



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

INCORPORACIÓN DE INFORMACIÓN DE PERCEPCIÓN REMOTA PARA
MEJORAR LA REPRESENTACIÓN DE PROCESOS DEL CICLO
HIDROLÓGICO USANDO EL MODELO CRHM. APLICACIÓN EN LA
CUENCA DEL RÍO ELQUI, CHILE.

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

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

NICOLÁS ANDRÉS VÁSQUEZ PLACENCIA

PROFESORA GUÍA
XIMENA VARGAS MESA.

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
JAMES MCPHEE TORRES.
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA.

SANTIAGO DE CHILE
AÑO 2018

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Ingeniero Civil y grado
de Magíster en Ciencias de la Ingeniería,
Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico
POR: Nicolás Andrés Vásquez Placencia
FECHA: enero de 2018
PROFESORA GUÍA: Ximena Vargas

INCORPORACIÓN DE INFORMACIÓN DE PERCEPCIÓN REMOTA PARA MEJORAR LA REPRESENTACIÓN DE PROCESOS DEL CICLO HI- DROLÓGICO USANDO EL MODELO CRHM. APLICACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO ELQUI, CHILE.

La representación del ciclo hidrológico es, hasta el día de hoy, difícil de modelar producto de diversos desafíos entre los que se encuentran la heterogeneidad de la cuenca, la representación de procesos físicos, las observaciones disponibles, la incertidumbre en las forzantes del modelo y la incertidumbre estructural, entre otros. Sin embargo, en los últimos años se ha puesto a disposición de la comunidad diversos productos e imágenes satelitales que buscan aumentar la disponibilidad de información mediante percepción remota. Algunas de las variables hidrológicas de interés que hay disponibles son la fracción de área cubierta por nieve, la humedad de suelo, la evapotranspiración, el equivalente en agua de nieve, índices de vegetación, precipitación, temperatura del suelo y el albedo. En este trabajo se busca incorporar información de percepción remota para analizar si su inclusión mejora la modelación hidrológica tradicional que se basa, principalmente, en el contraste de caudales modelados con los observados. La zona de estudio corresponde a tres sub-cuencas del río Elqui, en la Región de Coquimbo, que están definidas por estaciones fluviométricas pertenecientes a la DGA: río Cochiguaz en el Peñón, estero Derecho en Alcohuaz y río Toro antes junta río La Laguna. En estas cuencas se intenta (1) estimar los caudales usando el modelo CRHM (Cold Regions Hydrological Model) considerando que no existe información fluviométrica, bajo la hipótesis que es posible estimar el caudal de manera razonable si se calibran parámetros asociados a otros procesos del ciclo hidrológico, (2) calibrar el modelo usando sólo caudales y (3) incorporar la información de percepción remota junto con la fluviométrica para representar el ciclo hidrológico. Todo esto a una escala temporal horaria, con forzantes que se construyen a partir de información de la red meteorológica DGA en conjunto con la red CEAZA.

Los resultados muestran que estimar la esorrentía en cuencas sin información fluviométrica sigue siendo un desafío, pues los caudales estimados a partir de la calibración de otros procesos entregan, para distintos sets de parámetros, índices NSE que, en promedio, son 0,56, 0,26 y -0,29 para Cochiguaz, Derecho y Toro respectivamente. No obstante, la modelación que considera percepción remota y caudales mejora los índices de 0,74 a 0,89 y de 0,75 a 0,8 para las cuencas Cochiguaz y Derecho respectivamente. En el caso del río Toro, el NSE se mantiene en 0,74.

*A mis padres
y mis hermanas*

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres, a quienes les debo todo lo que soy. Sin ellos, no podría estar ahora donde estoy. Gracias por su apoyo incondicional y por formar una familia de la cual me siento orgulloso. A mis hermanas, que las quiero por sobre todo, gracias por el cariño que me entregan día a día. A mis abuelas, abuelo y mi tío, gracias por ser siempre cariñosos conmigo.

A la comisión revisora, Pablo y el profe James, les agradezco todos sus comentarios para que esta tesis viera la luz. A Miguel, que también ayudó a perfeccionar este trabajo. En particular, quiero agradecer a la profesora Ximena, quien ha sido una gran inspiración. Gracias por todo el apoyo y las oportunidades que me ha dado, por ser una gran persona y excelente profesora y, sobre todo, de una excelente calidad humana. Es un honor haber sido su tesista.

A mis amigos de siempre, Marina, Rocío y Pola. Les agradezco por ser quienes me han acompañado por más tiempo y a quienes conozco desde que tengo memoria.

A Daniel, Caro, Camilo, Andrés, Fran, Camila y Gonzalo, a quienes valoro mucho y agradezco por todas las experiencias vividas y que hicieron del inicio de la etapa universitaria una de las que tengo mejores recuerdos.

A mis amigos de Civil: Pancho Tapia, Herny, Otu y Cono, con quienes empecé el camino de la Ingeniería Civil.

A quienes más veo hoy y que se han vuelto esenciales: Mota, Paci, Tuky, Jaimy, Vicky y Uribe. Son excelentes personas que quiero y aprecio demasiado. Gracias por estar ahí siempre que los he necesitado, por escucharme y apoyarme.

Quiero agradecer a la Jacquie, a quien considero una gran y excelente amiga. De verdad siento que es una bendición que nuestras vidas se cruzaran. Muchas gracias por saber escuchar y por siempre entender.

Quiero agradecer a las revelaciones del 2017: Diego, gracias por estar ahí durante todo este período, y Dani, por tener el superpoder de hacer desaparecer el reloj cuando hablamos de la vida.

A Jesús, quien me entiende, apoya y me aguanta. Gracias por estar siempre al lado mío.

Finalmente, quiero agradecer a todos los que han pasado por mi vida, a los que me han hecho bien y en especial a los que me han hecho mal. Gracias por ayudarme a ser quien soy hoy.

Tabla de Contenido

1.	Introducción.....	1
1.1.	Motivación.....	1
1.2.	Objetivos.....	2
1.2.1.	Objetivo General.....	2
1.2.2.	Objetivos Específicos.....	2
1.3.	Organización del Informe.....	2
2.	Revisión Bibliográfica.....	3
2.1.	Productos e Imágenes Satelitales.....	3
2.1.1.	Productos MOD10/MYD10 e Índice NDSI.....	4
2.1.2.	Equivalente en Agua de Nieve (AMSR-E).....	5
2.1.3.	Evapotranspiración (MOD16).....	6
2.1.4.	Humedad del suelo.....	6
2.2.	Modelo CHRM.....	7
2.2.1.	Descripción General.....	7
2.2.2.	Módulos Usados.....	8
2.2.3.	Forzantes del modelo.....	9
2.3.	Estudios Anteriores.....	9
3.	Zona de Estudio.....	12
3.1.	Características Geomorfológicas.....	13
3.2.	Redes de Monitoreo Meteorológico.....	15
3.2.1.	Precipitación.....	16
3.2.2.	Temperatura y Humedad Relativa.....	16
3.2.3.	Viento y Radiación.....	17
3.3.	Red de Monitoreo Fluviométrico.....	17
4.	Metodología.....	19
4.1.	Obtención de Forzantes.....	19
4.1.1.	Precipitación.....	19
4.1.2.	Temperatura.....	21
4.1.3.	Velocidad del viento.....	22

4.1.4.	Humedad Relativa	23
4.1.5.	Radiación de onda corta	23
4.2.	Obtención de Información para contraste	23
4.2.1.	SWE y Humedad del suelo	24
4.2.2.	Fracción de área cubierta por nieve	24
4.2.3.	Evapotranspiración (MOD16)	24
4.3.	Modelación Hidrológica	25
4.3.1.	Calibración	25
5.	Resultados.....	27
5.1.	Representación de la cuenca	27
5.2.	Productos satelitales.....	28
5.2.1.	AMSR-E Soil Moisture	28
5.2.2.	AMSR-E SWE y Reconstrucción de SWE.....	28
5.2.3.	Evapotranspiración (MOD16)	30
5.3.	Modelación usando sólo percepción remota.....	31
5.3.1.	FSCA y Calibración de parámetros de nieve.....	31
5.3.2.	Calibración de ET.....	33
5.3.3.	Estimación de caudales.....	35
5.4.	Modelación usando sólo información fluviométrica	38
5.5.	Modelación combinando información fluviométrica y percepción remota.....	42
6.	Análisis de resultados	44
6.1.	Sobre la precipitación, ET y humedad del suelo	44
6.2.	Sobre la modelación sin información fluviométrica.....	46
6.3.	Sobre la calibración	47
6.4.	Sobre la metodología de modelación.....	48
7.	Conclusiones.....	50
	Glosario	52
	Bibliografía.....	53
	Anexos	I
A.	Cold Regions Hydrological Model.....	II
A.1.	Módulo SNOBAL	II

A.1.1.	Radiación Neta en la superficie del manto nival	III
A.1.2.	Radiación Termal	III
A.2.	Transferencia Turbulenta en la superficie del manto nival.....	III
A.3.	Transferencia de calor por conducción y advección.....	V
B.	Red de monitoreo meteorológico y fluviométrico.....	VIII
B.1.	Red de Estaciones Meteorológicas DGA.....	VIII
B.2.	Red de Estaciones Fluviométricas DGA.....	IX
C.	CÁlculo de variables meteorológicas	XI
C.1.	Cálculo de la humedad relativa a partir de la temperatura y la temperatura de bulbo húmedo	XI
C.2.	Cálculo de la radiación de onda corta incidente	XI
D.	ARTÍCULO CIENTÍFICO.....	XIV
E.	Pósters.....	XXX
E.1.	EGU 2016	XXX
E.2.	IAHS 2017	XXXII

Índice de Figuras

Figura 2.1: Ejemplos de percepción remota (PR) pasiva y activa.	3
Figura 2.2: Serie de tiempo de la misión Landsat.	5
Figura 3.1: Ubicación de la zona de estudio. Se presentan las cuencas analizadas definidas por estaciones fluviométricas DGA.	12
Figura 3.2: Diagrama Unifilar de la cuenca del Río Elqui en el Embalse Puclaro. En círculos grises se muestran las estaciones fluviométricas vigentes y con información en la estadística en línea de la DGA, mientras que los círculos negros son estaciones sin información disponible.	13
Figura 3.3: Usos de suelo (panel a) según Zhao et al. (2016) y elevación (panel b) según misión SRTM para la zona de estudio.	14
Figura 3.4: Red de estaciones meteorológicas vigentes DGA y CEAZA cerca de la zona de estudio.	16
Figura 3.5: Estaciones Fluviométricas vigentes y no vigentes de la red DGA	18
Figura 4.1: Esquema para la obtención de la precipitación horaria a partir de las precipitaciones diarias	21
Figura 4.2: Esquema para la obtención de temperatura horaria a partir de las temperaturas extremas diarias.	22
Figura 5.1: Distribución de las URHs por elevación en cada cuenca analizada. La diferencia de colores en cada sub-cuenca indica las URHs que están al este y oeste del cauce.	27
Figura 5.2: SWE para el 1 de agosto de 2008 según el producto SWE de AMSR-E, panel superior, y según la reconstrucción de SWE de Cornwell et al. (2016), panel inferior.	29
Figura 5.3: Evaporación actual y evaporación potencial promedio anual del producto MOD16 para el período 2000-2014. Las zonas en blanco dentro del país corresponden a píxeles sin información (hielos, nieves y cuerpos de agua).	30
Figura 5.4: Calibración de fsca diario en las cuencas de la zona de estudio.	32
Figura 5.5: Series mensuales de ETa según el producto MOD16 y lo modelado por el modelo CRHM. La zona gris corresponde a los valores que cubren la totalidad de los píxeles dentro de las URHs más bajas, mientras que la línea roja corresponde al promedio de dichos píxeles.	34
Figura 5.6: Comparación de montos anuales de ETa para la banda más baja entre el modelo CRHM y el producto MOD16. La línea punteada gris representa la recta 1:1, mientras que la línea punteada negra corresponde a la regresión de los datos. Cada punto representa un año hidrológico desde 2000/2001 hasta 2013/2014.	35
Figura 5.7: Resultados de la modelación sin considerar registros fluviométricos. Como puntos negros se presenta la información de caudales medios diarios registrados por	

las estaciones DGA. El área sombreada representa la diferencia entre los caudales máximos y mínimos modelados para distintas configuraciones de parámetros.	37
Figura 5.8: Estimación de fsca para las cuencas de la zona de estudio considerando una calibración sólo de registros fluviométricos. Puntos rojos: ET según MOD16. Línea Azul, ET según CRHM.	39
Figura 5.9: Serie de caudales modelados mediante CRHM considerando una calibración sólo de caudales	41
Figura 5.10: Estimación de series de caudal mediante CRHM considerando PR+Q	43
Figura 6.1: Estimación de SWE promedio espacial a nivel de cuenca según lo modelado con CRHM, Cornwell et al. (2016) y AMSR-E	45
Figura 6.2: Variación del índice NSE para la modelación que considera sólo percepción remota	46
Figura 6.3: Valores de los coeficientes <i>gi</i> para los periodos de calibración y validación en las cuencas seleccionadas para la modelación mediante percepción remota y caudal.	47
Figura 6.4: Variación del NSE promedio para la modelación mediante percepción remota (PR), sólo caudal (Q) y en conjunto (PR+Q) para el período de calibración. Las barras de error representan los NSE máximos y mínimos para los distintos sets de parámetros utilizados.	49
Figura A.1: Diagrama Conceptual del balance de energía y el modelo de escorrentía debido a derretimiento de nieve. Extraído de Marks et al. (1999)	II
Figura C.1: Vector radial y declinación solar según el día juliano	XI
I	

Índice de Tablas

Tabla 3.1: Características geomorfológicas y meteorológicas de las cuencas de estudio. Z representa la elevación (valores obtenidos con DEMs de la misión SRTM), α representa la pendiente, Q la escurrimiento y Pp la precipitación. Los valores promedio (prom) abarca desde 2001/2002 a 2013/2014.	15
Tabla 3.2: Estaciones fluviométricas vigentes y con información en la base de datos de la DGA.	17
Tabla 5.1: Índices de eficiencia NSE para la calibración y validación de fsca	33
Tabla 5.2: Índices de eficiencia NSE para la estimación de fsca mediante calibración exclusiva de caudales.	40
Tabla 5.3: Índices de eficiencia para caudales durante el período de calibración y validación mediante calibración exclusiva de caudales	42
Tabla 5.4: Índices de eficiencia para caudales durante el período de calibración y validación mediante calibración de fsca + Q	42
Tabla 6.1: Precipitación, temperatura y coeficiente de escurrimiento medios para el período de calibración (2002/2003 – 2009/2010) y validación (2010/2011 – 2013-2014).	48
Tabla B.1: Estaciones meteorológicas DGA cercanas a la zona de estudio. T: Temperatura – Pp: Precipitación. 1 ó 0 según registra o no registra la variable. Coordenadas en UTM 19S.	VIII
Tabla B.2: Estaciones Fluviométricas cerca de la zona de estudio. Coordenadas en UTM 19S.	IX

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación

En la actualidad se desarrollan modelos de simulación hidrológica de carácter distribuido o semi-distribuido que intentan representar de mejor manera los procesos del ciclo hidrológico. Dichos modelos requieren de forzantes meteorológicas que, en general, son medidas con una densidad insuficiente para conocer su distribución espacial. Es, aún en la actualidad, uno de los desafíos de la hidrología enfrentar el problema de la escasez de datos hidro-meteorológica que permita mejorar la información de entrada o contraste de modelos hidrológicos. Esta falta de datos puede provenir de (1) la falta de una red de monitoreo densa que permita distribuir espacialmente la información y (2) de la medición de solo algunas variables meteorológicas que impide el uso de modelos más complejos.

Para sortear este problema, en los últimos años se ha recurrido a la información proveniente de observaciones satelitales (o percepción remota) que permita aumentar la disponibilidad de información que sirva ya sea de entrada al modelo (variables meteorológicas, generalmente) o de control (o contraste) de variable de estado o flujos de salida. Esto permite incluir la heterogeneidad que abarca el ciclo hidrológico dentro de una cuenca que no tiene una red de estaciones, o posee una, pero insuficiente, para representar adecuadamente los procesos físicos dominantes. Pese a que la disponibilidad de información satelital se presenta como una oportunidad para sortear la escasez de datos, ésta conlleva también ciertos desafíos para su uso, como son la resolución espacial y temporal de los distintos satélites, el nivel de precisión de las mediciones de estos respecto de las estaciones de monitoreo instaladas en terreno y la ventana temporal donde está disponible la información pues los satélites tienen un período de vida finito además de sufrir desperfectos que dificultan (o impiden) su uso.

