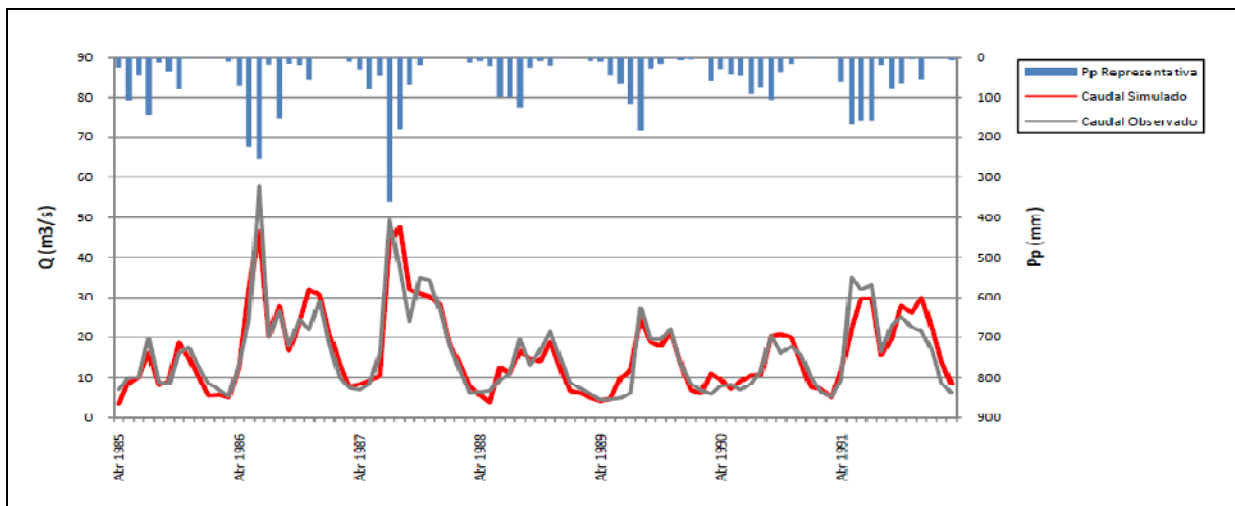
PET corresponde a la ecuación de Penman-Monteith utilizada por la FAO (Allen et al., 1998) para calcular evapotranspiración y utiliza la humedad relativa y el viento observados o estimados en el área.

Finalmente, el aporte total de cada área al cauce se calcula como la suma de ES, ED, FS y FB.

### 2.3. Modelación hidrológica utilizando WEAP

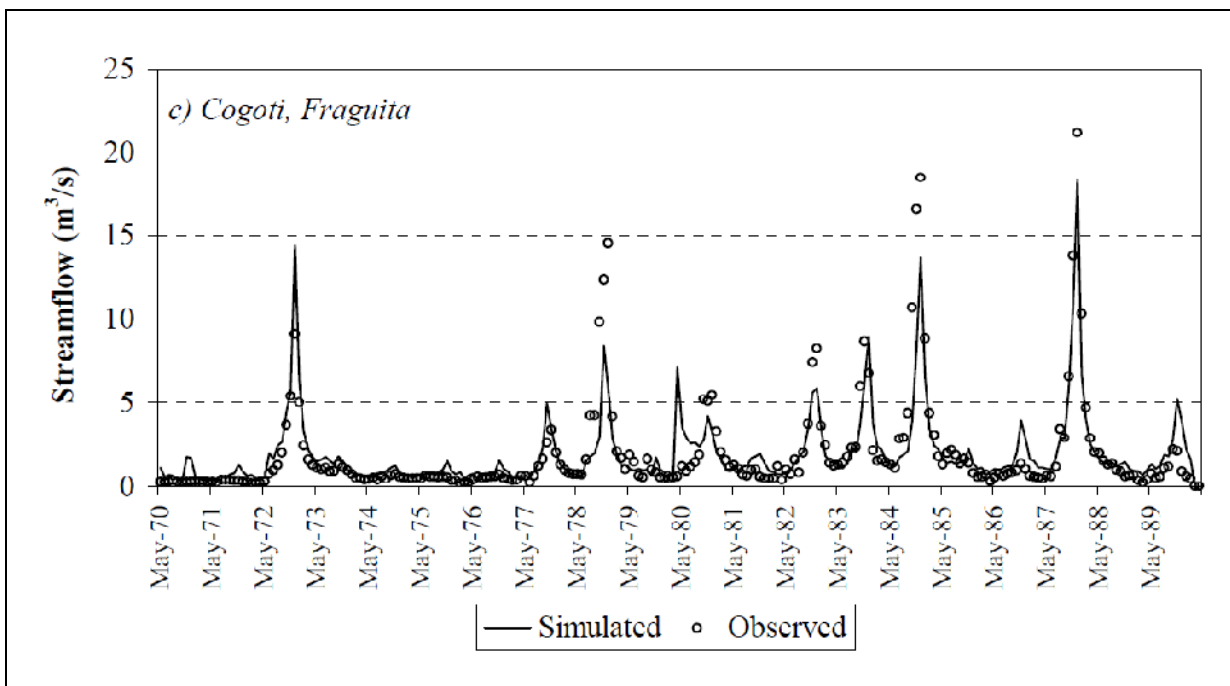
Es importante analizar trabajos previos que se han realizado utilizando WEAP u otros modelos en cuencas nivales a lo largo de Chile, ya que estos trabajos sirven de base para anticipar ciertos resultados de este trabajo. A continuación se presentan algunos de los trabajos que se han realizado utilizando WEAP en las cuencas mencionadas.

Mena (2009) utilizó WEAP para evaluar los cambios en el río Teno ante escenarios de cambio climático. Este trabajo consistió en la modelación a escala mensual de la cuenca del río Teno para luego analizar el impacto de alzas de temperatura y descenso en la precipitación. El régimen hidrológico del Río Teno es nivo-pluvial, por lo que la mayor parte del caudal tiene su origen en deshielos. El modelo permitió modelar relativamente bien caudales medios mensuales y volúmenes de escorrentía anual. Además, el modelo fue suficientemente sensible como para proyectar cambios en el caudal de acuerdo a alzas de temperatura y disminuciones en la precipitación. No se mencionó que se hubiese calculado y analizado la cobertura nival de la cuenca.



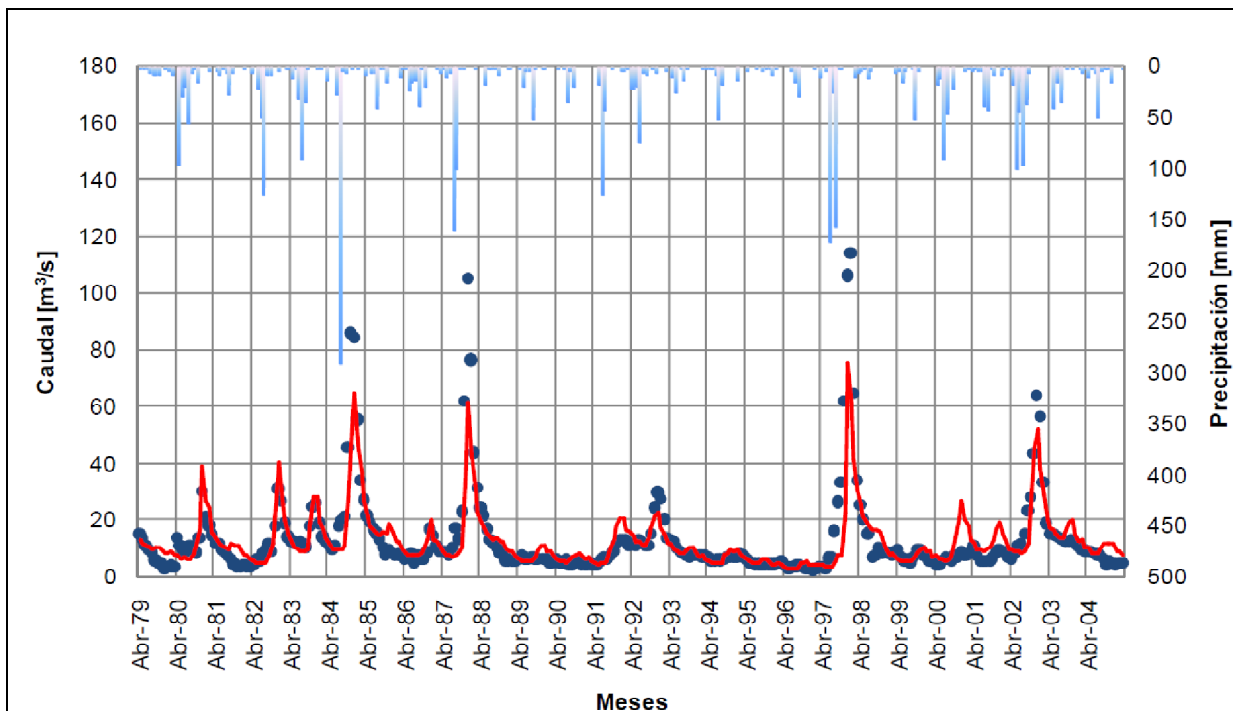
**Figura 2.4 – Modelación cuenca río Teno**  
**Fuente: Mena, 2009**

Vicuña y otros (2009) modelaron la cuenca del río Limarí y le aplicaron escenarios de cambio climático. La cuenca del Río Limarí es de carácter nival, por lo que los procesos de acumulación y derretimiento de nieve tienen relevancia para el estudio. Se usó una escala de tiempo mensual y también se logran buenas simulaciones del caudal. Se menciona que se utilizaron comparaciones con registros de nieve, pero no se detalla la modelación de esta variable.



**Figura 2.5 – Modelación cuenca río Cogotí en Fraguita**  
**Fuente: Vicuña et al., 2009**

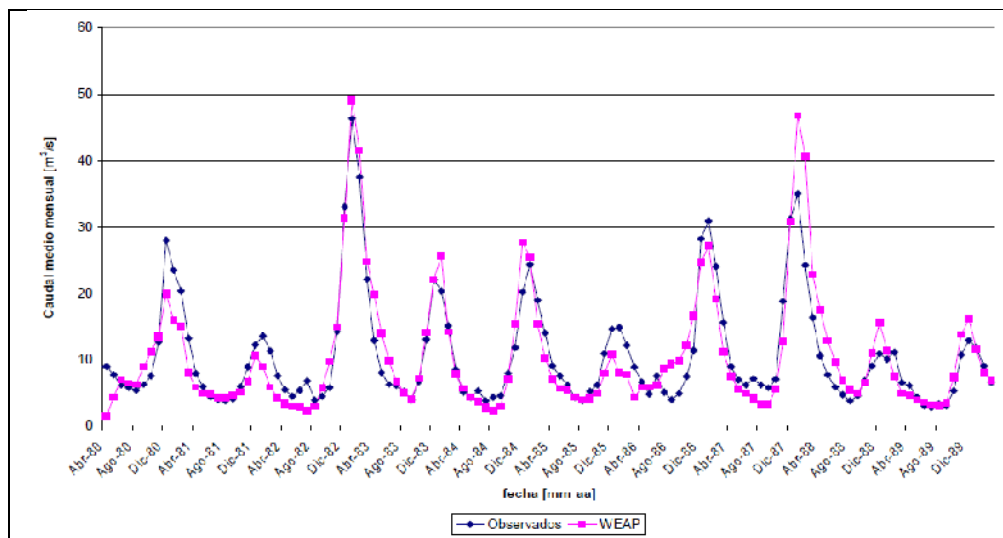
Otro trabajo que también fue realizado en cuencas nivales de la IV región fue el realizado por Mardones (2009). Este trabajo consistió en la modelación de las cuencas del río Elqui y Hurtado, y su posterior análisis aplicando escenarios de cambio climático. Se logra una buena modelación a nivel mensual, pero no se menciona la utilización de registros de nieve para calibrar el modelo.



**Figura 2.6 – Modelación cuenca Río Elqui**  
**Fuente: Mardones, 2009.**

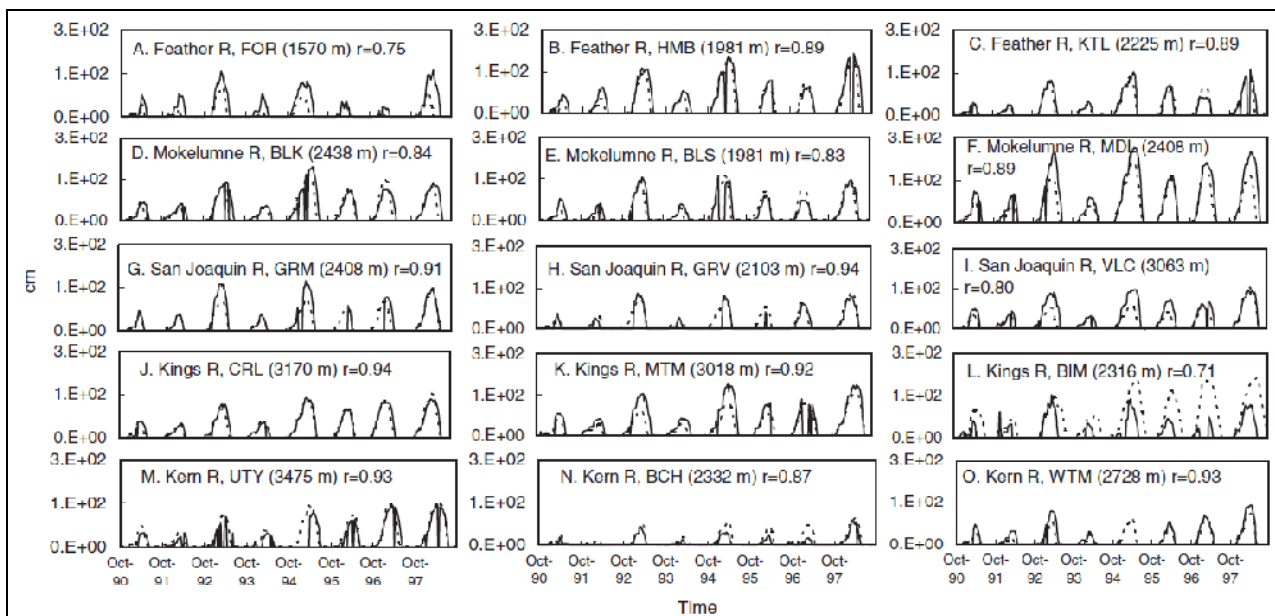
La tónica de los trabajos analizados es que en muchos casos no se realiza (aparentemente) la calibración usando datos de nieve, a pesar de que se trata de cuencas que dependen en gran parte del derretimiento de la nieve acumulada durante el invierno y por lo tanto para que el modelo sea realmente representativo de la realidad se deberían haber tomado en cuenta los procesos que involucran acumulación y derretimiento. Sin embargo, las modelaciones obtenidas para el caudal en general se ajustan de buena manera a lo observado y el modelo responde como se espera cuando se aplican variaciones en la temperatura o precipitación.

Entre los trabajos realizados que sí toman en cuenta la cobertura nival se encuentra el realizado por Lagos y Vargas (2009). En este trabajo se analizó el cambio que se experimentarían los caudales mensuales afluentes al embalse el Yeso ante escenarios de cambio climático, y se tuvo en consideración la cobertura nival para su calibración de un modo cualitativo, en que se buscaba no tener excedentes de nieve acumulados año a año en zonas donde normalmente no se observa nieve.

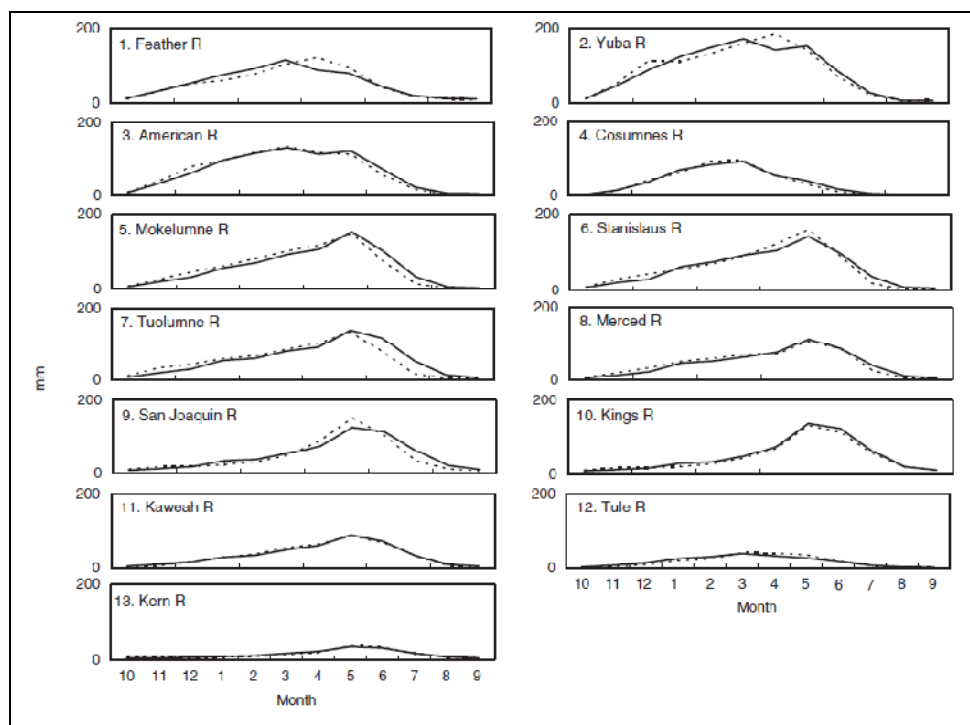


**Figura 2.7 – Modelación río Yeso**  
**Fuente: Lagos y Vargas, 2009**

En cuanto al resto del mundo, se han realizado diversos trabajos sobre todo en los Estados Unidos. Dentro de estos trabajos vale la pena mencionar el realizado por Young y otros (2009) debido a la similitud de las cuencas estudiadas con las Chilenas. En este trabajo se modelan diversas cuencas del cordón montañoso de la Sierra Nevada, en California y se estudio el impacto del cambio climático en sus regímenes de escorrentía. La escala temporal usada es semanal, y a diferencia de los trabajos realizados en Chile, este sí toma en cuenta para la calibración la acumulación de nieve durante el invierno de una forma cuantitativa basándose en registros de equivalente en agua observados.



**Figura 2.8 – Modelación de registros de nieve, línea punteada representa nieve simulada**  
**Fuente: Young et al., 2009**



**Figura 2.9 – Modelación de diversos ríos en California, línea punteada representa caudal simulado.**  
**Fuente: Young et al., 2009**

Respecto a otros trabajos con distintas metodologías, destaca el modelo estadístico que utiliza la DGA para realizar sus pronósticos anuales de deshielo (DGA, 2010). La entidad del gobierno realiza en Septiembre de cada año un pronóstico basado en probabilidades de excedencia de acuerdo a la precipitación observada durante el año, obteniendo el volumen del deshielo a través de una correlación con la precipitación total observada hasta la fecha, y distribuyendo este volumen a lo largo de los meses de primavera y verano. Este pronóstico depende totalmente de la información en las estaciones

pluviométricas y no considera variables importantes para la generación de escorrentía de deshielo como la radiación o la temperatura: su enfoque es totalmente estadístico y no permite estudiar en detalle los procesos hidrológicos que ocurren dentro de la cuenca.

## 2.4. Imágenes satelitales MODIS Snowcover

Durante el año 1999, la NASA puso en órbita los satélites Terra y Aqua, los cuales llevan consigo un paquete de instrumentos científicos denominados “MODIS”, o “Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer”. Este paquete de instrumentos captura imágenes en 36 distintas bandas espectrales y a resoluciones que van desde los 250 hasta los 1000m. Una aplicación particular de estos instrumentos han sido las imágenes MODIS-Snowcover (Hall et al., 2002). Estas imágenes fueron utilizadas por Cartes (2009) y procesadas para la obtención de la cobertura porcentual de nieve de una cuenca. Se utilizó un filtro NDSI (“Normalized Difference Snow Index”) como criterio para establecer la existencia o no de nieve, el cual clasifica los píxeles de la imagen de acuerdo a su reflectancia, pudiendo clasificar el manto presente de acuerdo a la imagen en distintas categorías numéricas las cuales están asociadas con la calidad del mismo (Choi y Bindschadler, 2004). Para este trabajo se eligió el filtro NDSI 0.4, ya que según la validación realizada por Cartes (2009) este nivel de filtro representa un manto de nieve de aproximadamente 1 a 10 cm de espesor y representa la cota inferior de un manto de nieve de calidad apropiada para considerarlo en la modelación. En la figuras 2.10 y 2.11 se presenta la validación de las imágenes satelitales para un valor de NDSI de entre 0.33 y 0.48.

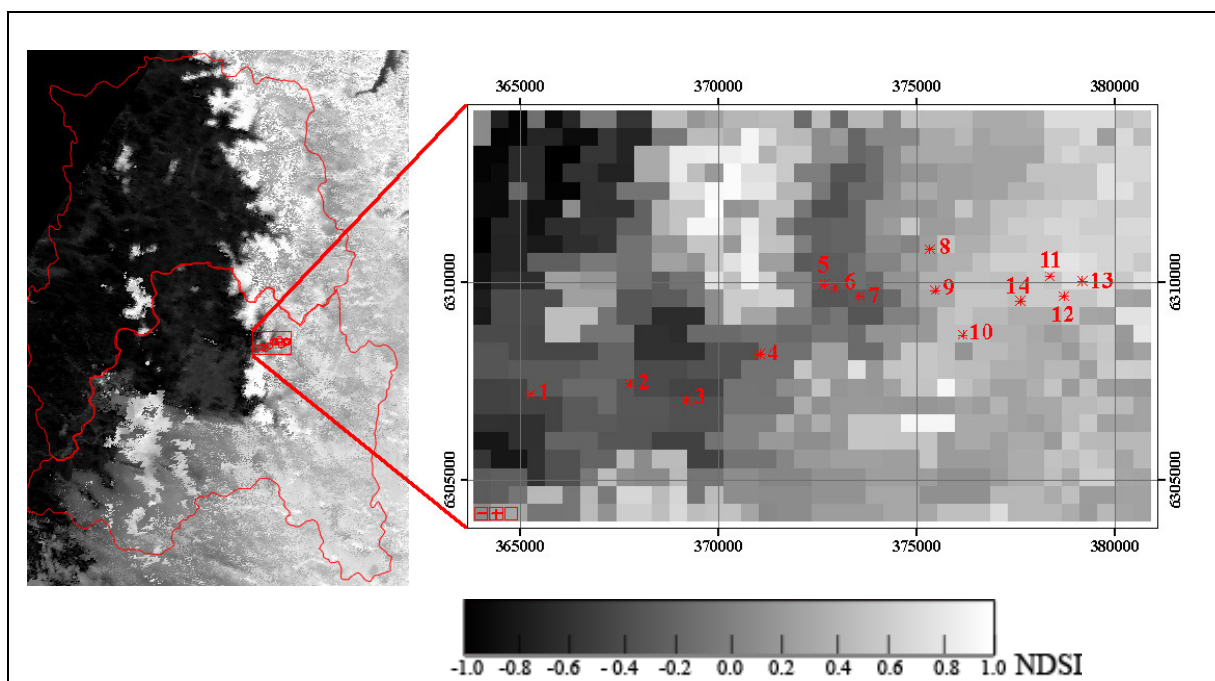


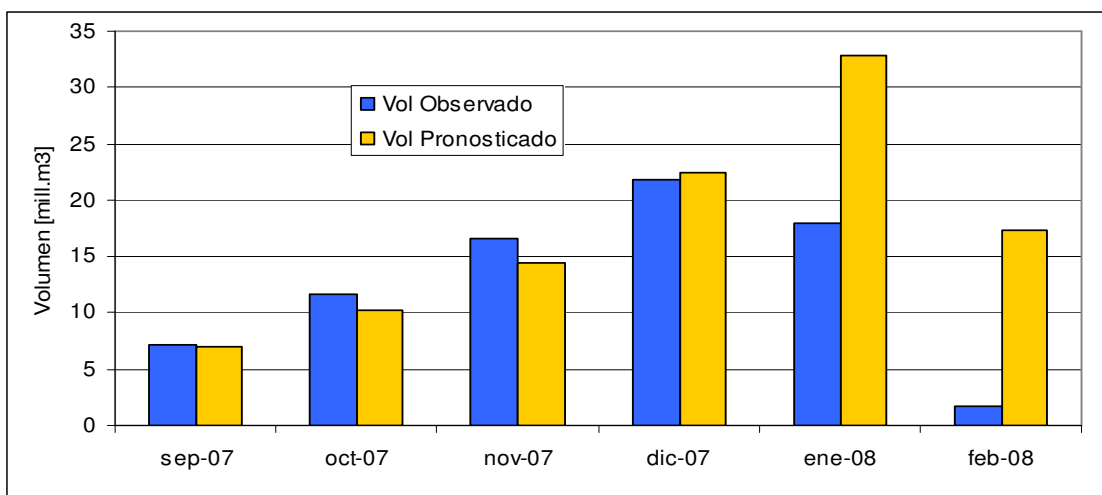
Figura 2.10 – Imagen Satelital MODIS Snowcover con filtro NDSI

Fuente: Cartes 2009, modificado para este trabajo.



**Figura 2.11 – Fotografía de sectores con nieve equivalente a un valor NDSI de 0.33 a 0.48**  
**Fuente: Cartes 2009, modificado para este trabajo.**

El trabajo realizado por Cartes, si bien no es una modelación propiamente tal, si es novedoso ya que utiliza información de percepción remota de cobertura nival por primera vez en Chile para estimar la escorrentía de deshielo. Parte de la información procesada de imágenes satelitales por este trabajo se utiliza en esta modelación para verificar el buen ajuste del manto nival modelado, lo cual será explicado en el siguiente capítulo. Respecto a los resultados obtenidos por Cartes, lamentablemente no se obtuvieron pronósticos muy precisos para el volumen de deshielo simulado, pero es importante señalar que se dio un primer paso en dar a conocer fuentes alternativas de información que ayudan a suplir la falta de ésta en los Andes.



**Figura 2.12 – Pronóstico de deshielos para cuenca río Juncal en Juncal**  
**Fuente: Cartes 2009.**

## **2.5. Evaluación estadística y cualitativa de resultados de modelaciones hidrológicas**

Para evaluar los resultados de la modelación, en la literatura se han utilizado los siguientes índices para caracterizar el comportamiento de una cuenca.

**Fecha de caudal peak:** Consiste en el día del año en que ocurre el caudal máximo de la temporada de deshielo. Este parámetro es importante de evaluar ya que una buena modelación implica que los tiempos involucrados en la modelación del caudal de deshielo sean los correctos.

**Inicio de la temporada de derretimiento:** Consiste en la fecha en que se inicia el derretimiento de forma marcada. Al igual que la fecha de caudal peak, este parámetro está relacionado con una buena modelación de la distribución temporal de caudales, y corresponde a la fecha en que ocurre la máxima desviación negativa del caudal medio acumulado respecto al caudal medio de la cuenca.

**Caudal medio diario/mensual:** Representa el caudal medio diario/mensual.

**Volumen anual:** Representa el volumen total anual de escurrimiento, calculado entre el 1ero de Abril de un año y el 31 de Marzo del año siguiente para el caso del año hidrológico en Chile.

**Porcentaje del área cubierta por nieve:** El trabajo realizado por Cartes permitió obtener una base de 7 años de cobertura nival porcentual, los cuales serán utilizados para calibrar la cobertura nival porcentual obtenida por la modelación realizada en este trabajo. El método para determinar la cobertura nival porcentual (CN%) en la cuenca se basa en la siguiente ecuación

$$CN\% = \sum_{i=1}^{36} \frac{A_i * V_i}{Area\ total} \quad \text{Ecuación 2.12}$$

*A<sub>i</sub>* = área de la banda de elevación *i*

*V<sub>i</sub>* = variable binaria (1 o 0) que define si en la banda existe nieve (1 si existe, 0 si no existe)

Para este trabajo, se define una banda con nieve como una banda que contenga más de 1 mm de equivalente en agua. Se eligió este valor porque muchas veces el modelo deja año a año una capa acumulada de menos de 1 mm de equivalente en agua, incluso llegando a mostrar acumulaciones del orden de milésimas de milímetro. Este error se debe al algoritmo que utiliza el modelo para simular el derretimiento, en donde podrían darse situaciones en que el derretimiento simulado sea justo milésimas o décimas de milímetro más bajo que el manto nival existente, dejando un residual como el señalado.

**Máximo anual de nieve acumulado en la cota 2750 m.s.n.m.:** Este parámetro se utilizó ya que hay estadísticas de nieve en Portillo (2750 m.s.n.m.) para toda la serie histórica que permiten calibrar los gradientes de temperatura y de precipitación utilizados, además de verificar el buen ajuste de la modelación del manto nival.

**Snow Pillow en la cota 2750 msnm:** El Snow Pillow es un instrumento de medición del equivalente en agua que posee el manto nival, y se ubica en Portillo. Al igual que el parámetro anterior, existen registros de nieve detallados que permitirán evaluar el comportamiento del modelo en la cota respectiva.

El ajuste del modelo al caudal medio se evalúa usando los siguientes coeficientes estadísticos:

**Coefficiente de Nash-Sutcliffe:** Esta medida propuesta por Nash y Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970) busca establecer la eficiencia del modelo para predecir los caudales en comparación con la utilización de la media como predictor de la variable. Un coeficiente de NS = 0 implica que el modelo pronostica los caudales de igual forma a como lo haría la media de los datos observados, un NS negativo implica que la media es mejor predictor y un NS mayor a 0 implica que el modelo es mejor predictor que la media.

El coeficiente se calcula como sigue

$$NS = 1 - \sum_{i=1}^n \frac{(Qm_i - Qs_i)^2}{(Qm_i - \overline{Qm})^2}$$

**Ecuación 2.13**

*n* = número de datos

*Qs* = caudal simulado

*Qm* = caudal medido

El problema de este coeficiente es que al ser cuadrático tiende a sobrevalorar las deficiencias o aciertos del modelo para caudales altos, y subvalorar las eficiencias y deficiencias del modelo para caudales bajos. Krause y otros señalan que para contrarrestar este problema es bueno primero aplicar una transformación logarítmica a los valores observados y simulados (Krause et al., 2005), por lo que se evaluará la modelación usando este criterio adicional (de ahora en adelante definido como NS Log).

**Error cuadrático medio:** El ECM se define como el promedio del cuadrado de la diferencia entre la medida estimada y la original. Un ECM de 0 implica una modelación perfecta, y para valores mayores a cero el ECM se utiliza para comparar modelaciones distintas de la misma variable. El ECM se define de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$ECM = \frac{\sum_{i=1}^n (Qm_i - Qs_i)^2}{n}$$

**Ecuación 2.14**

**BIAS:** El “bias” o sesgo estadístico es el promedio de la diferencia entre los valores medidos y los valores estimados. Sirve para evaluar la existencia de errores sistemáticos de sub o sobreestimación de la variable modelada. Su fórmula es similar a la del ECM pero a diferencia de esta no incluye el término cuadrático, por lo que se ve menos influenciado por diferencias entre los caudales máximos simulados y observados, ya que el ECM amplifica estos errores.

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n Qm_i - Qs_i}{n}$$

**Ecuación 2.15**

## 2.6. Análisis de sensibilidad

Se evalúa el comportamiento del modelo de acuerdo a un análisis de sensibilidad aplicado a los parámetros que se usaron en la calibración. También se evalúa la respuesta de la cuenca modelada ante escenarios climáticos simplificados. Este análisis consiste en variaciones de la temperatura en 1, 2, 5 y 10°C. Se usaron estos valores debido a que el modelo climatológico PRECIS del DGF, un modelo de circulación atmosférica regional que se basa en datos del modelo HadCM3 de circulación global para



modelar el comportamiento de la atmósfera a una escala adecuada para realizar estudios regionales, proyecta cambios de temperatura positivos para la cordillera de los Andes (CONAMA, 2006) y es necesario saber al menos de manera cualitativa como serán los cambios en esta cuenca de gran altura. Trabajos anteriores (Mena 2009, Mardones 2009, Lagos y Vargas 2010) han usado PRECIS como base de escenarios para evaluar el cambio que experimentaría la hidrología de una cuenca ante los escenarios climáticos futuros. Se simulan además escenarios de disminución en un 10, 25 y 50% en la precipitación, ya que el modelo PRECIS identifica disminuciones de ese orden en la precipitación para la zona central. La variable a considerar para estos análisis de escenarios climáticos serán el caudal medio mensual y la cobertura media mensual.

El análisis de sensibilidad de parámetros de calibración es una herramienta importante para evaluar el funcionamiento del modelo y detectar que parámetros deben ser estudiados en mayor profundidad ya que su incertidumbre afecta de una mayor manera la incertidumbre del modelo (Hamby 1994, Lenhart et al., 2002). En este caso, se usará el criterio de “Índice de sensibilidad” (Lenhart et al., 2002), definido como la aproximación finita de la derivada parcial de la variable simulada con respecto al parámetro de modelación. Este criterio consiste en variar el parámetro  $x$  en un porcentaje positivo y negativo ( $\pm\Delta x$ ), y así obtener dos valores para la variable simulada ( $y_2$  e  $y_1$ ). El índice de sensibilidad se calcula entonces como sigue

$$I = \frac{y_2 - y_1}{2\Delta x} \quad \text{Ecuación 2.16}$$

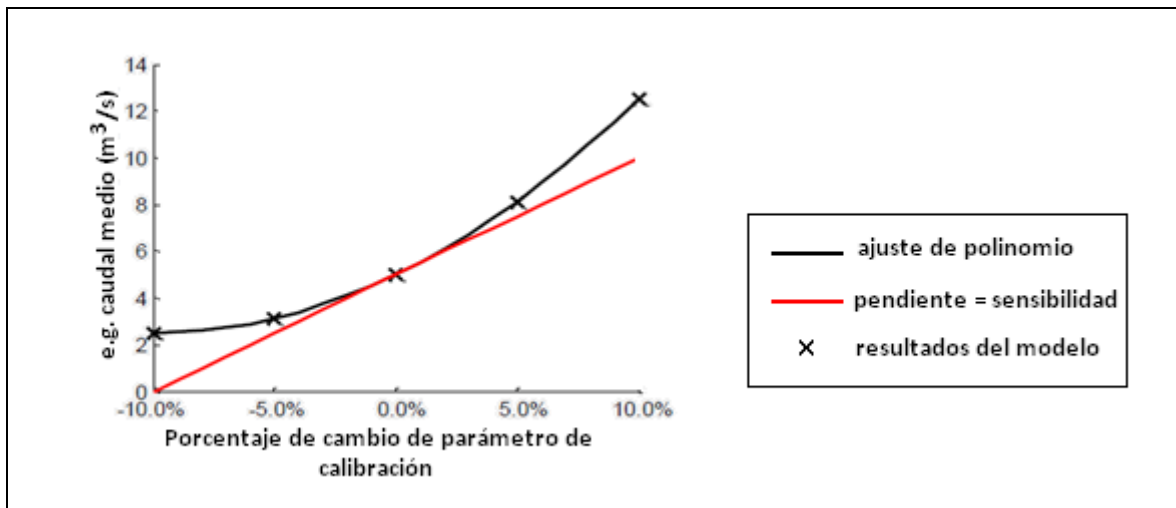
Idealmente este índice se debe usar de manera normalizada o adimensional, por lo que el índice que finalmente se usará tiene la siguiente fórmula, donde

$$I_{\square} = \frac{(y_2 - y_1)/y_0}{2\Delta x/x_0} \quad \text{Ecuación 2.17}$$

**$y_0$  = valor de la variable “y” original antes del análisis**  
 **$x_0$  = valor del parámetro x original antes del análisis**

El análisis de sensibilidad servirá para fundamentar las conclusiones acerca de las fortalezas y debilidades de WEAP y su eficiencia en la aplicación para modelar cuencas nivales. Para el análisis se tomaron en cuenta 2 variables: el centroide del hidrograma anual, (Hodgkins et al. 2003, Stewart et al. 2004, Cortes et al. 2010) y el caudal medio. El centroide se utilizó debido a que sirve como índice de la distribución de caudales en el año y el caudal medio para ver el impacto de la variación del parámetro de calibración sobre la generación total de escorrentía. Además, también se analizó el cambio en el coeficiente de NS para comprobar cómo cambia el ajuste del modelo a medida que se varían los parámetros.