Entre los satélites más usados en hidrología se encuentran Landsat (Land Satellite), que va en su octava misión, y MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) que se compone de dos: AQUA y TERRA. Estas misiones comenzaron en 1972 y 2002 respectivamente, siendo organizadas por la NASA. Otros satélites disponibles son el TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer), SMOS (Soil Moisture Observation Satellite) y ASCAT (Advanced Scatterometer). Estos satélites permiten obtener variables de interés hidrológico como la temperatura del suelo, precipitación, evapotranspiración, humedad del suelo, cobertura nival, SWE (Snow Water Equivalent), albedo e índices de vegetación.

Esta información puede ser usada para mejorar las estimaciones de caudales mediante la modelación hidrológica que, hasta ahora, depende fuertemente de los caudales observados debido a que es la variable que presenta mayor cantidad de registros. Adicionalmente, el uso de modelos hidrológicos cada vez más sofisticados permite comparar distintos procesos hidrológicos de manera separada, pues incorporan el ciclo hidrológico en su totalidad mediante ecuaciones con una

importante base física. Gracias a esto, mezclar esta nueva fuente de información con la complejidad de los modelos hidrológicos actuales permite analizar cada proceso por separado, corroborar que no sólo el caudal se encuentre bien representado, estimar caudales en base a la estimación de otros procesos físicos, y mejorar la representación del ciclo hidrológico, entre otros.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Analizar el aporte del uso de la información meteorológica obtenida mediante percepción remota para mejorar la estimación de los distintos componentes del ciclo hidrológico.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Verificar si un modelo hidrológico es capaz de estimar caudales en una cuenca sin monitoreo fluviométrico en base a la información hidro-meteorológica obtenida mediante percepción remota.
- Analizar la consistencia de las mediciones satelitales para distintas variables meteorológicas respecto de las mediciones en terreno.
- Corroborar que es posible calibrar flujos de salida de un modelo hidrológico que son estimados mediante percepción remota.
- Distribuir espacialmente la información meteorológica medida en terreno usando información satelital.
- Estimar caudales mediante modelación que contraste variables sólo con estimaciones mediante percepción remota.
- Encontrar parámetros sensibles y que controlen, para las cuencas modeladas, los caudales de salida del modelo.

1.3. Organización del Informe

Este informe está organizado de la siguiente manera: En el capítulo 2 se presenta una revisión bibliográfica de productos satelitales, del modelo hidrológico a usar y de algunos estudios realizados en el país. En el Capítulo 3 se detalla la zona de estudio y la información disponible para obtener las forzantes del modelo. En el Capítulo 4 se muestra la metodología de trabajo y, finalmente, en los Capítulos 5, 6 y 7 se encuentran los Resultados, Análisis y Conclusiones respectivamente.

2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. Productos e Imágenes Satelitales

La percepción remota (PR) se define como la obtención de información de un lugar geográfico, sin hacer contacto físico con la zona de estudio, en contraste con un sitio dedicado a la observación puntual. Entre los métodos más útiles se encuentran los satélites, aviones y radares. Por la cantidad de datos disponible, su cobertura espacial y temporal, y por la forma distribuida en la que se entrega, la información proveniente de mediciones satelitales es de gran interés al momento de estudiar áreas que abarquen extensas zonas geográficas.

Cada satélite mide distintas partes del espectro electromagnético. Los hay de dos tipos: satélites activos, que envían una señal y reciben lo que el cuerpo o zona de estudio refleja, y los hay pasivos, que toman una fuente externa (como la radiación solar, por ejemplo) y miden lo que se refleja y emite hacia la atmósfera (ver Figura 2.1).

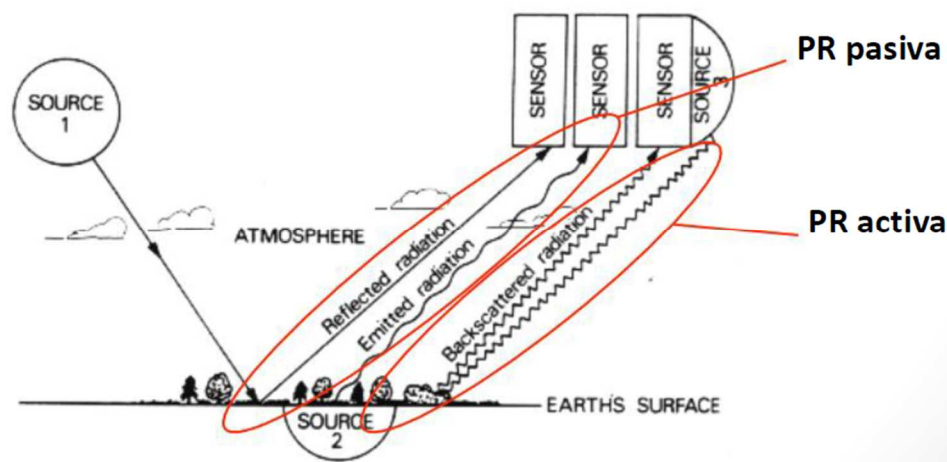


Figura 2.1: Ejemplos de percepción remota (PR) pasiva y activa.

Fuente: <http://www.fao.org/docrep/003/t0446e/T0446E04.htm>

La gran mayoría de los sensores transportados por los distintos satélites son pasivos, y usan como fuente la radiación solar en todas las longitudes de onda, que van desde las ondas de Radio hasta los rayos Gamma. Por ejemplo, la radiación proveniente del sol es de onda corta, que en parte es reflejada por cada cuerpo según su albedo; sin embargo, cualquier cuerpo con temperatura mayor al cero absoluto emite radiación de onda larga. En consecuencia, como cada cuerpo refleja distintas longitudes de onda, es posible definir cualquier elemento según lo que refleja y emite, lo que se conoce como firma espectral. Debido a que cada satélite mide distintas secciones del espectro electromagnético, es posible identificar distintos objetos que reflejan en longitudes de onda similares a las que miden los satélites. Cada parte del espectro que el satélite mide se denomina banda espectral (desde ahora simplemente “banda”), las que están definidas para cada satélite. Con esta

información, o con la medición directa de cada banda, es posible construir índices con sentido físico de tal manera que entreguen información sobre el estado de la zona de estudio. De este modo, se han formulado productos satelitales que entregan información de variables físicas de interés para la ciencia, que se obtiene (1) sólo a través de PR ó (2) combinando PR con algoritmos más complejos que incluyen otras fuentes de observación. Los productos satelitales son de uso directo y sólo requieren pequeños ajustes en las unidades que son sencillos de ejecutar. En cambio, algunos índices se calculan con la información que mide cada banda, lo que requiere un poco más de trabajo y que se conoce como álgebra de bandas. Como los índices usan la información cruda, ésta se debe corregir debido a dos causas principales: (1) la distorsión que sufre la onda que mide el satélite debido a la presencia de masa en la atmósfera, especialmente por compuestos químicos como el dióxido de carbono, el metano o agua y (2) producto de la topografía irregular. En el caso de los productos satelitales, estas correcciones están incorporadas, no así en la medición de las bandas¹, aunque algunos satélites ya incluyen estas correcciones en las mediciones públicamente disponibles.

Entre los satélites más usados en hidrología se encuentran Landsat (Land Satellite), que va en su octava misión, y MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) que se compone de dos satélites: AQUA y TERRA. Estas misiones comenzaron en 1972 y 2002 respectivamente, siendo organizadas por la NASA. Otros satélites usados son TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer), SMOS (Soil Moisture Observation Satellite) (Barre *et al.*, 2008) y ASCAT (Advanced Scatterometer). A partir de la información satelital, se puede obtener información de interés hidrológico como la temperatura del suelo, precipitación, evapotranspiración, humedad del suelo, cobertura nival, SWE (Snow Water Equivalent), albedo e índices de vegetación. A continuación, se detalla brevemente algunos de ellos.

2.1.1. Productos MOD10/MYD10 e Índice NDSI

Los productos MOD10 y MYD10 (Hall y Riggs, 2016) corresponden a la fracción de área cubierta por nieve (*f_{sca}*, por sus siglas en inglés) de los satélites Terra y Aqua de la misión MODIS. Su cobertura abarca todo Chile, con una resolución espacial de 500 m y dispone de dos imágenes cada día (una para Aqua y otra para Terra). Los productos de la misión MODIS contienen información desde el año 2001 en el caso de Terra, y desde 2002 para Aqua. Una manera alternativa de estimar la fracción de área cubierta por nieve es mediante el índice NDSI (Normalized Difference Snow Index), el cual corresponde a la división entre dos bandas que se obtiene, normalmente, del satélite Landsat², tal como se muestra en la ec.(2.1). Se considera que un pixel está cubierto con nieve si el valor de NDSI es mayor a 0,4.

$$NDSI_{Landsat\ 4-5-7} = \frac{B2 - B5}{B2 + B5} \quad NDSI_{Landsat\ 8} = \frac{B2 - B6}{B2 + B6} \quad (2.1)$$

¹ El programa GRASS (<https://grass.osgeo.org/>) permite realizar estas correcciones.

² También existen para otros satélites como, por ejemplo, la misión MODIS.

La ventaja de usar imágenes Landsat son (1) la extensa cobertura temporal, que abarca desde la década del 70' hasta el día de hoy (ver Figura 2.2) y (2) la alta resolución espacial (30 m). No obstante, la resolución temporal es de 16 días, lo que, sumado a la presencia de nubes, produce grandes vacíos de información. Un breve resumen de la historia del índice NDSI se encuentran en Hall & Riggs (2010).



Figura 2.2: Serie de tiempo de la misión Landsat.

Fuente: <https://pubs.usgs.gov/fs/2015/3081/fs20153081.pdf>

2.1.2. Equivalente en Agua de Nieve (AMSR-E)

La estimación de SWE mediante percepción remota es posible debido a que la señal de microondas emitida por la superficie del suelo se ve atenuada cuando ésta se encuentra cubierta por nieve. Sin embargo, las mediciones se ven afectadas por diversos motivos: temperatura, tamaño de los granos de nieve, fracción de aire en el manto nival, entre otros. Por ejemplo, grandes frecuencias de onda se ven afectadas por el tamaño de los granos, efecto que se ve potenciado a medida que el manto nival es más profundo. Basados en conceptos de este tipo, es posible estimar el SWE usando los registros del sensor AMSR-E³ (Advanced Microwave Scanning Radiometer), el cual fue lanzado al espacio el 4 de mayo de 2002. Sin embargo, a pesar de los importantes avances para estimar el SWE de manera distribuida en el espacio y el tiempo, existen algunos desafíos que aún persisten, como la distribución espacial y temporal del tamaño de los granos de nieve, el oscurecimiento debido a los bosques, la inhabilidad de AMSR-E para medir en mantos de nieve que se encuentran con agua líquida, la presencia de cuerpos de agua y los efectos atmosféricos. Además, existe un efecto de “saturación”, es decir, para un tamaño de grano dado, existe una altura de nieve para la cual incrementos en la profundidad del manto no implican incrementos en los cálculos de SWE.

³ Mas información del sensor AMSR-E se encuentra en <https://aqua.nasa.gov/amr-e>.

El producto de SWE del satélite AMSR-E tiene una resolución espacial de 25 km y una resolución temporal diaria. La cobertura temporal de las imágenes comienza en junio de 2002 y finaliza en septiembre de 2011 (Tedesco *et al.*, 2004).

2.1.3. Evapotranspiración (MOD16)

Existen diversos métodos para estimar la evapotranspiración (ET) a partir de información remota, tales como el modelo REBM (McVicar y Jupp, 2002), el método del triángulo y el modelo dual desarrollado por Norman *et al.* (1995) y Kustas & Norman (1999). Cleugh *et al.* (2007) desarrollaron un modelo basado en la ecuación de Penman-Monteith, donde se calcula la conductancia del follaje. Mu *et al.* (2007) modifican levemente esta metodología para calcular la evapotranspiración a nivel mundial, contrastando los resultados con 19 estaciones de “eddy covariance” instaladas en Norte-América. Mu *et al.* (2011) mejoran el método propuesto el año 2007 y lo aplican a escala global. Este método requiere de información de información remota asociada a cobertura de suelo, índice LAI (Leaf Area Index), albedo y otros, que se obtiene del sensor MODIS e información de variables meteorológicas, que se obtiene de la información publicada por el Global Modeling and Assimilation Office (GMAO, Global Modeling and Assimilation Office, 2004). Este producto final se conoce como “MOD16” y su desarrollo se encuentra a cargo de la Universidad de Montana, EEUU (<http://www.nts.gov/project/modis/mod16.php>). La información que contiene es la de evapotranspiración real (o el agua que es efectivamente evapotranspirada a la atmósfera, ET_a), evapotranspiración potencial, flujo de calor latente y flujo potencial de calor latente a una resolución espacial de 1 km y una resolución temporal de 8 días, donde cada imagen corresponde a la suma de agua (o energía, según corresponda) en esos días. Debido a que la metodología depende de MODIS, el producto MOD16 comienza en 2001 y continúa hasta el día de hoy.

2.1.4. Humedad del suelo

La humedad del suelo es una de las variables de estado que cumple un rol importante dentro del ciclo hidrológico (Brocca *et al.*, 2010, Kerr *et al.*, 2001), pues controla el intercambio de masa y energía entre la superficie y la atmósfera. Existen varios productos satelitales que estiman la humedad de los primeros centímetros del suelo, donde los más usados según Brocca *et al.* (2011) corresponden a los sensores AMSR-E (Njoku *et al.*, 2003) y ASCAT (Bartalis *et al.*, 2007) que se encuentran instalados en los satélites Aqua y MetOp (Meteorological Operational) respectivamente. Adicionalmente, se dispone de la misión SMOS (Kerr *et al.*, 2001), que fue lanzada en 2009, mientras que los sensores AMSR-E y ASCAT tienen mediciones desde 2002 y 2005, respectivamente. Las resoluciones espaciales para cada satélite son 30-50 km para SMOS, 25 km para AMSR-E y ASCAT. Respecto a la resolución espacial, ASCAT tiene información aproximadamente cada ~1.5 días, mientras que AMSR-E y SMOS tienen información a nivel diario. Una comparación entre estos tres productos se encuentra en Smucler *et al.* (2014). Adicionalmente, una comparación entre AMSR-E y ASCAT se detalla en Brocca *et al.* (2011)

donde analiza, para 17 estaciones distribuidas en Europa, las estimaciones de humedad del suelo de ambos sensores, los que arrojan resultados similares y confiables. Cabe destacar que la estimación de la humedad del suelo es representativa, a lo más, de los primeros 2-5 cm de suelo.

2.2. Modelo CHRM

2.2.1. Descripción General

CHRM (Cold Regional Hydrological Model) es un modelo hidrológico de base física semi-distribuido, desarrollado por el centro de hidrología de la Universidad de Saskatchewan y que es ampliamente usado a nivel mundial por más 24 agencias gubernamentales (16 en Canadá, 8 en otros países), cerca de 45 universidades, 20 corporaciones y otras 7 organizaciones⁴. Funciona en base a Unidades de Respuesta Hidrológica (URHs) y, tal como su nombre lo dice, fue diseñado para representar los procesos físicos en regiones frías canadienses como las praderas, bosques boreales, árticos, sub-árticos además de bosques en altura (Pomeroy *et al.*, 2007). Está diseñado para funcionar en base a módulos que son activados según la necesidad del modelador y del conocimiento de los procesos físicos dominantes que se tenga de la cuenca en estudio. El modelo tiene una resolución temporal que va desde la escala horaria a la diaria, siendo esta última la resolución más baja permitida por el modelo.