Se estudió la razón de cambio de la variable modelada (ya sea caudal medio o centroide del hidrograma anual) en función de la razón de cambio del parámetro. El resultado de este análisis es un gráfico como el que sigue (figura 2.13), donde se muestra como cambia la variable estudiada frente a variaciones del parámetro de modelación.



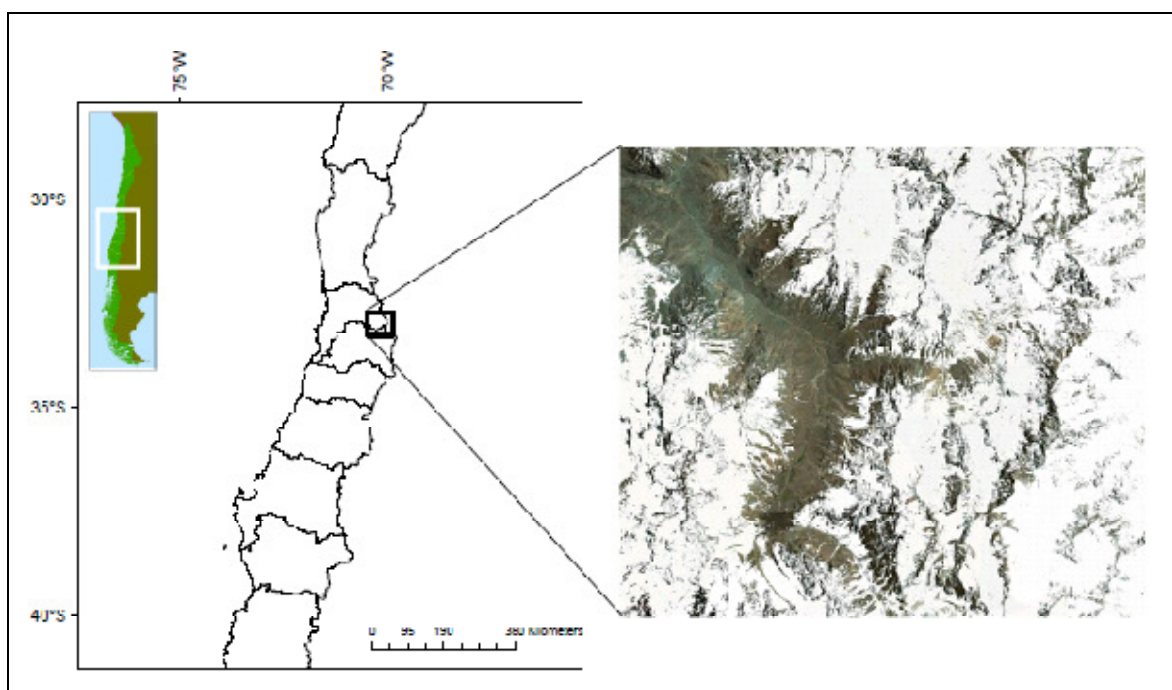
**Figura 2.13 – Ejemplo de análisis de sensibilidad**  
**Fuente: Ragetti et al. 2010, modificado para este trabajo.**

Finalmente, se estudia como cambia el ajuste de la modelación del caudal medio mensual a los datos observados a medida que se varía el parámetro de calibración. El ajuste se midió utilizando el índice NS.

### 3. Zona de estudio

#### 3.1. Ubicación

La zona de estudio se ubica en la Región de Valparaíso, Chile, tal cual como se muestra en la figura 3.1. Específicamente se trata de la cuenca del río Juncal delimitada por el punto de salida de la estación Juncal en Juncal. Esta estación está ubicada en las coordenadas 32.87°S y 70.15°O aproximadamente.



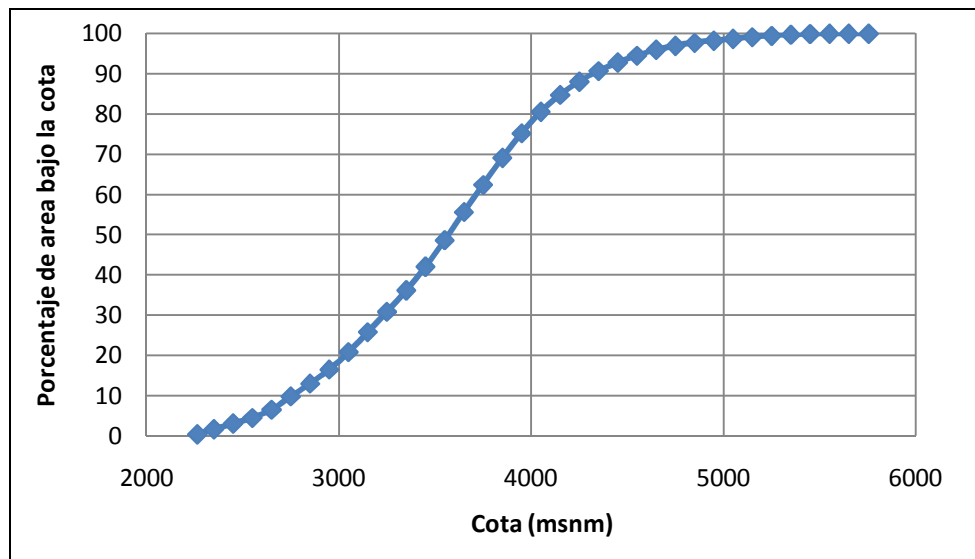
**Figura 3.1 – Imagen satelital de la zona de estudio**  
**Fuente: Google Earth**

Dentro de la cuenca no existen asentamientos humanos importantes, excepto por una estación de ferrocarriles abandonada durante el siglo pasado, ni tampoco extracciones de agua desde el río para uso humano. El uso del suelo de la cuenca no ha cambiado en los últimos 50 años de manera significativa, por lo que es una excelente cuenca de estudio debido a su régimen natural inalterado. Comunicaciones personales sugieren que la estación fue cambiada de posición aguas arriba en decenas de metros durante el año 2007, pero el análisis de consistencia no detectó este cambio por lo que se presume que la estación sigue siendo representativa del caudal generado en la misma cuenca que la posición anterior.

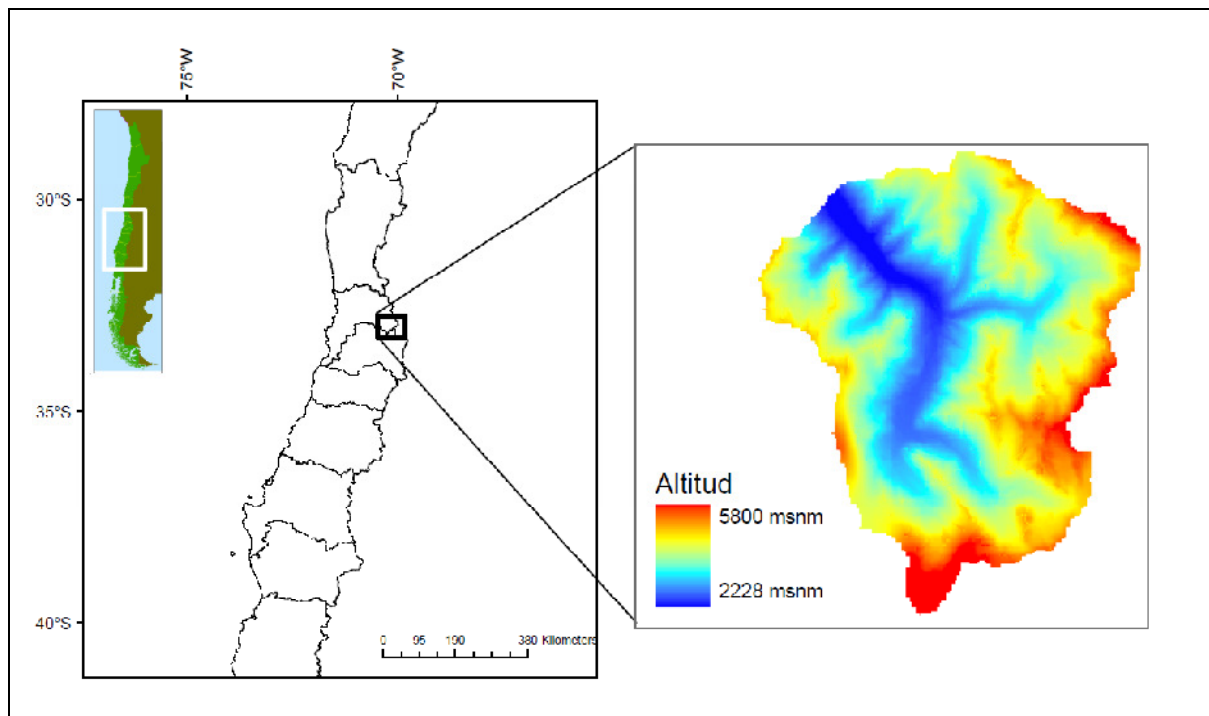
#### 3.2. Características morfológicas

La cuenca está ubicada en una zona de alta montaña, con un rango de elevación que va desde los 2200 m.s.n.m. hasta más de 5800 m.s.n.m., con una altura media de 3500 m.s.n.m. Hay presencia de acantilados, planicies en el valle central, y zonas de glaciación permanente. La cuenca tiene un área total

de aproximadamente 238 km<sup>2</sup>, con la mayor parte de su área comprendida entre los 3000 y 4000 m.s.n.m. La distribución de esta área, conforme se va escalando en altura, se presenta en las figuras 3.2 y 3.3.



**Figura 3.2 – Curva hipsométrica de la cuenca**



**Figura 3.3 – Morfología de la cuenca**

### **3.3. Características climáticas e información meteorológica disponible**

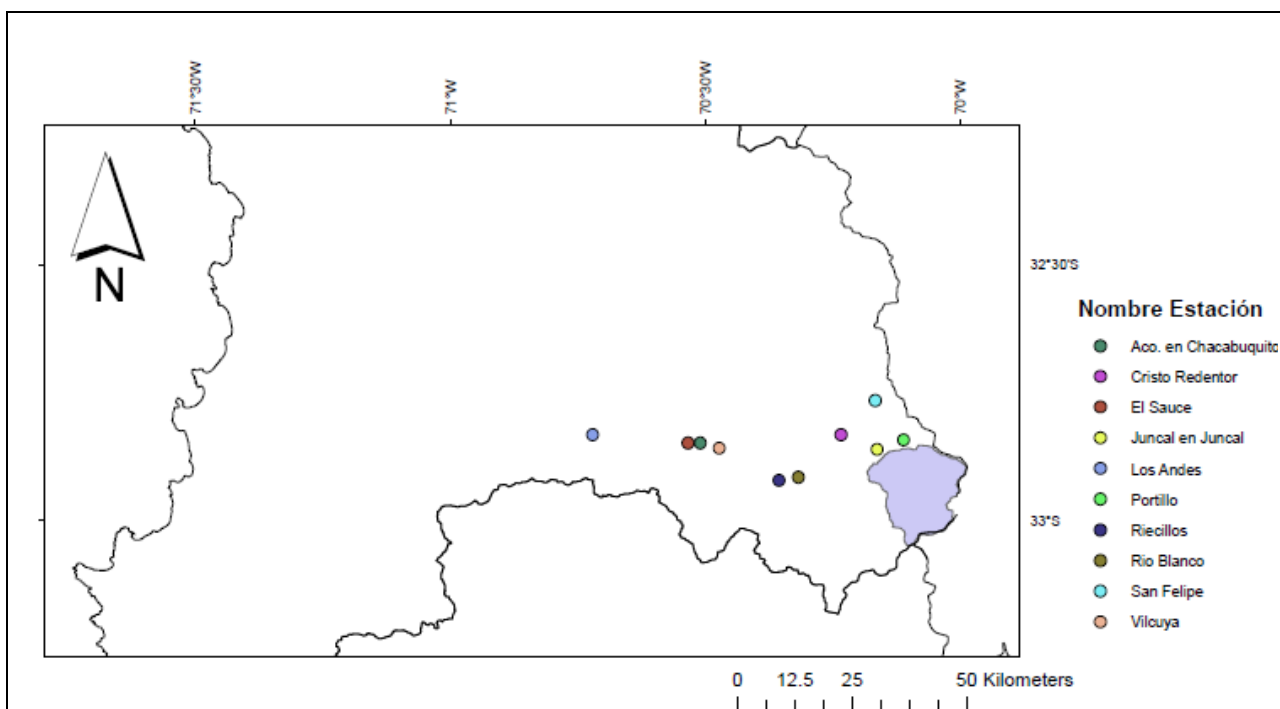
La cuenca presenta un clima de altura, con precipitaciones en forma de nevadas durante el invierno y una temporada seca prolongada que dura desde principios de la primavera (octubre) hasta principios de otoño (Marzo). De acuerdo al gradiente de lluvia que se utilice (ver capítulo 4), la precipitación media sobre la cuenca puede variar entre los 900 y los 1400 mm anuales, representando un

aporte de cerca de 8 a 10 m<sup>3</sup>/s si es que se le extiende por todo el año. El caudal medio en la cuenca es cercano a 6 m<sup>3</sup>/s, lo que representa un rendimiento, esto es volumen de agua que sale de la cuenca dividido por volumen que entra a la cuenca, de entre el 60 y el 80%.

La información usada para la modelación y para los análisis previos se detalla a continuación en la tabla 3.1 y en la figura 3.4, con climatologías obtenidas del balance hídrico de Chile (DGA, 1987) y series históricas obtenidas de la DGA.

<b>Nombre Estación</b>	<b>Tipo de Registro</b>	<b>Escala temporal utilizada</b>	<b>Años de Registro</b>	<b>Altitud (m.s.n. m.)</b>	<b>Coordenada °S</b>	<b>Coordenada °W</b>
Juncal en Juncal	Caudal	Diaria y Mensual	1970-2007	2228	32 51	70 10
Aconcagua en Chacabuco	Caudal	Diaria y Mensual	1950-2007	950	32 51	70 30
Vilcuya	Precipitación y Temperatura	Diaria y Mensual	1970-2007	1110	32 51	70 28
Riecillos	Precipitación	Diaria y Mensual	1970-2007	1290	32 55	70 21
Portillo	Ruta de nieve y temperatura	Diaria y anual	1950-2007	2750	32 49	70 08
Rio Blanco	Precipitación	Climatología	1961-1980	1420	32 55	70 19
San Felipe	Precipitación	Climatología	1970-2007	650	32 46	70 43
Los Andes	Precipitación y Temperatura	Climatología	1972-2005	820	32 50	70 36
El Sauce	Precipitación	Climatología	1961-1980	821	32 51	70 32
Cristo Redentor	Temperatura	Climatología	1951-1970	3830	32 50	70 07
Juncal	Temperatura	Climatología	1974-1979	2217	32 51	70 10

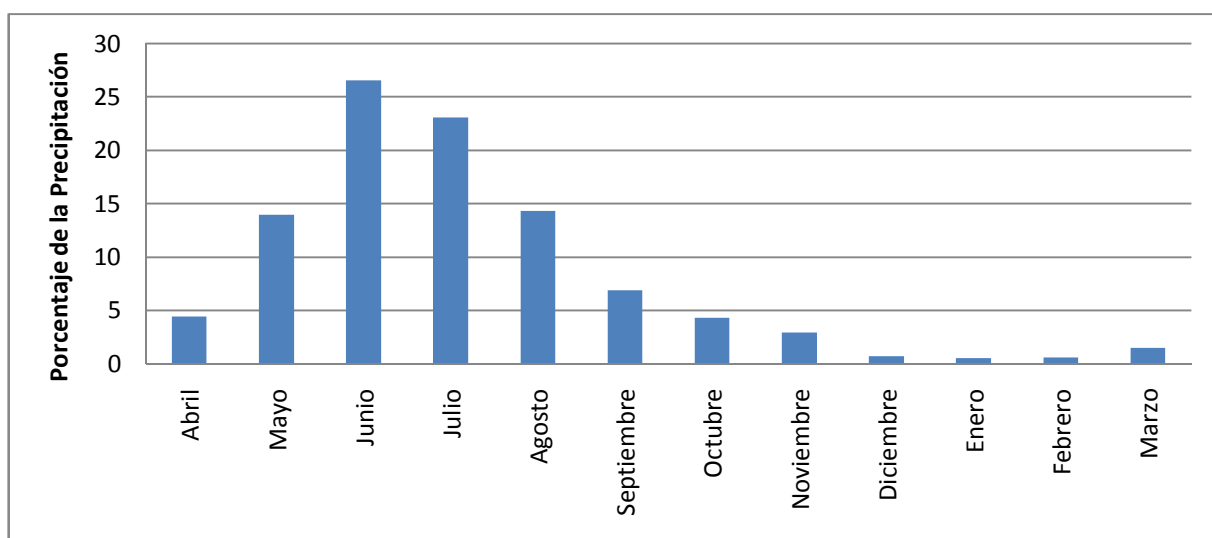
**Tabla 3.1 – Estaciones utilizadas en el estudio**



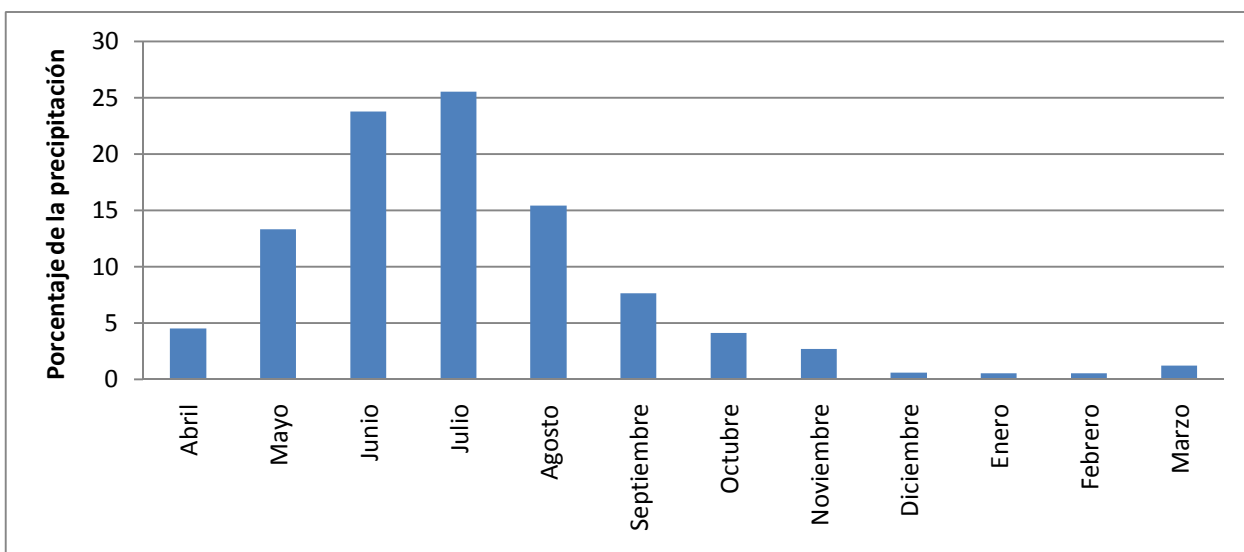
**Figura 3.4 – Estaciones utilizadas en este trabajo. La cuenca del río Juncal aparece sombreada.**

Tal cual como se puede ver en la figura 3.4, todas las estaciones utilizadas en este trabajo están fuera de la cuenca, y solamente tres presentan una elevación mayor a 1500 m.s.n.m., lo que representa un desafío pues se debe buscar la forma de extrapolar la información hacia las bandas de elevación más altas de la cuenca. Las dos estaciones preseleccionadas para el input de información fueron Vilcuya y Riecillos. Estas fueron elegidas en base a su mayor altura, correlación con volúmenes observados de escorrentía y por su calidad y extensión temporal adecuada.

La distribución porcentual de precipitaciones en la cuenca durante el año (usando la información de la estación Riecillos y Vilcuya) se muestra en las figuras 3.5 y 3.6.

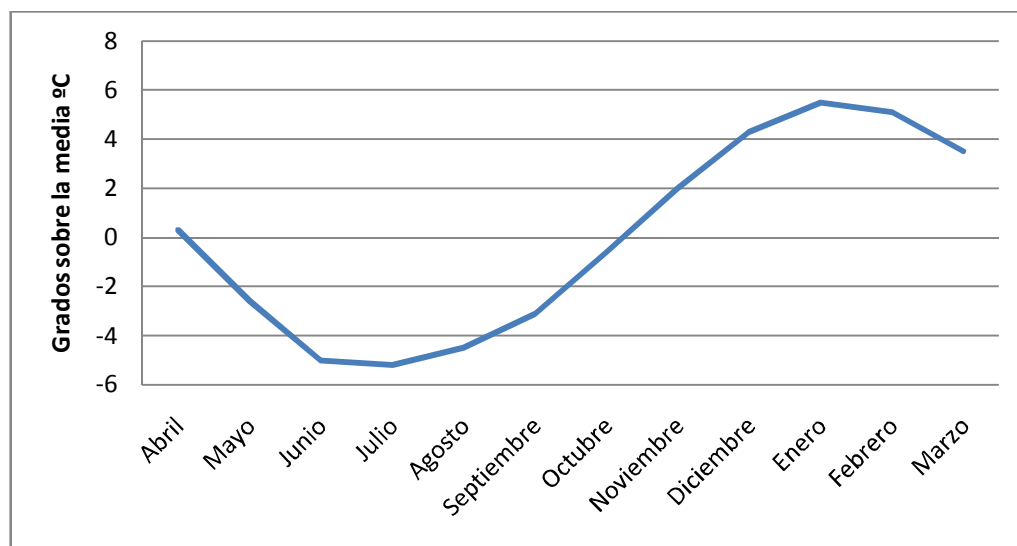


**Figura 3.5 – Distribución mensual de la precipitación en la estación de Riecillos, la precipitación media anual es de 558 mm.**



**Figura 3.6 – Distribución mensual de la precipitación en la estación Vilcuya, la precipitación media anual es de 354 mm.**

Para la temperatura media sobre la cuenca también se muestra la distribución anual en la figura 3.7, usando los valores medios de la estación Vilcuya.

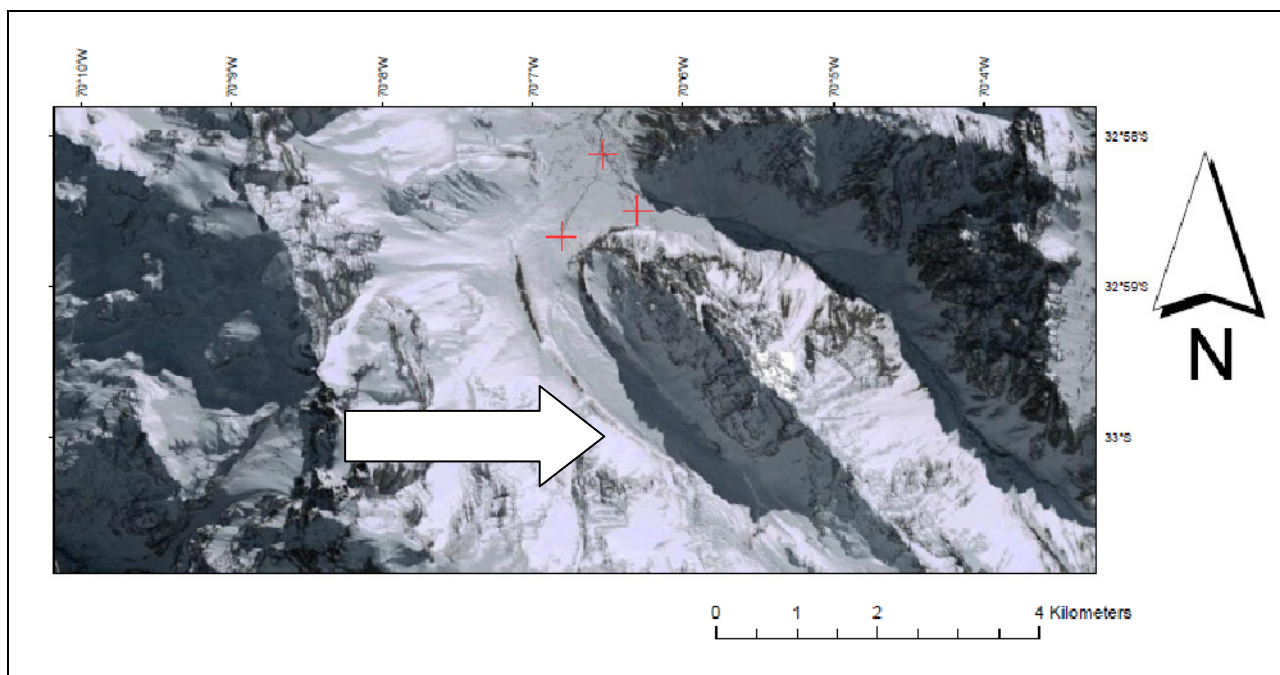


**Figura 3.7 – Distribución mensual de temperaturas en Vilcuya, la temperatura media anual es de 15°C.**

### 3.4. Características hidrológicas

El río Juncal presenta un régimen marcadamente nival, con las crecidas importantes ocurriendo durante los meses de primavera y verano. El caudal medio anual en el punto de salida de la cuenca es de 6.2 m<sup>3</sup>/s, con una desviación estándar de 5 m<sup>3</sup>/s, lo que denota una gran variabilidad inter anual en la cuenca. La mayor parte del caudal proviene del derretimiento de las nieves acumuladas durante la temporada de invierno, y también se tienen aportes desde el glaciar Juncal durante los meses de mayores temperaturas. Estos aportes van desde los 2 a 4 m<sup>3</sup>/s en verano (Ragetti et al., 2010). El glaciar tiene un área aproximada de 10 km<sup>2</sup>, y consiste en una meseta de hielo ubicada sobre los 4500 m.s.n.m.

aproximadamente con una lengua glaciara de cerca de 6 km de largo que llega hasta los 2800 m.s.n.m. de elevación, transportando nieve y hielo a través de la porción superior del valle, tal como se muestra en la figura 3.8.



**Figura 3.8 – Imagen Satelital glaciar Juncal (señalado por una flecha)**

**Fuente: Google Earth**

Durante la temporada de caudales más bajos, la cual ocurre durante los meses comprendidos entre Junio a Agosto, se tiene un caudal constante de entre 1 y 3 m<sup>3</sup>/s todos los años. No queda claro si este caudal proviene del derretimiento del glaciar o de si es originado en el derretimiento de nieve remanente de la temporada pasada: se tratará de explicar este origen a través del modelo. Durante la temporada de deshielo, el caudal medio diario puede crecer hasta los 30 m<sup>3</sup>/s, y las mayores crecidas se producen en años de episodios ENSO cálidos (El Niño) debido a un fuerte aumento de las precipitaciones durante el invierno, con un consecuente aumento de la profundidad acumulada en el manto nival y por lo tanto mayores caudales de deshielo.

La cuenca registra muy pocas crecidas pluviales debido a la gran altura y a las bajas temperaturas presentes. En las curvas de variación estacional (figura 3.10) se puede apreciar este hecho, en que los caudales en época de estiaje permanecen estables sin importar lo húmeda que es la temporada de lluvias. En la serie histórica de caudales medios diarios comprendida entre 1970 y el 2007, presentada en la figura 3.9 se presenta solamente 1 crecida de este tipo durante Mayo del año 1993, la que ocurrió debido a fuertes precipitaciones con temperaturas cálidas en altura, presencia de nieve anterior y alta humedad del suelo debido a otras precipitaciones recientes. Esta crecida está marcada en la figura 3.9 con una flecha.

El área de estudio no presenta acuíferos según el sistema de información de riego de la CNR (CNR, 2010), lo que es esperable debido a las grandes pendientes presentes en la cuenca, pero no se descarta la presencia de acuíferos pequeños que tengan capacidad de almacenamiento interanual en la parte baja de la cuenca y que no hayan sido estudiados.



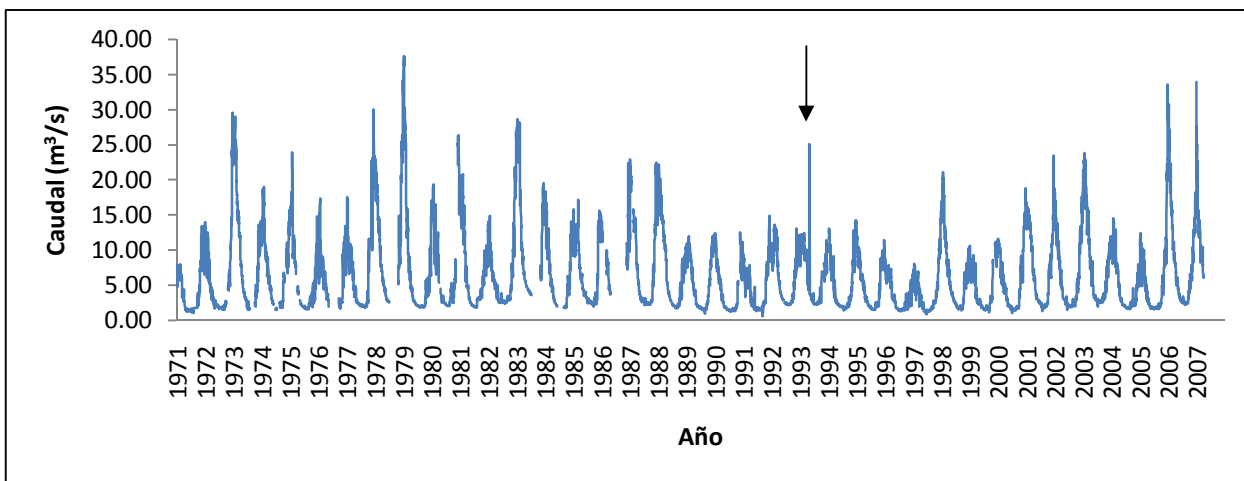


Figura 3.9 – Serie histórica de caudales medios diarios

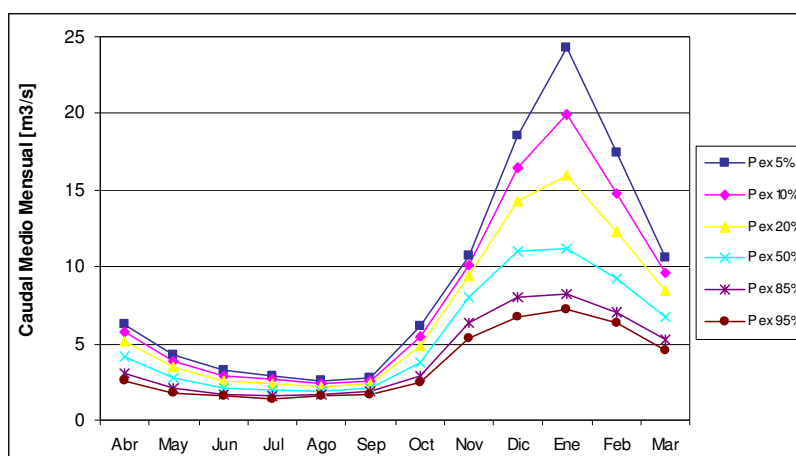
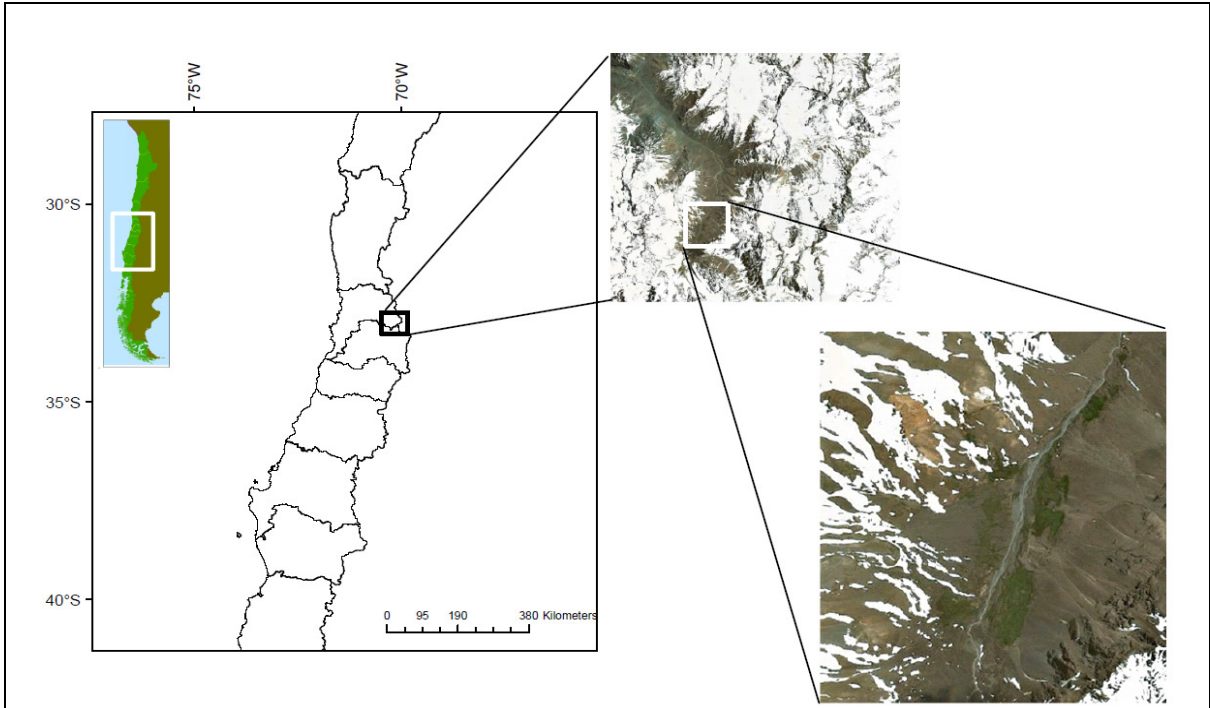


Figura 3.10 - Curva de variación estacional para Juncal en Juncal.  
Fuente: CADE-IDEPE, 2004.

### 3.5. Características de vegetación

La cuenca se caracteriza por tener un clima muy árido durante los meses de verano y otoño. Eso, sumado a la altura, hace que la vegetación solamente crezca cercana al cauce y de forma muy aislada. Usando imágenes satelitales se puede comprobar la existencia de esta vegetación durante los meses finales del verano, en zonas de vegas donde se registran acumulaciones de agua y una mayor humedad en comparación al resto de la cuenca. No se tienen datos de características específicas de esta vegetación, pero se trata de pequeños arbustos que crecen de forma aledaña al cauce y que no deberían tener mayor incidencia en las pérdidas de agua por evapotranspiración, ni tampoco en la intercepción de nieve por la baja área total que ocupan. Estas zonas de vegetación son aisladas dentro de la cuenca, y en la figura 3.11 se muestra la zona más extensa de vegetación presente en la cuenca, con un área aproximada de 1.5 km<sup>2</sup>, situada a 2700 m.s.n.m.