El mando nival, que controla la disponibilidad de agua en regiones frías, es controlado básicamente por una ecuación de masa, ec.(2.2), y una de energía, ec.(2.3), donde la complejidad se encuentra en estimar cada uno de los términos de estas ecuaciones. En la ecuación de balance de masa (Pomeroy *et al.*, 1997) se incluye la acumulación de nieve y las salidas, que provienen del transporte de nieve, la sublimación y el derretimiento.

$$\frac{dSWE}{dt}(x) = P - p \left[\nabla F(x) + \frac{\int E_B(x) dx}{x} \right] - E - M \quad (2.2)$$

En la ec.(2.2) todas las unidades se basan en el sistema MKS, $dSWE/dt$ corresponde a la tasa de acumulación de nieve en la superficie (kg/m^2s), P es la tasa de precipitación en forma de nieve (kg/m^2s), p es la probabilidad de ocurrencia de transporte de nieve por viento dentro de la URH, F es la tasa de transporte por viento (kg/m^2s), E_B es la tasa de sublimación superficial por viento (kg/m^2s), E es la tasa de sublimación desde la superficie del manto (kg/m^2s), M es la tasa de derretimiento (kg/m^2s) y x corresponde al fetch (m).

En el caso del balance de energía, ec.(2.3), se tiene que el cambio de energía en el manto nival corresponde al resultado de la variación en la energía por conducción, convección, advección y radiación.

⁴ Fuente: <http://www.usask.ca/hydrology/CRHM.php>, visitado el 29-10-2017.

$$\frac{dU}{dt} = Q_m + Q_n + Q_H + Q_E + Q_G + Q_D \quad (2.3)$$

Donde Q_m es la energía disponible para el derretimiento, Q_n es la radiación neta (igual a la diferencia entre la radiación de onda larga y onda corta), Q_H es el flujo turbulento de calor sensible, Q_E es el flujo de calor latente, Q_G es el calor desde o hacia el suelo bajo el manto nival, Q_D es la energía producto de la advección de fuente externas como el calor proveniente de una lluvia, del movimientos de masas calidad de aire, etc. y dU/dt es la variación de energía interna del manto. Todas los términos de la ec. (2.3) se encuentran en unidades de W/m^2 . De manera alternativa, un balance de energía simplificado se puede encontrar en (Kustas *et al.*, 1994).

El detalle de cómo se obtienen gran parte de los términos de las ecuaciones (2.2) y (2.3) se encuentra en el Anexo A.

2.2.2. Módulos Usados

El modelo CRHM usa distintos módulos, todos ellos relacionados entre si, para modelar distintos procesos hidrológicos, entre los que se encuentran la acumulación y derretimiento de nieve, la intercepción de la precipitación, la infiltración, la evapotranspiración, entre otros. Los módulos usados en este trabajo se detallan a continuación:

- Basin: Maneja las propiedades físicas de cada URH, además de las características del suelo y la vegetación.
- Global: Calcula la radiación de onda corta incidente según el método de Garnier y Ohmura, (1968).
- Obs: Convierte las mediciones meteorológicas en variables corregidas para cada URH.
- Calcsun: Estima la cantidad de horas de sol, a partir de la radiación de onda corta incidente.
- Intcp: Calcula la precipitación neta.
- LongVt: Usa la radiación de onda corta incidente para estimar la radiación de onda larga diaria según Sicart *et al.* (2005)
- Netall: Modela la radiación de todas las ondas usando las horas con sol, la temperatura y la humedad relativa.
- Evap: Estima la evapotranspiración en cada intervalo de tiempo. Se puede usar la fórmula de Granger, Priestley-Taylor o Penman-Monteith.
- Albedo_Richard: Calcula el albedo de la superficie de la nieve según un método propuesto por Essery (2013).
- SnobalCHRM: Realiza el balance de energía en el manto nival para estimar la energía disponible para el derretimiento según Marks (1998). Los detalles de las ecuaciones se encuentran en el Anexo A.
- Ayers: Maneja la infiltración para suelos no congelados según Ayers (1959).
- Soil: Calcula las humedades de las distintas capas de suelo. Este módulo considera 3 capas de suelo: la superficial, donde ocurre la infiltración, denominada “*recharge*”, la segunda,

donde se maneja la percolación profunda, denominada “*lower*” y la tercera, que considera un acuífero, la que se denomina “*groundwater*”.

- Netroute: Maneja el rastreo de la escorrentía superficial, sub-superficial y subterránea.

2.2.3. Forzantes del modelo

Varios de los módulos presentados tienen más de una opción de uso, lo que depende fuertemente de las observaciones disponibles con las que se alimenta el modelo. Muchos de los módulos que estiman la radiación de onda corta incidente se basan en la temperatura para estimar la radiación diaria, lo que provoca incertidumbre, pues el derretimiento de nieve está fuertemente controlado por la radiación incidente. Además, para modelar a una escala temporal más fina (del orden de horas), se requiere de la radiación de onda corta incidente en cada paso de tiempo (mientras que los módulos sólo son capaces de estimar la radiación a una escala diaria), por lo que el módulo SnobalCRHM, que permite modelar con y sin mediciones de radiación de onda corta incidente, se selecciona de tal manera que es necesario alimentar al modelo con la radiación de onda corta, lo que debe hacerse de manera externa, y cuyo cálculo se detalla en la sección 4.1.5. Adicionalmente, el modelo requiere de la precipitación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento. En consecuencia, es necesario obtener, para cada una de las URH, todas estas forzantes a una escala temporal igual a la que se desee modelar.

2.3. Estudios Anteriores

En el ámbito internacional, se han incorporado imágenes satelitales en la hidrología para estimar parámetros con sentido físico (e.g., Atkinson *et al.*, 2003; Koren, *et al.*, 2003), para realizar regionalización de parámetros, incorporar la información de productos satelitales para mejorar la representación de variables de estado mediante asimilación de datos y como fuente de información para calibrar modelos hidrológicos. Un ejemplo de asimilación de datos proviene de Alvarez-Garretón *et al.* (2014), quienes usan el filtro de Kalman para predecir caudales de operación en una cuenca semi-árida de Australia asimilando la humedad del suelo del sensor AMSR-E en el modelo PDM (Probabilistic Distributed Model). Un enfoque similar, también incorporando el filtro de Kalman, se aplica en la cuenca del río Murray, en Australia, pero asimilando la información de la misión SMOS (Lievens *et al.*, 2015). Luego, en Alvarez-Garretón *et al.* (2015), se utiliza el modelo PDM de manera concentrada y semi-distribuida, pero asimilando (mediante el filtro de Kalman) información de humedad del suelo de los sensores AMSR-E, ASCAT y SMOS, concluyendo que la asimilación de la humedad del suelo mejora el pronóstico de los caudales, y que permite disminuir la incertidumbre en la predicción de caudales con sistemas de monitoreo deficiente.

Un enfoque distinto adoptaron Immerzeel y Droogers, (2008), quienes calibraron el modelo SWAT en la cuenca del río Krishna, en India, usando información de evapotranspiración y como input la precipitación de la misión TRMM escalada con 11 estaciones meteorológicas. Sus resultados arrojan que el caudal modelado se encuentra dentro del rango de una desviación estándar

de las observaciones y corroboran que la estimación de ET es sensible a la precipitación y la humedad del suelo. Kunnath-Poovakka *et al.* (2016)⁵ usaron información de humedad del suelo del sensor AMSR-E y evapotranspiración de CMRSET (CSIRO Modis Re-Scaled potential ET) para calibrar el modelo AWRA-L (Australian Water Resource Assessment - Landscape model) en 11 cuencas de la región oeste de Australia. De su análisis concluyen que, si se cuenta con buenas mediciones de evapotranspiración, es posible obtener buenos resultados en caudales. Uno de los estudios mas completos sobre calibración y validación de flujos y variables de estado lo realizaron Rakovec *et al.* (2016), donde modelaron mas de 400 cuencas europeas usando el modelo hidrológico para escalas medias (mHM, por sus siglas en inglés). Ellos estimaron los parámetros usando mediante calibración de caudales y, posteriormente, analizar variables de estado como la evapotranspiración, humedad del suelo y cambios de almacenamientos en los estratos del suelo. Sus resultados arrojan buena estimación de caudales, estimaciones razonables de evapotranspiración real (ETa) y malas estimaciones de humedad del suelo. Concluyen que el caudal, por si solo, es insuficiente para representar los flujos y estados de un modelo hidrológico.

En el ámbito nacional se han desarrollado diversos estudios donde se modelan cuencas incorporando información de imágenes satelitales. Cartes (2009) desarrolló un modelo de redes neuronales para estimar volúmenes de deshielo incorporando imágenes de la misión MODIS. Gonthier (2011) utilizó el modelo CRHM para estudiar el impacto de la discretización espacial de una cuenca (Aconcagua en Chacabucuito) en la modelación hidrológica. En particular, representó la cuenca considerando distintos criterios para la selección de URHs. Videla (2013) modeló la cuenca alta del río Maipo (Maipo en el Manzano) a través del modelo CRHM, contrastando el área nival modelada con lo que entrega MODIS (productos MOD10/MYD10) y el caudal modelado con estaciones fluviométricas presentes en la cuenca. Cornwell (2012), reconstruyó el SWE para la cuenca Ojos de Agua (39 km², subcuenca de la parte alta del río Aconcagua) durante el período de deshielo de los años 2010 y 2011 mediante el uso de la fracción de área cubierta por nieve (f_{sca}) y el albedo de la misión MODIS. Posteriormente, Cornwell *et al.* (2016) reconstruyeron el SWE para Los Andes entre las regiones de Atacama y Biobío (también se incluye el lado argentino). El estudio se inicia en 2001 y termina en 2014, debido a que parte de la información proviene de la misión MODIS. Cada año hidrológico contiene información de SWE desde el 15 de agosto al 15 de enero. El método se basa en un modelo de balance de energía que considera la radiación neta de onda corta y onda larga, y una conceptualización pseudo-física para los flujos turbulentos que dependen solamente de un método grado-día, según se muestra en la ec.(2.4).

$$M_p = \max\{(Q_{nsw} + Q_{nlw}) \cdot f_B + T_d \cdot a_r, 0\} \quad (2.4)$$

Donde M_p corresponde al derretimiento potencial, Q_{nsw} al flujo neto de onda corta [$W m^{-2}$], Q_{nlw} al flujo neto de onda larga [$W m^{-2}$], T_d es la temperatura grado-día [$^{\circ}C$], a_r ($mm \ ^{\circ}C^{-1} \ dia^{-1}$) es un factor de conversión del método grado día y f_B es también un factor de conversión que se

⁵ Este trabajo incluye una revisión exhaustiva del uso de percepción remota en la hidrología. Se sugiere, para mayor información, revisar dicho artículo.

considera igual a $0,26 \text{ (mm } W^{-1} \text{ m}^2 \text{ dia}^{-1})$. Luego, el derretimiento real se obtiene multiplicando el derretimiento potencial por la fracción de cobertura nival (FSCA), según la ec.(2.5)

$$M = M_p \cdot FSCA^{f_c} \quad (2.5)$$

Donde $FSCA^{f_c}$ se obtiene del producto MODIS MOD10A1, el cual se corrige por vegetación f_{veg} (0 a 1) según el producto MODIS MOD44B. La reconstrucción de SWE considera una resolución espacial de 500 m, y contiene información para el período de deshielo de cada año (desde el 1 de agosto), abarcando desde 2001 hasta 2014. Otro esfuerzo para estimar el SWE de manera distribuida en el espacio lo realizó Cortés *et al.* (2016) donde desarrolló una metodología para encontrar el valor de SWE para toda la cordillera de los Andes extra-tropicales, abarcando las zonas comprendidas por las latitudes 27°S a 36°S . Debido a que usa imágenes Landsat y el re-análisis MERRA, el producto final de Cortés (2016) tiene una resolución espacial de 180 m, considerando pixeles con cotas medias superiores a 1500 m.s.n.m y que abarca desde al año 1985 a 2014.

3. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio corresponde a subcuencas de la zona cordillerana del río Elqui, en la Región de Coquimbo (ver Figura 3.1), que se caracteriza por tener un clima semi-árido, con precipitaciones que incrementan considerablemente con la altura y que ocurren principalmente en invierno. Existen dos importantes redes de monitoreo de variables meteorológicas y fluviométricas: una perteneciente a la Dirección General de Aguas (DGA⁶) y otra a cargo del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA⁷). La primera mantiene una red compuesta por estaciones fluviométricas y meteorológicas, mientras que la segunda tiene (para el interés de este estudio) sólo estaciones meteorológicas. Las cuencas estudiadas se definen por las siguientes estaciones fluviométricas DGA: (1) Río Cochiguaz en el Peñón, (2) Estero Derecho en Alcohuaz y (3) Río Toro antes junta río La Laguna.

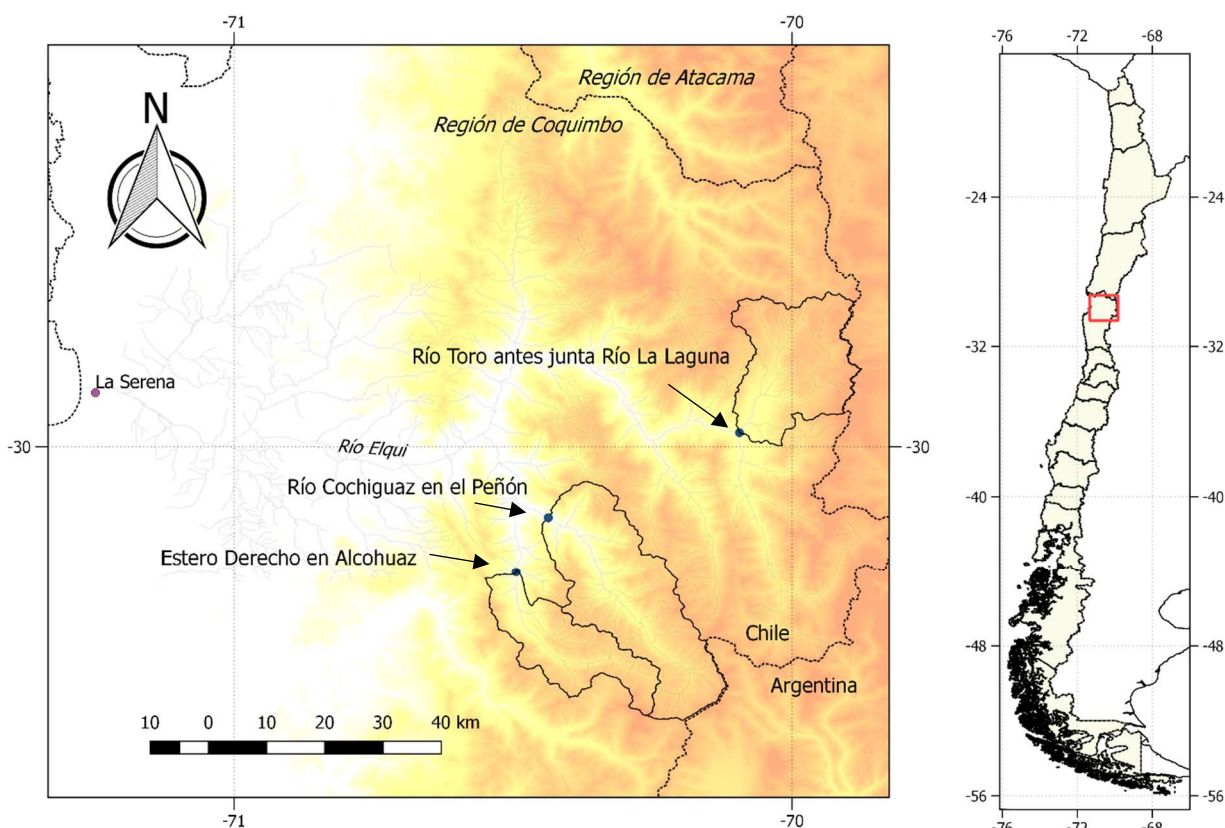


Figura 3.1: Ubicación de la zona de estudio. Se presentan las cuencas analizadas definidas por estaciones fluviométricas DGA.

⁶ <http://www.dga.cl/Paginas/default.aspx>

⁷ <http://www.ceaza.cl/>

La cuenca del río Elqui en desembocadura no posee aportes de agua externos a ella (traspases ni aportes de sistemas de salinización) y, debido a la topografía de la cuenca, las precipitaciones pueden ser líquidas ó sólidas (sobre los 2500 m.s.n.m) según Zavala *et al.* (2009). Existe un solo glaciar, el glaciar El Tapado, ubicado en la sub-cuenca del río La Laguna antes del embalse La Laguna, sus coordenadas son 30°08'S y 69°55'W y cubre un área total de 3,6 km² (Zavala *et al.*, 2009). En la cuenca del río Malo existió, hasta el año 2003⁸, industria asociada a la Minería. Además del embalse La Laguna (que terminó de ser construido en el año 1937⁹), se encuentra el embalse Puclaro (que data de 1999), los que se muestran en el diagrama unifilar de la Figura 3.2.

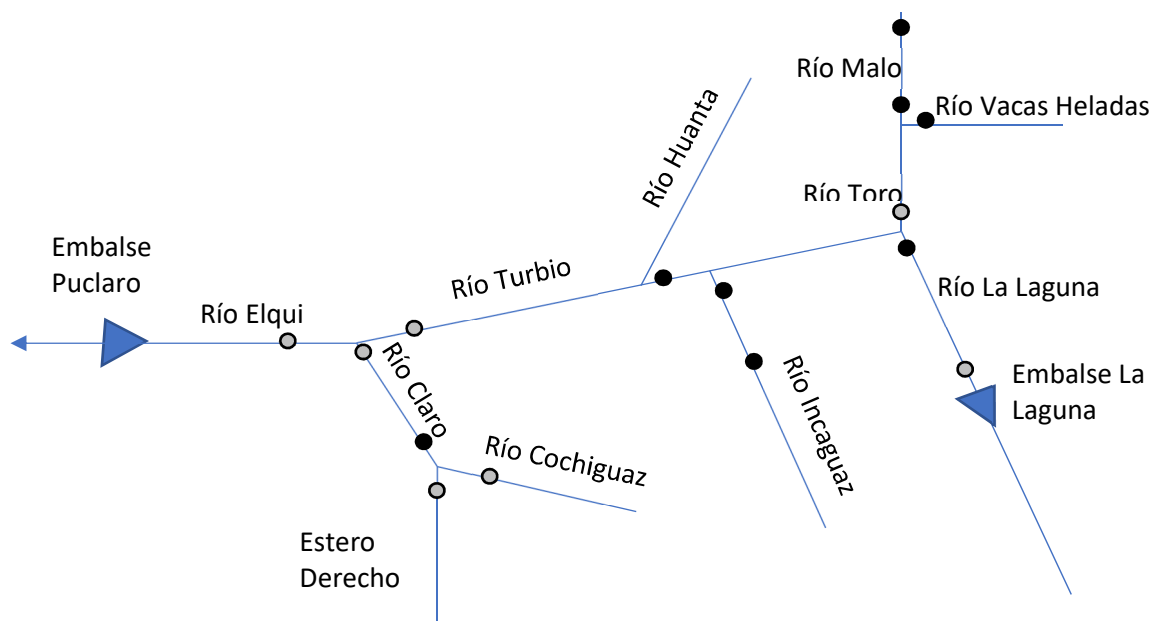


Figura 3.2: Diagrama Unifilar de la cuenca del Río Elqui en el Embalse Puclaro. En círculos grises se muestran las estaciones fluiométricas vigentes y con información en la estadística en línea de la DGA, mientras que los círculos negros son estaciones sin información disponible.

Las cuencas de los ríos Cochiguaz, Toro, y Estero Derecho se escogieron porque se encuentran en régimen natural (para el período de estudio) y porque tienen estaciones fluiométricas. Un río importante, el Incaguaz, no se consideró debido a la falta de información fluiométrica.

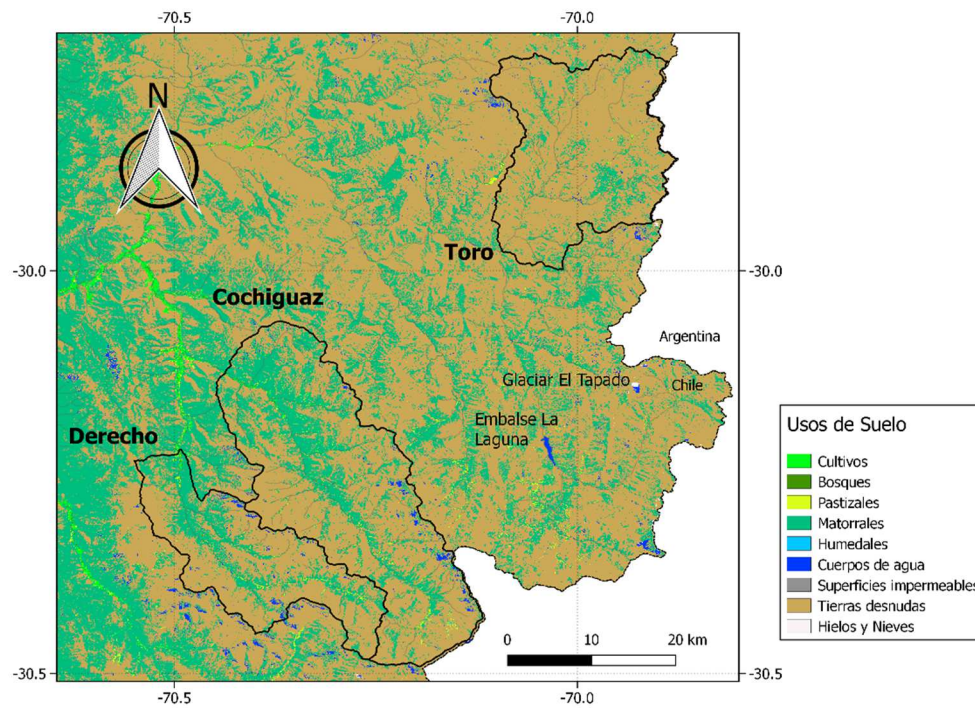
3.1. Características Geomorfológicas

El uso de suelos de la cuenca, que se obtiene de la clasificación de suelos propuesta por Zhao *et al.* (2016), se muestra en la Figura 3.3a, donde se aprecia que la cuencas tienen sólo dos usos de suelos preponderantes: matorrales y tierras desnudas. En la misma figura se muestra la ubicación del embalse La Laguna y el glaciar El Tapado, afluente al embalse La Laguna, que se encuentra fuera de la zona de estudio. Al momento de realizar este trabajo, sólo se dispone de la estadística de glaciares de la DGA, pero trabajos de terreno realizados por CEAZA han permitido

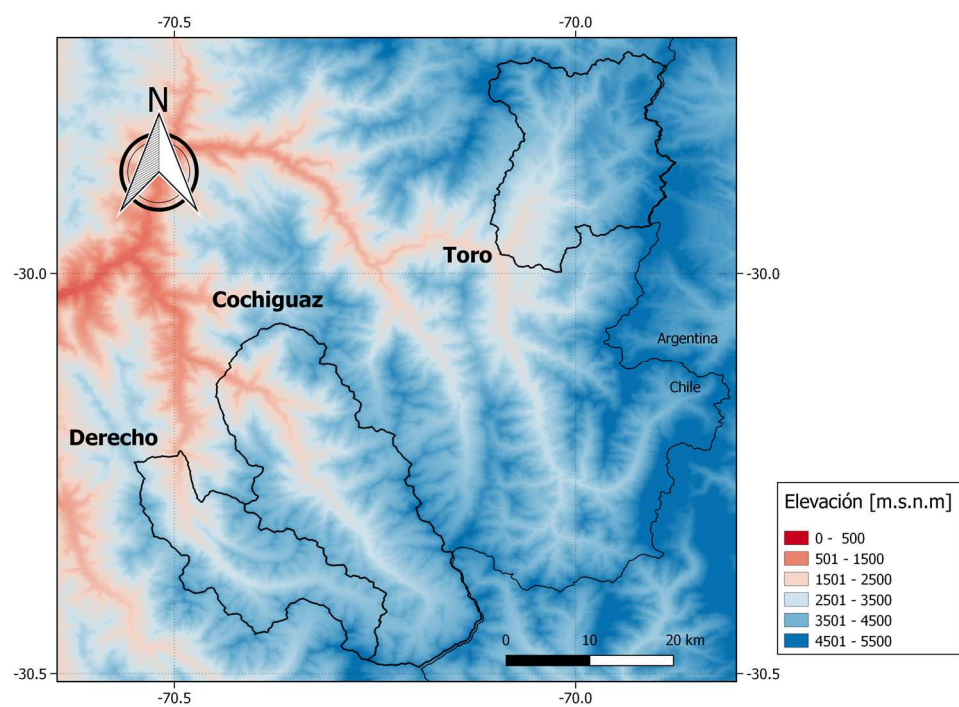
⁸ En ese año comienza el cierre de las faenas

⁹ http://www.rioelqui.cl/wp_new_site/?page_id=66

aumentar los glaciares catastrados en la cuenca del río Cochiguaz, aunque no se dispone de dicha información.



(a) Uso de Suelos



(b) Elevación

Figura 3.3: Usos de suelo (panel a) según Zhao *et al.* (2016) y elevación (panel b) según misión SRTM para la zona de estudio.

La variación en cota es importante debido a la cordillera de Los Andes, lo que provoca que las cuencas tengan un almacenamiento de nieve durante el invierno, el que es entregado durante el período de deshielo. La elevación mínima de las tres cuencas es de aproximadamente 1340 m.s.n.m, mientras que la máxima sobrepasa los 6000 m.s.n.m, tal como se muestra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Características geomorfológicas y meteorológicas de las cuencas de estudio. Z representa la elevación (valores obtenidos con DEMs de la misión SRTM), α representa la pendiente, Q la escorrentía y Pp la precipitación. Los valores promedio (prom) abarca desde 2001/2002 a 2013/2014.

Cuenca	Área [km ²]	Z_{min} m.s.n.m	Z_{prom} m.s.n.m	Z_{max} m.s.n.m	α_{prom} [°]	Q_{prom} [mm]	Pp_{prom} [mm]	$\frac{Q}{Pp}$ [-]
Estero Derecho en Alcohuz	338	1637	3540	5540	25,5	87	274	0,32
Río Cochiguaz en el Peñón	676	1338	3510	5279	26,5	100	286	0,35
Rio Toro antes junta río La Laguna	468	2084	3907	6114	21,6	43	146	0,30

3.2. Redes de Monitoreo Meteorológico

Existen dos redes de monitoreo en la zona de estudio: una perteneciente a la DGA y la otra perteneciente al CEAZA. La DGA tiene estaciones en todo el país y cubre, de manera importante, los sectores del valle y, en menor medida, la sección alta de la cordillera de los Andes. La cobertura temporal varía en cada estación, pero cuenta con registros de precipitación y temperatura. Sólo una estación (Rivadavia) tiene registros de temperatura de bulbo seco y temperatura de bulbo húmedo, lo que permite estimar la humedad relativa.

La red de CEAZA, por otro lado, es relativamente nueva, con pocos años con registros (las estaciones más antiguas tienen cerca de 5-6 años), pero que miden muchas más variables que las estaciones registradas por la DGA. Entre éstas encuentran la velocidad del viento, la radiación de onda corta, la humedad relativa, algunas que miden la humedad del suelo, SWE y albedo en el caso de las estaciones que registran nevazones, entre otras.

En la Figura 3.4 se presenta la distribución espacial de las estaciones meteorológicas de ambas redes. Se aprecia que el sector del valle, cercano al río Elqui, se encuentra muy bien instrumentado, a diferencia de los sectores cordilleranos del Estero Derecho, Cochiguaz, Incaguaz y Toro. Sin embargo, se deben rescatar dos estaciones en altura importantes: Laguna Embalse y Paso Aguas Negras, las que se encuentran por sobre los 3000 m.s.n.m. La red DGA posee más estaciones que las que se muestran en la Figura 3.4, donde sólo se muestran las estaciones vigentes. En el Anexo B se encuentra del detalle de las estaciones usadas, junto con los días sin información para cada año.

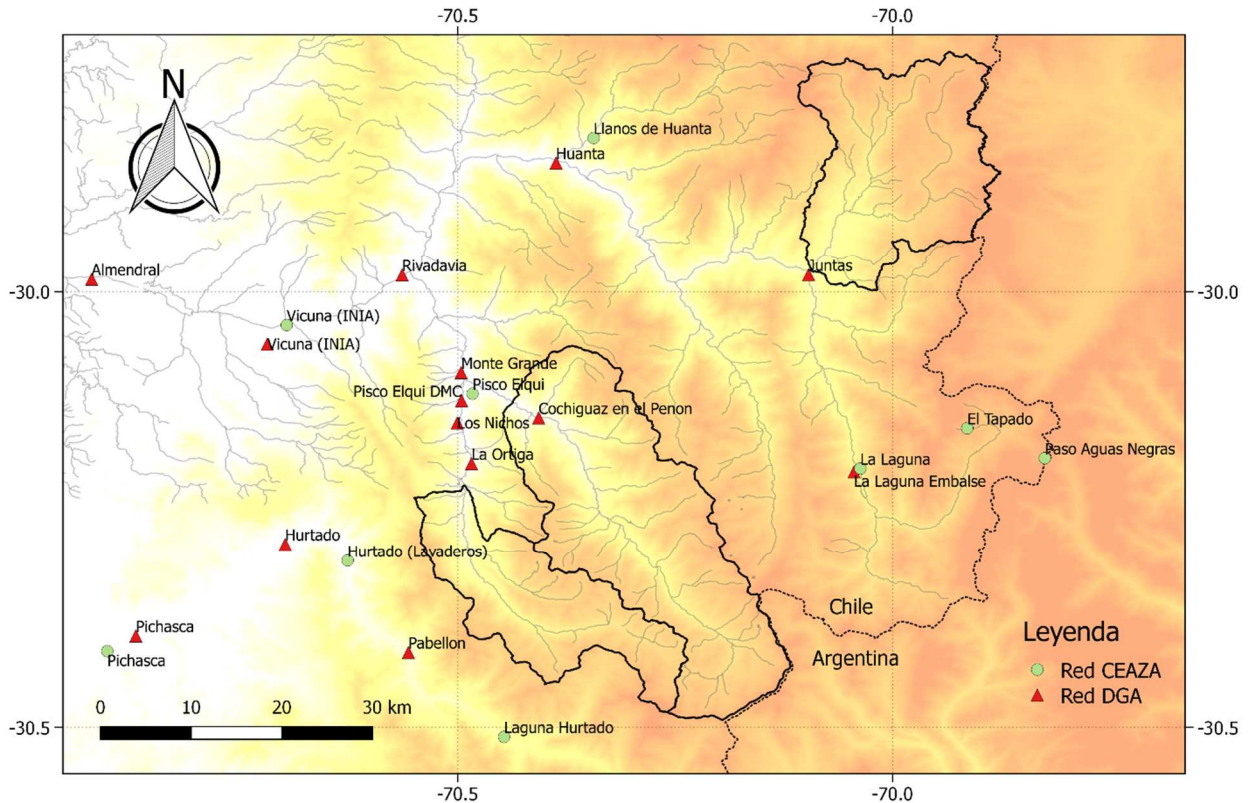


Figura 3.4: Red de estaciones meteorológicas vigentes DGA y CEAZA cerca de la zona de estudio.

3.2.1. Precipitación

Para la precipitación se consideran 15 estaciones DGA (ver Anexo B) que consideran precipitaciones diarias y que poseen un buen registro con muy pocos días sin información. La cota de la estación más baja es de 370 m.s.n.m, correspondiente a la estación Almendral, mientras que las dos estaciones de mayor cota son Laguna Embalse y Juntas, con cotas de 3160 y 2150 m.s.n.m. A pesar de que existen estaciones con registros extensos (Rivadavia comienza a medir en el año 1937, Hurtado en 1943 y Pichasca en 1946) el análisis se realiza para el período en donde las 15 estaciones tienen registro. Debido a esto, la estación limitante en extensión temporal de información es la estación Juntas, que tiene registros a partir del año 1990.

3.2.2. Temperatura y Humedad Relativa

La temperatura que registra la DGA es de dos tipos: (1) temperatura media diaria y (2) temperaturas extremas (máxima y mínima). Se escogen 7 estaciones de las cuales 5 tienen registro de temperaturas media diaria y extrema (Almendral, Juntas, Laguna Embalse, La Ortiga y Rivadavia) y 2 estaciones que registran sólo temperaturas extremas (Hurtado y Vega Negra). Sin embargo, no todas tienen continuidad en las mediciones y en ocasiones se deja de medir una de las variables.