**Figura 3.11 – Vegetación en la zona alta de la cuenca**

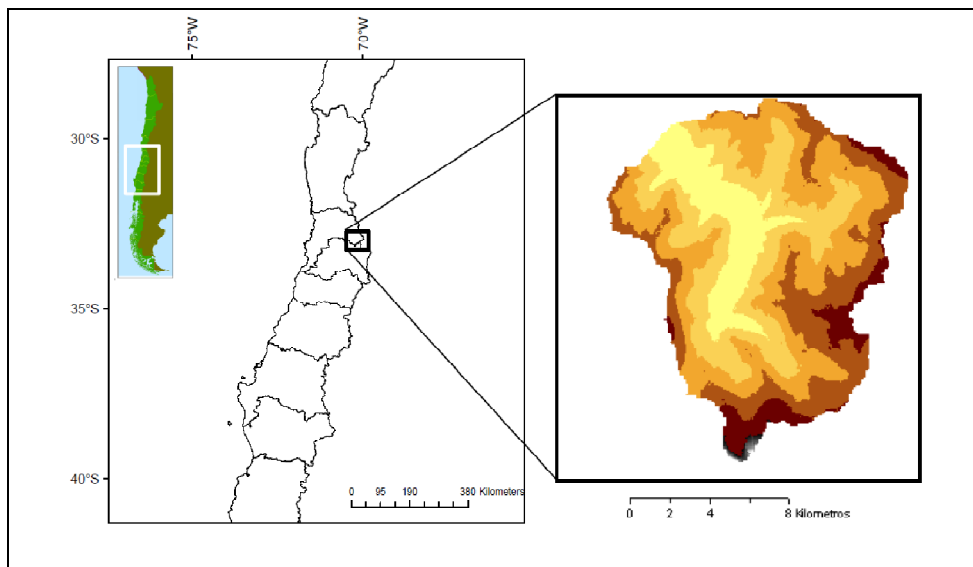
**Fuente: Google Earth**

## 4. Procesamiento de información para el modelo

### 4.1. Información topográfica

La información topográfica se obtuvo de un DEM (Digital Elevation Model) del USGS (Lehner et al., 2008). Utilizando el software WMS, el cual procesa los archivos topográficos entregando propiedades de las cuencas tales como área y límites, se delimitó la cuenca del río Juncal para el punto de salida (estación fluviométrica Juncal en Juncal) y luego con el programa ArcGIS se dividió la cuenca completa en distintas bandas de elevación. Se utilizaron las bandas de elevación en vez de subcuencas para así poder tener una mejor representación de las variables meteorológicas de acuerdo a la altura, tomando en cuenta que existen importantes diferencias de elevación dentro de la cuenca.

En un principio se escogieron bandas de elevación de 500 metros de altura, pero en las primeras modelaciones esta división espacial no resultó adecuada, ya que habían bandas de elevación que tenían áreas muy grandes en relación a otras por lo que influían de manera desproporcionada a la generación de escorrentía. Se optó por reducir las bandas de elevación a una diferencia de 100 metros entre ellas, resultando en 35 bandas distintas y en una mejor distribución del área de la cuenca. Un ejemplo de una división de bandas se detalla en la figura 4.1.



**Figura 4.1 – Ejemplo de bandas de elevación. Se muestra una separación bandas cada 600m.**

Para efectos de la modelación, WEAP no toma en cuenta parámetros topográficos como pendiente o presencia de acantilados en cada banda: el modelo toma sólo el área de la subcuenca para sus cálculos. No se utilizó el aspecto de los pixeles de la topografía (orientación norte o sur) ya que estaba fuera de los alcances de este trabajo. Esta podría ser una primera limitación del modelo ya que la nieve será acumulada de manera “plana”, siendo que en la realidad ésta tiene límites de acumulación cuando existen pendientes y hay procesos de transporte de nieve entre bandas de elevación distintas. Un dato especialmente relevante de cada catchment es la elevación media de éste. Como WEAP no toma en cuenta la altura para aplicar automáticamente un gradiente de precipitación o temperatura, estos gradientes fueron aplicados al momento de procesar la información meteorológica disponible, lo que se detalla a continuación.

## 4.2. Información meteorológica

### 4.2.1. Información pluviométrica

Cómo se mencionó en el capítulo 3, se cuenta principalmente con dos registros de precipitación con escala temporal adecuada, cercanía a la cuenca, y extensión suficiente para realizar la modelación: las estaciones de Riecillos y Vilcuya. Cómo ambas estaciones están relativamente cercanas y a alturas similares, se debe elegir entre una de ellas o utilizar una interpolación entre ambas para usarlas como base de la información meteorológica de entrada al modelo. Para esto se elaboró una correlación entre los totales anuales de cada estación y el volumen anual de escorrentía que pasó por la estación Juncal en Juncal en la respectiva temporada de deshielo. Las correlaciones se muestran en las figuras 4.2 y 4.3.

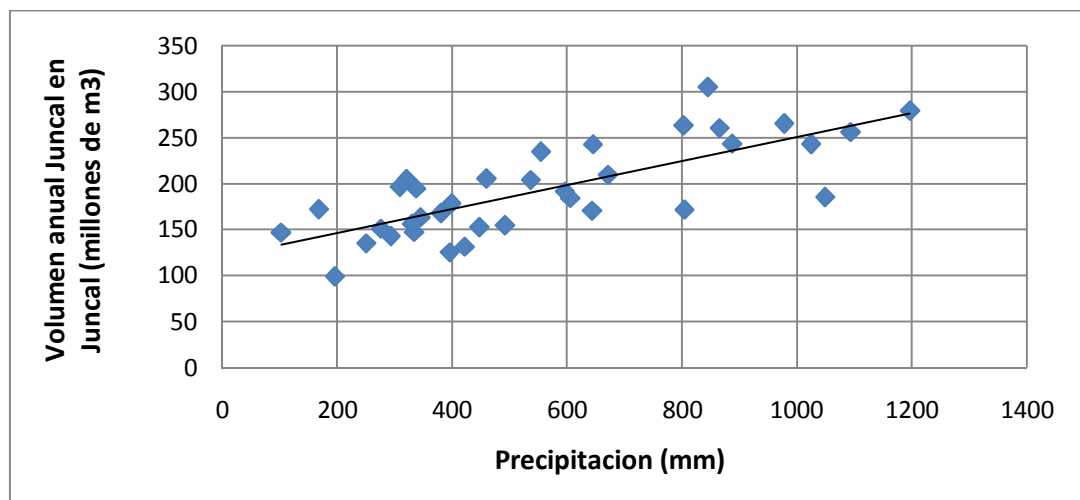


Figura 4.2 – Correlación entre Riecillos y volumen anual observado,  $R^2 = 0.59$

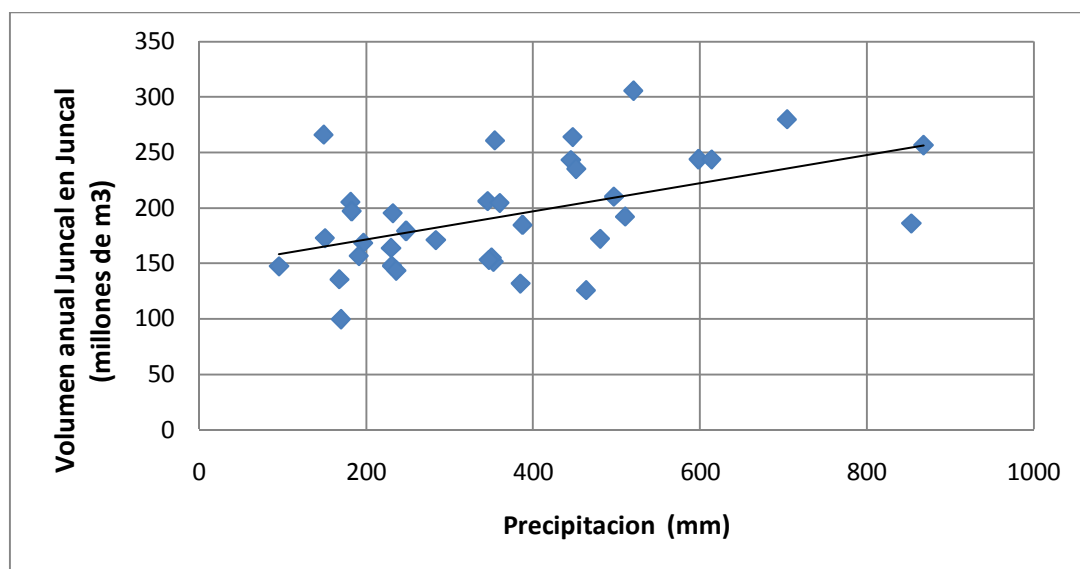
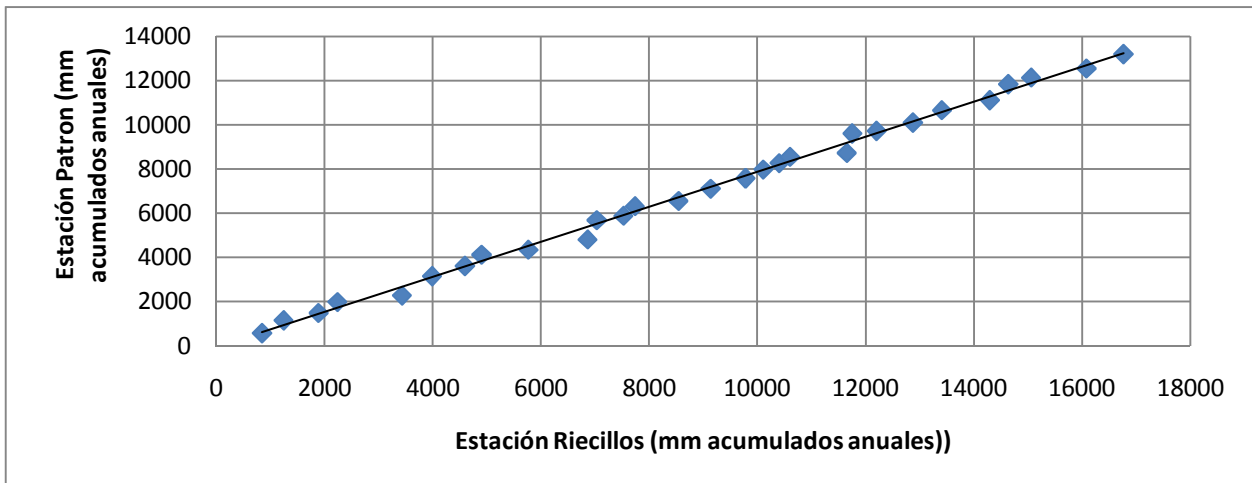


Figura 4.3 – Correlación entre Vilcuya y volumen anual observado,  $R^2 = 0.24$

Riecillos presenta una mejor correlación entre la cantidad de agua precipitada y el volumen anual de escorrentía generado en la cuenca, por lo que se elegirá esta estación como base para la información pluviométrica de entrada al modelo. Esto no quiere decir que la estación de Vilcuya tenga datos errados o

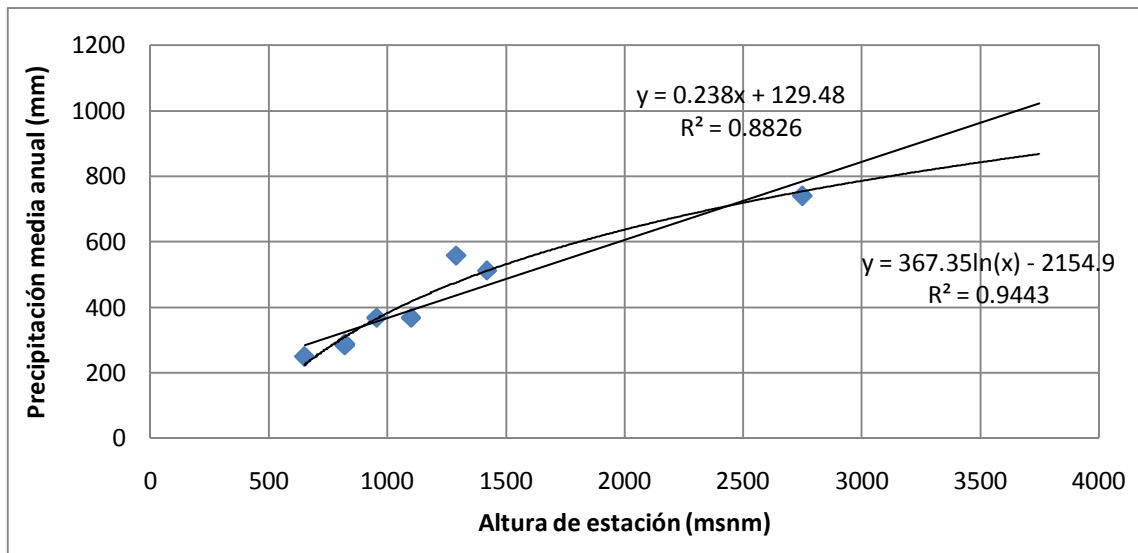
no sea consistente, sino que no es representativa de la precipitación que cae sobre la cuenca del río Juncal. La interpolación de ambas estaciones tampoco generó una mejor correlación. Se estudió también la consistencia de los datos de Riecillos, comparando estos registros con el promedio de otras estaciones de la zona (Los Andes y Vilcuya), las cuales forman una estación patrón, graficando las curvas doble acumuladas para ver posibles fallas o cambios en la metodología del registro de la estación. La CDA se muestra en la figura 4.4. Exceptuando ciertas desviaciones aisladas propias de la variabilidad en el tiempo y el espacio de la precipitación, la estación no presenta errores de consistencia relevantes.



**Figura 4.4 – CDA Riecillos vs Estación Patrón**

El último paso para procesar la información pluviométrica disponible consiste en obtener los gradientes de precipitación apropiados, ya que se tiene un desnivel importante en la cuenca y por lo tanto es importante distribuir la precipitación en la altura de manera correcta. Para este análisis se utilizó la climatología de las estaciones cercanas a la cuenca, y se estudió como variaba la precipitación en función de la elevación de cada una de las estaciones. El gradiente que se utiliza en este estudio corresponde al que se obtiene del promedio histórico de la precipitación anual observada en cada una de las estaciones. Las estaciones usadas para el cálculo de este gradiente, el cual es presentado en la figura 4.5, fueron las siguientes:

- Río Blanco
- Riecillos
- Vilcuya
- San Felipe
- Los Andes
- El Sauce
- Portillo



**Figura 4.5 – Gradientes pluviométricos lineales y logarítmicos**

Del análisis de gradientes se puede hacer una primera observación importante: tanto el gradiente lineal como el logarítmico se ajustan de forma correcta a la climatología observada en la zona. Este hecho, sumado a que no existen estaciones a una altura mayor a 2800 msnm (lo que representa una incerteza para el 80% del área de la cuenca), es una primera fuente de incertidumbre importante para la modelación que se debe tomar en cuenta antes de empezar a simular. Para tratar de tomar en cuenta esta incerteza, se usaron ambos gradientes en calibraciones distintas, llegando a la conclusión de que el mejor ajuste se producía usando el gradiente logarítmico, ya que el gradiente lineal exageraba de gran manera las acumulaciones de nieve en altura. Es importante notar que en términos de precipitación total sobre la cuenca, un gradiente lineal representa un 25% a un 40% extra de precipitación sobre la cuenca lo cual se manifiesta especialmente en la parte alta de ésta.

El proceso para llevar la precipitación observada en la estación base a una banda de elevación situada a una mayor altura consiste en la siguiente fórmula

$$PP_j = \frac{(367.35 \cdot \ln(H_j) - 2154.9)}{558} * PPr \quad \text{Ecuación 4.1}$$

*PP<sub>j</sub>* = precipitación en banda *j*

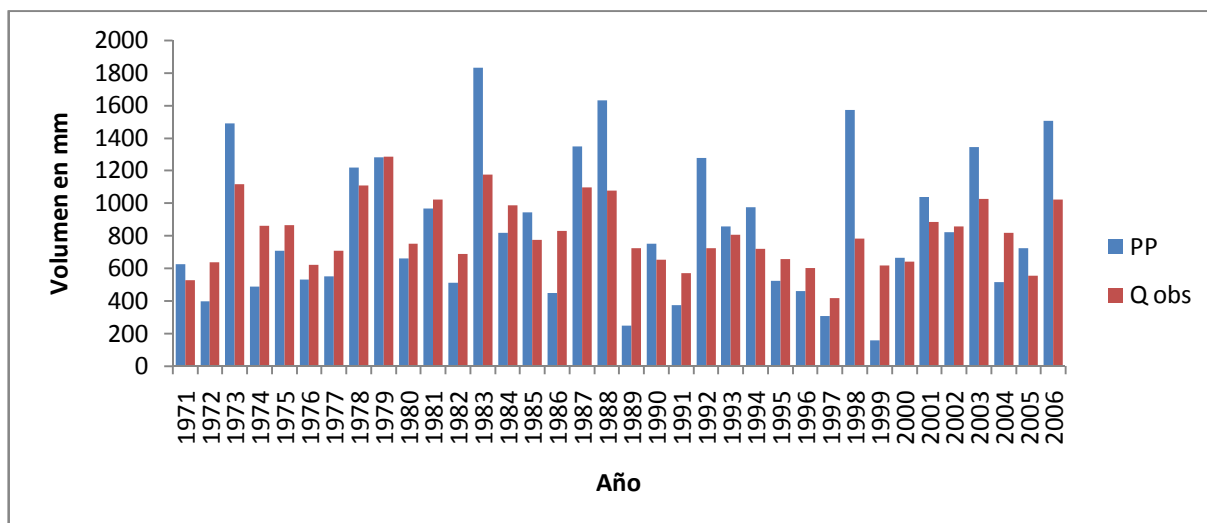
*H<sub>j</sub>* = altura banda *j*

558 = Precipitación media anual Riecillos en mm

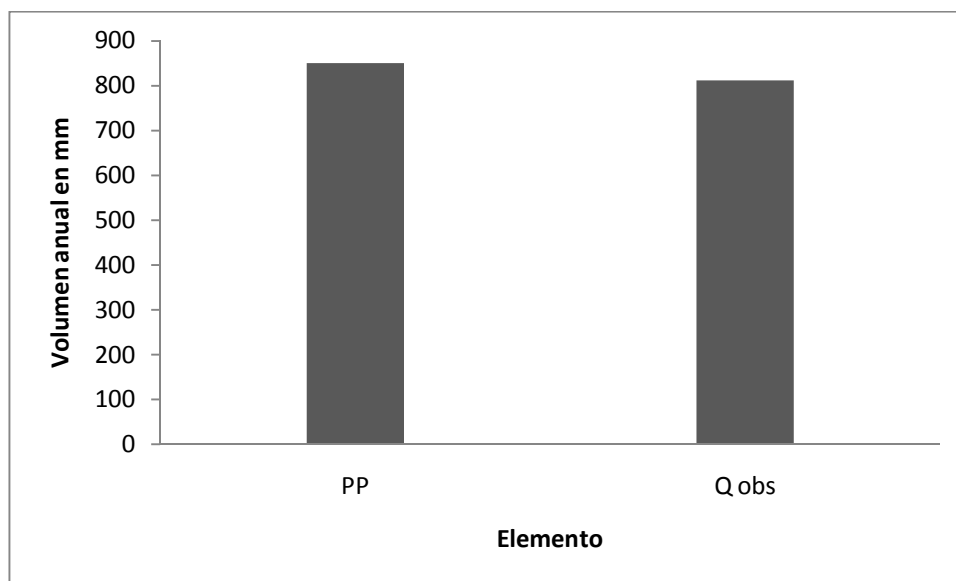
Esta metodología no considera variaciones en el gradiente a lo largo del año, variaciones que pueden ser importantes si se comparan las tormentas que ocurren en invierno respecto a las del verano, pero hay que considerar que la mayor parte de la precipitación cae durante el invierno, y por lo tanto no debería ser relevante en términos de balance anual usar un gradiente promedio en vez de un gradiente mensual. Además, se estudió de todas maneras la variación de este gradiente para un año en particular y los resultados muestran que no hay una variación estacional importante, siendo la variabilidad inherente a distintos eventos de precipitación más importante que días muy alta en comparación a posibles fluctuaciones del gradiente entre verano e invierno.

Se hizo un análisis comparando volúmenes efluentes de la cuenca (de acuerdo a la estadística de caudales) y de volúmenes afluentes a ésta de acuerdo a la precipitación media calculada sobre la cuenca

aplicando el gradiente logarítmico. Este análisis tiene como fin determinar si el volumen de agua que ingresa a la cuenca es congruente con el volumen que sale de la cuenca, y se realiza comparando el volumen anual total que salió de la cuenca (Q) con el volumen de precipitación que cayó sobre la cuenca (PP). Evidentemente, por haber usado un gradiente constante y una estación pluviométrica que no es representativa en su totalidad de los volúmenes de caudal observados año a año (ver Figura 4.2), no se va a tener una razón Q/PP (o Volumen efluente/Volumen afluente) que siempre sea adecuada (dentro de cierto rango, por ejemplo entre 0.7 y 0.9). El resultado de este análisis se presenta en las figuras 4.6 y 4.7.

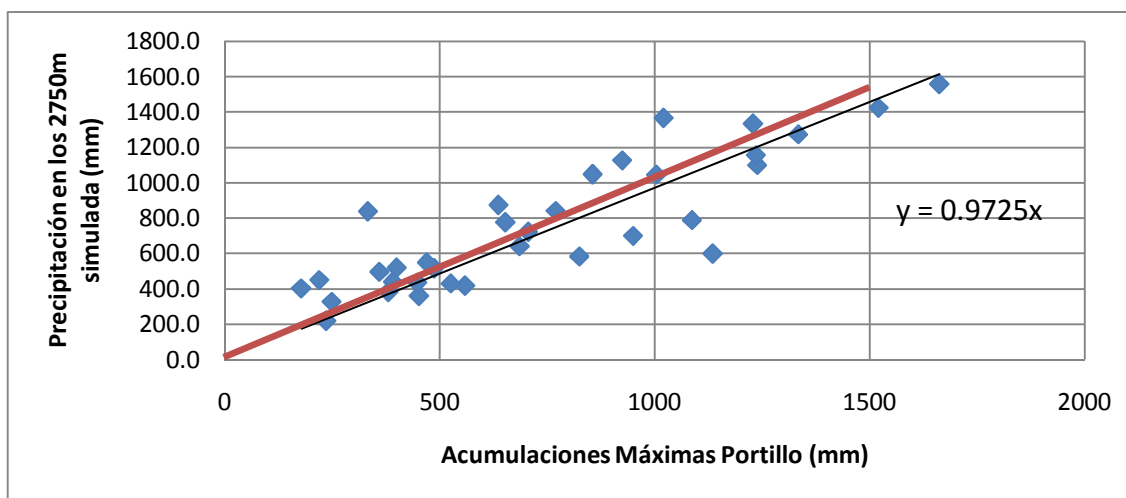


**Figura 4.6 – Balance de masas**



**Figura 4.7 – Balance de masas promedio**

También se realizó una comparación entre los máximos anuales de acumulación de nieve observados en Portillo (2800 msnm aproximadamente) con la precipitación simulada en los 2750 msnm. Para que el gradiente sea considerado adecuado, se debiese cumplir que la regresión entre ambas observaciones tenga aproximadamente una pendiente 1:1. El resultado de este análisis se presenta en la figura 4.8.



**Figura 4.8 – Regresión entre valores máximos observados de equivalente en agua de Portillo y precipitación simulada en la banda de elevación respectiva. La línea roja representa una correlación perfecta.**

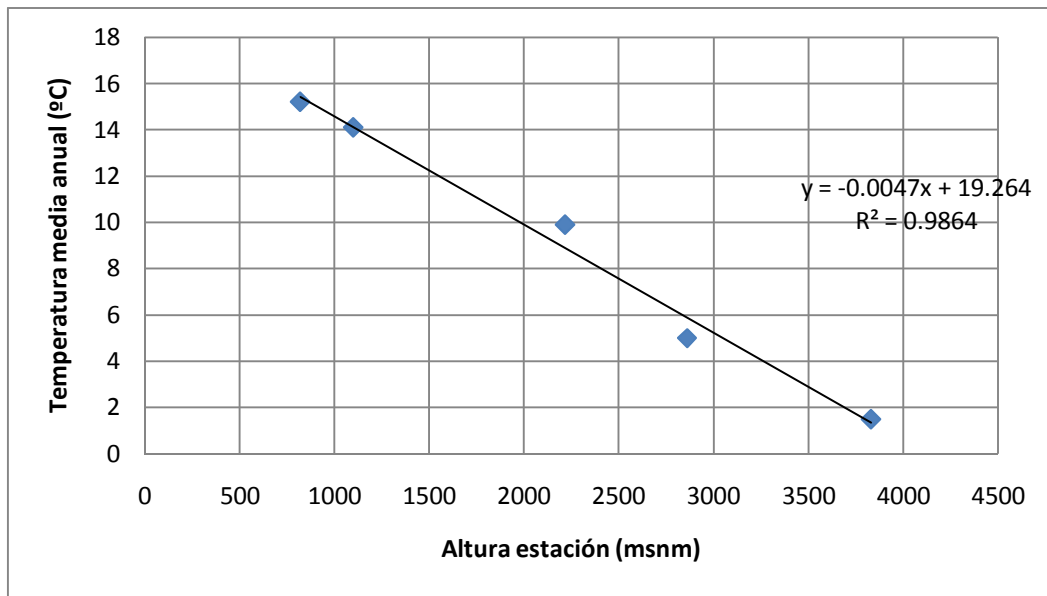
#### 4.2.2. Información termométrica

Para la información termométrica se eligió por disponibilidad la estación Vilcuya, ya que era la con registro más extenso y escala temporal adecuada para el estudio. Para llevar la información de Vilcuya hacia las bandas de elevación más elevadas se estudiaron diversas metodologías que a su vez tuvieron distintos resultados. El primer intento fue cuantificar el gradiente de temperatura observado entre la estación Vilcuya y la estación Portillo a una escala diaria, para lo cual se tenían 3 años de datos. En estos 3 años, la diferencia media entre ambas estaciones fue de 11.29°C, lo que da un gradiente lineal de aproximadamente -6.5°C/km.

Otra metodología que se usó fue comparar la climatología de estaciones cercanas a la cuenca y elaborar un gradiente usando regresión lineal. Los resultados de éste método se presentan en la figura 4.9. Las estaciones usadas para este análisis fueron las siguientes:

- Portillo
- Cristo Redentor
- Juncal
- Vilcuya
- Los Andes





**Figura 4.9 – Gradiente de temperatura obtenido de climatología**

El problema de esta metodología es que las estaciones usadas que influyen más en el gradiente por su alta elevación (Cristo Redentor y Juncal) están basadas en climatología antigua (década del 70) elaborada con pocos años, por lo que el gradiente obtenido por comparación de elevación de las estaciones con su temperatura media anual podría no ser representativo de lo que en verdad se observa. Además, si no se usan estas estaciones (Cristo Redentor y Juncal) para calcular el gradiente este cambia a  $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , lo que estaría más cercano a lo obtenido comparando Vilcuya y Portillo. Por su similitud a los gradientes utilizados en trabajos existentes (Garreaud 1994, Ragetti et al., 2010) y por la mayor confiabilidad que representan los datos diarios de los últimos 3 años en las estaciones Vilcuya y Portillo, se eligió el gradiente de  $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  para llevar la información base de temperatura a las bandas de elevación. La fórmula utilizada para el cálculo de la temperatura en cada banda es la siguiente:

$$T_j = T_v - 0.0065 * (H_j - H_v)$$

**Ecuación 4.2**

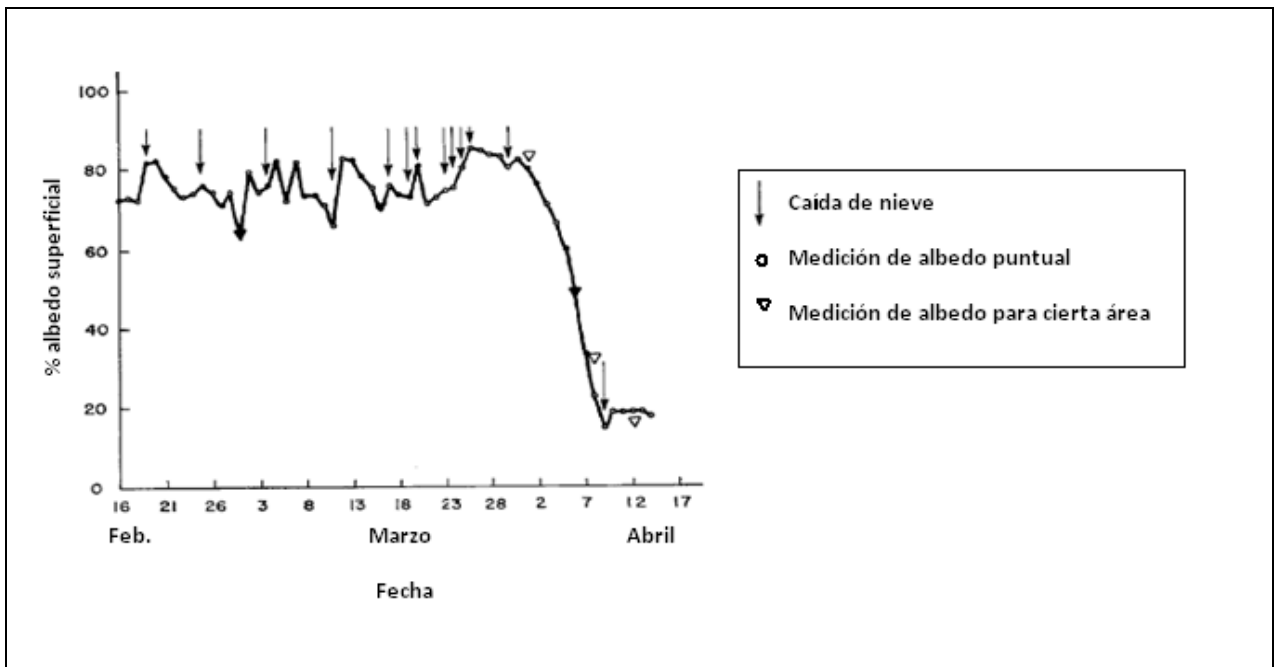
*H<sub>v</sub>* = altura Vilcuya

*T<sub>v</sub>* = temperatura Vilcuya

*T<sub>j</sub>* = temperatura banda *j*

### 4.2.3. Otras variables meteorológicas

Para el resto de los datos meteorológicos restantes del modelo, tales como albedo, humedad relativa y viento, se usaron distintas fuentes de información climatológica. Para el albedo superficial se utilizó como valor para la nieve fresca un valor de 0.7 y para la nieve antigua o húmeda un valor de 0.3, en base a los resultados obtenidos por O'Neill y Gray (1996) en el hemisferio norte, presentados en la figura 5.10, y a la calibración del manto nival del modelo. También se tomó en cuenta el valor de albedo de la nieve de 0.45 en la época de derretimiento propuesto por la DGA (DGA 1985), pero utilizando el valor obtenido en el hemisferio norte se obtuvo un mejor ajuste del manto nival.



**Figura 4.10– Evolución del albedo de un manto nival**  
**Fuente: O’Neill y Gray 1996, modificada para este trabajo.**

Para la humedad relativa se usó una variación mensual de acuerdo a los valores de humedad relativa obtenidos por un estudio realizado en la IV Región en cuencas andinas (Favier et al, 2010), usando un 20% para los meses más secos hasta un 50% para los meses más húmedos.

Finalmente, para la velocidad del viento se utilizó un valor constante de 5 m/s, el cual fue obtenido del valor medio proyectado por el Servicio de Información de energía eólica y Solar del DGF de la Universidad de Chile (DGF, 2010).

## 5. Modelación a escala mensual

El primer análisis realizado fue una modelación a escala mensual de la cuenca, para así evaluar de forma preliminar el ajuste del modelo con el caudal observado. Además, esta modelación a escala mensual permite comprender a fondo los algoritmos de WEAP ya que se tienen tiempos de calibración menores y mayor cantidad de resultados posibles por tiempo de trabajo en comparación a una modelación a escala diaria. La calibración mensual permite también detectar posibles elementos del procesamiento de información que repercutan de manera negativa en la modelación, como por ejemplo sobreestimaciones de precipitación o incoherencias en los gradientes usados. Finalmente, con la modelación a escala mensual se realiza un análisis de sensibilidad primario del modelo de manera más rápida que la modelación diaria.

### 5.1. Calibración y validación

El proceso de calibración consistió de 3 fases principales:

- 1- Primero se importaron los inputs meteorológicos y climatológicos del modelo: precipitación, temperatura, viento, albedo y otros.
- 2- Luego se corrió el modelo y se verificó que el porcentaje de área cubierta por nieve fuera congruente con la calculada usando imágenes satelitales. Para esto se modificaron los valores de temperatura de derretimiento, temperatura de congelación y el factor de radiación. En esta etapa se calibraron únicamente estos parámetros ya que el manto nival es más sensible a éstos que al resto de los parámetros.
- 3- Luego de la calibración “nival”, se modificaron los parámetros de suelo y escorrentía para así calibrar el caudal observado. Este fue un proceso iterativo hasta que se llegó a un punto de “no mejora”, utilizando el coeficiente de Nash-Sutcliffe e inspección visual como criterios para establecer si se estaba ante una mejor o peor calibración.

La calibración tuvo en cuenta el hecho de que hay altas pendientes en la cuenca, y por lo tanto zonas con mayor y menor profundidad de suelo o capacidades de almacenamiento. Para tomar en cuenta esto se tomaron 4 zonas distintivas: de los 2230 a los 3000 m.s.n.m., de los 3000 a los 4000, de los 4000 a los 5000 y de los 5000 hasta los 5800 m.s.n.m. La calibración entonces consistió en variar los parámetros de cada una de estas zonas, tratando de mantener relaciones que fueran consistentes con la realidad, como por ejemplo que las zonas bajas tuviesen mayor capacidad de almacenamiento que las altas. Los parámetros utilizados en la calibración final del modelo se presentan a continuación.

<b>Soil water capacity (mm)</b>	<b>=</b>	<b>15000 - 10000 - 5000 - 1000</b>
<b>Root zone conductivity (mm/mes)</b>	<b>=</b>	<b>80000</b>
<b>Deep water capacity (mm)</b>	<b>=</b>	<b>10000 - 10000 - 1000 - 1000</b>
<b>Deep water conductivity (mm/mes)</b>	<b>=</b>	<b>90000</b>
<b>Freezing point</b>	<b>=</b>	<b>-1</b>
<b>Melting point</b>	<b>=</b>	<b>1</b>

<b>Rnet Other</b>	=	<b>variación sinusoidal con un mínimo en Junio de 0 y</b>
<b>un</b>		<b>máximo en Diciembre de 80</b>
<b>PFD</b>	=	<b>0.7</b>
<b>RORF</b>	=	<b>2</b>

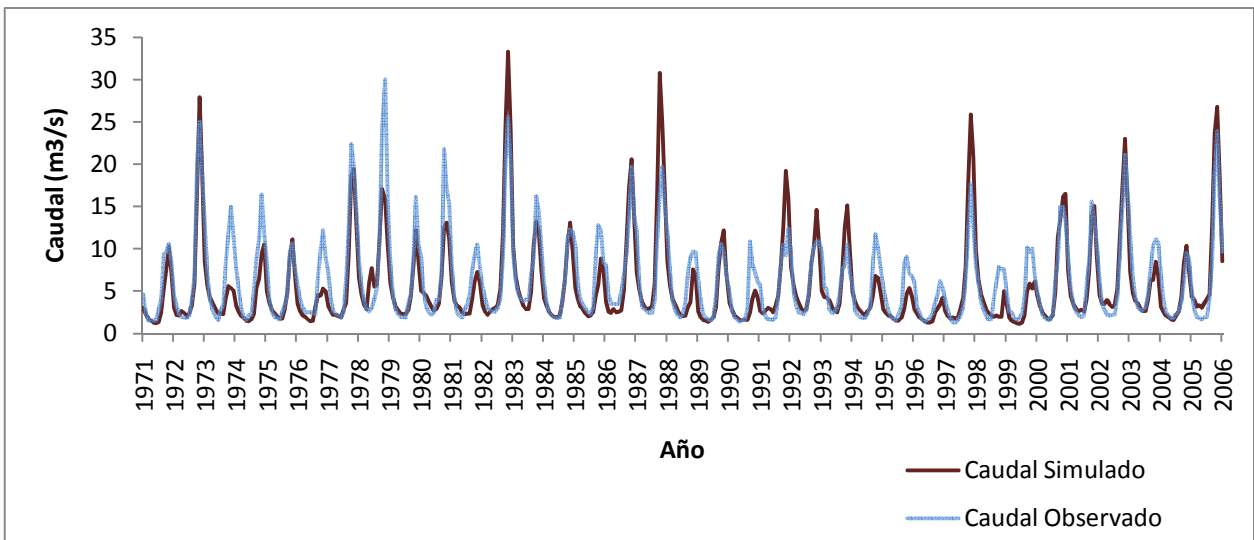
Los resultados correspondientes a la modelación mensual del periodo completo, son presentados en las figuras 5.1, 5.2 y 5.3, con los errores y correlaciones también presentados en las figuras 5.4, 5.5 y 5.6. Se utilizó como periodo de calibración los años 1970 – 1986 y como periodo de validación los años 1987-2006. Ambos periodos presentan años secos y húmedos, de tal modo de que se podrían considerar estadísticamente homogéneos.

Los parámetros estadísticos obtenidos de la modelación fueron los siguientes:

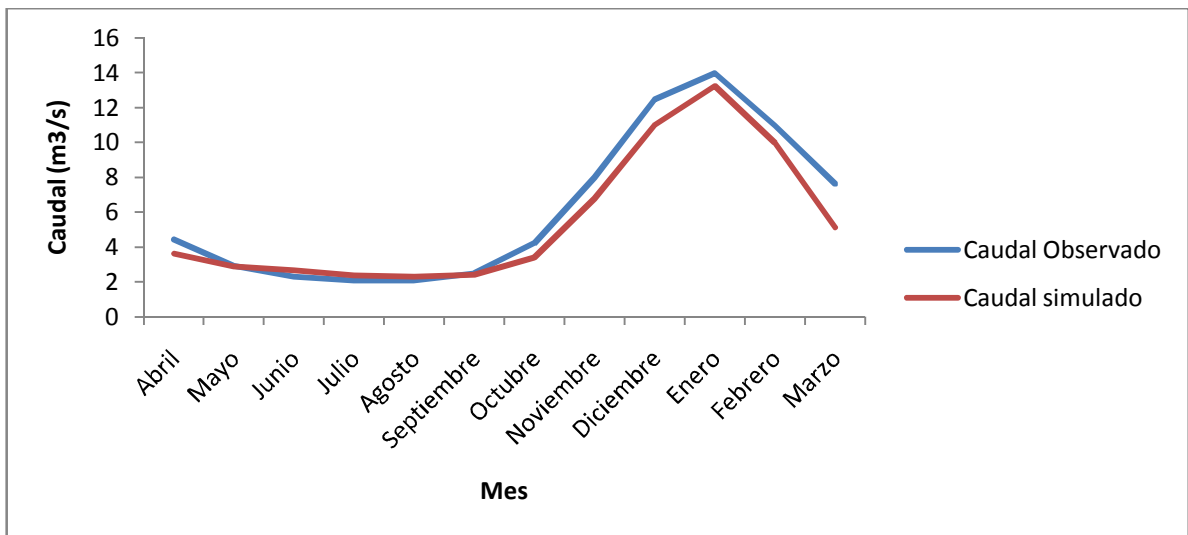
<b>NS</b>	=	<b>0.70 (periodo entero), 0.75 (calibración), 0.64 (validación)</b>
<b>NS LOG</b>	=	<b>0.76 (periodo entero), 0.77 (calibración), 0.75 (validación)</b>
<b>Bias (%)</b>	=	<b>-9.87 % (diferencia con el caudal medio anual)</b>
<b>ECM</b>	=	<b>7.44</b>

El modelo en general reproduce bien la distribución mensual de caudales durante el año, pero se ve limitado por las sobre y sub estimaciones asociadas a la precipitación que cae sobre la cuenca. Este error viene de la información de entrada, por lo que es muy difícil “eliminarlo” de la simulación. De todas maneras, es importante señalar además que el modelo subestima la precipitación en forma de nieve que se acumula en Portillo, tal cual se ve en la figura 5.9. Esta subestimación es producto de que el gradiente de precipitación tomado no es perfecto y por ende se tiene cierto error en el pronóstico de las precipitaciones que ocurren en las bandas, error que también podría venir asociado al gradiente de temperatura utilizado o a las temperaturas de derretimiento y congelación calibradas. Esta situación también se puede ver al comparar el snow pillow de Portillo (2800 msnm aproximadamente) con la nieve acumulada en esa banda vs una banda 300 metros más arriba (figura 5.10). El hecho de que el equivalente en agua no sea bien modelado en la banda correspondiente pero bien en una banda más arriba confirma el hecho de que el modelo tiene un cierto error asociado a los gradientes de precipitación usados, o el módulo de nieves está derritiendo la nieve correspondiente a la banda de Portillo de una forma que no es representativa de la realidad.

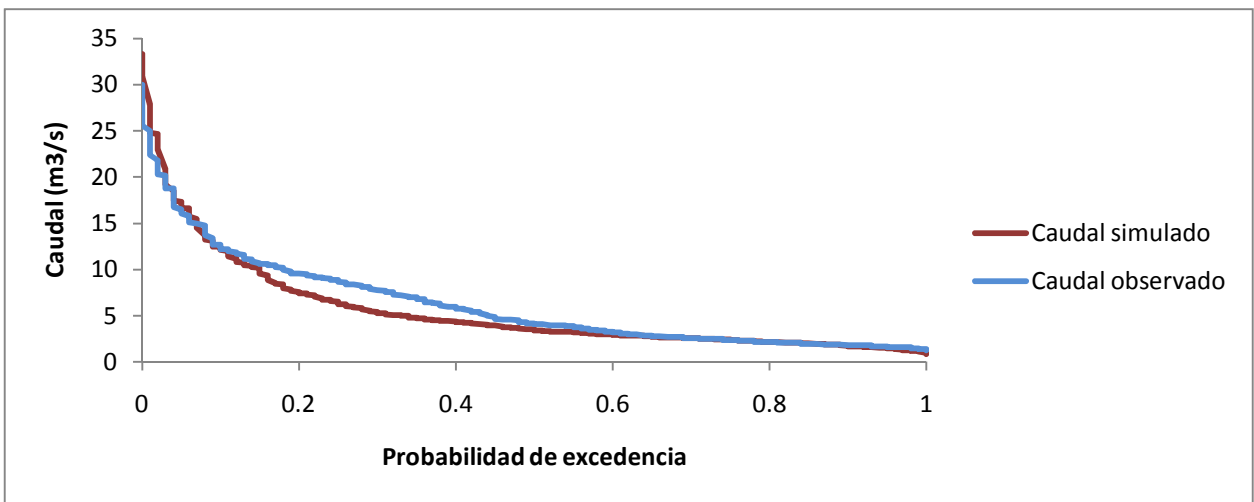
Respecto a la cobertura nival, el modelo logra captar bien los tiempos de acumulación, derretimiento y presencia de cobertura nival máxima en toda la cuenca, siendo estos resultados presentados en la figura 5.7. En general tiende a sobreestimar en un 3% la presencia de nieve entre el fin de la temporada de deshielo y el principio de la temporada de lluvias.



**Figura 5.1– Modelación a escala mensual**



**Figura 5.2 – Caudales medios mensuales simulados y observados**



**Figura 5.3 – Curva de duración de los caudales medios mensuales**

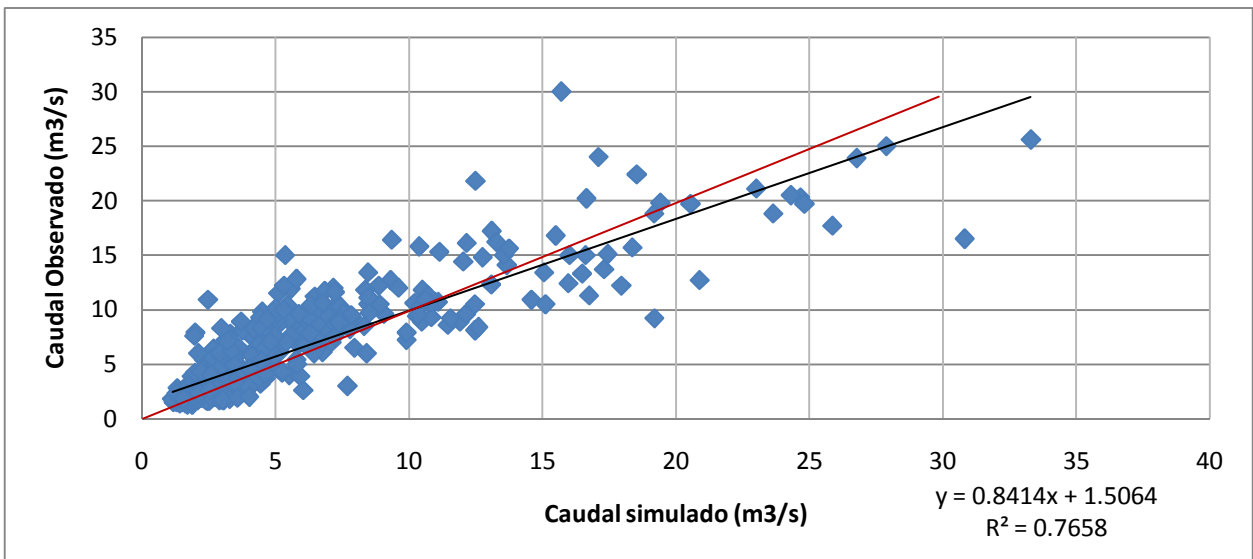


Figura 5.4 – Correlación caudales observados y simulados, la línea roja representa una simulación perfecta.

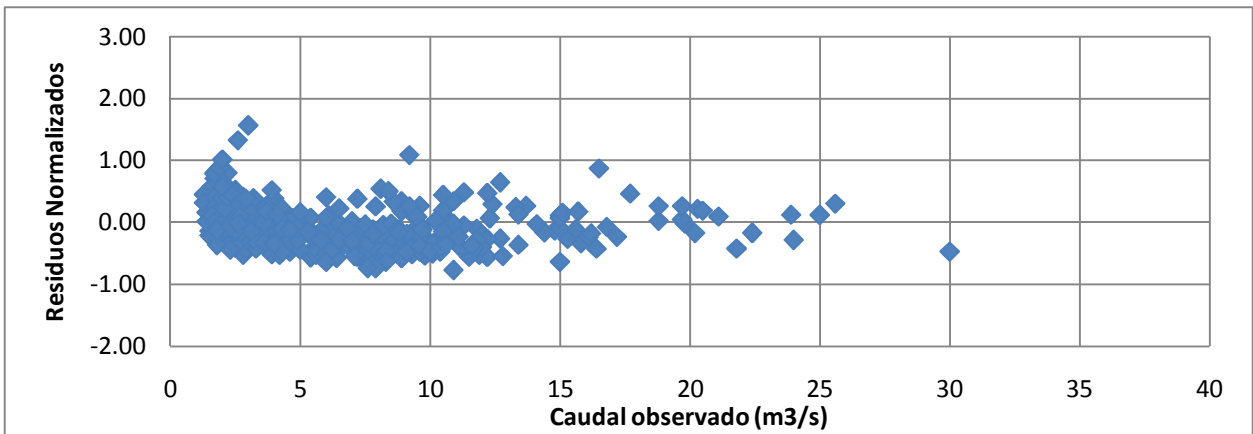


Figura 5.5 – Residuos normalizados

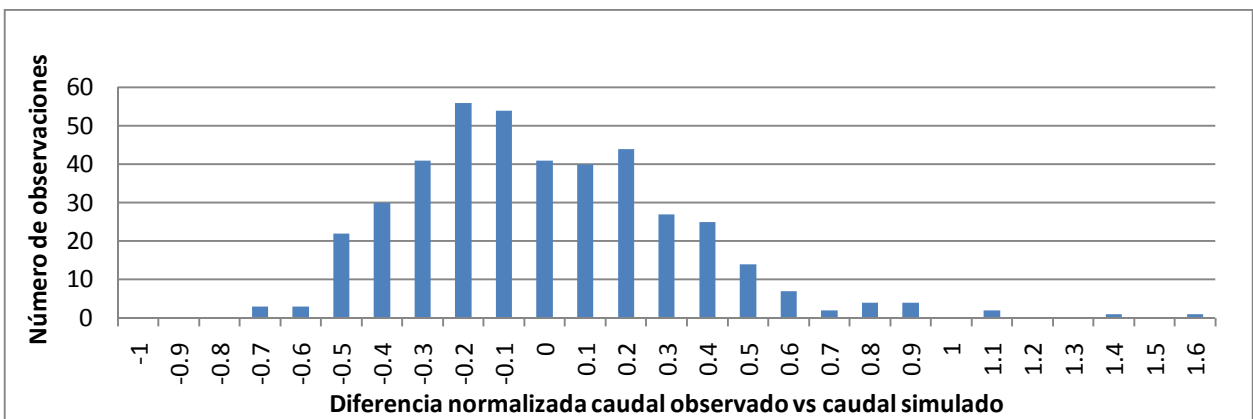


Figura 5.6 – Histograma de errores normalizados

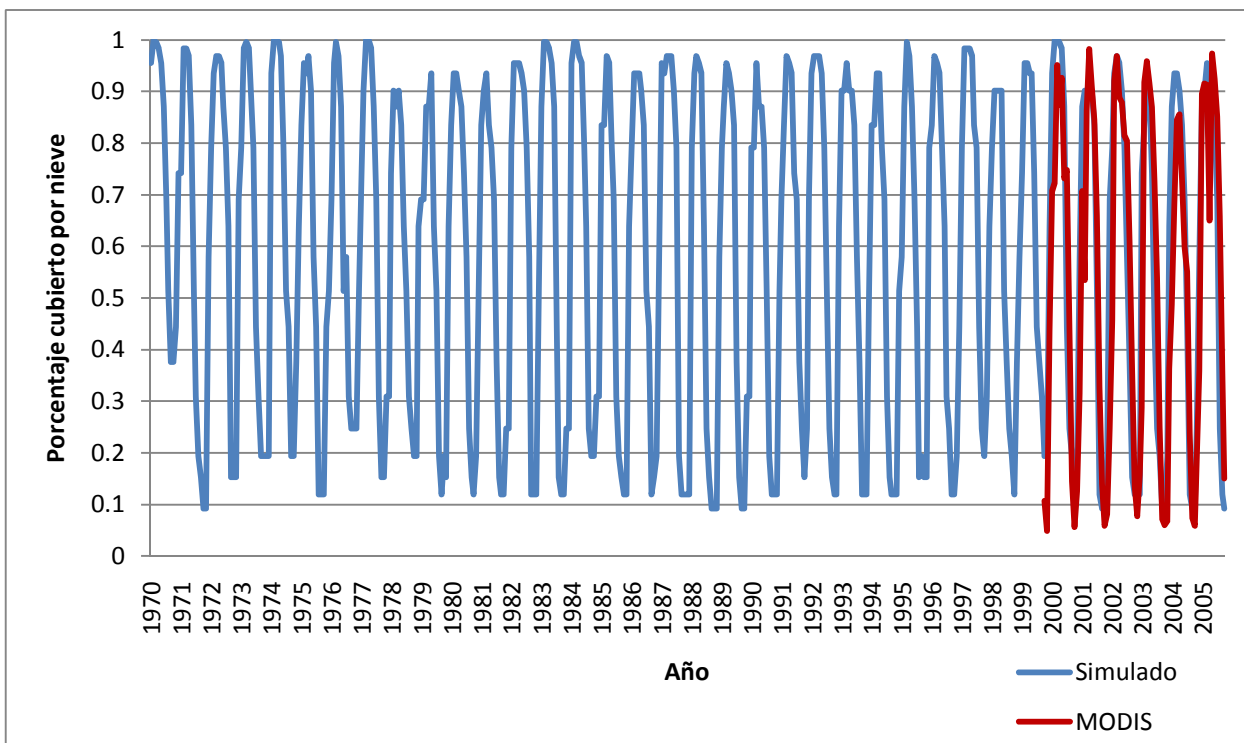


Figura 5.7 – Cobertura nival modelada expresada como porcentaje del área

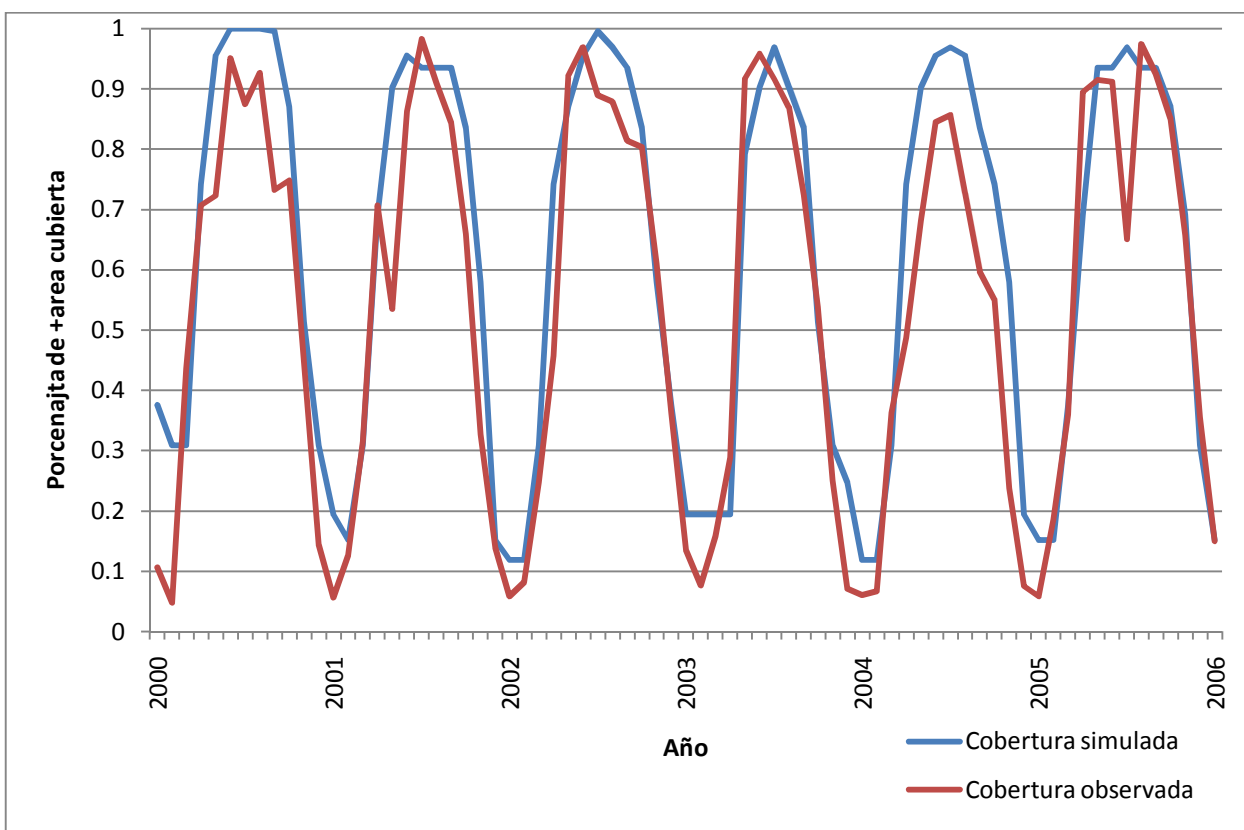
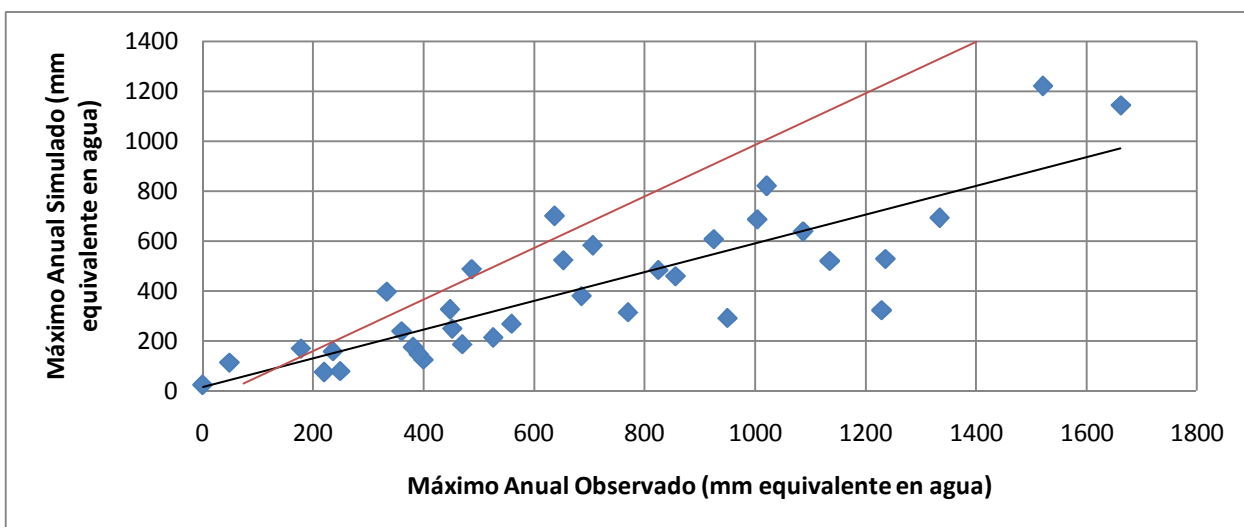
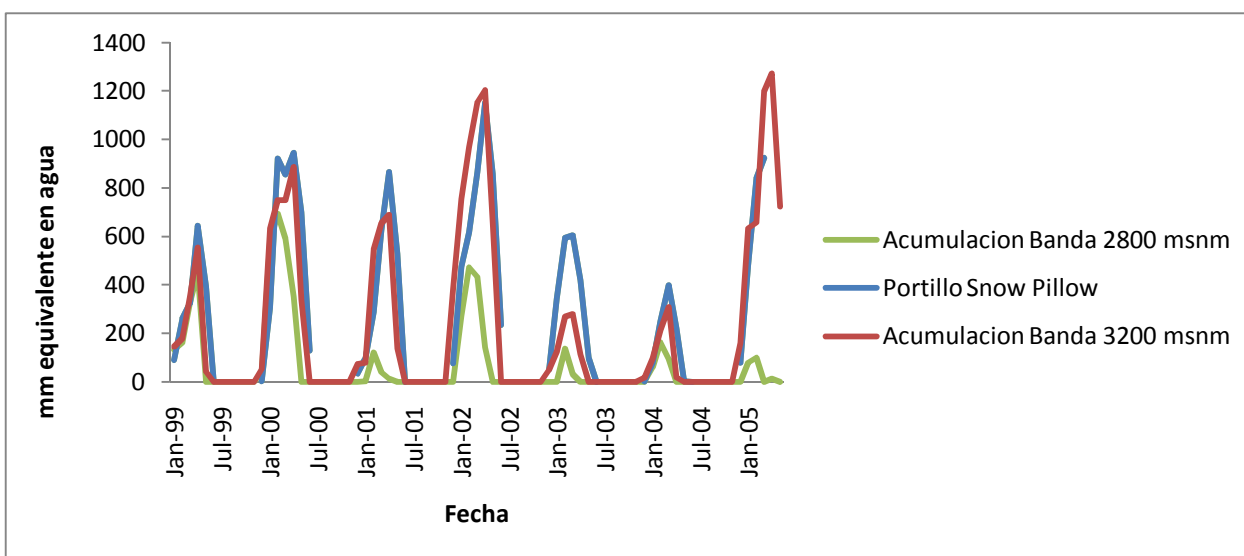


Figura 5.8 – Detalle de la cobertura nival modelada de la cuenca para los años en que hay datos MODIS disponibles



**Figura 5.9 – Correlación entre máximos observados a 2750 m de altura en ruta de nieve Portillo vs los máximos anuales simulados. Línea roja representa simulación perfecta.**



**Figura 5.10 – Comparación snow pillow Portillo observado y modelado**

## 5.2. Análisis de escenarios climáticos

En esta etapa se simulan escenarios con 1, 2, 5 y 10°C de incremento de temperatura en la cuenca, y cambios porcentuales negativos en la precipitación de 10, 20 y 50%. El objetivo es anticipar como serían los cambios en el régimen de caudales y en la cobertura nival ante posibles escenarios climáticos más cálidos y áridos en el futuro. Como primera hipótesis, es razonable esperar un traslado en los caudales hacia el invierno debido al anticipo de la temporada de deshielos, y una disminución de la máxima cobertura nival. También se espera una disminución en los máximos anuales de acumulación de nieve. Para efectos prácticos, se graficará solamente el promedio de la serie histórica de caudales, junto con el promedio de cobertura nival.



Para los escenarios de temperaturas más altas se puede observar en la figura 5.11 una disminución de los caudales en el verano, siendo esta muy notoria para el caso de un alza en la temperatura de 5°C y dramática para un alza de 10°C. Este resultado fue tal cual cómo se predijo en la hipótesis, y es concordante con otros trabajos sobre modelación hidrológica y su uso para evaluar impactos del cambio climático. Sin embargo es importante notar que los cambios debido a las alzas de 1 y 2°C son muy bajos y están dentro de los márgenes de error del modelo y de la variabilidad inter anual de la cuenca. Este resultado implica que pese a que ha habido un cambio en la temperatura en los Andes (Falvey y Garreaud, 2009), los cambios producidos en las cuencas debido a este cambio climático podrían ser difíciles de detectar.

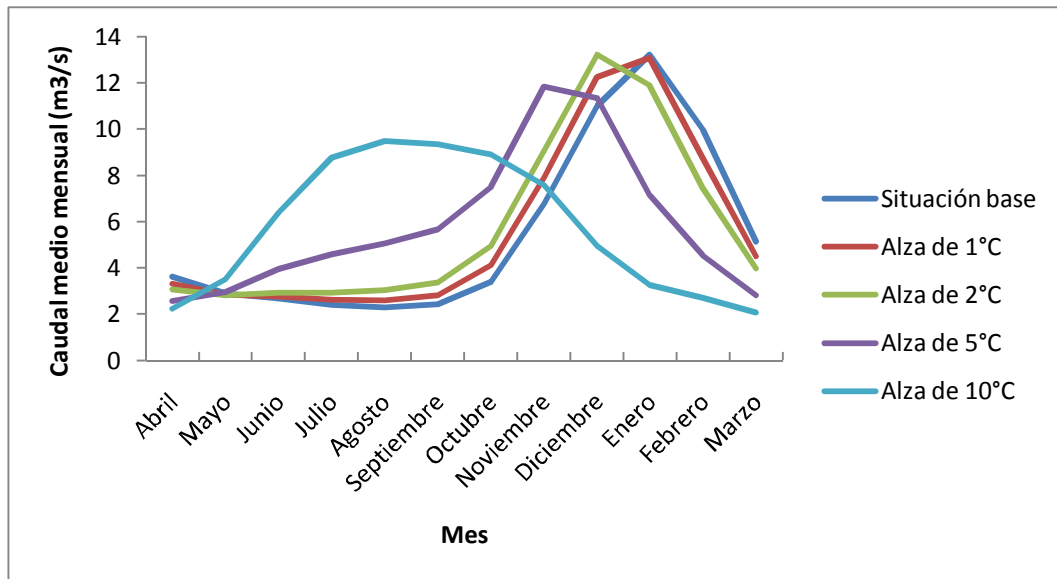


Figura 5.11 – Caudal medio mensual calculado con distintos escenarios de temperatura

De acuerdo a la figura 5.12, la cobertura nival tiene un comportamiento acorde a lo esperado: se redujo el máximo de área cubierta anual, junto con adelantarse los periodos de deshielo y reducirse el periodo en que la cuenca tiene un área importante cubierta de nieve. Estos cambios se ven reflejados directamente en el régimen de caudales (figura 5.11), lo que ratifica la importancia de tener una buena modelación del manto nival al momento de simular ríos con marcado régimen nival o nivo-pluvial.

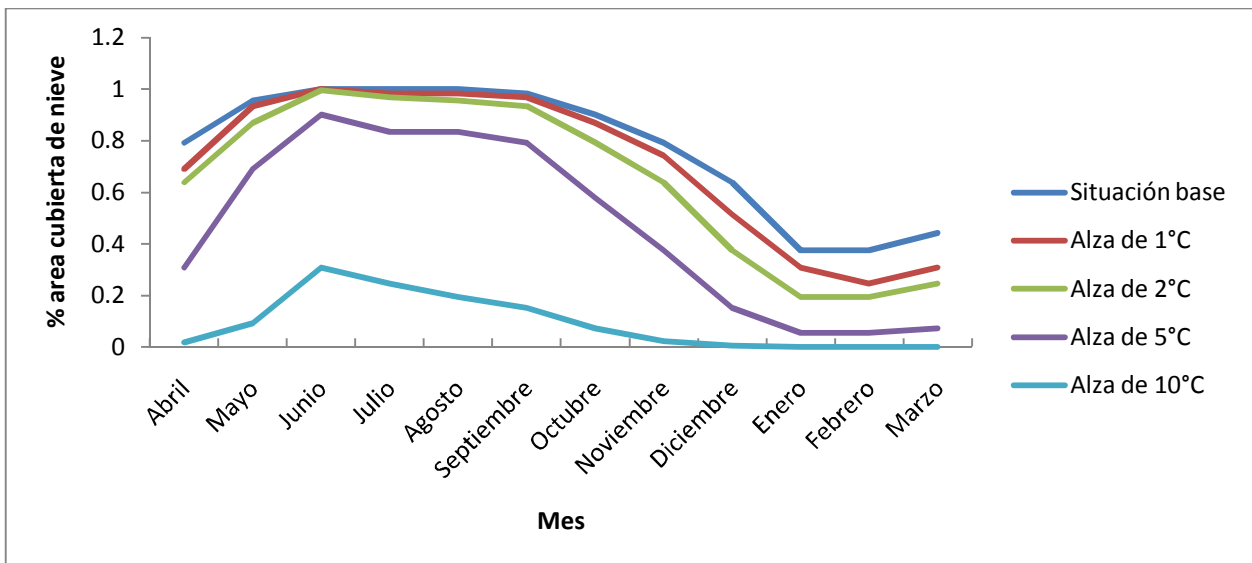


Figura 5.12 – Cobertura nival de la cuenca calculada con distintos escenarios de temperatura

Para los escenarios de cambio en precipitación, los resultados se presentan en la figura 5.13 (caudales medios mensuales) y en la figura 5.14 (cobertura nival). A diferencia de los resultados obtenidos con los escenarios de temperatura, acá el caudal de verano es el que más notoriamente disminuye, pero la temporada de deshielo se mantiene en los mismos meses y no hay un adelantamiento de los caudales máximos. Es interesante notar que el modelo pronostica que los caudales en la época de estiaje no disminuyen tan drásticamente como los caudales de deshielo, lo que podría deberse a que estos caudales no son excesivamente dependiente de las precipitaciones que ocurren durante el año y su variabilidad podría depender de otros fenómenos (ver capítulo 6). Los resultados obtenidos para los distintos escenarios de precipitación concuerdan con las curvas de variación estacional para la cuenca, que no muestran un desfase de caudales cuando se está en presencia de una temporada de bajas precipitaciones.

Los máximos de cobertura nival media se mantienen inalterados. Se puede atribuir esto a la gran altura de la cuenca y al hecho de que el modelo no es capaz de simular bien procesos de sublimación o derretimiento de nieve durante los meses más fríos, por lo que la cobertura durante el invierno se mantiene prácticamente inalterada, independientemente de la cantidad de la profundidad del manto. Además, al ser una cobertura media, si se tiene en la serie histórica al menos un año en que la nieve acumulada en la banda sea mayor a 0, entonces la media será mayor a 0 y el modelo interpretará que existe nieve en la banda correspondiente. Los escenarios de precipitación simulados consideran que un 50% de reducción de una lluvia de 1 mm son 0.5 mm, no considera escenarios en que se pase de X mm a 0 mm y por ende el modelo y la metodología usada para detectar una cobertura nival siguen mostrando la misma cobertura porcentual.

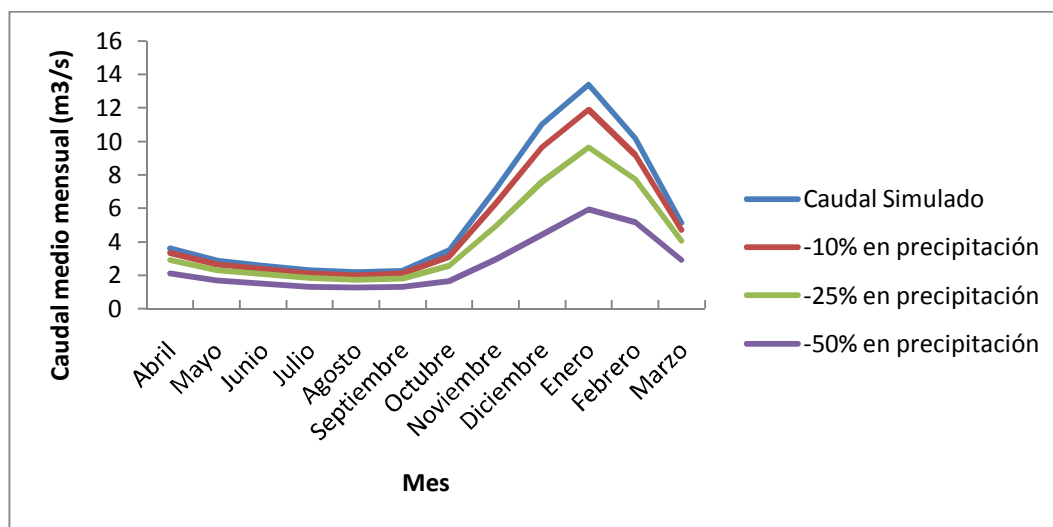


Figura 5.13 – Caudal medio mensual calculado con distintos escenarios de precipitación

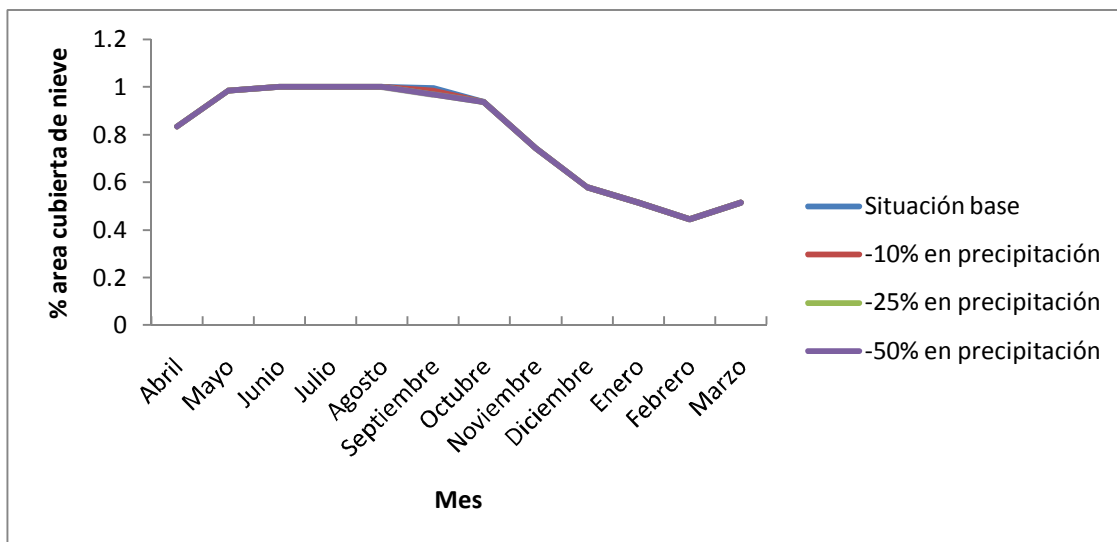


Figura 5.14 – Cobertura nival de la cuenca calculada con distintos escenarios de precipitación

### 5.3. Análisis de sensibilidad paramétrico

El análisis de sensibilidad paramétrica considerará una variación del 10, 25 y 50% (negativa y positiva) en los siguientes parámetros de calibración.