Las temperaturas extremas son, para todas las estaciones, las que ofrecen la mayor cobertura temporal y prácticamente todas las estaciones tienen registros durante el período de análisis. La estación más antigua registra a partir del año 1972, mientras que la más nueva comienza sus mediciones en 1999. Las estaciones CEAZA, por otra parte, registran la temperatura cada 15 minutos, aunque la descarga se realiza de manera horaria. Esta información será crucial para desarrollar la metodología que se explica en la sección 4.1.

Respecto a la humedad relativa, sólo la estación DGA Rivadavia registra, tres veces al día (desde el año 1986), la temperatura de bulbo seco y bulbo húmedo, con las que se puede calcular la temperatura de punto de rocío y, en consecuencia, la humedad relativa. Por otra parte, prácticamente todas las estaciones CEAZA registran temperatura de rocío cada 15 minutos y, al igual que la temperatura, la descarga se realiza de manera horaria.

3.2.3. Viento y Radiación

La DGA no posee mediciones de ninguna de estas dos variables. No obstante, la red CEAZA posee registros de viento en las siguientes estaciones: Vicuña (634 m.s.n.m), Pisco Elqui (1212 m.s.n.m), Hurtado (1462 m.s.n.m), Laguna Hurtado (2500 m.s.n.m), Tapado (4318 m.s.n.m) y Paso Aguas Negras (4775 m.s.n.m).

La radiación, al igual que el viento, sólo la mide la red CEAZA. Según la estación, hay registros de radiación de onda corta incidente, radiación de onda corta reflejada, radiación de onda larga incidente y radiación de onda larga reflejada. En general, las estaciones que tienen sensores para medir SWE registran las cuatro variables.

3.3. Red de Monitoreo Fluviométrico

La red DGA es la única que mantiene registros públicos de las mediciones de caudal. A pesar que existen varias estaciones fluviométricas (ver Figura 3.5), no todas ellas se encuentran vigentes (el detalle se encuentra en el Anexo B). De las 18 estaciones fluviométricas consideradas, sólo 13 se encuentran vigentes según la información presente en el banco de datos de la DGA. Sin embargo, al descargar la información, sólo 7 estaciones poseen la información en línea. Dichas estaciones son:

Tabla 3.2: Estaciones fluviométricas vigentes y con información en la base de datos de la DGA.

Estación Fluviométrica	Inicio Registros [año]
Río Toro antes junta río La Laguna	1985
Río La Laguna en salida embalse La Laguna	1964
Río Cochiguaz en el Peñón	1983
Estero Derecho en Alcohuz	1983
Río Claro en Rivadavia	1970
Río Turbio en Varillar	1913
Río Elqui en Algarrobal	1976

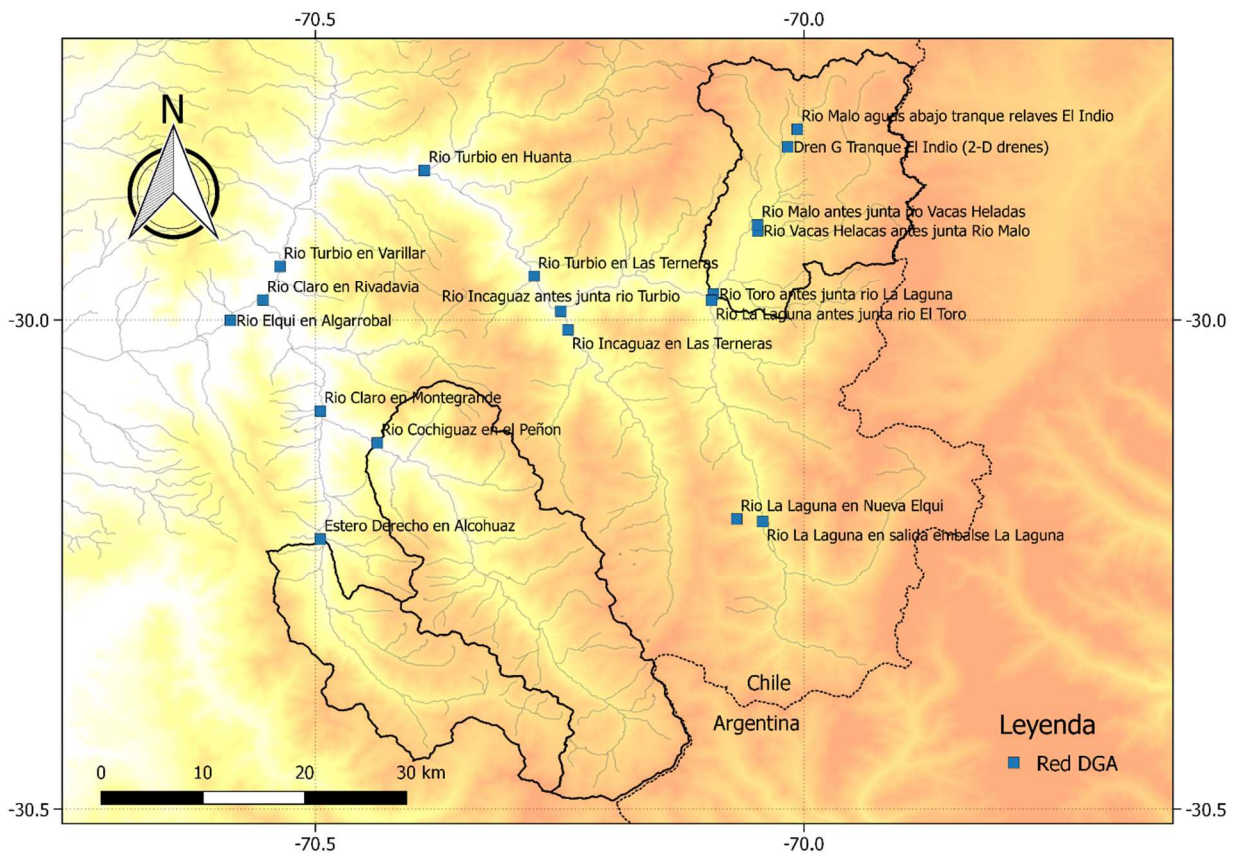


Figura 3.5: Estaciones Fluiométricas vigentes y no vigentes de la red DGA

4. METODOLOGÍA

Considerando que el objetivo es modelar una cuenca mediante (1) sólo percepción remota, (2) sólo utilizando caudales y (3) incorporando ambas fuentes de información, se requiere armar el modelo CRHM que requiere de forzantes meteorológicas y de información de contraste para evaluar el comportamiento del modelo. En este capítulo se explica cómo se obtienen las forzantes necesarias para que el modelo CRHM funcione adecuadamente, qué información se usa para contrastar las salidas del modelo y cómo se lleva a cabo la modelación hidrológica.

4.1. Obtención de Forzantes

El modelo CRHM requiere distintas forzantes según (1) la escala temporal con la que se modele, (2) los módulos a usar y (3) la variación de los módulos. Este último punto hace referencia a que un mismo módulo puede tener más de una forma de uso, por lo que requiere de distintos “inputs” para su correcto funcionamiento o que requiere de más (o menos) módulos para su correcto funcionamiento. Un ejemplo de esto es el módulo SnobalCHRM (ver sección 2.2) que permite, en una de sus variaciones, ingresar la radiación de onda corta incidente como una forzante, mientras que en otra el modelo la estima internamente.

Los modelos de base física tienen un paso temporal que es, a lo más, diario. Sin embargo, para que las ecuaciones de masa y energía tengan validez (debido a que normalmente el uso de una resolución temporal diaria impone ciertos supuestos) lo deseable es correr el modelo a una escala sub-diaria para modelar las variaciones de masa y energía intra-diarias. En este trabajo se escoge una escala temporal horaria, por lo que el desafío es obtener todas las forzantes en esa resolución. Las forzantes meteorológicas mínimas que requiere el modelo para funcionar son: precipitación, temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación de onda corta incidente.

Otro punto importante es extrapolar la información meteorológica, que es puntual, a toda la zona de estudio. Para ello, en cada una de las variables, se explica cómo se llevó a cabo dicho proceso, debido a que la cordillera de Los Andes tiene una altísima heterogeneidad espacial que debe ser incorporada al modelo.

4.1.1. Precipitación

Lo primero es contrastar la calidad de la información de las estaciones que registran precipitación (Pp). Para ello se construyen las curvas doble acumuladas y, si es necesario, se corrige las estaciones con tendencias claras según las curvas.

Una vez analizada la calidad de la información, se procede a cambiar la resolución temporal diaria de la precipitación (que es la que mide la DGA) a una resolución horaria. A pesar de que se cuenta con valores horarios de precipitación registrados por la red CEAZA, los pocos años de registros sumado a los vacíos de información, implican que la red más confiable sigue siendo la DGA, que presenta extensos registros y bajos vacíos de información.

Para aumentar la resolución temporal, se recurre a un análisis estadístico donde, mediante probabilidades, se distribuye la precipitación diaria de la DGA a horaria, usando la información de la red de CEAZA. Para hacer esto, primero se escoge la duración (en horas) de la precipitación, lo que es posible hacer relacionando la duración de la tormenta con el monto diario de precipitación (Para ello se considera todas las tormentas registradas en la estación CEAZA Pisco Elqui). Este análisis requiere que la precipitación se encuentre de manera horaria. Debido a que habrá una dispersión de datos, pero también una tendencia, es posible estimar para cada monto de precipitación diaria, un mínimo y un máximo de horas de precipitación, por lo que se obtiene una función duración d que depende del monto diario de precipitación, y de una duración mínima y máxima asociado a ese monto, lo que se muestra en el panel (1) de la Figura 4.1. En consecuencia, se tiene que d es una función del tipo $d = f(Pp_d, d_{min}^{Pp_d}, d_{max}^{Pp_d})$, donde Pp_d es la precipitación diaria y $d_{min}^{Pp_d}$, $d_{max}^{Pp_d}$ las duraciones mínima y máxima para el monto Pp_d . Con la duración de la precipitación se escoge, de manera aleatoria, el inicio de la tormenta (t_i en el segundo panel de la Figura 4.1), considerando que, desde el inicio, toda la tormenta debe estar contenida en el día de precipitación, es decir, t_i varía entre 0 y $24 - d$ y t_f debe ser menor a 24 horas. La distribución horaria se realiza de manera aleatoria mediante ponderadores, los que se muestran en el segundo panel (f) y que, en total, suman 1. Matemáticamente, para un día con precipitación, $\sum f_i = 1$. Finalmente, para obtener la precipitación horaria, se multiplican los factores f por la precipitación diaria, por lo que el monto de precipitación a la hora t_i en un día con lluvia se obtiene como $Pp(t) = f(t) \cdot Pp_d$.

Para distribuir la precipitación entre las distintas URHs se realizan gradientes mensuales de precipitación. Para esto se escoge una estación base y luego, mediante gradientes que dependen de la elevación, se extrapola la información de la estación base a las distintas URHs. Matemáticamente, este procedimiento está dado por la ec.(4.1).

$$Pp(z) = Pp_o + m \cdot (z - z_o) \tag{4.1}$$

$$m = \frac{\Delta Pp}{\Delta z}$$

Donde $Pp(z)$ corresponde a la precipitación a una elevación z , Pp_o a la precipitación en la estación base, m la variación de precipitación con la altura (que se obtiene de las estaciones DGA que registran precipitación diaria) y z_o la elevación de la estación base. Luego, una vez que en cada URH se dispone de la precipitación diaria, se aplica el procedimiento ya explicado para aumentar la resolución temporal y obtener la distribución horaria.

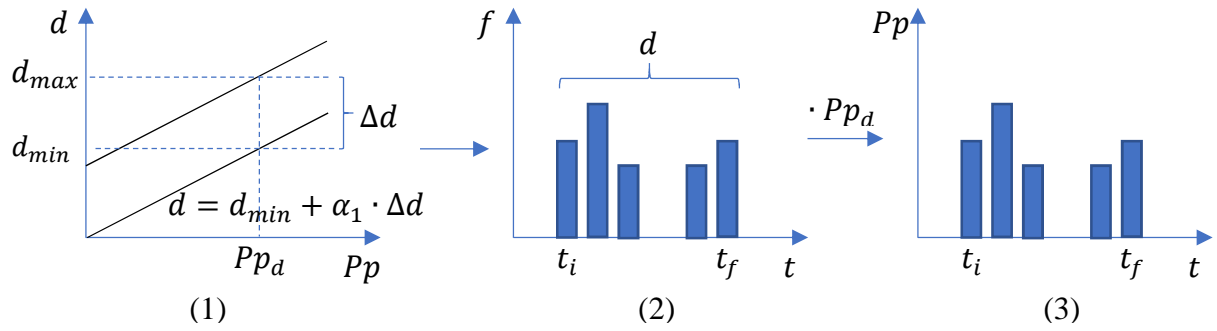


Figura 4.1: Esquema para la obtención de la precipitación horaria a partir de las precipitaciones diarias

4.1.2. Temperatura

Para distribuir la temperatura (T) entre las distintas URH se debe considerar una estación base que registre temperaturas extremas y, mediante gradientes de temperaturas ($\Delta T/\Delta z$) obtener las temperaturas extremas en cada URH. Para construir los gradientes, se requiere de estaciones que registren las mismas variables. En este caso, como algunas estaciones miden temperatura media y otras temperaturas extremas, se opta por estimar gradientes de temperatura media diaria y considerar que dicho gradiente es válido para distribuir las temperaturas máximas y mínimas. En consecuencia, para cada URH, se tendrán temperaturas mínimas y máximas para cada día, mediante la ec.(4.2). En las estaciones que no tengan registros de temperatura media, pero sí de temperaturas extremas, la temperatura media (que permite estimar los gradientes) se calcula como el promedio de las temperaturas extremas.

$$T_{min,max}(z) = T_{min,max} + m \cdot (z - z_o) \quad (4.2)$$

$$m = \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

Para obtener la temperatura horaria, se sigue el procedimiento presentado en la

Figura 4.2. En el paso (1) se tienen solamente las temperaturas extremas mediante gradientes (según la metodología explicada anteriormente). En (2) se construyen curvas de “días medios adimensionales” para el mes i (T/\bar{T}) $_i$, donde \bar{T} corresponde a la temperatura media diaria. Para ello se necesita información horaria, la que se obtiene de las estaciones CEAZA entre el año 2010 y 2014. Debido a que el comportamiento de la temperatura es relativamente homogéneo en el espacio, se

puede construir una curva de “día medio adimensional regional” que sea única para todas las URH. Posteriormente en (3), dicho día medio adimensional regional se escala para que la amplitud coincida con la de las temperaturas extremas estimadas previamente.

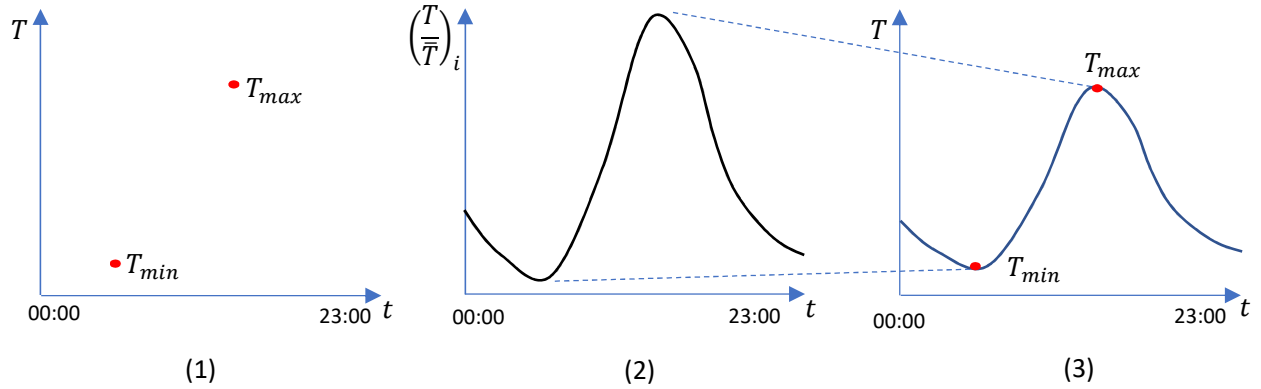


Figura 4.2: Esquema para la obtención de temperatura horaria a partir de las temperaturas extremas diarias.