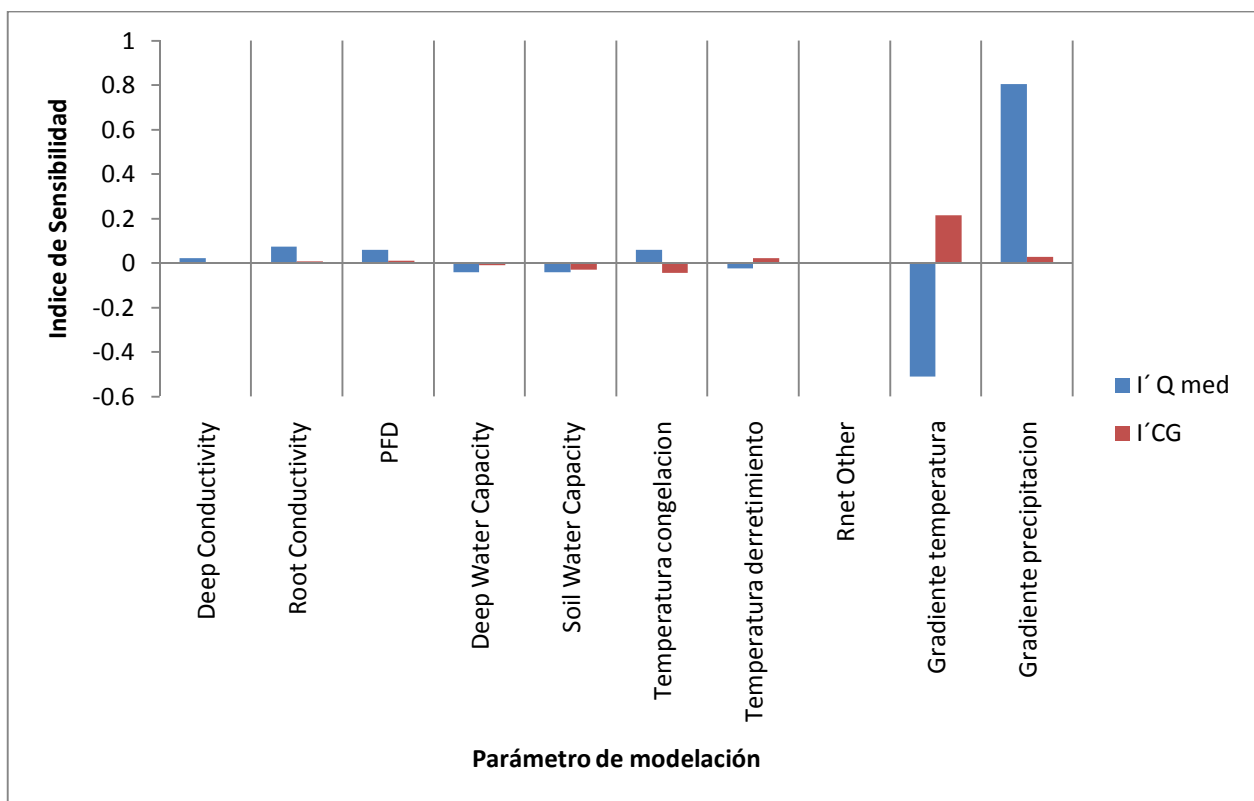
- Deep Water Capacity
- Soil Water Capacity
- Deep conductivity
- Root conductivity
- PFD
- Temperaturas de congelación y derretimiento
- Gradiente de temperatura (variación respecto a pendiente de gradiente)
- Gradiente de precipitación (variación respecto a precipitación observada en Portillo)
- Rnet Other

Para los parámetros que tengan un valor distinto dependiendo de la banda de elevación, se aplicará un mismo porcentaje de cambio para todas las bandas. A continuación en la tabla 5.1 se presentan los parámetros modificados y sus valores.

Parámetro	Valor -50%	Valor -25%	Valor -10%	Valor +10%	Valor +25%	Valor +50%
Deep Water Capacity	5000,5000, 500y 500	7500, 7500, 750 y 750	9000, 9000, 900 y 900	11000, 11000, 1100 y 1100	12500, 12500, 1250 y 1250	15000, 15000, 1500 y 1500
Soil Water Capacity	7500, 5000, 2500 y 500	11250, 7500, 3750 y 750	13500, 9000, 4500 y 900	16500, 11000, 5500 y 1100	18750, 12500, 6250, 1250	22500, 15000, 7500 y 1500
Deep Conductivity	45000	67500	81000	99000	112500	135000
Root Conductivity	40000	60000	72000	88000	100000	120000
PFD	0.35	0.53	0.63	0.77	0.88	1.00
T° Congelación	-0.5	-0.75	-0.9	-1.1	-1.25	-1.5
T° Derretimiento	0.5	0.75	0.9	1.1	1.25	1.5
Gradiente de Temperatura	-0.00325	-0.00488	-0.00585	-0.00715	-0.00813	-0.00975
Gradiente de Precipitación	370	555	666	814	925	1110

**Tabla 5.1 – Análisis de sensibilidad paramétrico**

Los resultados del análisis de sensibilidad paramétrico se presentan a continuación en las figuras 5.15, 5.16 y 5.17, primero usando el índice de sensibilidad promedio para cada parámetro y luego graficando la variación de la variable observada en función de la variación paramétrica.



**Figura 5.15 – Índice de sensibilidad**

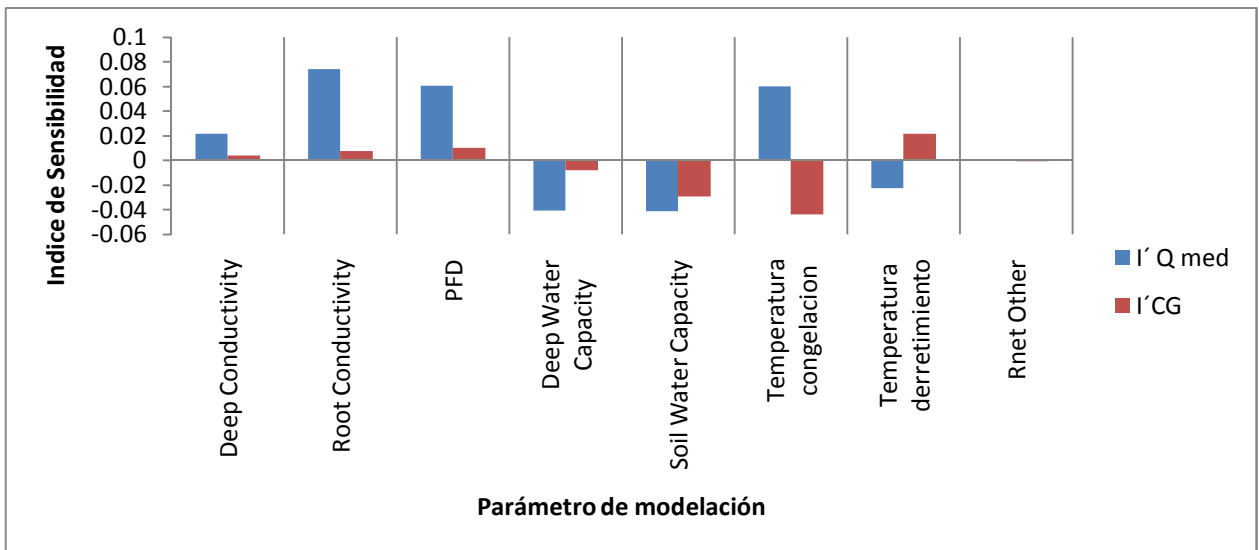


Figura 5.16 – Índice de sensibilidad (sin incluir gradientes de temperatura y precipitación por un tema de escala)

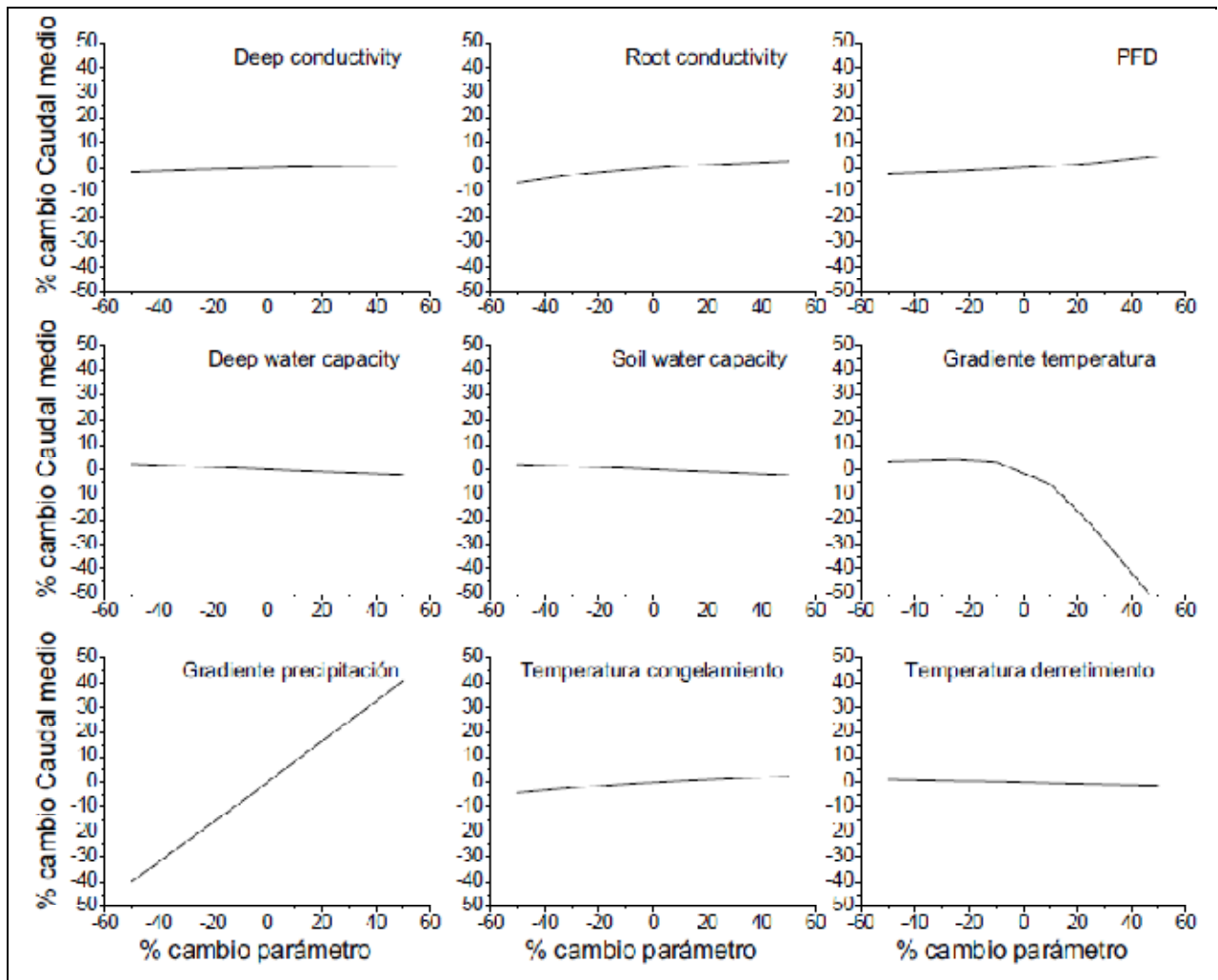


Figura 5.17 – Análisis de sensibilidad paramétrico para caudal medio

El primer resultado relevante del análisis de sensibilidad paramétrico es la confirmación de la alta dependencia del modelo con los parámetros meteorológicos. Cambios en el gradiente de temperatura junto con el gradiente de precipitación inducen cambios del orden de 30 veces mayores al resto de los parámetros por cada unidad porcentual de cambio, por lo que se reafirma la importancia de tener estudios o mediciones que mejoren el entendimiento de las variables meteorológicas que se observan en zonas montañosas.

Para el CG, en el caso del gradiente de temperatura, un aumento en éste (y por lo tanto, temperaturas más frías en la zona alta) induce a un retraso en los caudales de deshielo debido a temperaturas más bajas, y por lo tanto un cambio positivo en el CG. En cambio, un cambio positivo en el gradiente de precipitación (una mayor precipitación en la zona alta) induce un cambio prácticamente nulo en el CG debido a que las temperaturas son el principal factor que inicia la temporada de deshielo de acuerdo al modelo, y no la profundidad del manto.

Para el caudal medio, un incremento del gradiente induce una disminución de los caudales medios debido a que hay una zona más amplia de la cuenca que está glaciada, lo que implica que más agua se está quedando cada temporada almacenada en glaciares en las bandas más elevadas de la cuenca. Un cambio positivo en el gradiente de precipitación induce un claro aumento del caudal medio mensual debido a una mayor precipitación sobre la cuenca durante el invierno.

Respecto a parámetros de modelación en particular, el modelo es poco sensible a estos en comparación a las variables meteorológicas. Una mayor conductividad del suelo tanto en el primer estanque como en el profundo induce un aumento en el caudal medio, resultado esperable dado que WEAP calcula el caudal de forma proporcional a la conductividad (ver capítulo 2). De forma análoga, un aumento en las profundidades del suelo reduce los caudales debido a que la profundidad porcentual saturada disminuye.

Finalmente, llama la atención la baja sensibilidad del modelo a las temperaturas de congelación, derretimiento y al factor de radiación. Esta baja sensibilidad podría deberse a que aquellas variables podrían estar sobreestimadas y la derivada parcial (de la cual el Índice de sensibilidad es una aproximación) está evaluada en puntos muy alejados de los valores en los que se tendría una sensibilidad mayor.

A continuación en la figura 5.18 se presente el análisis de sensibilidad para el índice NS. Se puede observar que cambios importantes en los parámetros de calibración no influyen en gran medida en el coeficiente de Nash-Sutcliffe, demostrando nuevamente la importancia relativa de los inputs de precipitación y temperatura en el modelo en comparación a las otras variables. Los parámetros de calibración tienen un efecto marginal en el buen ajuste, ya que el modelo depende en gran parte de que la estación meteorológica utilizada sea representativa de las condiciones que ocurren en la cuenca.

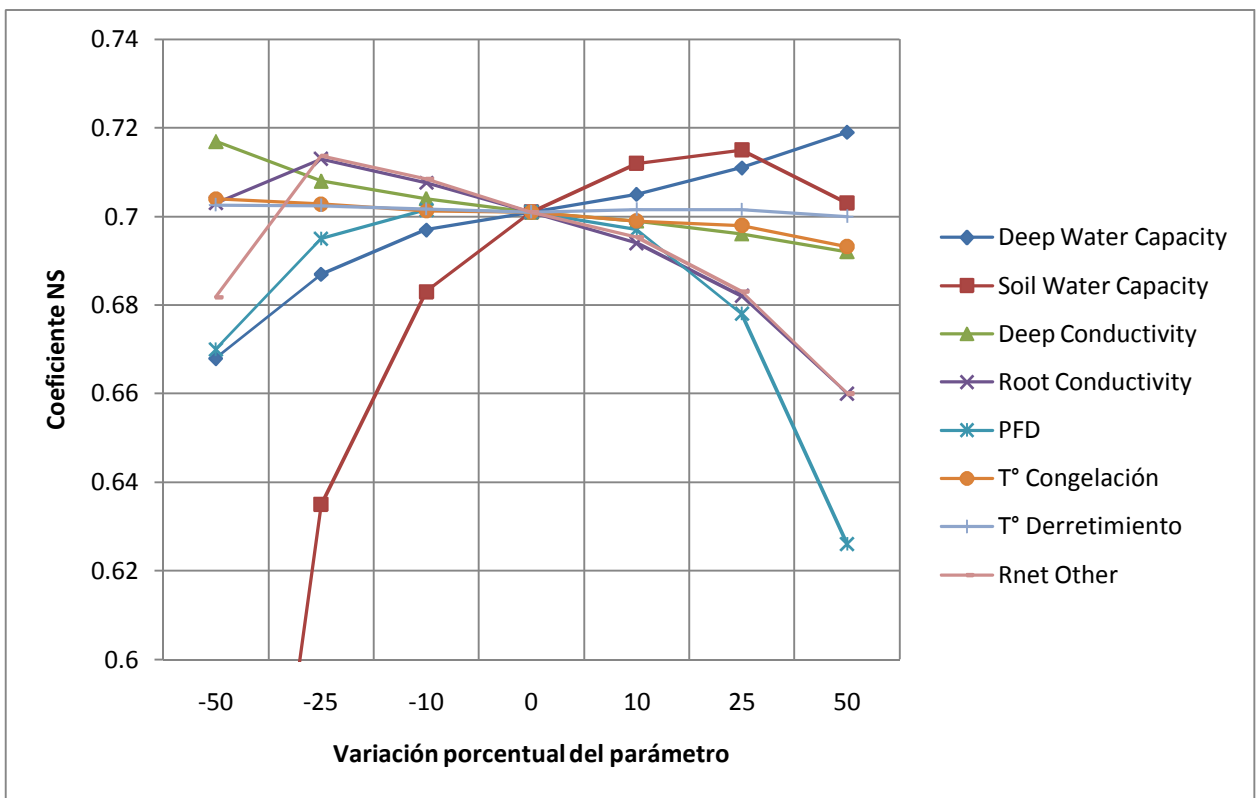


Figura 5.18 – Análisis de sensibilidad paramétrico para NS

## 6. Modelación a escala diaria

En este capítulo se calibra y valida el modelo utilizando información meteorológica de escala temporal diaria. La razón para realizar este análisis en paralelo al modelo de escala mensual fue que muchos procesos hidrológicos, tales como inicio del derretimiento de la nieve, fecha caudal peak o cobertura nival tienen una escala de tiempo que no corresponde a meses, sino que a semanas, días o incluso horas si es que se toma en cuenta la variación durante el día del caudal de deshielo. En la modelación diaria se analizan los procesos hidrológicos relevantes de la cuenca en profundidad.

### 6.1. Calibración y validación

A diferencia del modelo mensual, aquí no se validó la información meteorológica de entrada respecto a los gradientes de precipitación ya que se asume validez del balance de masas realizado en la modelación anterior. Los pasos principales siguen siendo los mismos:

- 1- Verificar que el porcentaje de área cubierta por nieve corresponda a lo estimado con las imágenes satelitales.
- 2- Modificar los parámetros de suelo y escorrentía para la calibración del caudal. Se toma como base de calibración los parámetros obtenidos en la modelación mensual, haciendo los ajustes de unidad temporal correspondientes (por ejemplo, pasando de mm/mes a mm/día).

Al igual que la calibración mensual, para el modelo diario se tomó en cuenta el hecho de que hay zonas con distintas pendientes en la cuenca, y se tomaron las 4 zonas distintivas: 2230 a 3000 m, 3000 a 4000, 4000 a 5000 y 5000 a 5800. Los parámetros de la calibración inicial fueron tomados en base a los parámetros de la calibración mensual para luego ser modificados (aunque finalmente en la mayoría de los parámetros se repiten los valores del modelo a escala mensual). A continuación se presentan los parámetros obtenidos en la calibración final del modelo.

<b>Soil water capacity (mm)</b>	=	<b>15000 – 10000 - 5000 - 1000</b>
<b>Root zone conductivity (mm/día)</b>	=	<b>2700</b>
<b>Deep water capacity (mm)</b>	=	<b>10000 - 10000 – 1000 - 1000</b>
<b>Deep water conductivity (mm/día)</b>	=	<b>3000</b>
<b>Freezing point</b>	=	<b>-1</b>
<b>Melting point</b>	=	<b>5</b>
<b>Rnet Other</b>	=	<b>variación sinusoidal de 0 en el 21 de Junio a 90 en el 21 de Diciembre</b>
<b>PFD</b>	=	<b>0.8</b>
<b>RORF</b>	=	<b>2</b>

A continuación se presentan los resultados de la modelación a escala diaria del periodo completo. Se utilizó como periodo de calibración los años 1970-1986 y como periodo de validación los años 1987-2006.

Los parámetros estadísticos de la modelación fueron los siguientes:

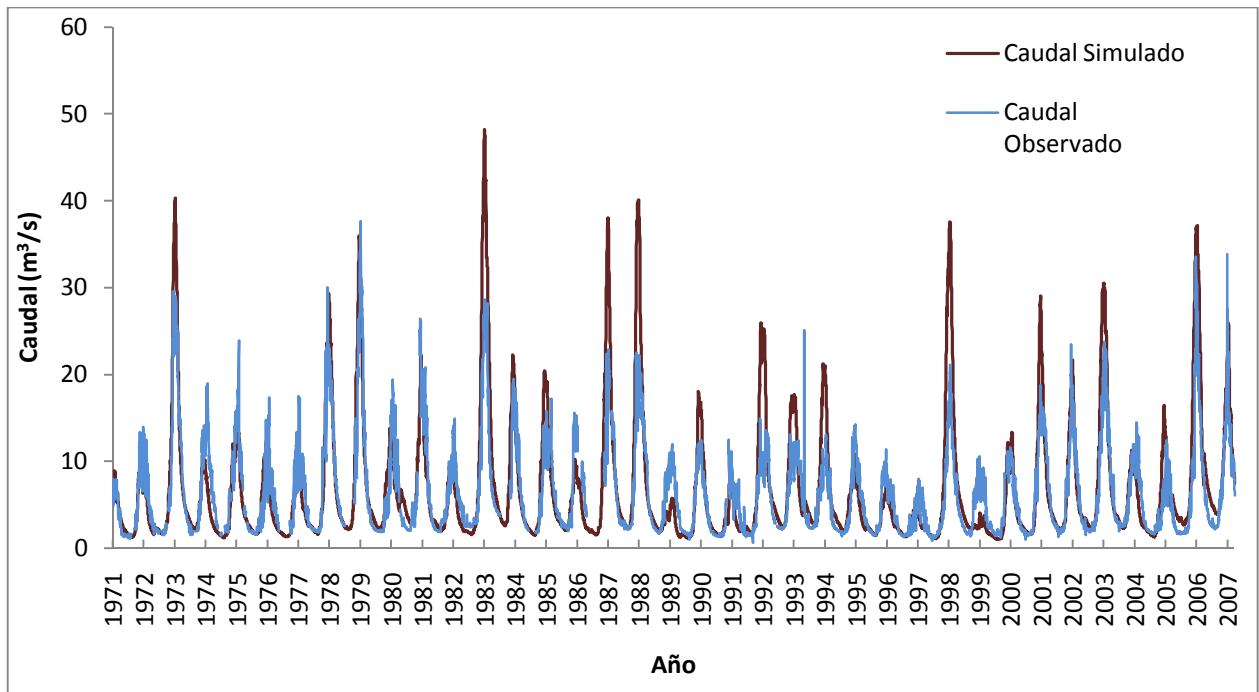
<b>NS</b>	=	<b>0.41 (periodo entero), 0.48 (calibración), 0.30 (validación)</b>
<b>NS LOG</b>	=	<b>0.8 (periodo entero), 0.81 (calibración), 0.78 (validación)</b>



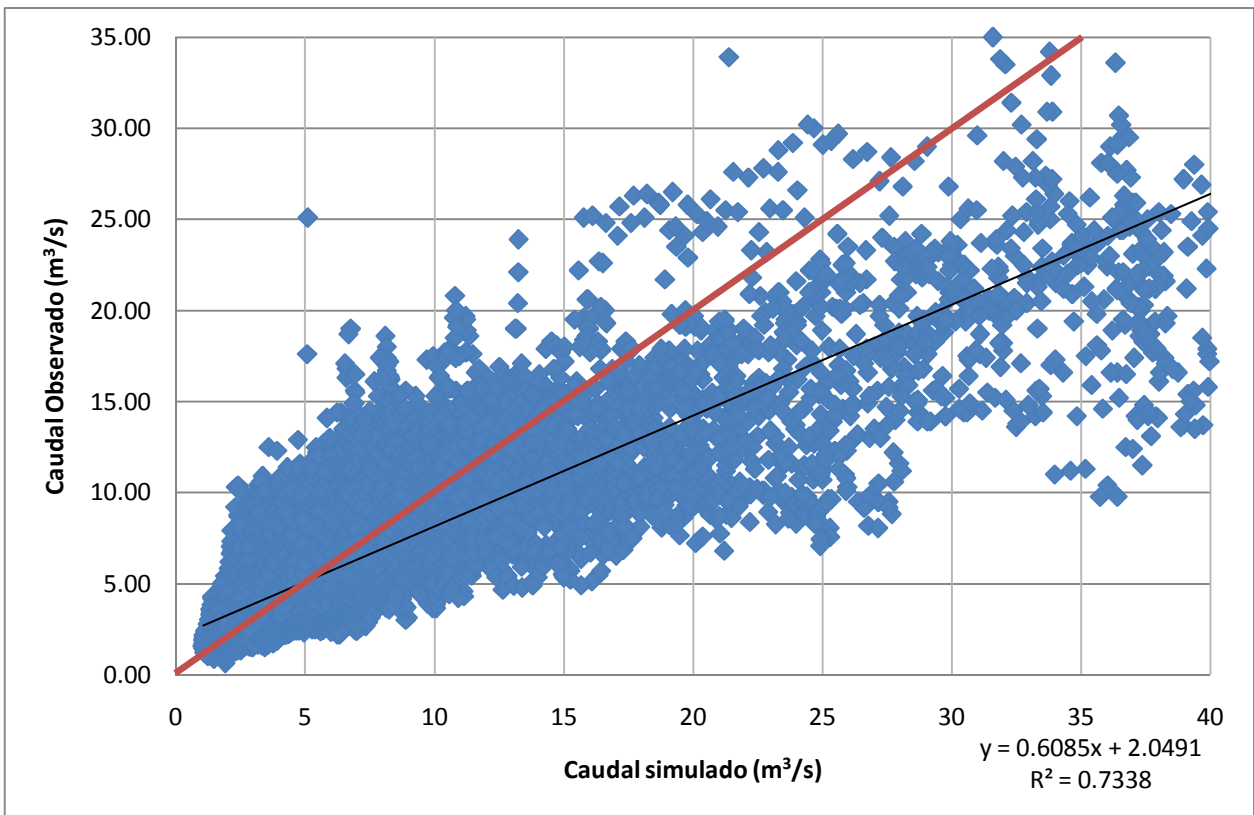
**Bias (%) = 11.75 % (expresado como diferencia con el caudal medio anual)**  
**ECM = 16.66**

Los resultados de la modelación son presentados en las figuras 6.1 y 6.2, mientras que los errores asociados se presentan en la figura 6.3. Los años en que se tienen simulaciones más débiles corresponden en general a años húmedos, y el modelo sobreestima el caudal de deshielo durante todo el verano para estos años, hecho que se ve reflejado en el gráfico de correlación entre caudales observados y simulados. El coeficiente NS para el modelo diario es menor que para el modelo a escala mensual, pero se puede ver que el NS Log es mayor. Este resultado indica que el modelo diario simula mejor el caudal que el modelo mensual excepto para los años más húmedos, en los que la alta sobreestimación del caudal incide sobre el índice NS debido al peso que este índice estadístico da a las sobreestimaciones de caudales máximos.

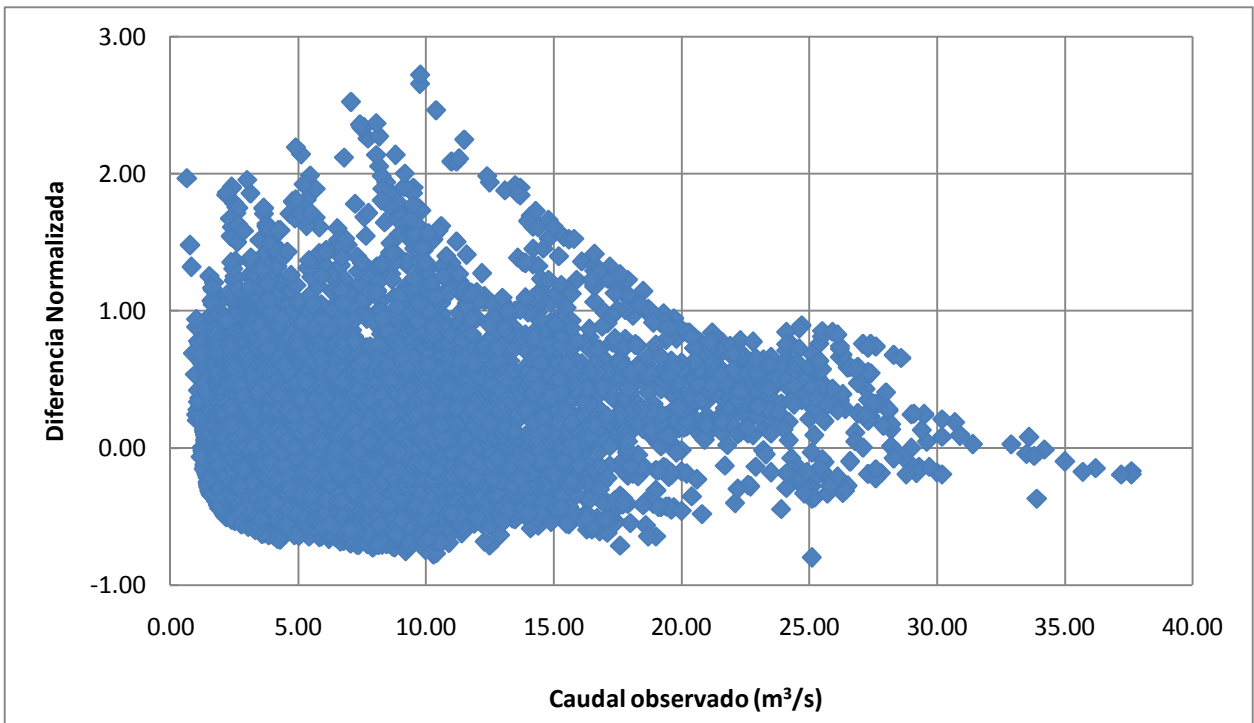
El manto nival (figuras 6.4, 6.5 y 6.6) se ajusta correctamente a las observaciones de imágenes satelitales, y para los años más secos se ve una menor duración de la cobertura máxima así como una disminución de máximo porcentaje cubierto de nieve. El modelo a escala diaria también logra modelar mejor el máximo acumulado los 2800 msnm, con una buena correlación entre Portillo y su correspondiente banda (obviando las diferencias inherentes a la información de entrada). Además, se observa que la modelación del manto nival observado a través del snow pillow de Portillo se ajusta de muy buena manera, con los inicios de la temporada de acumulación, los máximos observados y el final de la temporada con nieve muy bien modelados.



**Figura 6.1 – Serie histórica modelada a escala diaria**



**Figura 6.2 – Correlación entre caudales observados y simulados. La línea roja representa una simulación perfecta.**



**Figura 6.3 – Residuos normalizados**

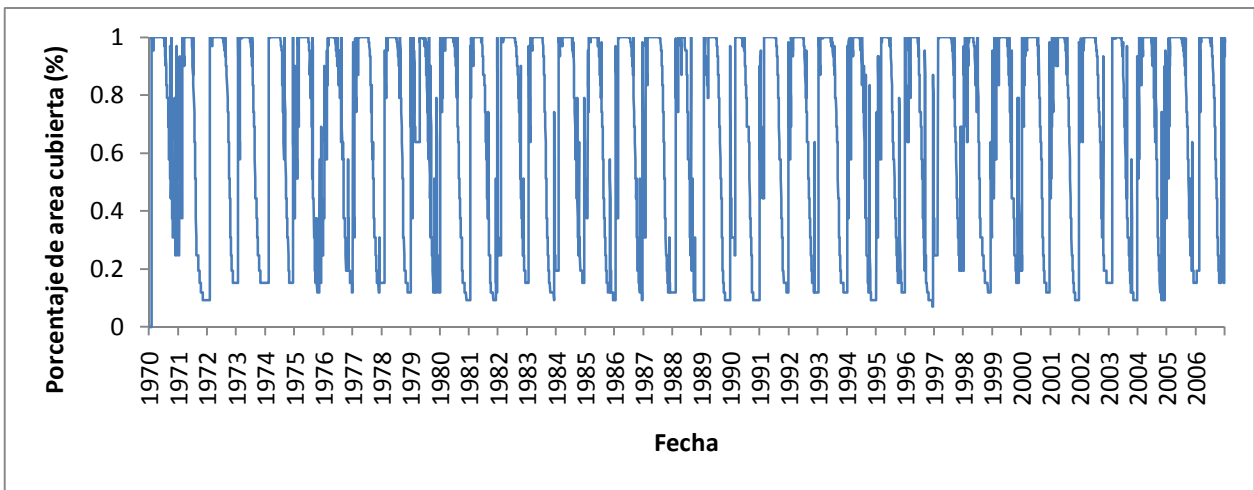


Figura 6.4 – Cobertura nival porcentual de la cuenca modelada a escala diaria

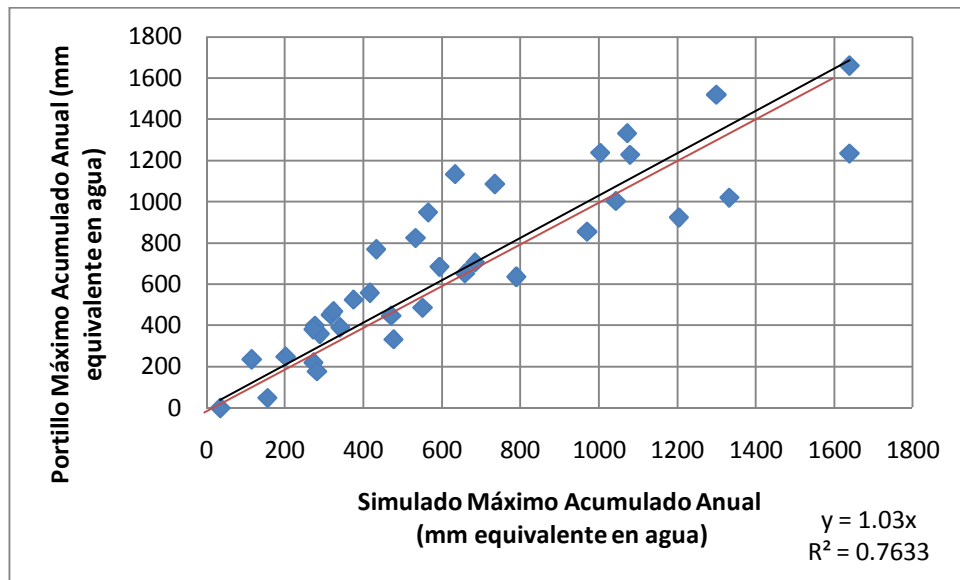


Figura 6.5 – Comparación entre máximos acumulados anuales Portillo (2800 msnm aprox.) y banda de elevación de los 2800 msnm. Línea roja representa simulación perfecta

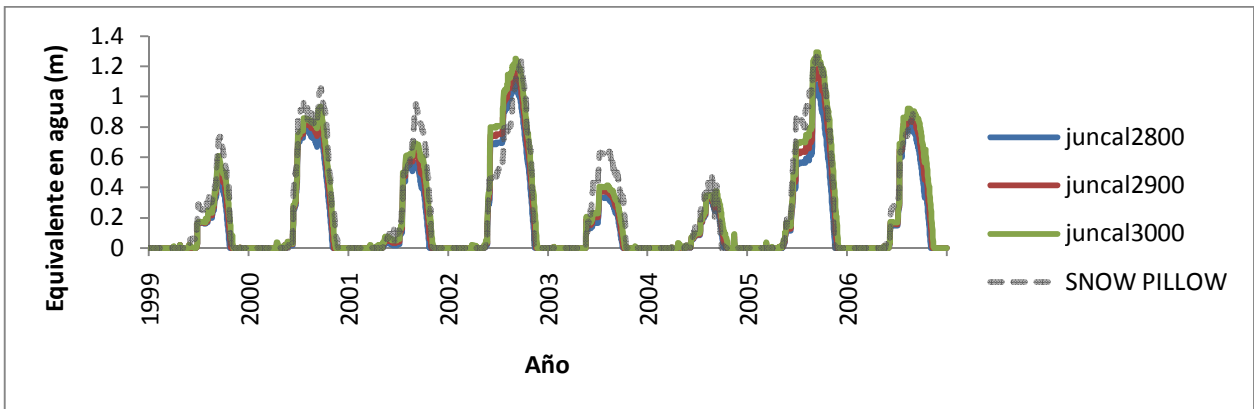


Figura 6.6 – Comparación entre acumulaciones observadas y snow pillow en Portillo (2800 msnm). Se grafican las bandas aledañas por imprecisiones que pudiesen haber en el gradiente pluviométrico utilizado.