Luego, el esquema de la Figura 4.2 se repite para cada día. Como el fin de un día no necesariamente coincidirá con el inicio del otro, se realiza una unión lineal entre la “ n ” hora del día j con la “ m ” hora del día $j + 1$, de manera que la temperatura siempre seguirá una variación suave entre una hora y otra. Es necesario estimar, según las observaciones horarias, las horas donde ocurren la temperatura mínima y máxima para situar en el tiempo la sinusoidal estimada. Se considera que la temperatura mínima ocurre a las 7:00 hrs y la máxima a las 15:00 hrs.

4.1.3. Velocidad del viento

Para la velocidad del viento (u) la metodología es similar a la de la temperatura. Como las estaciones CEAZA son las únicas que miden el viento, se establece una relación entre el viento y la elevación de manera de obtener un gradiente orográfico, lo que permite estimar, para cualquier cota (o URH) el viento medio diario mensual. Para obtener el valor medio diario del viento del día j perteneciente al mes i , $u(z)_j^i$, se aplica la ec.(4.3).

$$u(z)_j^i = \bar{u}_i(z) \pm \alpha \cdot \sigma_u^i \quad (4.3)$$

Donde $\bar{u}_i(z)$ es el viento medio diario del mes i , α un valor aleatorio entre 0 y 1 y σ_u^i la desviación estándar del viento para el mes i . Los valores de $\bar{u}_i(z)$ y σ_u^i se obtienen mediante análisis de las mediciones de las estaciones CEAZA, estableciendo, para cada mes, una función logarítmica en función de la altura del tipo $\bar{u}_i(z), \sigma_u^i = f(z, i) = m_i \cdot \log(z) + n_i$, donde m_i y n_i son coeficientes a estimar con los registros. Esto se debe hacer pues el registro de la red CEAZA no abarca el mismo período de tiempo que el de la red DGA, que es más extensa, por lo que solo se puede

realizar una extensión estadística. Para pasar a una resolución temporal horaria, se construyen curvas de comportamiento horario del viento $(u/\bar{u})_i$, tal como se hizo con la temperatura, obteniendo, para cada hora, el valor del viento según se detalla en la ec.(4.4)

$$u_i^{j,k}(z) = u(z)_j^i \cdot \left(\frac{u}{\bar{u}} \Big|_k \right)_i \quad (4.4)$$

Donde $\left(\frac{u}{\bar{u}} \Big|_k \right)_i$ representa el valor de la curva adimensional del día medio del viento para el mes i en la k – ésima hora.

4.1.4. Humedad Relativa

La humedad relativa (HR) se estima mediante la ec.(4.5), donde T_d corresponde a la temperatura de punto de rocío y e a la presión de vapor de saturación asociado a la temperatura T (Buck, 1981).

$$HR = \frac{e(T_d)}{e(T)} \cdot 100$$

$$e = 6,1115 \cdot \exp\left(\frac{22,452 \cdot T}{272,55 + T}\right) \quad \leftrightarrow \quad T \leq 0 \quad (4.5)$$

$$e = 6,1121 \cdot \exp\left(\frac{17,502 \cdot T}{240,97 + T}\right) \quad \leftrightarrow \quad T > 0$$

La complejidad se encuentra en estimar la temperatura de punto de rocío para cada URH a una escala temporal horaria (pues T ya se conoce), lo que se hace de manera similar a la estimación de la temperatura. La estación base (Rivadavia, perteneciente a la DGA) que se usa para estimar HR mide temperatura de bulbo seco y bulbo húmedo, por lo que el detalle del cálculo de la temperatura de punto de rocío se explica en el Anexo C.

4.1.5. Radiación de onda corta

La radiación de onda corta incidente ($K \downarrow$) se calcula según la ecuación propuesta por DeWalle y Rango (2008). Adicionalmente, los mismo autores entregan una fórmula para corregir $K \downarrow$ por nubosidad, la que se estima mediante imágenes satelitales MODIS. Los autores de la fórmula de corrección por nubes proponen factores que son modificados para hacer calzar la corrección con los registros de radiación de onda corta incidente de las estaciones CEAZA. El cálculo de $K \downarrow$ y la corrección por nubes se detalla en el Anexo C.

4.2. Obtención de Información para contraste

La información de contraste tradicional en la modelación hidrológica corresponde a los registros de estaciones fluviométricas, los que se obtienen de las estaciones DGA mencionadas en la sección 3.1. Sin embargo, en este trabajo se evalúa el aporte que tienen las imágenes satelitales en la modelación hidrológica tradicional. Existen varias variables de interés que hoy se pueden

estimar de manera remota, como por ejemplo el SWE, humedad del suelo, fracción de área cubierta por nieve, evapotranspiración, temperatura de la superficie del suelo o el albedo. Además, existen variables meteorológicas, como la precipitación, que se pueden obtener, por ejemplo, de la misión TRMM.

En este trabajo se considera el uso de cuatro variables para contrastar los resultados de la modelación hidrológica, SWE, f_{sca} , humedad del suelo y evapotranspiración.

4.2.1. SWE y Humedad del suelo

Para obtener el SWE se recurre a dos fuentes de información: (1) el satélite AMSR-E y (2) la reconstrucción realizada por Cornwell *et al.* (2016). El satélite AMSR-E tiene varios productos, entre los cuales se cuenta el SWE. La resolución espacial es de 25 km y se dispone de imágenes cada día. Debido a la resolución espacial, sólo se consideran algunos píxeles y se analiza la evolución temporal del SWE en cada uno de ellos. Debido a que el promedio no tiene sentido pues la resolución espacial no representa la alta heterogeneidad de la zona de estudio, se analiza el valor pixel a pixel y luego se contrasta con el SWE modelado (promedio espacial entre las URHs para cada día). Del satélite AMSR-E se descarga, adicionalmente, la información de humedad del suelo, la cual posee dos imágenes, una ascendente y otra descendente. Para obtener el valor medio diario, se promedian ambas imágenes.

Por otra parte, la reconstrucción de SWE se encuentra a una resolución espacial de 500 m y cada año hay información desde el inicio de agosto hasta mediados de enero. Para comparar con el SWE modelado, los píxeles que se encuentran dentro de una URH se promedian para todos los días donde existe información. Para comparar con AMSR-E, se promedian los píxeles dentro de la cuenca.

4.2.2. Fracción de área cubierta por nieve

De los productos satelitales MOD10 y MYD10, que se encuentran a una resolución temporal diaria y una espacial de 500 m, se obtiene la suma de los píxeles dentro de una cuenca para estimar qué fracción del área total está cubierta por nieve, una vez que las imágenes han sido corregidas por nubes siguiendo el método de Gafurov y Bárdossy (2009). Este método consiste básicamente en el relleno de los píxeles que presentan nubes mediante un relleno espacial usando píxeles vecinos y uno temporal respecto al mismo pixel, pero promediando distintos períodos de tiempo.

4.2.3. Evapotranspiración (MOD16)

El producto MOD16 tiene una resolución espacial de 1 km y una resolución temporal de 8 días, donde cada imagen representa los valores acumulados en los 8 días anteriores. Debido a la metodología de cálculo de ET/PET, en zonas donde hay presencia de nieve (permanente o eventual) no es posible estimar la evapotranspiración. Por la geografía del lugar, la precipitación cae en forma de nieve en gran parte de la cuenca, por lo que los píxeles del producto MOD16 son promediados dentro de las URH más bajas de cada cuenca, por lo que sólo es posible comparar dicha estimación

con la ET modelada en dichas zonas. La fórmula que se usa para la estimación de la evapotranspiración real (ET_a) se basa en la ecuación de Penman-Monteith.

4.3. Modelación Hidrológica

La modelación hidrológica se realiza en tres partes: (1) intentar modelar usando sólo imágenes satelitales (calibrando ET_a y fsc_a), (2) modelar usando sólo caudales (Q) y (3) combinar ambas fuentes de información para modelar tres cuencas (ET_a , fsc_a y Q). La modelación se realiza de manera semi-distribuida, por URHs, a una escala horaria. Para generar las URHs se consideran dos criterios: elevación y orientación. En el primer caso, se generan 5 bandas de elevación, donde cada banda representa un quinto del área total de la cuenca. Respecto a la orientación, se usa el cauce del río para dividir la cuenca en dos. Ambos criterios generan 10 URH por cuenca.

Para evaluar la eficiencia del modelo, se recurre a dos índices, el índice de Nash-Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970) y el índice KGE (Gupta *et al.*, 2009), los que se presentan en las ecs.(4.6) y (4.7).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (x_m^t - x_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (x_o^t - \bar{x}_o)^2} \quad (4.6)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(1-r)^2 + (1-\alpha)^2 + (1-\beta)^2} \quad (4.7)$$

$$r = \sqrt{k_1 \cdot k_2} \quad \alpha = \sigma_s / \sigma_o \quad \beta = \mu_s / \mu_o$$

Donde x_m^t es el valor modelado de la variable x en el tiempo t , x_o^t el valor observado de la variable x en el tiempo t y \bar{x}_o es valor medio de la variable observada. Respecto al índice KGE , k_1 corresponde a la pendiente de la recta que simula los valores observados versus los modelados, k_2 la pendiente de la recta de los valores modelados versus los observados, σ_s y σ_o la desviación estándar simuladas y observada y finalmente μ_s y μ_o la media de la variable simulada y observada respectivamente.

4.3.1. Calibración

Los parámetros de nieve que se calibran son principalmente los que modelan el albedo y los que controlan el balance de energía en el manto nival. Las ecuaciones que representan estos procesos se encuentran en el Anexo A.

Para obtener la información de fsc_a de los productos MOD10 (satélite Terra) y MYD10 (satélite Aqua), ambas con una resolución diaria, es necesario “remover” las nubes y, en consecuencia, rellenar los pixeles que quedan sin información. Se consideran dos períodos: uno de calibración, que considera desde el año hidrológico 2002-2003 hasta 2009-2010 y uno de validación, desde 2010-2011 hasta 2013-2014. En el caso de la cuenca del río Toro, la cuenca se separa en dos sub-cuencas: una correspondiente al río Malo y otra a la del río Vacas Heladas. Lo anterior se realiza porque la cuenca del río Toro está conformada, básicamente, por la unión de ambas cuencas.

Para comparar las distintas escalas espaciales de los productos de SWE con lo que entrega CRHM, se obtiene el SWE medio modelado (como el promedio de las bandas ponderadas por su área) dentro de la cuenca, según CHRM, lo mismo con el producto de Cornwell *et al.* (2016), salvo que se promedian píxeles. Estos montos se comparan con lo que entrega los píxeles de AMSR-E que se encuentran dentro de la cuenca.

Para el caso de calibración con percepción remota y caudal, los valores de los parámetros asociados a la nieve se calibran sólo con *f_{sca}*. En el caso de la calibración considerando solo información fluviométrica, los parámetros de decaimiento de la nieve se establecen en su valor por defecto, y el albedo máximo (para la nieve fresca) se considera igual a 0,85.

Para estimar el caudal se modifican, principalmente, los parámetros asociados al suelo y, en menor medida, al rastreo. Este proceso se realiza de manera manual, considerando en cada estimación, los índices de eficiencia ya mencionados, junto con el NSE del logaritmo de los caudales.

5. RESULTADOS

Para analizar el comportamiento del modelo hidrológico, se debe corroborar que la información con la que se quiere contrastar sea útil y que las salidas del modelo se asemejen lo más posible a los valores observados. Primero se discute sobre los productos satelitales y luego sobre las salidas del modelo CRHM.

5.1. Representación de la cuenca

Las cuencas de los ríos Cochiguaz y Derecho tiene un cauce principal claramente definido, el que se utiliza para separar la cuenca en dos mientras que se crean 5 bandas de altura, las que representan, cada una, un 20% del área total de la cuenca. Luego, dichas bandas se separan en “este” y “oeste” siguiendo el cauce del río. En el caso de la cuenca del río Toro, existen dos ríos que lo preceden: río Malo y río Vacas Heladas. La distribución de las URHs se muestra en la Figura 5.1.

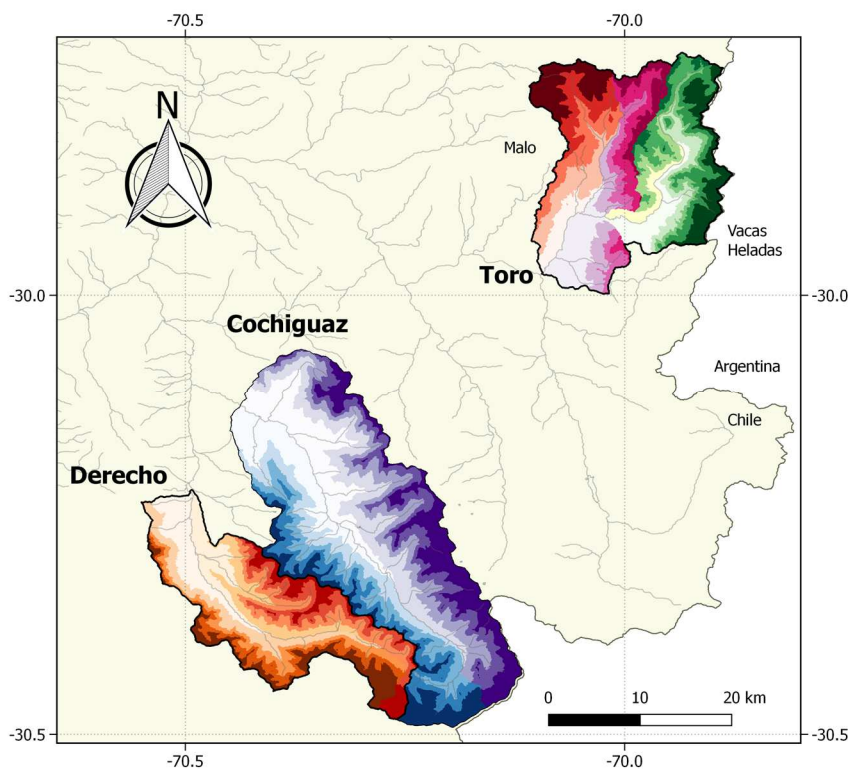


Figura 5.1: Distribución de las URHs por elevación en cada cuenca analizada. La diferencia de colores en cada sub-cuenca indica las URHs que están al este y oeste del cauce.

La cuenca del río Toro se divide pues el comportamiento nival es distintos en ambas sub-cuencas debido a la existencia de la Mina El Indio, la cual tiene caminos mineros en prácticamente toda la sub-cuenca del río Malo. Además, la DGA tiene estaciones a la salida de cada sub-cuenca,

pero dicha información no se encuentra disponible, por lo que no es posible evaluar los caudales en cada sub-cuenca. En la Figura 5.1 no se aprecia el acuífero que se considera para la representación de las cuencas, y que funciona como URH de salida para el caudal superficial y subterráneo. Debido a que los ríos considerados en este estudio se encuentran encajonados, se representa un acuífero cuya área corresponde al terreno adyacente al río, y por adyacente, se entiende una superficie que bordea entre 50 y 100 [m] a partir de cada ribera del río, y se extiende, en longitud, a lo largo del río incluido en las URH's más bajas. Esto se hace pues el modelo requiere que una URH represente la salida de la cuenca y, dado que el modelo es de base física, se intenta aprovechar esto para representar el almacenamiento de agua en el suelo en una sola URH. Adicionalmente, las URHs permiten entregar escorrentía en exceso de manera superficial entre URHs y de manera subterránea entre acuíferos, o que el acuífero aflore y entregue agua a la parte superficial. En todos los casos modelados se considera que la URH más baja (la que representa el terreno cercano al río, es la salida de la cuenca, y todas las URHs descargan, en forma de cascada, hacia esta URH.

5.2. Productos satelitales

En esta sección se discute los resultados obtenidos a partir de productos de humedad del suelo y el SWE derivados del satélite AMSR-E, y la evapotranspiración del producto MOD16.