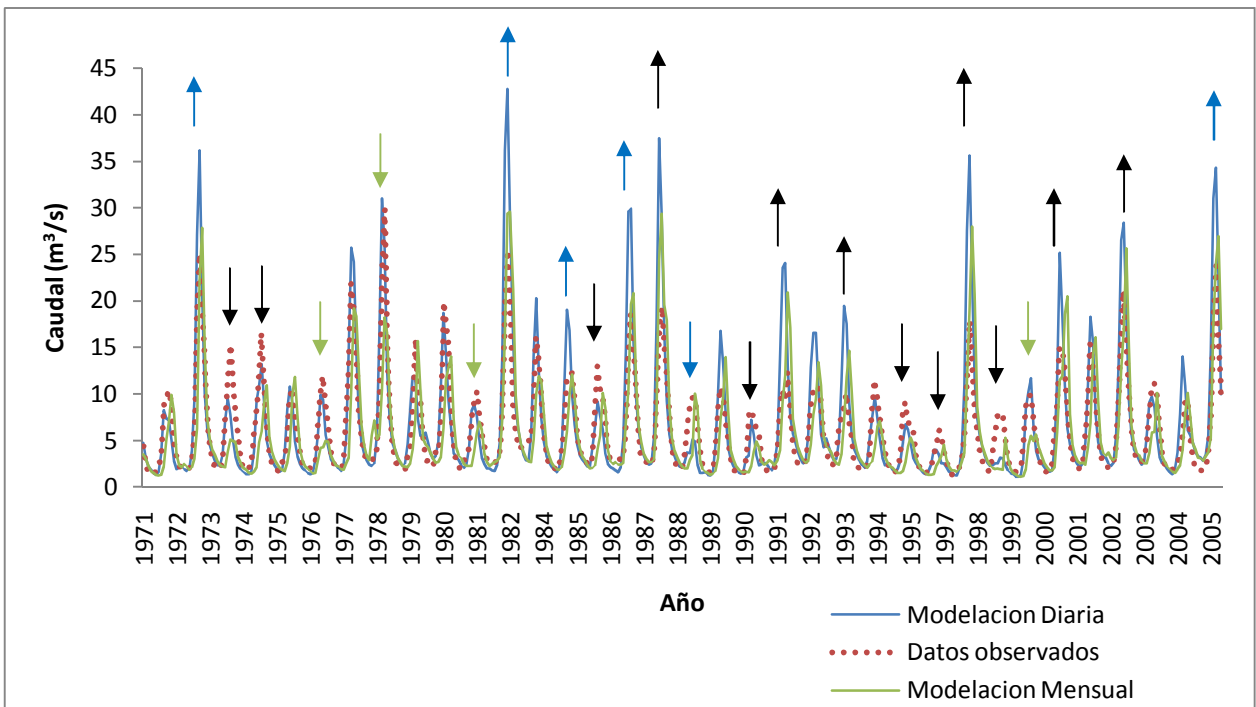
## 6.2. Comparación con modelo a escala mensual y análisis de errores en la estimación del caudal

Uno de los objetivos de este trabajo es comparar como la modelación a distintas escalas producía distintos resultados, a pesar de tener parámetros similares e inputs meteorológicos provenientes de la misma fuente. Para comparar ambas modelaciones, se tomó el promedio mensual de los datos simulados a escala diaria y se calcularon los índices estadísticos mencionados en el capítulo 2. La comparación se muestra en la tabla 6.1

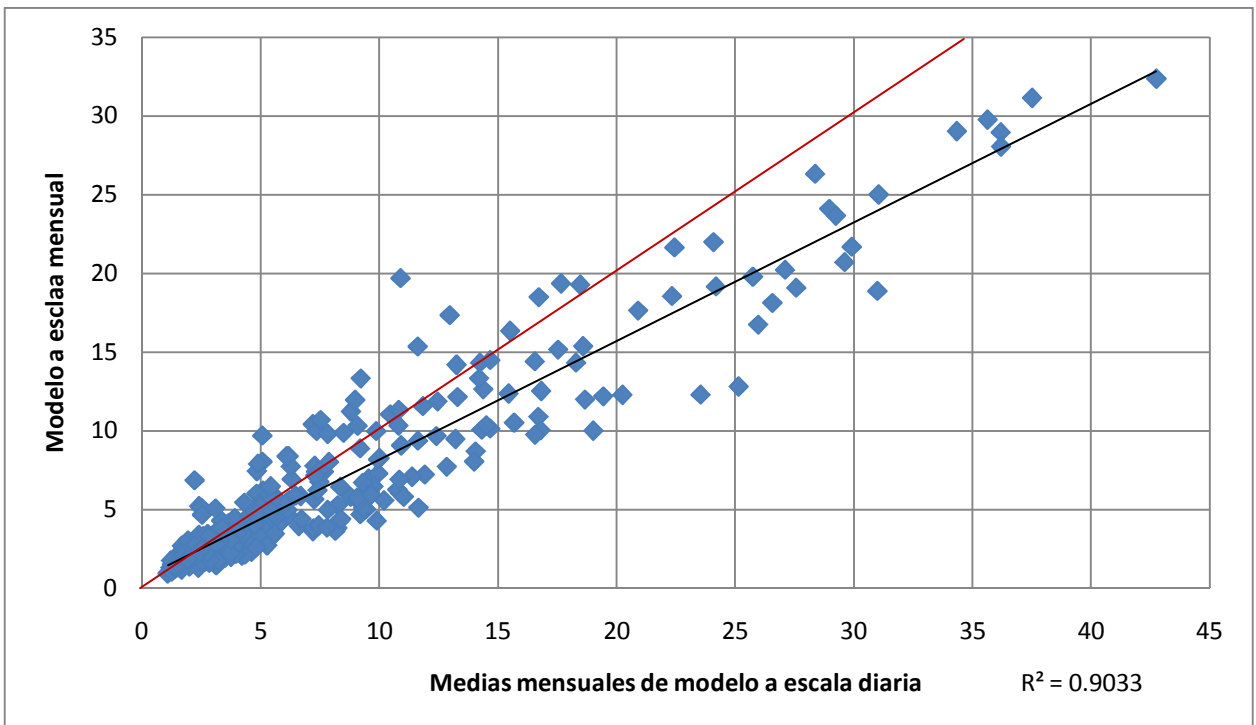
Parámetro	Modelación Diaria	Modelación Mensual
NS	0.41	0.70
NS Log	0.80	0.76
BIAS	9.8	-10.05
ECM	13.10	6.9
Soil water capacity (mm)	15000 – 10000 – 5000 – 1000	15000 – 10000 – 5000 – 1000
Root zone conductivity (mm/mes)	80000	80000
Deep water capacity	10000 – 10000 – 1000 – 1000	10000 – 10000 – 1000 – 1000
Deep water conductivity (mm/mes)	90000	90000
Freezing point (°C)	-1	-2
Melting point (°C)	5	2
Rnet Other	Variación sinusoidal de 0 (21 de Junio) a 80 (21 de Diciembre)	Variación sinusoidal de 0 (Junio) a 80 (Diciembre)
PFD	0.8	0.8
RORF	2	2

**Tabla 6.1 – Comparación de parámetros estadísticos y de calibración de las dos escalas temporales usadas para la modelación**

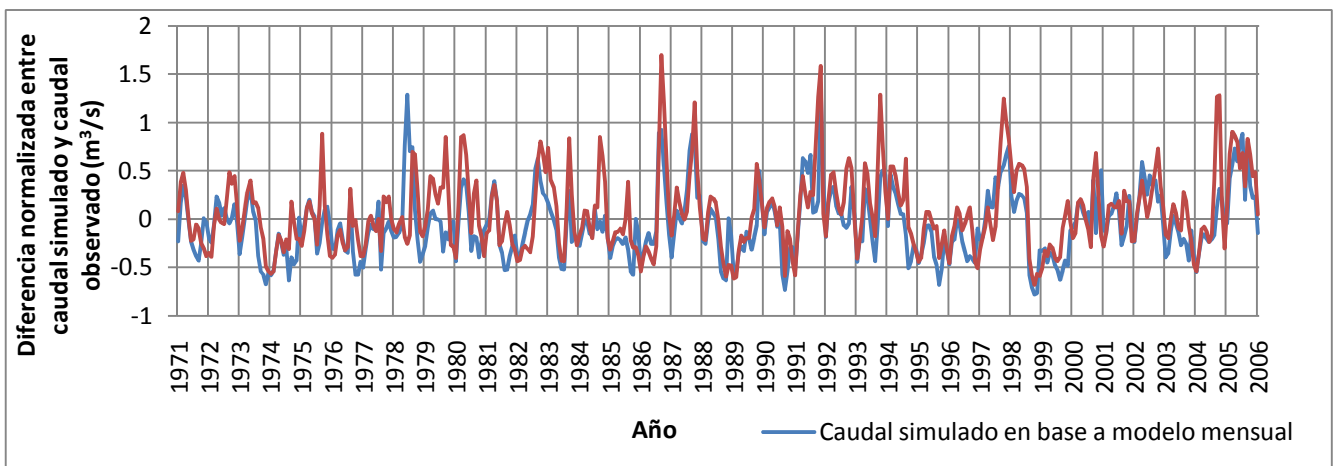
Se puede observar que no hay diferencias significativas en ambas modelaciones, excepto por el signo del BIAS (positivo en la modelación diaria y negativo en la mensual), el NS (el modelo diario tiene un peor NS ya que sobreestima demasiado algunas crecidas de deshielo) y en los parámetros de calibración del algoritmo de nieve. A modo de comparación visual, se detallan las series históricas modeladas de caudal en las figuras 6.7 y 6.8, y además se muestran los errores de ambas series respecto al caudal observado en la figura 6.9. Se puede apreciar que los errores de modelación (positivos y negativos) son compartidos por los modelos basados en escala diaria y en escala mensual, aunque el modelo diario efectivamente sobreestima el caudal en un grado mayor que el modelo a escala mensual. En los años más secos ambos modelos tienden a simular escorrentías menores que las observadas. Las razones de estos errores provienen directamente del input de precipitación usado, el cual podría no ser representativo de la cuenca. Además, el hecho de que se utilice el mismo gradiente de precipitación para todos los años también puede repercutir en la eficiencia del modelo. La correlación entre el volumen de precipitación que entra a la cuenca y el volumen de escorrentía anual simulado por el modelo se presenta en la figura 6.10. El alto grado de correlación entre estas dos variables explica en gran parte los errores del modelo para ciertos años.



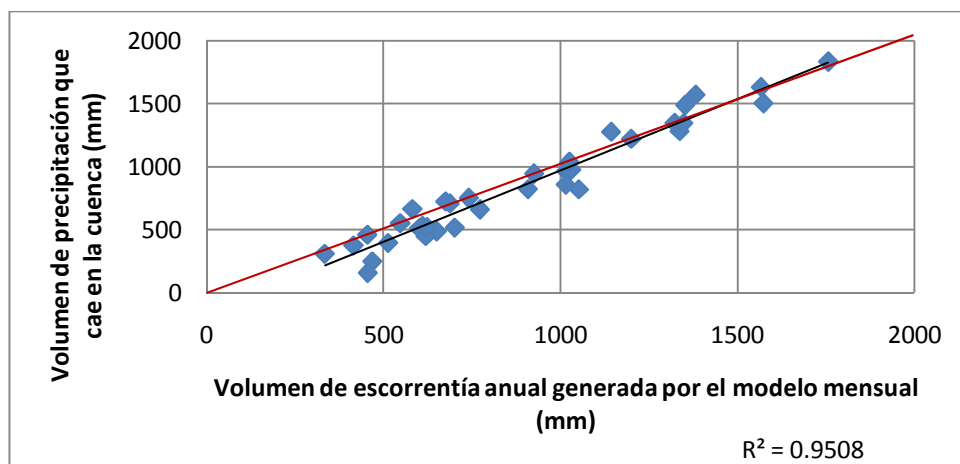
**Figura 6.7 – Modelaciones diarias y mensuales. Con flechas negras hacia abajo se muestran los años en que ambos modelos subestiman el caudal, mientras que con flechas hacia arriba se muestran los años en que los dos modelos lo sobreestiman. Las flechas de colores representan sub o sobreestimaciones de parte de un sólo modelo.**



**Figura 6.8 – Correlación entre modelos a escala diaria y mensual. Línea roja representa una correlación perfecta.**

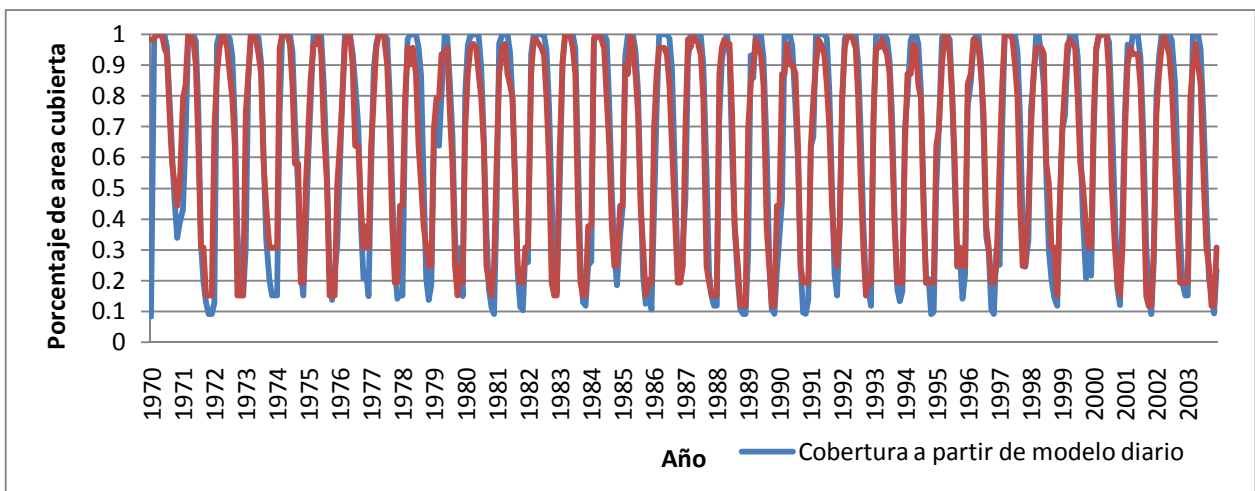


**Figura 6.9 – Diferencia normalizada entre caudales simulados y observados.**



**Figura 6.10 – Correlación entre volúmenes generados por el modelo mensual y volumen de precipitación que cae en la cuenca. La línea roja representa una correlación perfecta.**

La cobertura nival (figura 6.11) en ambos modelos no presenta mayores diferencias, aunque el modelo mensual tiende a asignar un mayor porcentaje de cobertura nival permanente (o zonas glaciadas), llegando en promedio a un mínimo del 18%, a diferencia del modelo diario que llega a un mínimo promedio del 14%.



**Figura 6.11 – Comparación de simulación de cobertura porcentual de acuerdo a los dos modelos.**

Finalmente, en la tabla 6.2 se presenta una comparación entre los parámetros utilizados para calibrar el modelo en este trabajo, comparándolo con otros trabajos realizados en cuencas similares. Particularmente las conductividades del suelo son las que presentan valores más altos en este trabajo, del orden de 100 veces. Si bien existe la posibilidad de que este parámetro no estuviese calibrado de una forma correcta, es importante señalar que el valor de éste está dentro de los rangos señalados en la literatura para suelos como los que se encuentran en la alta cordillera. Además, el análisis de sensibilidad realizado señala que dicho parámetro tiene una importancia relativa menor en el buen ajuste del caudal por lo que se asume que para efectos de este trabajo está bien calibrado. Las capacidades de retención de agua del suelo están dentro de los márgenes de otras modelaciones, al igual que PFD, los factores de radiación y las temperaturas de derretimiento y congelación.

<b>Parámetro</b>	<b>Vicuña et al (2010)</b>	<b>Mena (2009)</b>	<b>Lagos y Vargas (2009)</b>	<b>Mardones (2009)</b>	<b>Young (2009)</b>	<b>Juncal escala mensual</b>	<b>Juncal escala diaria</b>
Deep water cap. (mm)	300 - 7500		2000	3000 - 4800	200 - 300	<b>10000 - 1000</b>	<b>10000 - 1000</b>
Deep water cond. (mm/mes)	140 - 600	50	20000	300 - 400	80 - 360	<b>90000</b>	<b>90000</b>
Root zone cap. (mm)	108 - 4000		4000	600 - 2000	100 - 3000	<b>15000 - 1000</b>	<b>15000 - 1000</b>
Root zone cond. (mm/mes)	120 - 900	50 - 200		700	280 - 800	<b>80000</b>	<b>80000</b>
PFD		0.15	0.8	0.6 - 0.8	0.8	<b>0.7</b>	<b>0.8</b>
Temp. congelamiento (°C)	4	-10, -3	-3	3	-0.5	<b>-1</b>	<b>-1</b>
Temp. derretimiento (°C)	8	20, 12	9	11, 12	6	<b>1</b>	<b>5</b>
Factor de Radiación	0.5 - 8			5	4.4	<b>3 - 4</b>	<b>3 - 4</b>
Coefficiente de NS	0.7	0.8	0.95	0.73	0.8	<b>0.70</b>	<b>0.41</b>
Calibra cobertura nival?	No	No	Sí	No	Sí	<b>Sí</b>	<b>Sí</b>

**Tabla 6.2. – Comparación de parámetros con otros trabajos**

### **6.3. Análisis de procesos hidrológicos**

El uso del modelo a escala diaria fue orientado a entender y verificar algunos procesos hidrológicos que ocurren dentro de la cuenca. En particular, se analizó la generación de humedad en la primera capa de suelo y su relación con el derretimiento de la nieve y la generación de escorrentía, la humedad de la segunda capa y su relación con el caudal mínimo, y finalmente las condiciones de glaciación de la cuenca. Estas relaciones se estudiaron a un nivel medio mensual derivado del modelo diario y de forma gráfica.

Se estudió además la relación entre la humedad y el manto nival para un año extremadamente seco (temporada de deshielos 1998-99). Se debe recalcar que este análisis, si bien se presenta de una forma cuantitativa, deben ser tomados sólo de manera referencial pues el modelo tiene limitaciones y no necesariamente reproduce de forma exacta la realidad de los procesos hidrológicos modelados.

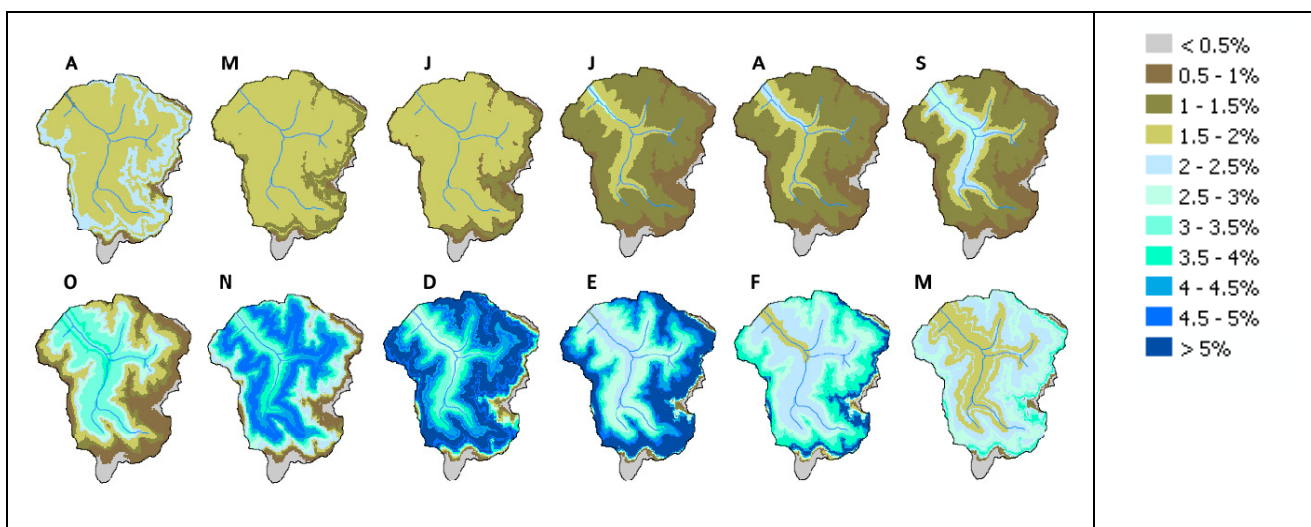
Finalmente, se estudió como el modelo se comportaba ante el fenómeno de El Niño o La Niña. La importancia de estudiar el comportamiento del modelo ante estos escenarios climáticos radica en que estos son responsables en gran parte de la alta variabilidad de los caudales entre distintos años.

### **6.3.1. Humedad primera capa y porcentaje de cobertura nival**

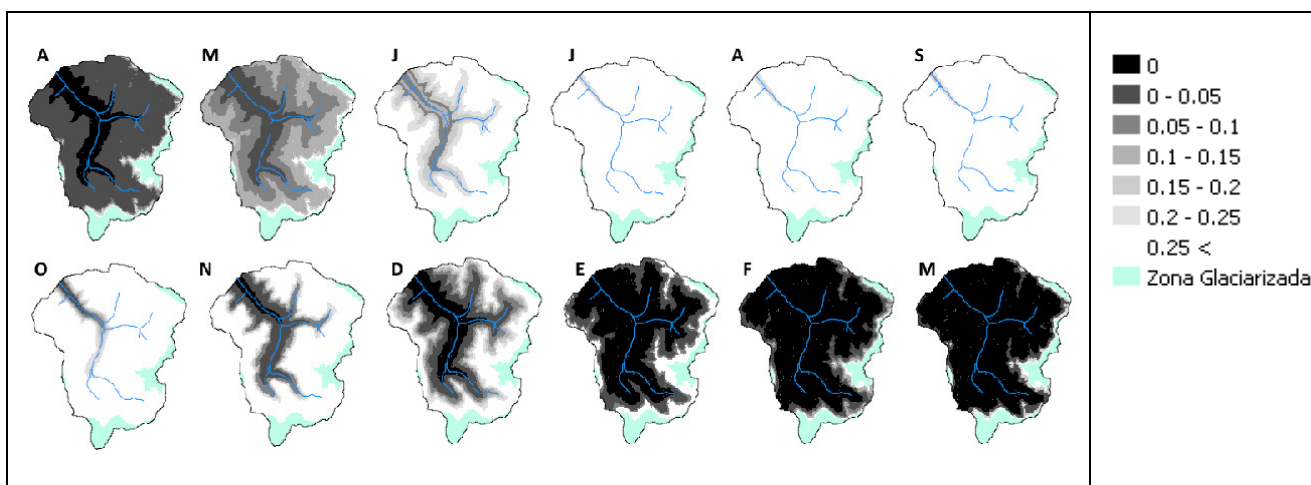
La primera relación que se estudió en la cuenca fue como la evolución del manto de nieves afectaba la humedad del suelo en la cuenca. Hipotéticamente, durante la temporada de invierno, las temperaturas permanecen suficientemente bajas como para que la nieve presente en la cuenca no se derrita, por lo que la humedad del suelo debería ser invariante durante los meses de invierno excepto en las zonas más bajas de la cuenca. En la época de deshielo, la nieve se derrite y la humedad del suelo en las bandas donde ocurre el derretimiento debería aumentar. Esta humedad debería ser más alta en un principio en las bandas de elevación inferiores, y luego la humedad de las bandas de elevación más altas debería aumentar a medida que avanza la temporada debido a la presencia de mayores temperaturas. Sabiendo además que el modelo no distribuye la humedad de una banda de elevación hacia otra (sus algoritmos no consideran flujo subsuperficial lateral), los gráficos de humedad de suelo deben ser tomados como una distribución espacial del aporte de cada banda a la generación de escorrentía en el tiempo y no como una referencia de la humedad del suelo promedio de cada mes, ya que esta humedad promedio de cada banda podría variar debido al transporte hacia las bandas inferiores.

De acuerdo a las figuras 6.12 y 6.13, las cuales representan los promedios mensuales de las variables observadas en la cuenca, la humedad del suelo alcanza el mínimo durante los meses de Julio-Agosto, y el máximo aproximado durante el mes de Noviembre-Diciembre. Los primeros meses corresponden al periodo de mínimo caudal de la cuenca, mientras que los meses de mayor humedad calzan con los periodos de mayores caudales, por lo que según el modelo ambos efectos (menor y mayor caudal) tienen relación directa con una menor y una mayor humedad presente en la primera capa de suelo. Es importante notar que las bandas de elevación más bajas (aquellas cercanas al cauce) permanecen con una humedad superior al resto de la cuenca durante la época de invierno debido a que en invierno hay derretimiento en estas bandas inferiores e incluso podrían haber precipitaciones líquidas, a diferencia de las más elevadas en que las bajas temperaturas impiden que aumente la humedad debido a que no hay derretimiento.





**Figura 6.12 – Generación de humedad en primera capa de suelo, de izquierda a derecha y abajo se ve representado el año hidrológico (promedios mensuales de la serie de datos diarios, representados de Abril a Marzo).**



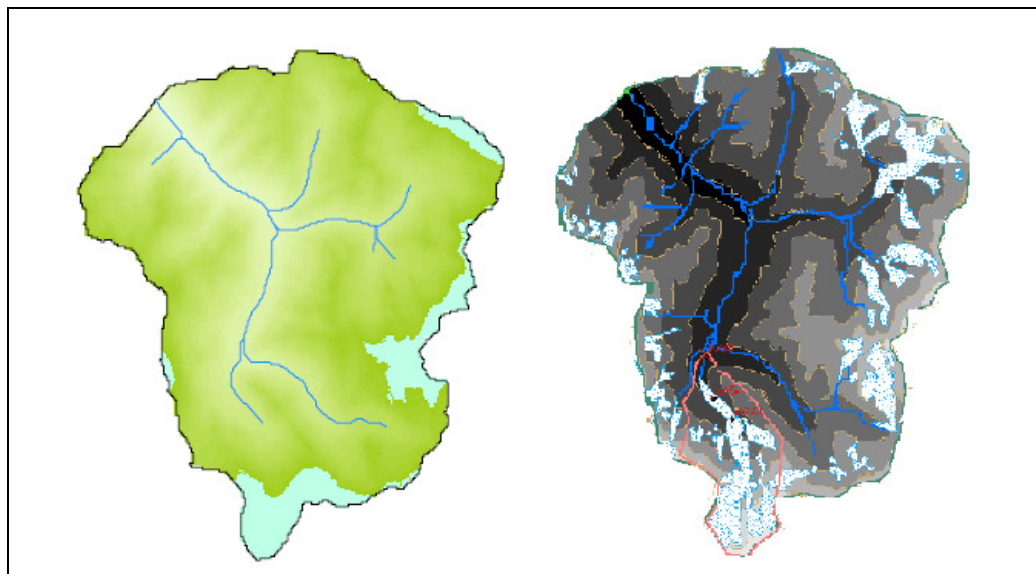
**Figura 6.13 – Evolución de la cobertura nival media, con los equivalentes en agua (metros) observados en cada banda de elevación, de izquierda a derecha y abajo se ve representado el año hidrológico (promedios mensuales de la serie de datos diarios, representados de Abril a Marzo). Las zonas glaciariadas se definieron como aquellas en que la profundidad del manto aumentó año a año.**

Otro proceso que el modelo capta de manera correcta es el hecho de que a pesar de que exista un manto nival sobre el suelo, la humedad de éste va aumentando a medida que ese manto se derrite y le transfiere agua. Por ejemplo, para los meses de Septiembre a Noviembre se observan aumentos de humedad importantes para bandas de elevación que aún aparecen como cubiertas de nieve. Además también se observan humedades importantes en zonas que ya no están cubiertas de nieve, lo que también es una observación importante ya que implica un desfase entre los caudales peak y el derretimiento del manto de nieve debido al almacenamiento de agua en la primera capa de suelo.

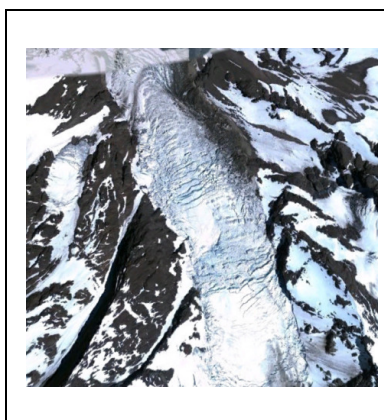
Observando la evolución del manto de nieve, es importante notar que las bandas superiores (mayores a 4500 msnm aproximadamente) permanecen glaciariadas: en ellas la acumulación anual de nieve supera al derretimiento anual y por lo tanto hay nieve que queda año tras año acumulada. Las zonas glaciariadas se presentan en la figura 6.14. El modelo WEAP no es capaz de simular bien los procesos

que involucran glaciares como por ejemplo el transporte de nieve de una banda hacia otra por gravedad, por lo que el análisis respecto a estos glaciares se limita a la identificación. Estas zonas glaciariadas calzan con las identificadas por Ragettli et al. (2010) y por Condom et al. (2007); el primero identifica los glaciares analizando imágenes de la zona, mientras que el segundo identifica una línea de equilibrio de 4400 msnm para la latitud de la cuenca.

El hecho de que WEAP no modele procesos de transporte de nieve y hielo se ve reflejado en las figuras 6.14 y 6.15. Por ejemplo, el glaciar Juncal (parte inferior de la imagen, delimitado con rojo en la imagen de la derecha) tiene una lengua que proviene de la zona superior del glaciar, la cual no se ve reflejada en WEAP. Esta lengua tiene la propiedad de que transporta hielo y nieve desde las bandas de elevación más altas hacia la zona de ablación del glaciar (zona de pérdida de masa de éste). Esta lengua no se derrite en un 100% todos los años ya que tiene suficiente hielo y nieve como para resistir las altas temperaturas que ocurren durante los meses de verano, pero sí pierde volumen en forma de escorrentía líquida. Se observa también que en el extremo derecho superior de la cuenca se tienen presencia de otros glaciares con zonas de movimiento y transporte de hielo, los cuales no fueron reproducidos por el modelo. Sin embargo el modelo capta bien la línea de equilibrio y las zonas de acumulación, lo que sería una comprobación de que los gradientes de temperatura se ajustan a la realidad observada, ya que una sobreestimación o subestimación de la temperatura en esas bandas hubiese incidido en que las zonas de acumulación estarían en bandas superiores o inferiores.



**Figura 6.14 – Zonas glaciariadas de la cuenca. La imagen de la izquierda corresponde a lo modelado por WEAP, con las zonas glaciariadas marcadas en celeste. La imagen de la derecha corresponde a lo observado por Ragettli et al. (2010). Los colores de la derecha sólo representan topografía y glaciares (marcados en blanco).**

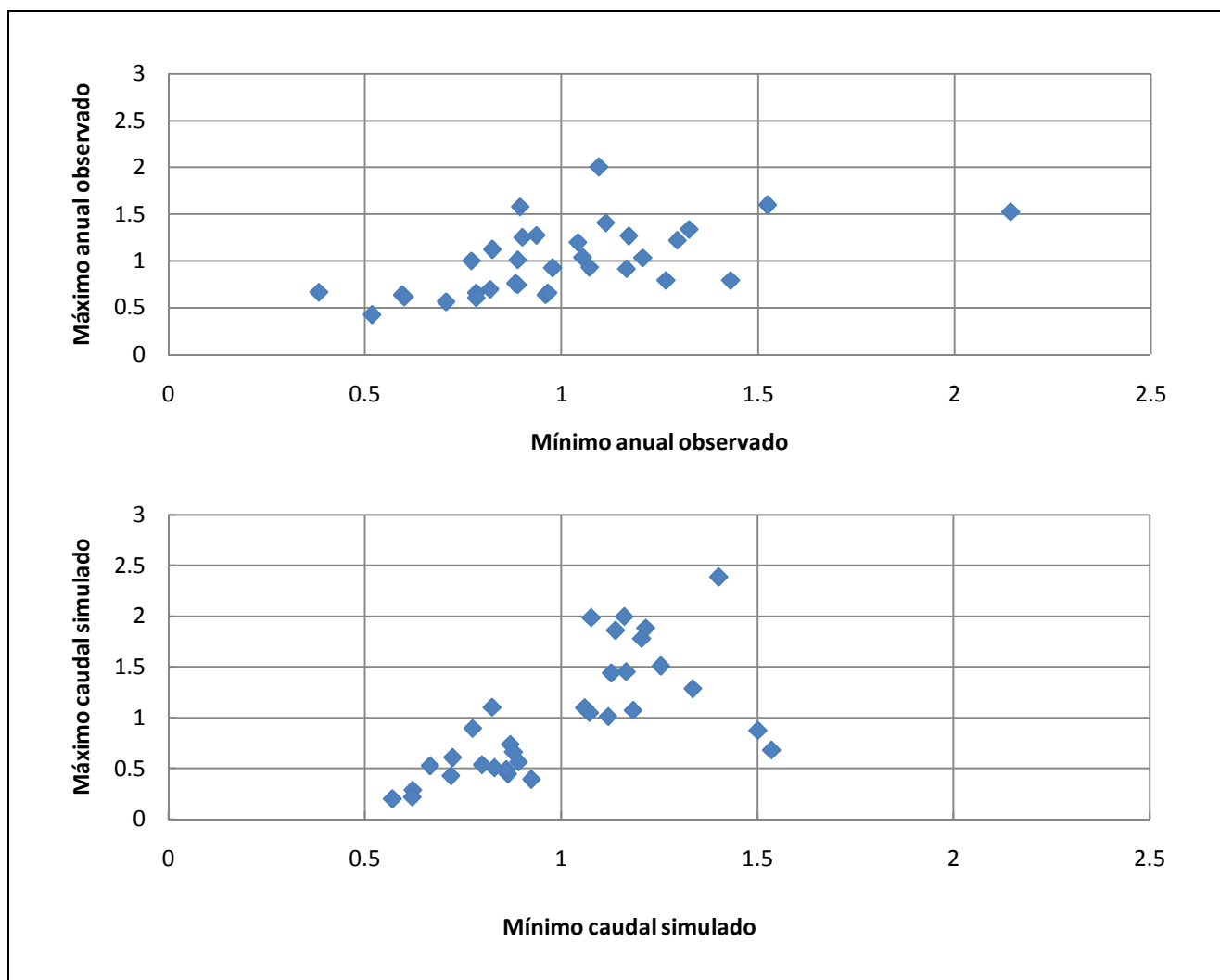


**Figura 6.15 – Lengua glaciar del Juncal. La parte menos elevada de la lengua (superior en la imagen) corresponde a una elevación de 3000 msnm aproximadamente, mientras que la parte más elevada (inferior en la imagen) corresponde a una altura aproximada de 4400 msnm. Fuente: Google Earth**

### **6.3.2. Caudales mínimos y humedad segunda capa**

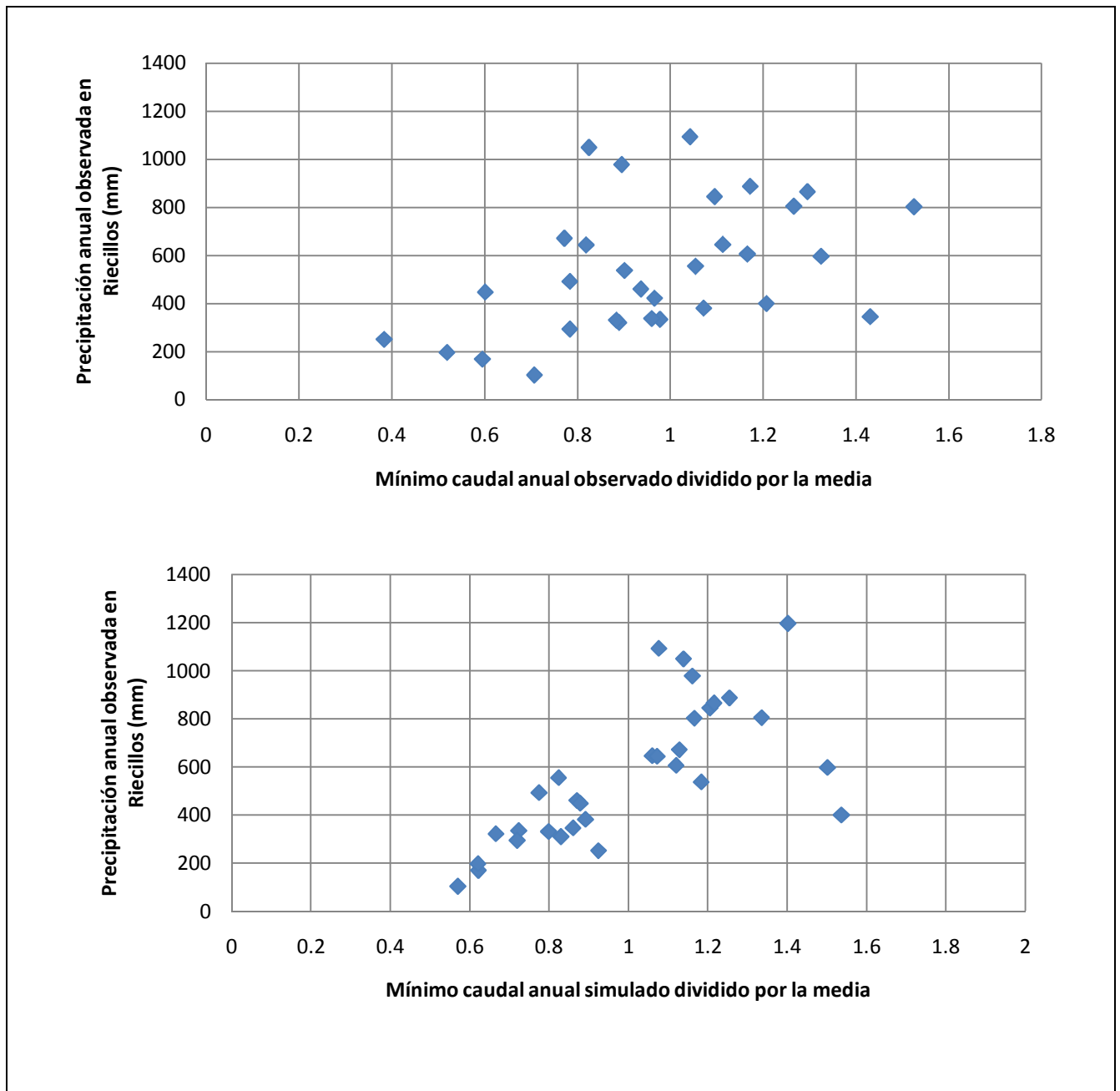
Uno de las propiedades de WEAP es que puede simular flujo base gracias a la utilización de dos capas de suelo. La segunda capa puede tener almacenamientos y conductividades distintas a la primera, y así se pueden simular procesos de escorrentía que involucran tiempos distintos. El caudal base en la cuenca se manifiesta entre los meses de Abril a Agosto, en que se tiene un flujo casi constante de 2 m<sup>3</sup>/s en todos los años. Se buscó una forma de relacionar estos caudales con los flujos observados en la temporada de deshielo que recién pasó y con las precipitaciones observadas durante la ocurrencia del flujo base, para así entender los tiempos relacionados con la ocurrencia de este fenómeno. La manera de cuantificar y analizar el flujo base para un mismo año fue utilizando el mínimo observado de ese año, el máximo observado en la temporada de deshielos previa a la observación del mínimo y además el total de precipitaciones que ocurrieron durante el invierno en que se observó el mínimo. Todo este análisis se realizó en base a las observaciones de caudal, pero también se analizaron los datos producidos por el modelo. También se analizaron los días en que ocurren ambos flujos máximos y mínimos y se estudió la relación que había entre estas fechas para ver si tenían significado alguno en los valores. Además, a través del modelo, se relacionó el caudal mínimo observado y el simulado con la humedad de la primera y la segunda capa de suelo, para así proporcionar mayores antecedentes respecto a la relación de los flujos en la época de menores caudales con los flujos ocurridos durante la temporada anterior. Finalmente, se estudió la relación entre la precipitación ocurrida durante el invierno y el caudal mínimo observado durante esa temporada, tanto para la serie observada como para la simulada.

En la figura 6.16 se muestran primero las correlaciones existentes entre el caudal máximo observado en la temporada de deshielos previa a la correspondiente al caudal mínimo. De acuerdo a los gráficos, la correlación entre ambos existe aunque no es evidente por la dispersión de los datos, pero normalmente caudales de deshielo más altos implican un flujo base más bajo durante el estiaje de la cuenca, lo que podría indicar que el caudal de la época de estiaje corresponde en buena parte a un remanente del caudal de deshielo de la temporada de deshielo anterior. Los coeficientes de correlación para caudales observados y simulados corresponden a 0.54 y 0.61 respectivamente, ambos siendo estadísticamente significativos al nivel del 99%.



**Figura 6.16. – Correlación entre caudales mínimos anuales y caudales máximos de la temporada anterior, valores divididos por la media.**

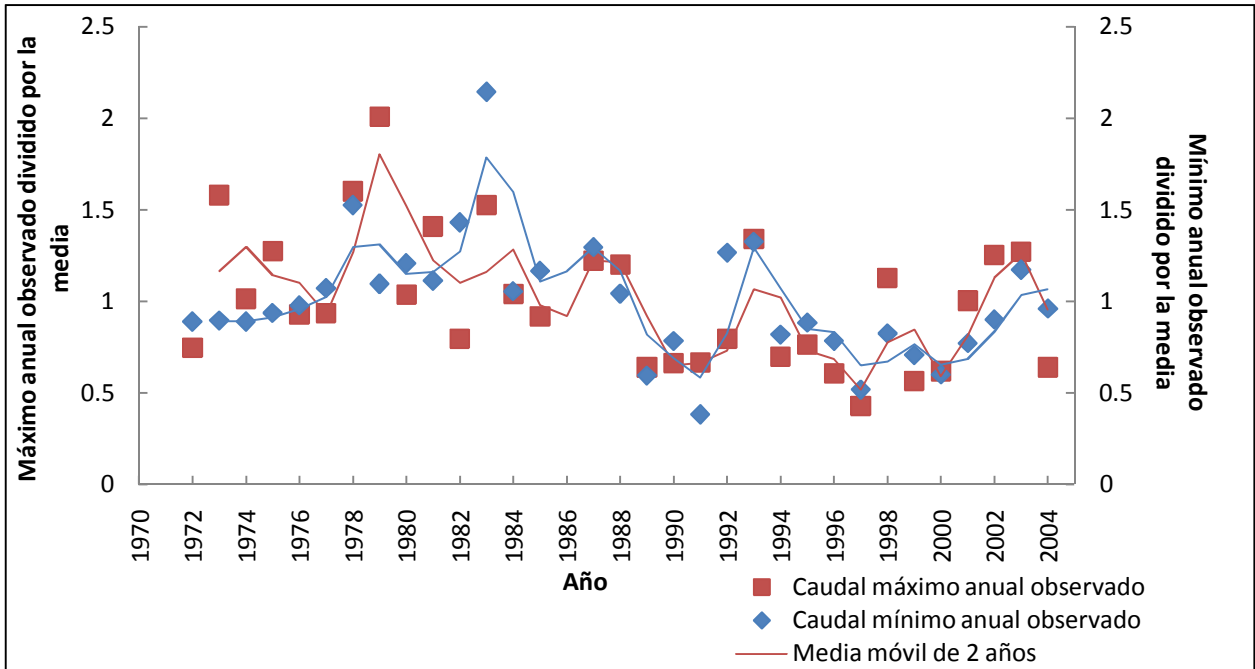
Una manera de confirmar lo observado es realizando el mismo análisis comparando las precipitaciones del año anterior con el caudal mínimo del año siguiente. Si de verdad hay una correlación entre la humedad del año anterior y los caudales mínimos del año siguiente, entonces la correlación entre caudal mínimo y precipitación total del año anterior debería ser congruente con lo observado entre caudal mínimo y caudal máximo de la temporada anterior. Los resultados de este análisis se muestran en la figura 6.17.



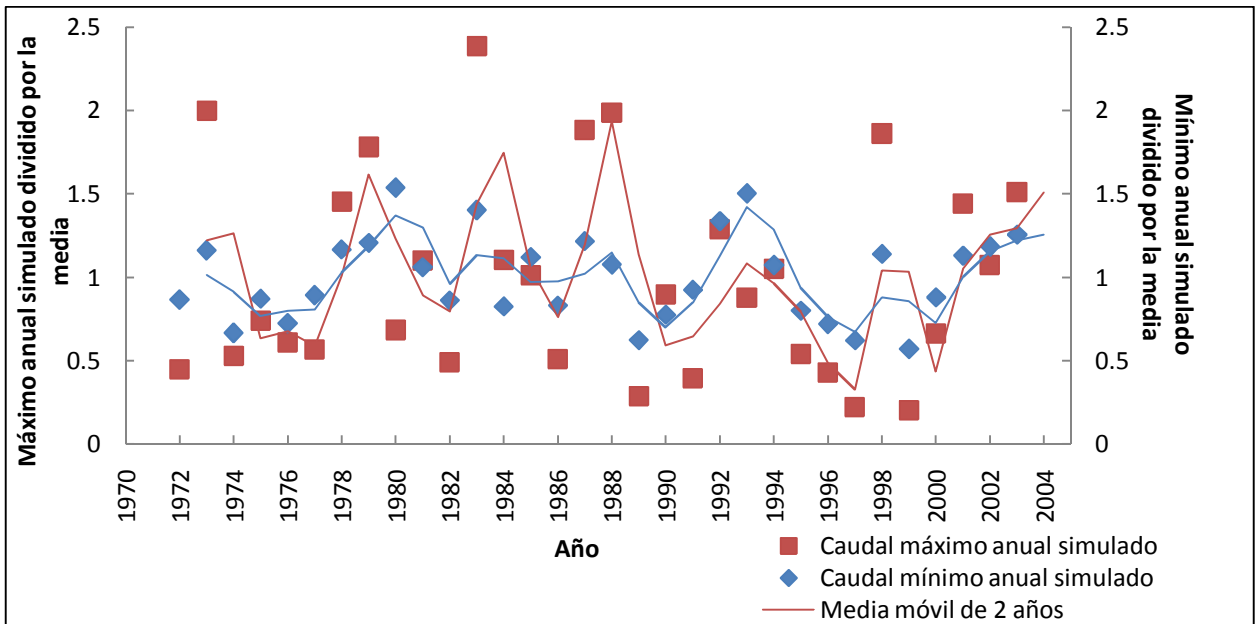
**Figura 6.17 – Correlación entre precipitaciones del año anterior y caudal mínimo anual**

Las correlaciones observadas en la figura 6.17 son significativas ambas en el nivel del 99%, siendo la correlación de los datos observados con la precipitación del año anterior menos importante, con un coeficiente de correlación de 0.45, mientras que los datos simulados presentan una correlación mayor, con un coeficiente de 0.65. Este resultado, en conjunto con la correlación observada en la figura 6.16, demuestra que el caudal mínimo que se observa durante la época seca tiene una importante componente que proviene de las precipitaciones del año anterior, por lo que la cuenca tiene una capacidad de almacenamiento importante al menos entre la temporada de deshielo y la temporada de caudales mínimos. El hecho de que el modelo muestre mayor correlación con las precipitaciones de la temporada anterior se debe a que sus algoritmos toman el flujo base solamente a partir de la humedad de la segunda capa de suelo, por lo que la varianza de los caudales mínimos depende mayormente de la varianza experimentada por el almacenamiento en la segunda capa, el cual a su vez depende de las precipitaciones observadas en la temporada anterior al deshielo.

En las figura 6.18 y 6.19 se puede observar mejor la correlación entre los caudales mínimos de cierto año y el caudal máximo observado en la temporada anterior. Para la situación histórica se ve que en parte las alzas en caudal base se relacionan directamente con alzas en el caudal peak anterior, aunque la relación no es muy evidente al inicio de la serie histórica (pero sí desde 1982 en adelante). Para la serie simulada, la relación entre caudal peak de la temporada anterior y caudal mínimo es más evidente: cuando en la temporada anterior se tuvieron caudales de deshielo altos el caudal mínimo de la temporada siguiente se incrementó por sobre la media.



**Figura 6.18 – Serie de caudales mínimos anuales y los máximos observados durante la temporada anterior de deshielo, valores observados.**



**Figura 6.19 – Serie de caudales mínimos anuales y los máximos observados durante la temporada anterior de deshielo, valores simulados.**

Si bien los resultados muestran una correlación significativa entre los caudales que ocurrieron en la temporada de deshielo y los caudales mínimos observados durante la época de estiaje que le sigue, esta correlación no explica en un 100% la varianza observada en el caudal mínimo, por lo que es necesario analizar otras variables que podrían incidir sobre el caudal base, como las precipitaciones que ocurren durante el año, las cuales podrían tener un impacto sobre estos caudales mínimos. En las figura 6.20 y 6.21 se muestran los resultados de las correlaciones entre el caudal mínimo anual y la precipitación total de ese mismo año, además del máximo acumulado en Portillo correspondiente a ese mismo año. Se eligieron ambos valores para el análisis ya que si el caudal base está influenciado por el hecho de que un año sea húmedo (o no) debería mostrar cierto grado de correlación con estos dos valores.

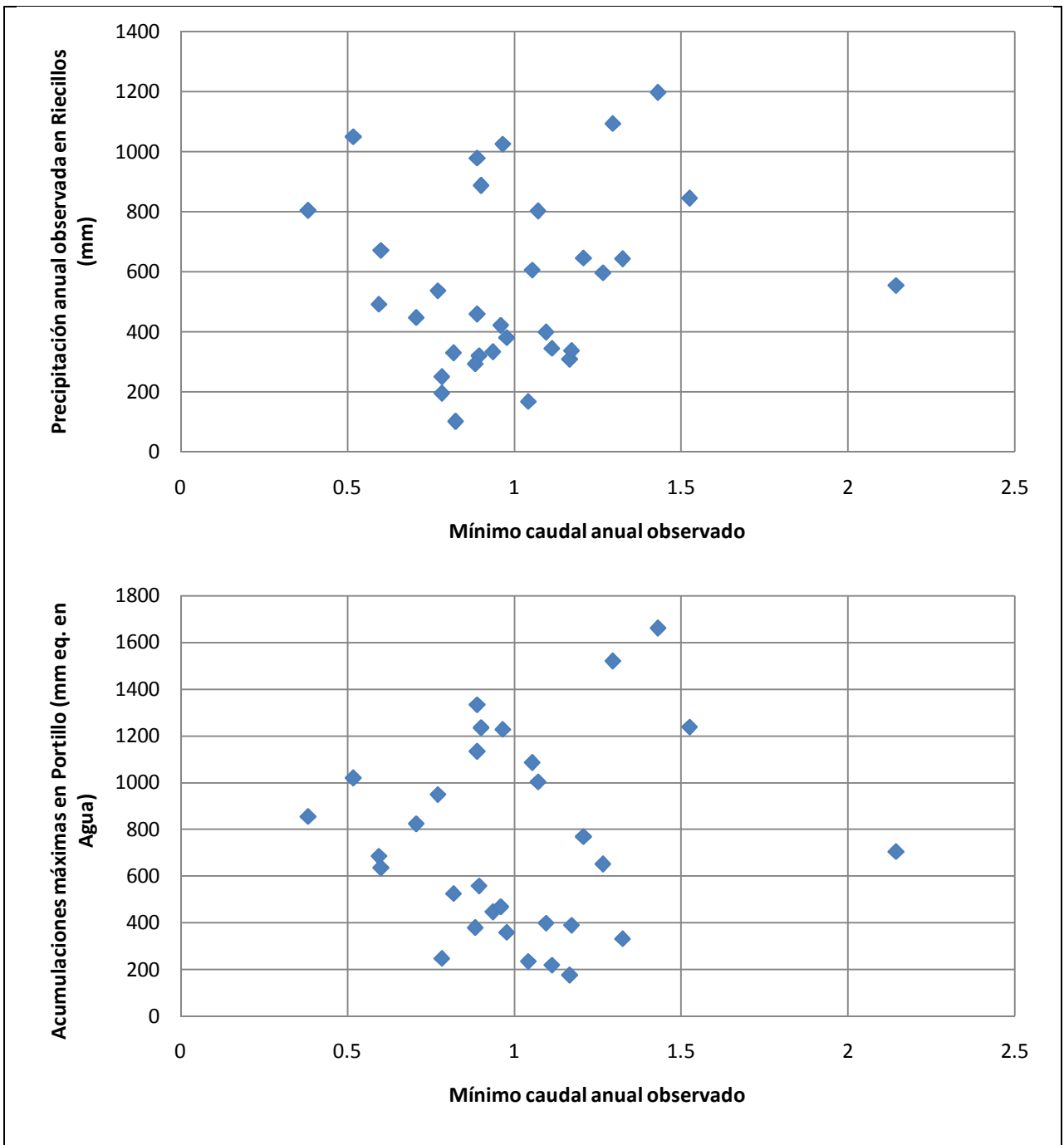
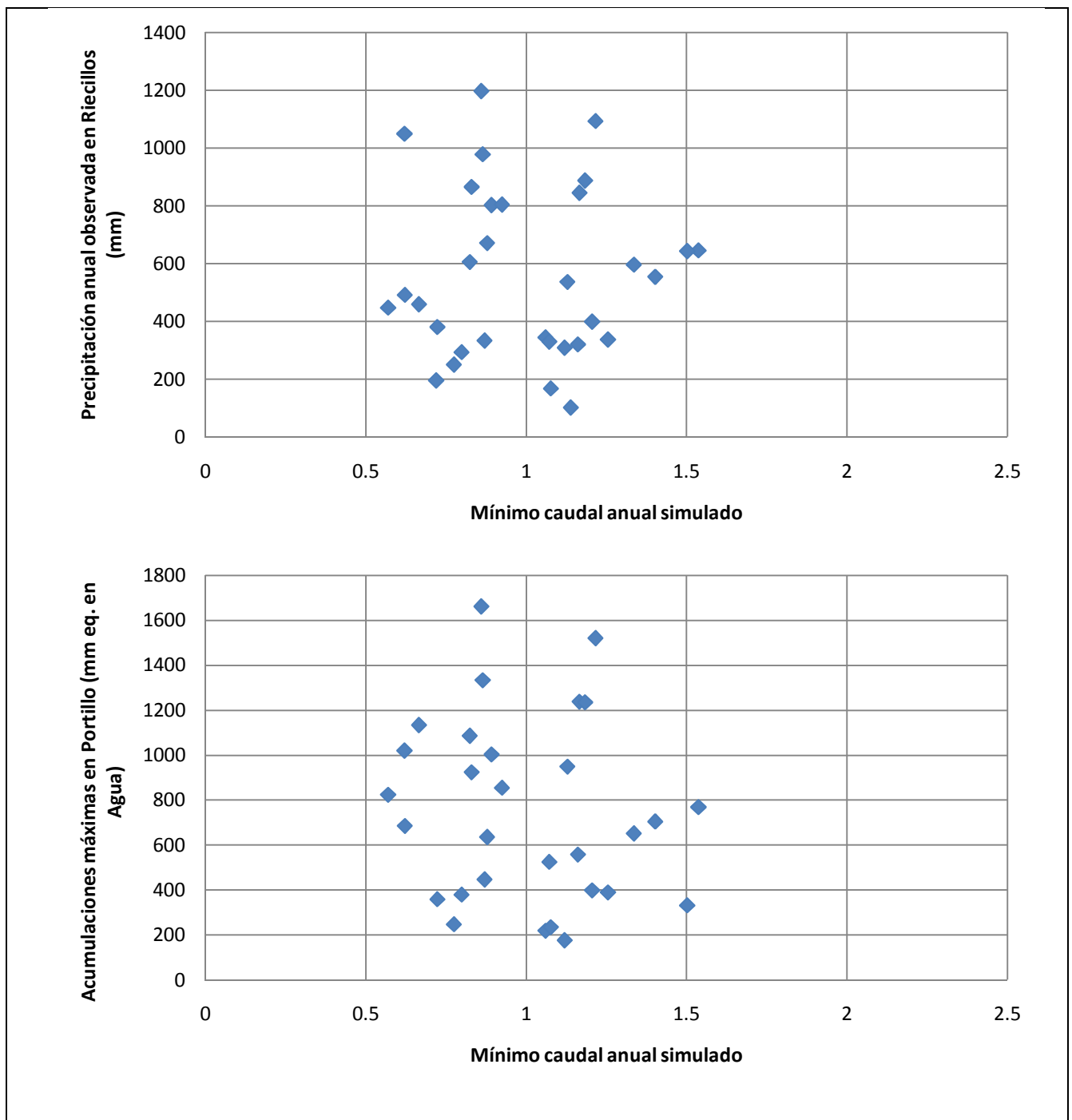


Figura 6.20 – Correlación entre precipitación anual y caudal mínimo observado el mismo año (dividido por la media)

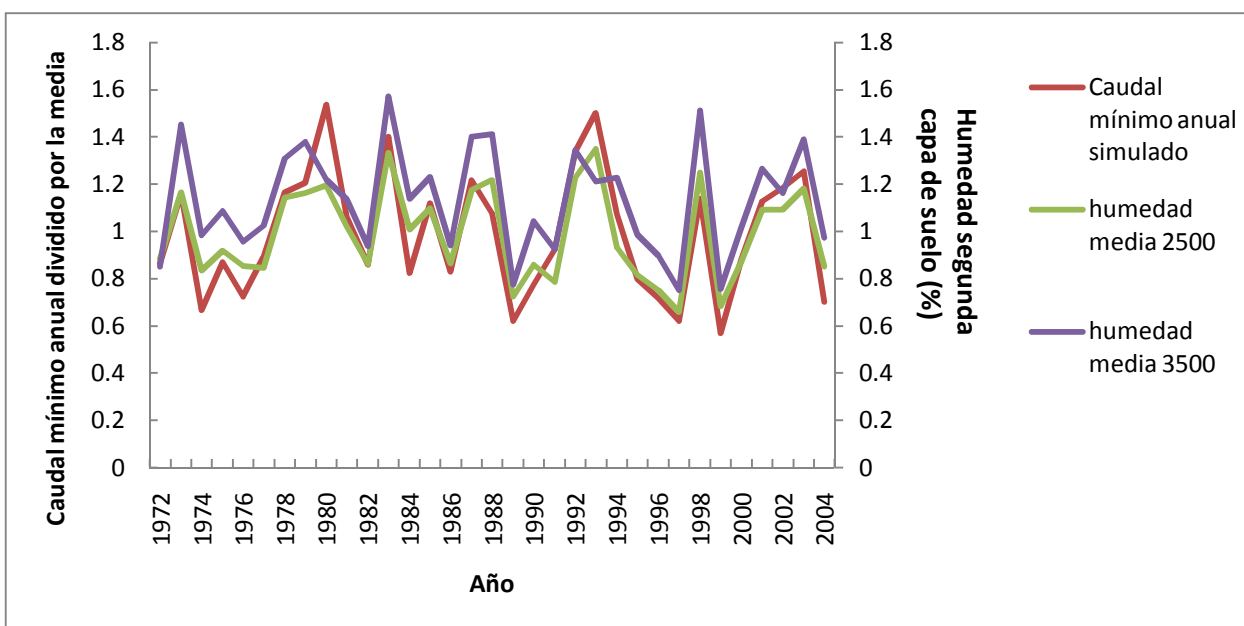


**Figura 6.21 - Correlación entre precipitación anual y caudal mínimo simulado (dividido por la media).**

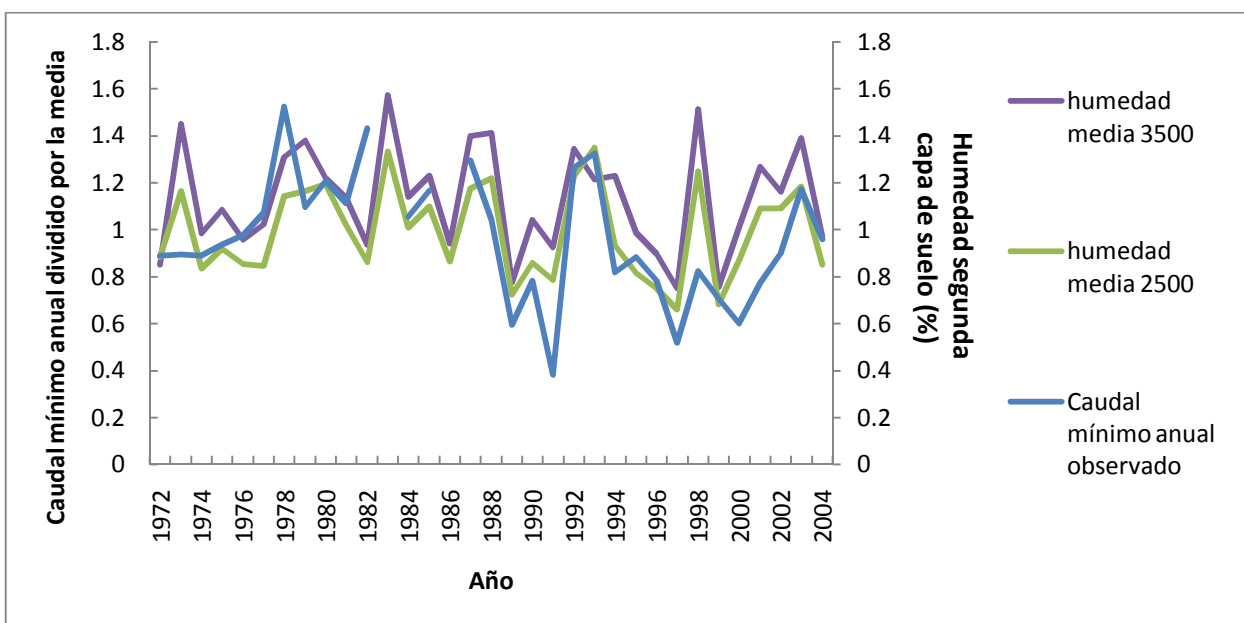
No hay una correlación evidente entre el caudal mínimo que se observa cada año y las precipitaciones que ocurren durante el mismo, por lo que a primera vista la precipitación que cae no afecta el caudal base ya que podría caer solamente en forma de precipitaciones sólidas que se acumulan hasta la temporada de deshielo, o el derretimiento de parte del manto acumulado podría no tener mayores efectos sobre el flujo base.



Para finalizar el análisis, se comparó el caudal mínimo observado durante el año con la humedad media de la segunda capa de suelo de ese año (promediada entre mayo y agosto), para así poder comparar el rol que WEAP asigna a esta capa con el flujo mínimo observado todos los años. En las figuras 6.22 y 6.23 se detallan las series de tiempo de las variables correspondientes, y se observa una clara correlación entre la humedad de la segunda capa y el caudal mínimo anual simulado, y una correlación más débil pero aún suficientemente fuerte entre la humedad de la segunda capa y el caudal mínimo anual. El coeficiente de correlación entre la humedad de la segunda capa de suelo a los 2500 m.s.n.m. y a los 3500 m.s.n.m. con el caudal mínimo simulado es de 0.92 y 0.82 respectivamente, mientras que con el caudal mínimo observado es de 0.63 y 0.51 respectivamente. Todas las correlaciones son estadísticamente significativas en el nivel del 99%.



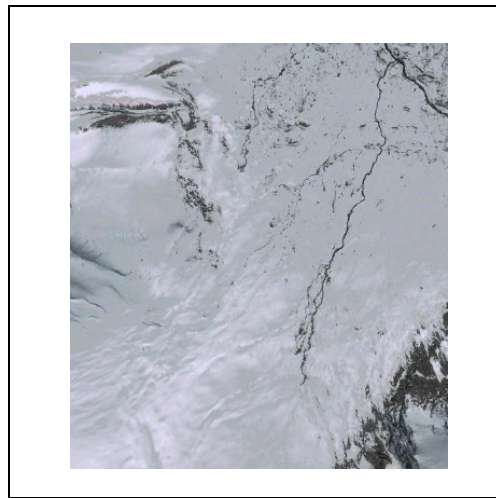
**Figura 6.22 – Relación humedad de la segunda capa con caudal mínimo anual simulado**



**Figura 6.23 – Relación humedad de la segunda capa con caudal mínimo anual observado**

Los análisis anteriores dan cuenta de que el caudal mínimo observado cada año está correlacionado con las precipitaciones ocurridas durante el año anterior además de los caudales máximos observados durante la temporada de deshielo. Considerando que el caudal máximo ocurre siempre a finales de Diciembre o principios de Enero (ver Figura 3.9) y el caudal mínimo ocurre durante el mes de Julio, hay un desfase de cerca de 6 meses (o más) entre el caudal peak y el caudal mínimo. Este desfase es reflejo de la existencia de pequeños acuíferos o almacenamientos dentro de la cuenca que van liberando agua de una forma lenta, hasta el inicio de la siguiente temporada de deshielo, cuando nuevamente son recargados con las crecidas debido al derretimiento de las nieves. En todo caso, la capacidad de almacenamiento de la cuenca no es importante ya que la variabilidad del caudal mínimo es muy baja año tras año, con diferencias de sólo 1 m<sup>3</sup>/s entre el caudal mínimo más alto observado en la serie histórica (2.84 m<sup>3</sup>/s, observado luego de un año en que llovieron 850 mm en Riecillos, un 40% por sobre la lluvia normal contra 0.88 m<sup>3</sup>/s, observado luego de un año en que llovieron 197 mm en Riecillos, sólo un 35% del promedio).

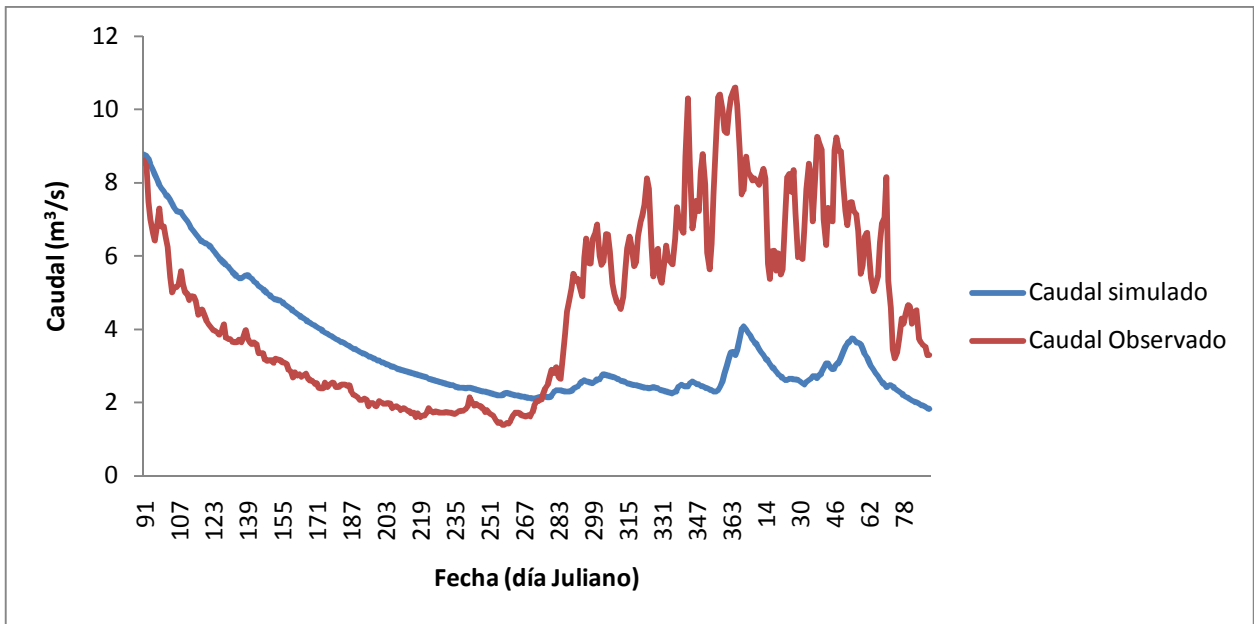
Pese a las altas correlaciones observadas, es importante no descartar otras fuentes que agreguen variabilidad a la generación de los caudales mínimos de la cuenca. El modelo le da una importancia mayor a la humedad de la segunda capa de suelo que la realmente observada, y esta discrepancia podría deberse a aportes del glaciar durante el invierno: pese a las bajas temperaturas y a la cobertura nival igual se observan cauces que provienen del glaciar o de otras partes altas de la cuenca (ver Figura 6.21). Además, derretimientos ocasionales de cobertura nival especialmente en las zonas de mayor exposición al sol podrían aportar al caudal mínimo durante el invierno.