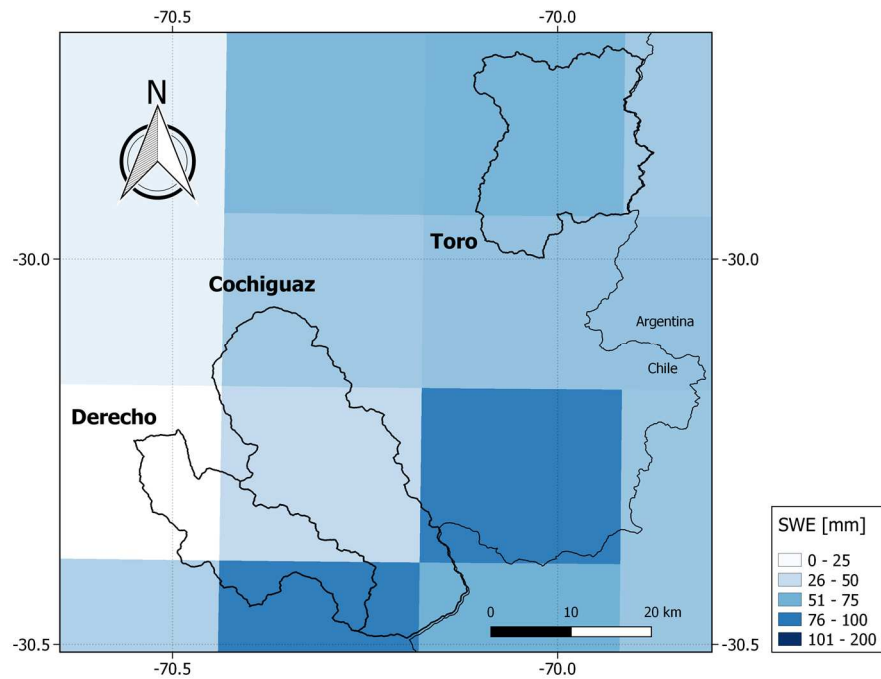
5.2.1. AMSR-E Soil Moisture

A pesar que se descargaron y procesaron las imágenes de humedad de suelo, ésta no son utilizadas debido a que (1) no es posible contrastarlas con algún valor medido, pues ni la DGA ni la red CEAZA tiene sensores de humedad del suelo, (2) representan sólo los 2-3 primeros centímetros del suelo y el modelo CRHM no es capaz de representar de manera aislada la humedad de los primeros centímetros, (3) porque la resolución espacial de la imagen (25 km) es muy gruesa y la cuenca queda, prácticamente, en uno o dos píxeles de la imagen, lo que dificulta el análisis pues gran parte de las tres cuencas analizadas recibe nieve en invierno y (4) las series de humedad del suelo, a pesar de que muestran un ciclo inter-anual, presentan mínimas variaciones entre el período seco y húmedo.

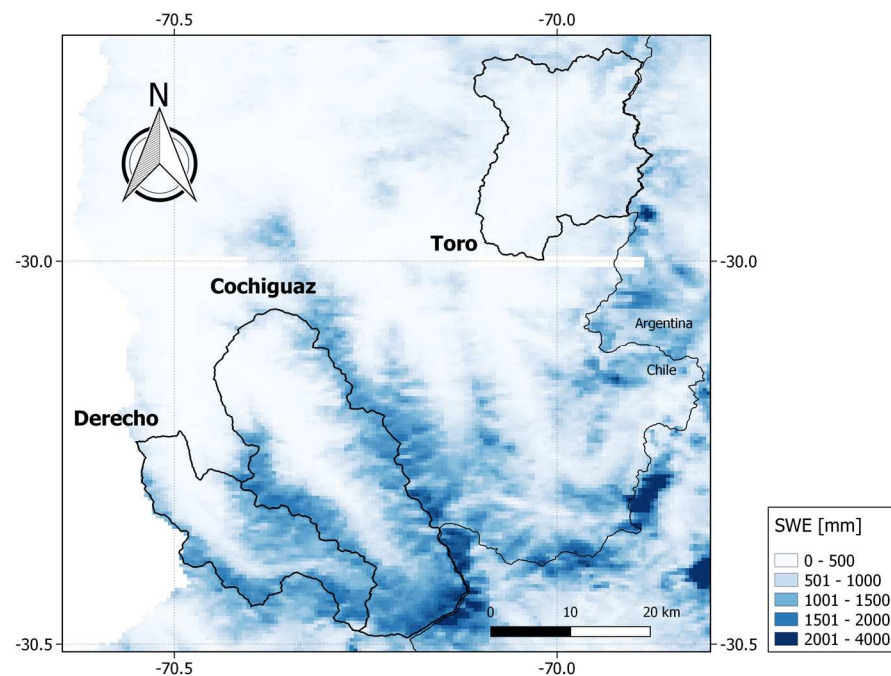
5.2.2. AMSR-E SWE y Reconstrucción de SWE

El producto de SWE del satélite AMSR-E tiene la misma resolución espacial que el producto de humedad del suelo. En la Figura 5.2 se aprecia el tamaño del pixel del producto satelital (panel superior), que es de aproximadamente 25 km. Una de los puntos a resaltar es la existencia de nieve (según el producto) en casi toda la región de estudio, incluso en zonas donde (en la realidad) no cae nieve, aunque en dichas zonas, el SWE según AMSR-E es muy bajo. Esto ocurre en prácticamente todas las imágenes, aunque al considerar un único pixel y analizar la serie temporal, estos valores son, en efecto, ruido, pues el período de acumulación y derretimiento del manto nival se aprecia claramente. Por otra parte, en el panel inferior se muestra el producto de Cornwell *et al.* (2016), donde se encuentra mejor detallada la zona cordillerana debido a la resolución de 500 m. Esto da muestra de que la resolución espacial es importante al momento de considerar las cuencas

chilenas, pues, la gran mayoría de ellas, recibe nieve en áreas que caen en pocos píxeles del satélite AMSR-E, pero que la reconstrucción permite detallar de mejor manera. Tanto para el producto AMSR-E como la reconstrucción de SWE, se procesa la información para todo Chile y se muestra, en particular, la zona de estudio.



(a) SWE según el producto AMSR-E



(b) SWE según reconstrucción de Cornwell et al., (2016)

Figura 5.2: SWE para el 1 de agosto de 2008 según el producto SWE de AMSR-E, panel superior, y según la reconstrucción de SWE de Cornwell *et al.* (2016), panel inferior.

5.2.3. Evapotranspiración (MOD16)

A pesar que la zona de estudio es pequeña respecto del territorio nacional, la ETa y ETP se obtienen para todo Chile. En la Figura 5.3 se muestra la evapotranspiración real y potencial anual considerando para el promedio desde el año 2000 hasta 2014. La resolución espacial es de 1 km.

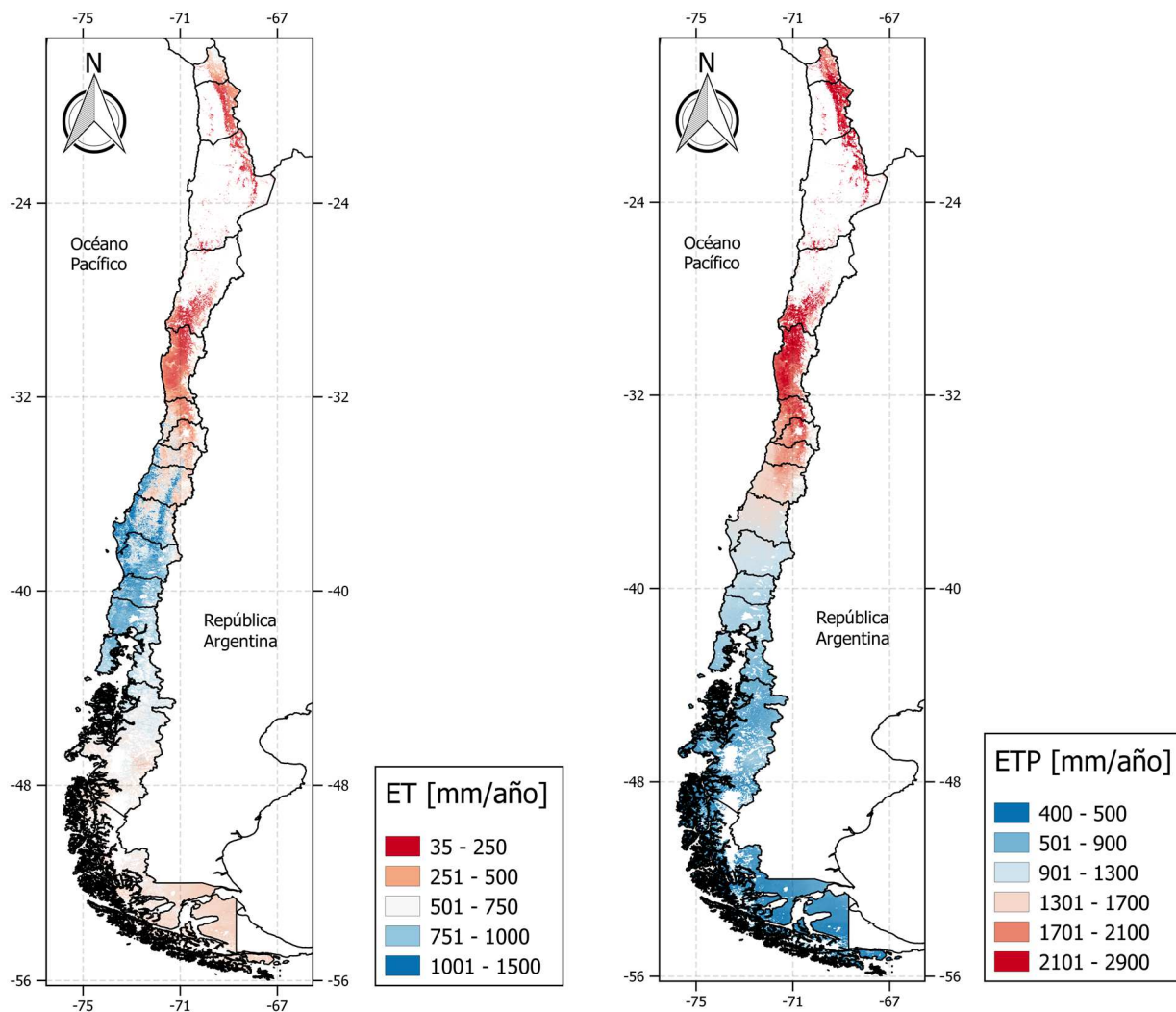


Figura 5.3: Evaporación actual y evaporación potencial promedio anual del producto MOD16 para el período 2000-2014. Las zonas en blanco dentro del país corresponden a píxeles sin información (hielos, nieves y cuerpos de agua).

Debido a que la metodología para obtener la evapotranspiración depende de índices de vegetación, en zonas donde no hay cubierta vegetal la metodología no se puede aplicar, lo que conlleva que, en zonas desérticas, cuerpos de agua, con hielo o nieve, no exista información (áreas blancas en la Figura 5.2). Además, se aprecia que la evapotranspiración potencial (PET) varía fuertemente con la latitud, mientras que la evapotranspiración real (ETa) está restringida por la precipitación.

5.3. Modelación usando sólo percepción remota

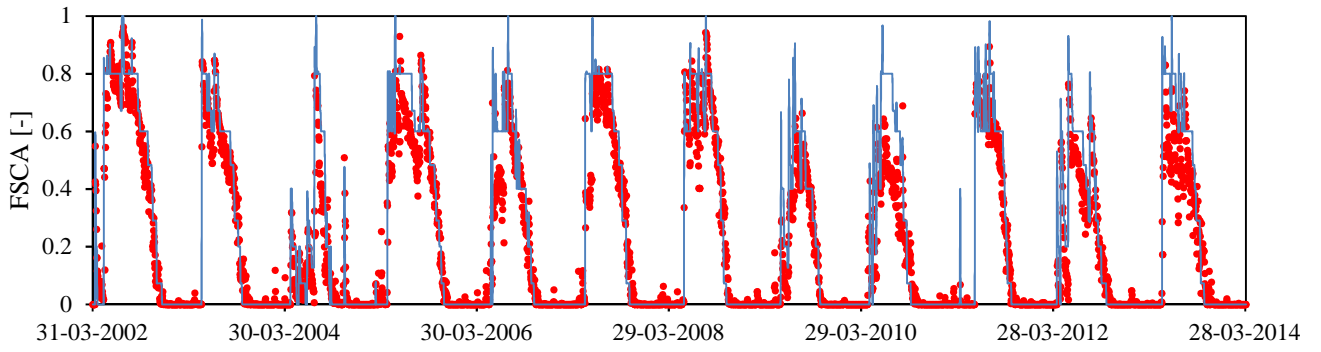
Uno de los puntos importantes de este trabajo es verificar si es posible calibrar un modelo hidrológico usando sólo percepción remota. La manera de corroborar el comportamiento del modelo será contrastando los caudales de salida con los registros de las estaciones fluviométricas. Este análisis se realizó para las tres cuencas de la zona de estudio: Cochiguaz en el Peñón, Derecho en Alcohuz y Toro antes junta del río La Laguna.

5.3.1. FSCA y Calibración de parámetros de nieve

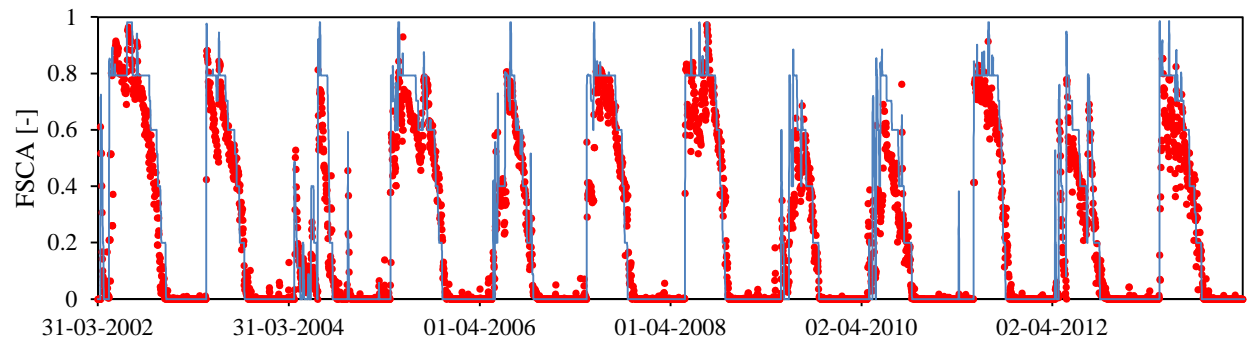
Los valores de f_{sca} obtenidos posterior al relleno de datos se muestran en la Figura 5.4 a partir del año 2002, pues es a partir de ese año se encuentra disponible la información de ambos satélites. En todas las cuencas se logra representar adecuadamente el proceso de incremento y disminución de área nival. Se consideran dos períodos: uno de calibración, que considera desde el año hidrológico 2002-2003 hasta 2009-2010 y uno de validación, desde 2010-2011 hasta 2013-2014.

En el caso de la cuenca del río Toro, la cuenca se separa en dos sub-cuencas: una correspondiente al río Malo y otra a la del río Vacas Heladas. En la Figura 5.4c se muestra la f_{sca} para la sub-cuenca del río Malo, el cual presenta un comportamiento diferente al resto de las cuencas, especialmente en la forma en que la cuenca disminuye el f_{sca} , que es más parecido a una función exponencial que decae muy rápido, mientras que el de las otras cuencas es un proceso más paulatino.