**Figura 6.24 – Presencia de cauce con escorrentía en base del glaciar Juncal durante el mes de Junio.**  
**Fuente: Google Earth**

### **6.3.3. Análisis de cobertura y humedad en año seco**

Durante el año 1998, la estación pluviométrica de Riecillos sólo registró 103 mm de lluvia en toda la temporada, siendo éste el menor registro observado en los 40 años de la serie histórica que se usó para este trabajo. Sin embargo, el caudal máximo observado en la temporada de deshielo fue de 11 m<sup>3</sup>/s, valor que es superior incluso a algunos años con precipitación mayor, y los volúmenes totales de agua que se observaron a la salida de la cuenca no fueron reflejo de la baja precipitación que se midió en la estación pluviométrica. El modelo no captó bien este comportamiento de la cuenca, simulando caudales peak de solamente 5 m<sup>3</sup>/s y volúmenes muy inferiores, en concordancia con la baja precipitación observada. En la figura 6.25 se muestra el hidrograma anual para los datos simulados y observados en este periodo.

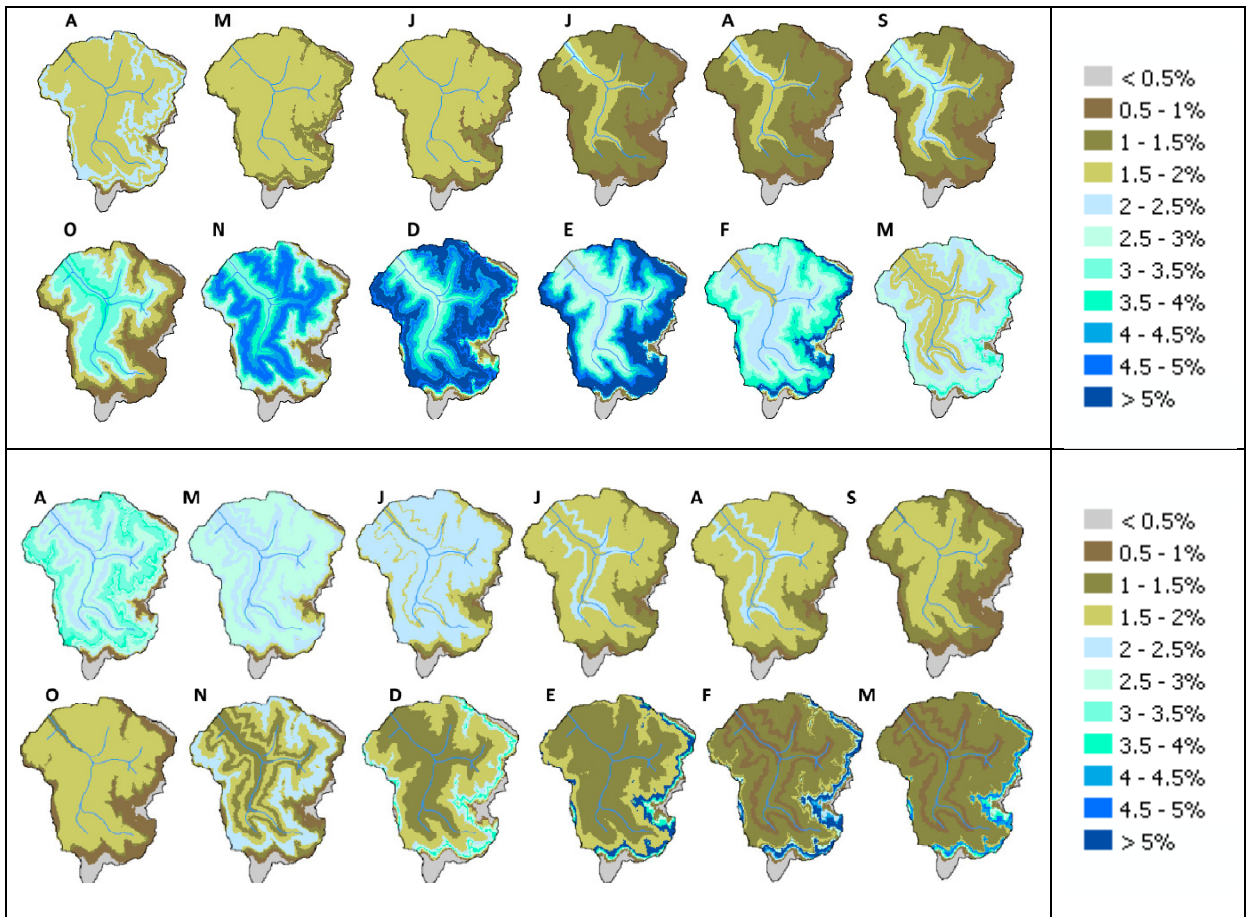


**Figura 6.25 – Simulación para año hidrológico 1998-99**

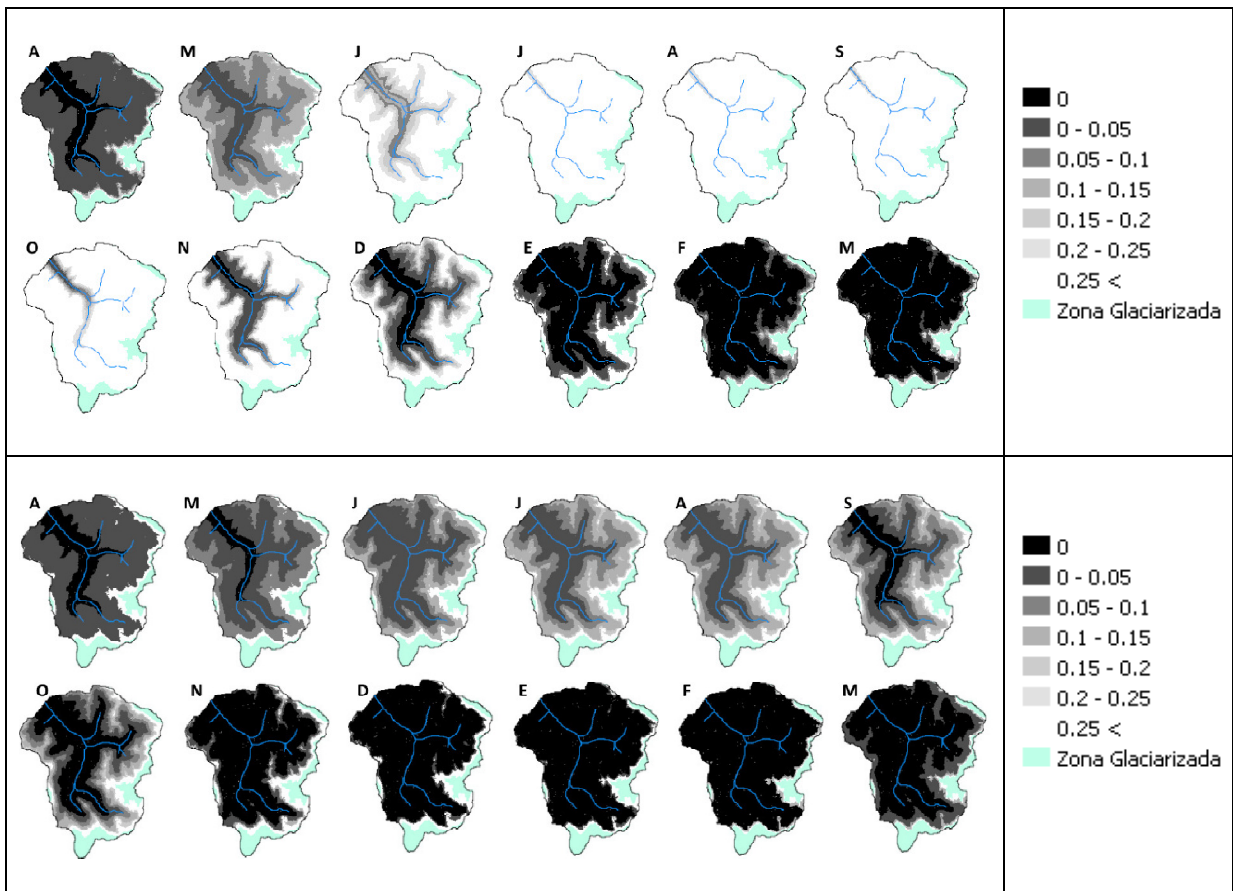
Cómo se ha mencionado en este trabajo, el glaciar Juncal podría ser un factor importante en la generación de escorrentía para estos años más secos, por lo que es posible que la inhabilidad del modelo para simular el comportamiento del glaciar sea la causa del mal ajuste de caudales para este año. A pesar de este hecho, la simulación de la distribución espacial de variables hidrológicas dentro de la cuenca no debería tener demasiados errores ya que el caudal proveniente del glaciar se podría modelar como un aporte puntual al cauce en la base del glaciar o en las cercanías de éste. Se espera que el modelo para este año simule humedades del suelo menores a las promedio y una cobertura nival muy disminuida en comparación a un año normal.

Observando las figuras 6.26 y 6.27 se puede constatar que el modelo reproduce los escenarios simulados de una forma que debería ser similar a la situación real. Para el caso de la humedad del suelo, se puede observar que la modelada es muy inferior a la modelada en un año promedio, excepto por los primeros meses de la temporada en que se tiene una humedad superior al promedio debido a que el año anterior fue muy húmedo. La temporada de deshielos que empieza en septiembre-octubre no alcanza a subir la humedad presente en la primera capa para las bandas de elevación inferiores, y solamente se ve un aumento de humedad significativo en las bandas de elevación más altas, donde se tuvo una acumulación de nieve mayor a las bandas de elevación inferiores.

En la figura 6.27 se presenta la cobertura nival simulada para este año. La cobertura claramente es inferior a la cobertura nival promedio: en ningún mes se llega al máximo de cobertura y ya en el mes de Octubre se ha derretido casi toda la nieve que cayó durante el invierno. Esto deja a las bandas glaciadas (4500 msnm hacia arriba aprox.) expuestas a la radiación y a las temperaturas más altas durante casi 6 meses, incluyendo los meses de temperaturas más altas y mayor radiación (Diciembre y Enero). En un año promedio, estas zonas glaciadas están expuestas sólo durante 3 meses o menos incluso, y son meses con índices de radiación menores como Febrero y Marzo. Este resultado respalda la hipótesis de que las deficiencias en la modelación de años muy secos puede deberse a que no está tomando en cuenta el derretimiento del glaciar durante estos años, el cual debería ser mayor a un año promedio por las razones acá expuestas, además del transporte de hielo y nieve que ocurre hacia bandas de elevación más bajas.



**Figura 6.26 – Comparación, desde Abril a Marzo, entre humedad del suelo promedio mensual para año normal (serie de imágenes superiores) y humedad del suelo en año seco (series de imágenes inferiores)**

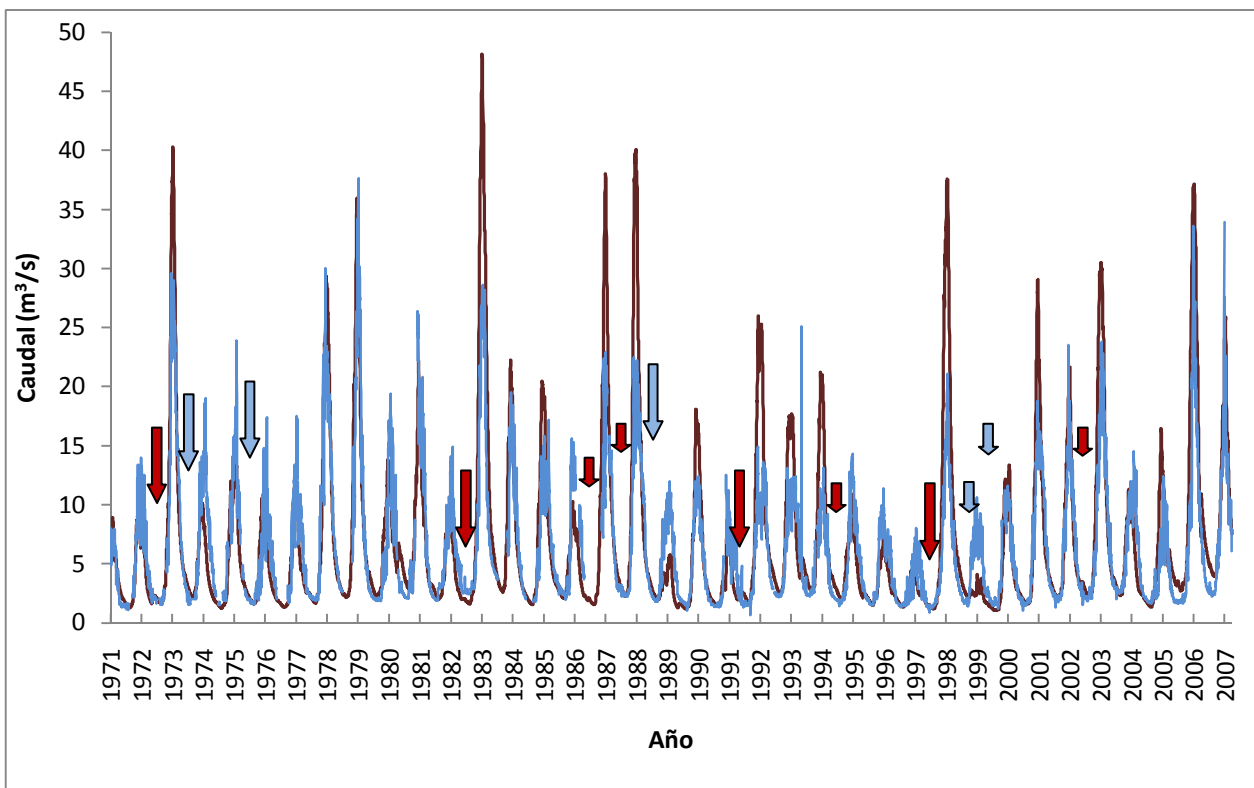


**Figura 6.27 – Comparación, desde Abril a Marzo, entre cobertura nival promedio mensual para año normal (serie de imágenes superiores) y cobertura nival en año seco (serie de imágenes inferiores).**

#### 6.3.4. Comportamiento del modelo ante episodios de El Niño y La Niña

Los fenómenos de El Niño y La Niña son episodios particulares del ENSO (El Niño Southern Oscillation). El ciclo ENSO (o ENOS en español) es un ciclo interanual de variaciones importantes en las temperaturas superficiales del océano, presión atmosférica y otras variables meteorológicas a gran escala (NOAA, 2010). Particularmente, El Niño se refiere a los episodios cálidos de ENOS, y La Niña a los episodios fríos del ciclo. En nuestro país, los efectos de la ENOS son variados, pero en particular para la zona central se puede mencionar un aumento de las temperaturas y un aumento de las precipitaciones (episodio del Niño), y un efecto contrario para La Niña.

Debido a la alta importancia que tienen los fenómenos climáticos en la generación de escorrentía en los ríos, es importante analizar como el modelo se comporta frente a los episodios Niño y Niña. Se analizó si el modelo recogía la variabilidad extra introducida por estos episodios para los años en que fueron particularmente fuertes. Estos años se presentan a continuación en la figura 6.28 en conjunto con la serie de caudales histórica.

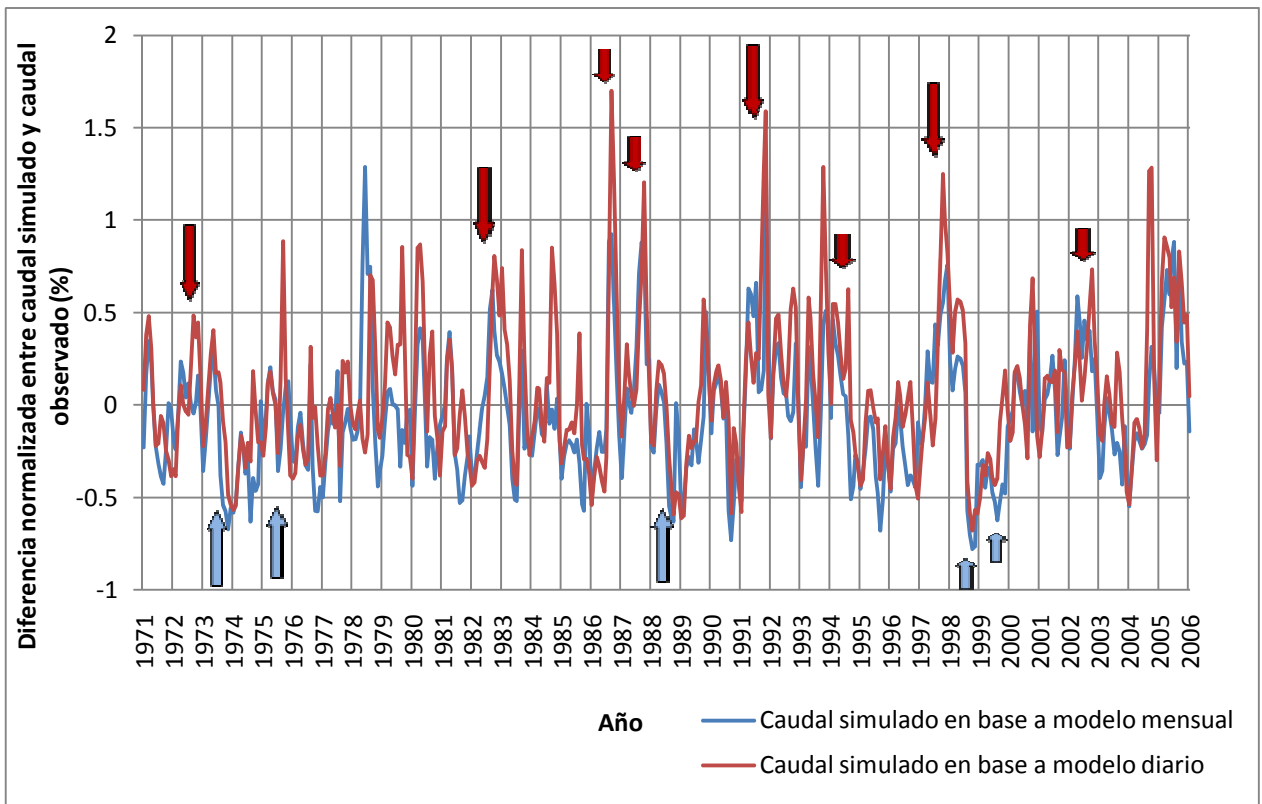


**Figura 6.28 – Episodios de El Niño (flecha roja) y La Niña (flecha azul) junto a la serie histórica de caudales observados y simulados. El tamaño de la flecha va asociado a su intensidad (mediano o fuerte), definida por el NOAA.**

Se puede apreciar en la figura 6.28 que en general los episodios cálidos tienen asociadas escorrentías más altas, y los episodios fríos tienen asociadas escorrentías menores. Sin embargo es importante aclarar que no toda la variabilidad interanual de la cuenca es explicada por estos fenómenos, habiendo años de episodios Niña con mayor escorrentía que años Niño, y años en que por ejemplo no hubo Niño y se tuvieron volúmenes superiores a cualquiera de los años Niño observados. Los caudales modelados para temporadas de deshielo luego de un invierno “Niño” presentan en general un error mucho mayor a lo esperado. Por ejemplo, las temporadas de deshielo 72-73, 82-83, 86-87, 87-88, 91-92, 92-93, 93-94, 97-98, 00-01 son las que mayor sobreestimación de caudal presentan, y de esas 9 temporadas 6 corresponden a episodios niño fuertes o moderados. Por el contrario, las temporadas de deshielo 77-78, 78-79, 05-06 y 06-07 presentan volúmenes de escorrentía igual de altos que algunos años de episodios cálidos y no tienen mayores errores en su simulación.

Para el caso de los episodios fríos, representados en el caudal por las temporadas de deshielo 73-74, 75-76, 88-89, 98-99 y 99-00, el modelo subestima notoriamente el caudal en 3 de ellas. Las temporadas de deshielo 95-96 y 96-97 presentan volúmenes de deshielo similares a los observados en los episodios Niña fuertes y no se observaron errores importantes en la modelación del caudal.

A continuación en la figura 6.29 se detalla el comportamiento de los errores del modelo frente a estos episodios. Las observaciones realizadas para la figura anterior se confirman en esta figura, con los mayores errores porcentuales positivos (sobreestimación de caudal) asociados a episodios de El Niño y los errores porcentuales negativos (subestimación de caudal) asociados en un alto grado a episodios de La Niña.



**Figura 6.29 – Episodios de El Niño (flecha roja) y La Niña (flecha azul) junto a los errores normalizados en la estimación de caudal.**

Los análisis anteriores dan cuenta de que el modelo presenta dificultades en simular años específicos para los episodios cálidos y fríos de la ENOS. Preliminarmente se podría pensar que estos errores son inherentes a la humedad de la temporada de invierno, sin embargo para años en que se tuvieron precipitaciones similares la modelación del caudal no presentó errores importantes. Esto significa que durante los episodios Niño o Niña no solamente cambia el total de precipitación, sino que además hay cambios importantes en gradientes de temperatura y precipitación que hacen que el gradiente medio empleado en este trabajo sea poco representativo de la realidad que ocurre en estos años. Además, la representatividad de estaciones pluviométricas o termométricas situadas en elevaciones más bajas podría ser aún peor que en años normales. Debido a las razones expuestas, se debe tener especial cuidado al modelar ríos que estén sujetos a la variabilidad introducida por la ENOS. En el capítulo de conclusiones (capítulo 7) se detallan las implicancias que esta observación podría tener para futuras modelaciones.

## 7. Conclusiones

### 7.1. Ajuste del modelo

El modelo WEAP, si bien está formulado de manera simple y conceptual, permite una modelación adecuada (excepto por ciertas limitaciones) del caudal y del manto nival en una cuenca de gran altura, tanto a escala mensual como a escala diaria. Entre las limitaciones observadas para modelar cuencas como la del Juncal está el hecho de que el modelo no tiene un módulo de glaciares incorporado, por lo que la escorrentía que en la realidad se genera en el glaciar no es representada de manera correcta en WEAP. Además, en las bandas de elevación superiores el modelo acumula nieve sin poder derretirla en toda la serie histórica. Este error proviene de la misma limitación, en el sentido de que WEAP no es capaz de transportar nieve o hielo hacia las bandas inferiores como ocurre en la realidad. Sin embargo, es posible interpretar las zonas donde se acumula nieve año tras año como zonas glaciadas, y el modelo fue capaz de reproducir bien la cota a partir de la cual teóricamente se tienen glaciares.

El modelo a escala mensual simuló bien el manto nival; sin embargo se observan ciertas discrepancias respecto a las cotas en que sucede la acumulación. Por ejemplo, para la cota en que se tienen datos de Portillo el modelo simuló una acumulación de sólo un 50% de la observada: la acumulación correspondiente a la observada se simuló recién 300 metros más arriba. Este error es atribuible a una calibración que no fue perfecta de las temperaturas de derretimiento y congelación, además de incertidumbre asociada a la estimación de los gradientes de temperatura y precipitación. El modelo a escala diaria simula de una forma correcta la cobertura nival: a diferencia del modelo mensual, la acumulación de nieve en las cotas para las que se tienen datos está muy bien representada, por lo que se presume que las temperaturas de congelación y derretimiento utilizadas en el modelo están mejor calibradas que en el modelo mensual.

El modelo a escala diaria simuló bien el caudal, excepto para años húmedos en los que se tuvo una sobreestimación importante de los caudales máximos en la temporada de deshielo. Estos años correspondieron a los de un índice ENSO particularmente alto (episodios de El Niño), y el error en la modelación es atribuible a una sobreestimación de la precipitación que cayó en la cuenca. Para años secos en general se tuvo una modelación adecuada, excepto para los 2 años más secos de la serie correspondientes a la temporada de deshielo del año 1989 y 1999. En dichos años el error es atribuible a que el modelo no simula bien los procesos de derretimiento del glaciar y además a que la precipitación medida en la estación pluviométrica utilizada podría no ser representativa de la observada en la parte alta de la cuenca. En los años secos, el glaciar aporta un porcentaje mayor del caudal observado en la cuenca debido a una mayor exposición a las temperaturas altas y a la radiación (ver figura 6.27). Como el modelo no es capaz de simular el aporte de escorrentía proveniente del glaciar, para estos años el modelo podría tener un déficit de caudal importante. De esta observación se desprende un hecho importante: para los años secos, las reservas de agua del glaciar limitan el mínimo caudal de la cuenca durante el verano. Una disminución del glaciar debido a las altas temperaturas o una posible desaparición de éste en el futuro implicarían una disminución muy alta de los caudales al final del verano.



## **7.2. Escenarios climáticos y sensibilidad del modelo**

El modelo a escala mensual fue utilizado para simular escenarios de cambio climático, con incrementos de temperatura de 1, 2, 5 y 10°C y disminución de un 10, 20 y 50% en la precipitación. Para los escenarios de incremento de temperatura en 1 y 2°C el modelo no muestra una variación importante en la distribución de caudales, pero para los escenarios de mayores alzas sí se observa un cambio importante en el régimen de caudales del río, con un adelantamiento de los caudales de deshielo y un aumento sustancial de las crecidas invernales. El hecho de que el modelo no muestre cambios significativos para un alza de 1 o 2°C en la temperatura tiene implicancias importantes para el estudio de las tendencias hidroclimáticas en cuencas de gran altura en el país. Debido a la alta variabilidad de éstas, la detección de tendencias a través de métodos estadísticos puede ser complicada a pesar de que se observen cambios importantes en la temperatura media de estas cuencas. Para los escenarios de disminución de precipitación no se observa un cambio en la distribución anual de caudales pero sí caudales menores en la temporada de deshielos proporcionales al cambio en la precipitación. Un escenario combinado de precipitación decreciente y un aumento de la temperatura debería traer como consecuencia menores caudales en la época de deshielos y un leve aumento de los caudales durante el invierno y principios de primavera.

## **7.3. Procesos hidrológicos**

Respecto a los procesos hidrológicos de la cuenca, el modelo a escala diaria fue utilizado para estudiar la generación de escorrentía durante la temporada de los caudales más bajos durante el año. Se encontraron correlaciones significativas entre el caudal mínimo anual observado y la precipitación caída durante el año anterior y con el caudal peak de la temporada de deshielos correspondiente al año anterior. El desfase entre el caudal peak y el siguiente caudal mínimo en general es de 6 meses, y su correlación indica un posible almacenamiento dentro de la cuenca en pequeños acuíferos, hecho que es llamativo debido al entorno de montaña y de altas pendientes en que la cuenca se encuentra. El modelo simuló correctamente la escorrentía durante la época de menores caudales a través de la segunda capa de suelo: esta representa la salida más lenta de escorrentía desde las capas de suelo más profundas hacia la cuenca.

## **7.4. Comentarios finales**

WEAP es altamente dependiente de los datos de entrada para simular caudales y acumulaciones nivales. Una buena simulación depende mayoritariamente del buen ajuste de las observaciones de precipitación con las precipitaciones que en la práctica ocurren en la cuenca, por lo que el modelo es limitado en ese sentido ya que si existe alta incertidumbre en los datos el modelo se limitará a reproducir esa incertidumbre. Este problema es general a todos los modelos hidrológicos, por lo que es importante mejorar la calidad de los datos que se utilizan para modelar las cuencas de alta montaña en Chile. La falta de estaciones meteorológicas en altura exigió un alto nivel de análisis de los datos meteorológicos de entrada, estudiando los gradientes tanto de precipitación como de temperatura y eliminando la mayor parte de la incertidumbre usando acumulaciones de nieve observadas, probando distintas combinaciones de gradientes y usando imágenes satelitales ya procesadas. La alta sensibilidad del modelo a los datos de entrada y la transferencia de incertidumbre desde éstos recalca la necesidad de contar con mejores fuentes de información para calibrar modelos. La precipitación en altura y los gradientes de temperatura son datos supuestos la mayoría de las veces, por lo que contar con redes de estaciones que permitan reducir la incertidumbre asociada a las variables meteorológicas en altura es muy importante si se quiere mejorar la calidad de las modelaciones hidrológicas para este tipo de cuencas.

## 8. Referencias

- ALLEN, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. (1998). Crop Evapotranspiration—Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. *Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN 92-5-104219-5.*
- BANDARAGODA, C., Tarboton, D. and Woods, R. (2004). Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project. *Journal of Hydrology*, 298, pp.178-201.
- CARTES, M., (2009). Pronóstico de volúmenes de deshielos mediante redes neuronales recurrentes e imágenes satelitales MODIS. *Tesis para optar al grado de magíster en ciencias de la ingeniería, mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Universidad de Chile.*
- CADE-IDEPE Consultores en Ingeniería, (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del Río Aconcagua. [http://www.conama.cl/portal/1301/articles-31018\\_Aconcagua.pdf](http://www.conama.cl/portal/1301/articles-31018_Aconcagua.pdf)
- CORTES, G., Vargas, X. and McPhee, J., (2010). Analyzing trends, variability and climatic dependence of Chilean rivers hydrological regime using the year hydrograph centroid during the 1961-2006 period. *VICC 2010 Ice and Climate Change Conference, Valdivia, Chile.*
- CHOI, H. and Bindschadler, R., (2004). Cloud detection in Landsat of ice sheets using shadow matching technique and automatic normalized difference snow index threshold value decision. *Remote Sensing of Environment*, 91, pp. 237-242.
- CNR COMISIÓN NACIONAL DE RIEGO (2010). Sistema de información integral de riego. <http://esiir.cnr.gob.cl/>
- CONAMA COMISIÓN NACIONAL DEL MEDIO AMBIENTE (2006). “Estudio de la Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI”
- CONDOM, T., Coudrain, A., Sicart, J.E. and Théry, S., (2007). Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10° N- 50° S latitude). *Global and Planetary Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.021.
- DGA DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (1985). Procedimiento para la estimación de crecidas en Cuencas Nivales. *VII Congreso de ingeniería Hidráulica*, [bibliotecadigital.ciren.cl/gsdlexterna/collect/bdestudi/index/assoc/HASH9f01.dir/DGA047.pdf](http://bibliotecadigital.ciren.cl/gsdlexterna/collect/bdestudi/index/assoc/HASH9f01.dir/DGA047.pdf)
- DGA DIRECCION GENERAL DE AGUAS (1987). Balance Hídrico de Chile. Publicación del Ministerio de Obras Públicas. [http://www.dga.cl/otros/datos\\_usuarios/balance.htm](http://www.dga.cl/otros/datos_usuarios/balance.htm)
- DGA DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (2009). Pronóstico de disponibilidad de agua temporada de riego 2009-2010. [http://www.dga.cl/otros/documentos/temporadaderiego\\_2009\\_2010\\_.pdf](http://www.dga.cl/otros/documentos/temporadaderiego_2009_2010_.pdf)
- DGF DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE (2009). Explorador de Energía Eólica y Solar. <http://condor.dgf.uchile.cl/EnergiaRenovable/Chile/>

- FALVEY, M. and Garreaud, R.D., (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *J. Geophys. Res.*, 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.
- FAVIER, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E. and López, D. (2010). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high altitude area of Chile's Norte Chico region (26°S–32°S). *Water Resour. Res.*, 45, W02424, doi:10.1029/2008WR006802.
- GARREAUD, R., (1994). Impacto de la variabilidad de la línea de nieve en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile central. *XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica.*
- HALL, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., DiGirolamo N. E. and Bayr, K. J. (2002). MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 83, 181-194.
- HAMBY, D.M., (1994). A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models. *Environmental Monitoring and Assessment*, 32, 135-154.
- HODGKINS, G.A., Dudley, R.W., Huntington, T.G., (2003). Changes in the timing of high river flows in New England over the 20<sup>th</sup> century. *Journal of Hydrology*, 278, 244-252.
- KRAUSE, P., Boyle D.P. and Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89-97.
- LAGOS, M.A. and Vargas, X. (2009). Vulnerabilidad de los recursos hídricos afluentes al Embalse el Yeso. *XIX Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica.*
- LEHNER, B., Verdin, K., and Jarvis, A., (2008). New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *Eos, Transactions, AGU*, 89(10): 93-94.
- LEHNART, T., Eckhardt, N., Fohrer, H., and Frede, G. (2002). Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 645-654.
- MARDONES, G. (2009). Implementación y uso del modelo WEAP en cuencas nivales de la IV Región para el análisis del cambio climático. *Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.*
- MENA, D. (2009). Análisis de impactos del cambio climático en la cuenca andina del Río Teno usando el modelo WEAP. *Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.*
- MENDOZA, P., (2010). Pronóstico de Caudales de Crecida mediante un Modelo Hidrológico Distribuido y la Asimilación de Datos Observados. *Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Universidad de Chile.*
- NASH, J. E. and Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models, Part I – A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10, 282–290.
- O'NEILL A.D.J. and Gray Don M. (1996). Spatial and temporal variations of the albedo of prairie snowpack. *Journal of Hydrology*, Volume 184, Issues 3-4, pp 277-298.

- PURKEY, D., Condom, T., Escobar, M., Pouget, J.C., Ramos, C., and Suarez, W. (2008). An Approach for Modeling the Hydrologic Role of Glaciers in WEAP. <http://www.mpl.ird.fr/divha/aguandes/peru/doc/prop-glacier-mod-IRD-SEI-2008-10.pdf>
- QUINTANA J. and Aceituno, P. (2007). Changes in the rainfall regime along the extratropical West Coast of South America (Chile). *J. of Climate, Under Review*.
- RAGETTLI, S., Pellicciotti, F., Molnar, D., Rimkus, S., Helbing, J., and Escobar, F., (2010). Modeling the runoff regime of the Aconcagua River Basin using a distributed hydrological model: simulations of glacier and snow melt contributions to streamflow. *EGU 2010 Conference*.
- RANGO, A. and Martinec, J., (2007). Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Journal of the American Water Resources Association*, 31, 657-669.
- SEI STOCKHOLM ENVIRONMENT INSTITUTE (2008). WEAP user guide. <http://www.weap21.org/>
- STEWART, I., Cayan, R. and Dettinger, M. (2004). Changes toward earlier streamflow timing across western North America. *Journal of Climate*, 18, 1136-1155.
- VICUÑA, S., Garreaud, R., and McPhee, J. (2008). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change (en imprenta)*.
- XU, C., 2002. Textbook of Hydrologic Models. *Universidad de Upsala, Departamento de Ciencias de la Tierra, Hidrología*. <http://folk.uio.no/chongyux/textbook1.htm>
- YOUNG, Charles A., Escobar-Arias, M., Fernandes, M., Joyce, B., Kiparsky, M., Mount, J.F., Mehta, V.L., Purkey, D., Viers, J.H., and Yates, D. (2009). Modeling the Hydrology of Climate Change in California's Sierra Nevada for Subwatershed Scale Adaptation. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)* 45(6):1409-1423. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2009.00375.x
- YATES D., Sieber, J., Purkey, D. and Huber-Lee, A. (2005). WEAP21 – A Demand-, Priority-, and Preference-Driven Water Planning Model Part 1: Model Characteristics. *Water International* 30:487-500.