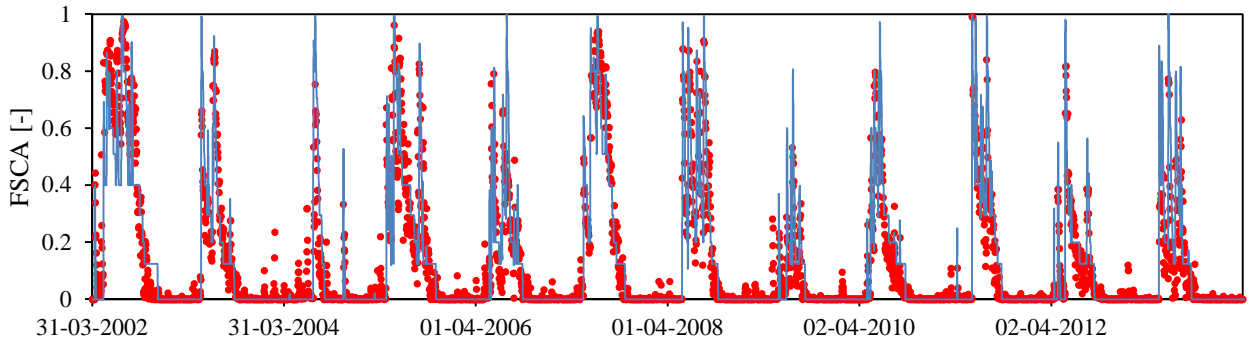
Los índices de eficiencia para la calibración de f_{sca} se muestran en la Tabla 5.1, donde prácticamente todas las cuencas, ya sea para el período de calibración o de validación, tienen índices cercanos o superiores a 0,6. Para la obtención de los índices de eficiencia de la Figura 5.1 sólo se consideran los valores de f_{sca} mayores a 0,01, para calibrar exclusivamente el periodo donde hay nieve, y que el período sin presencia nival, que es importante, no incremente falsamente los valores.



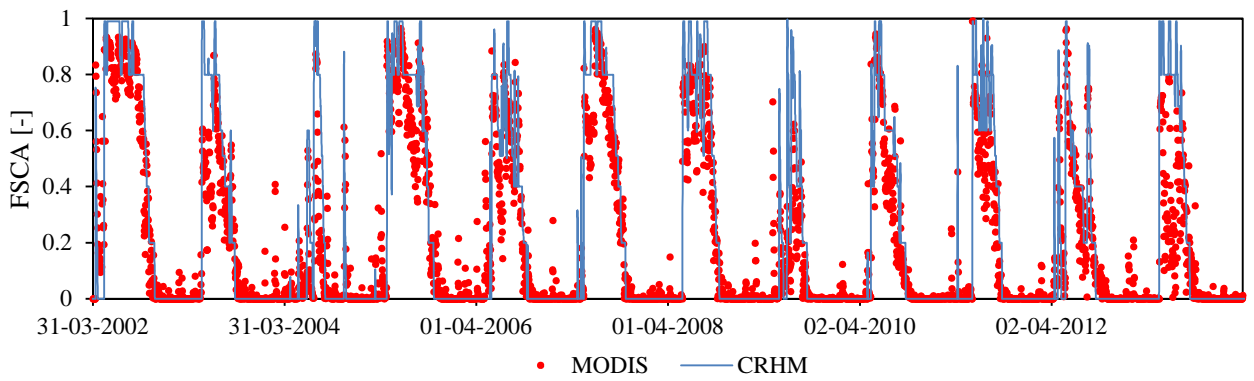
(a) Cuenca del río Cochiguaz



(b) Cuenca del estero Derecho



(c) Subcuenca del río Malo



(d) Sub-cuenca del río Vacas Heladas

Figura 5.4: Calibración de fsca diario en las cuencas de la zona de estudio.

Tabla 5.1: Índices de eficiencia NSE para la calibración y validación de fsca

Cuenca	Calibración	Validación
Cochiguaz en el Peñón	0,84	0,67
Derecho en Alcohuz	0,71	0,51
Malo antes junta río Vacas Heladas	0,75	0,59
Vacas Heladas antes junta río Malo	0,76	0,54

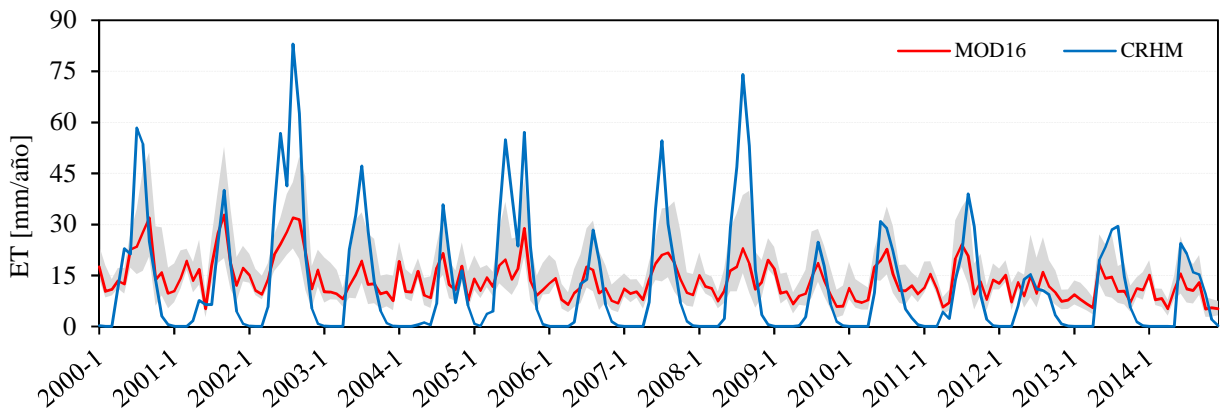
Para lograr los índices de la Tabla 5.1 se modifican parámetros pertenecientes a los módulos “*Albedo Richard*” y “*SnobalCHRM*”. En el caso del módulo de albedo, se modifican las tasas de decaimiento del albedo según la nieve joven o vieja y los albedos máximos y mínimos.

5.3.2. Calibración de ET

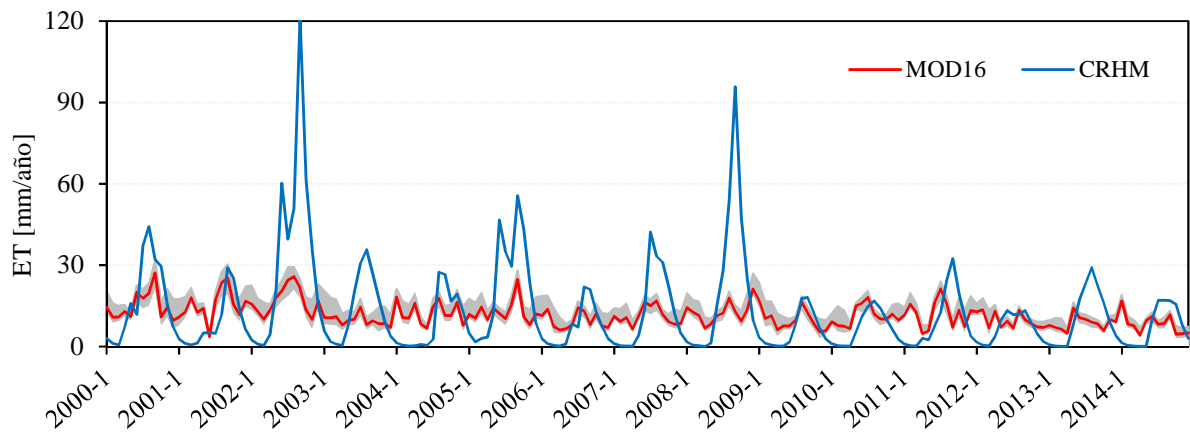
Debido a que el algoritmo de estimación de ET_a y ETP del producto MOD16 no puede aplicarse a zonas donde no existen índices de vegetación, los valores de evapotranspiración de MOD16 se comparan con los valores de ET_a de las URHs de menor elevación en cada cuenca, donde existen pixeles del producto MOD16. En este caso, se entiende evapotranspiración como la suma de los flujos verticales correspondientes a la evaporación desde el suelo, la evaporación desde el agua interceptada por el follaje y la transpiración de las plantas. En la Figura 5.5 se muestran las series mensuales de ET_a para las cuencas de los ríos Cochiguaz, Derecho y Toro para el set de parámetros que produce el mejor comportamiento (según valores de R^2). Se aprecia que el modelo CRHM y la estimación del producto MOD16 tienen discrepancias durante los períodos de verano. En el caso del modelo CHRM, la evapotranspiración ocurre principalmente durante el periodo de invierno-primavera, siendo prácticamente nula durante el verano. En cambio, el producto MOD16 muestra una serie más estable durante el año, sin grandes diferencias entre años secos y húmedos. Debido a esta fuerte diferencia (que no se pudo disminuir), la ET_a se muestra sólo como referencia.

Las zonas grises de la Figura 5.5 corresponden a la diferencia entre el pixel con mayor y menor ET_a del producto MOD16 que se encuentran en la cuenca, mientras que la línea roja corresponde al promedio de los pixeles dentro de las dos URHs más bajas. En el caso de la cuenca del río Cochiguaz, existen más de 130 pixeles dentro de la cuenca, cerca de 45 en la cuenca del estero Derecho y tan sólo 16 pixeles dentro de la cuenca del río Toro, todos ellos en las dos URHs más bajas.

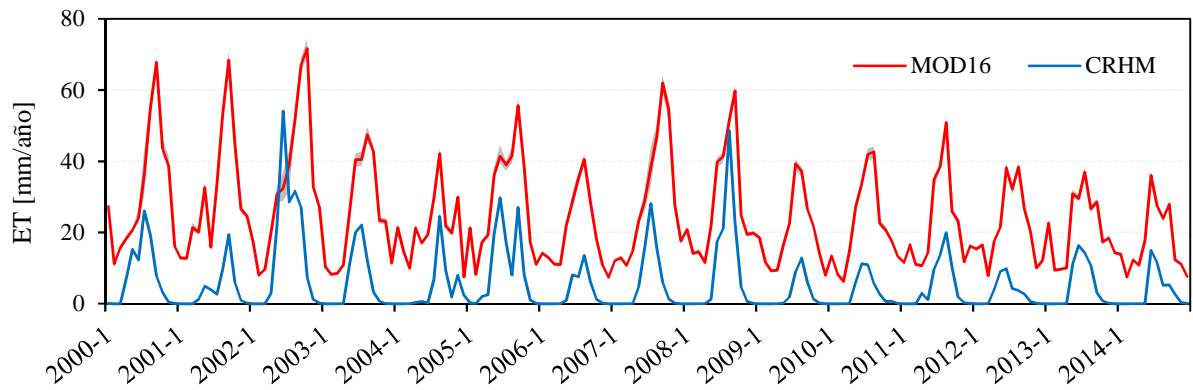
El comportamiento de las cuencas Cochiguaz y Derecho es similar tanto en promedio, como en los valores de los pixeles extremos (zona gris) y tienen una relación temporal con los resultados del modelo CRHM, donde los meses de mayor y menor ET_a son los mismos en ambas series. Esto se hace aún más evidente en la cuenca del río Toro, donde CRHM se encuentra estrechamente relacionado con MOD16 en la variación interanual de la ET_a , además de mostrar un comportamiento distinto al de las cuencas Cochiguaz y Derecho.



(a) Cuenca del río Cochiguaz



(b) Cuenca del estero Derecho



(c) Cuenca del río Toro

Figura 5.5: Series mensuales de ETa según el producto MOD16 y lo modelado por el modelo CRHM. La zona gris corresponde a los valores que cubren la totalidad de los pixeles dentro de las URHs más bajas, mientras que la línea roja corresponde al promedio de dichos pixeles.

Además de los montos mensuales se comparan los montos anuales (Figura 5.6), donde cada punto representa un año hidrológico. Se aprecia que los montos anuales no difieren tanto entre lo modelado y lo observado, salvo para la cuenca del río Toro, donde se aprecia un sesgo importante en los valores del modelo CRHM, lo que es fácil de ver también en la Figura 5.5c.

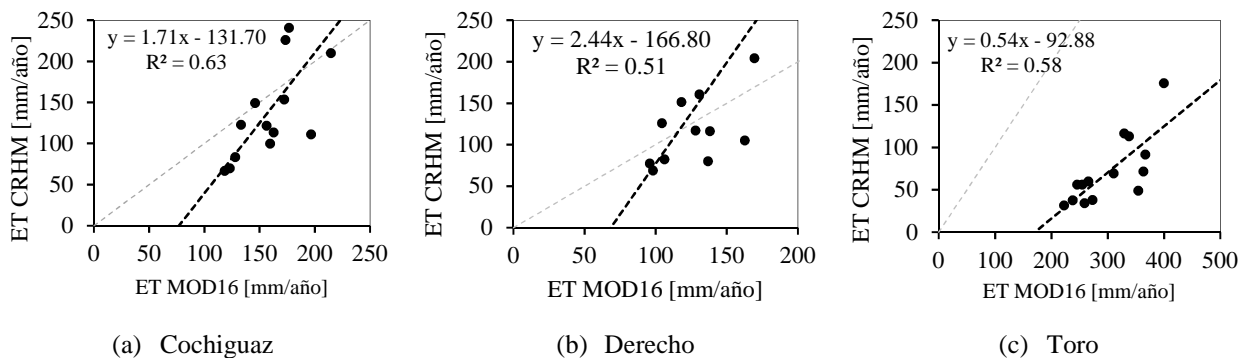


Figura 5.6: Comparación de montos anuales de ET_a para la banda más baja entre el modelo CRHM y el producto MOD16. La línea punteada gris representa la recta 1:1, mientras que la línea punteada negra corresponde a la regresión de los datos. Cada punto representa un año hidrológico desde 2000/2001 hasta 2013/2014.

El módulo que controla la evaporación corresponde a “*Evap*”, el cual permite estimar la evapotranspiración actual según varias fórmulas. Para que los resultados que se muestran sean comparables, se escoge la ecuación de Penman-Monteith para estimar la evapotranspiración actual. El modelo *Evap* cuenta entre sus parámetros la altura de la vegetación, la resistencia aerodinámica y la fracción de energía que se utiliza para calentar el suelo. La modificación de estos parámetros no se traduce en cambios importantes en la estimación de ET_a , y está más bien condicionada por la cantidad de agua disponible en el primer estrato de suelo.

5.3.3. Estimación de caudales

El modelo CRHM tiene asignado valores por defecto a los parámetros que deben ser calibrados, en especial los que controlan los flujos en los distintos estratos del suelo. Básicamente, son estos los parámetros que se modifican para lograr buenos hidrogramas. Como no se usa registros fluviométricos, los parámetros del suelo se “calibran” de tal forma que se logren las siguientes consideraciones:

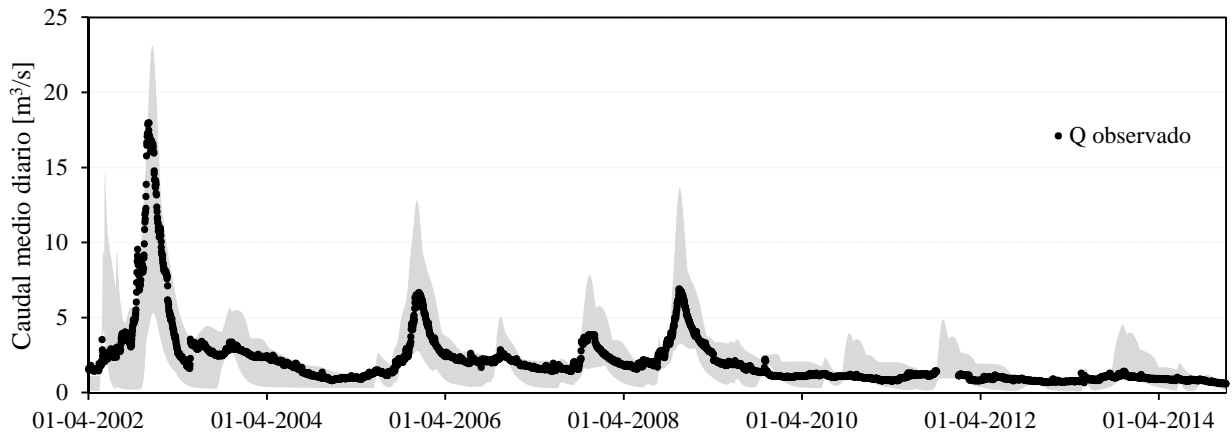
- Las cuencas, según las series de f_{sca} , reciben nieve aproximadamente en la totalidad de la cuenca, lo que induce un régimen totalmente nival. Esto se ve reforzado por la distribución de elevaciones de la cuenca.
- Debe existir caudal en todo momento, es decir, se debe modelar un flujo base durante el periodo de invierno
- Los caudales máximos producto del deshielo deben ocurrir entre los meses de noviembre o diciembre.
- Durante el invierno, no deben existir crecidas pluviales importantes
- El acuífero no debe saturarse, salvo en años muy húmedos y tampoco debe secarse.

- La capa *lower* no debe secarse, pues requiere que exista una cantidad que simule una humedad residual.

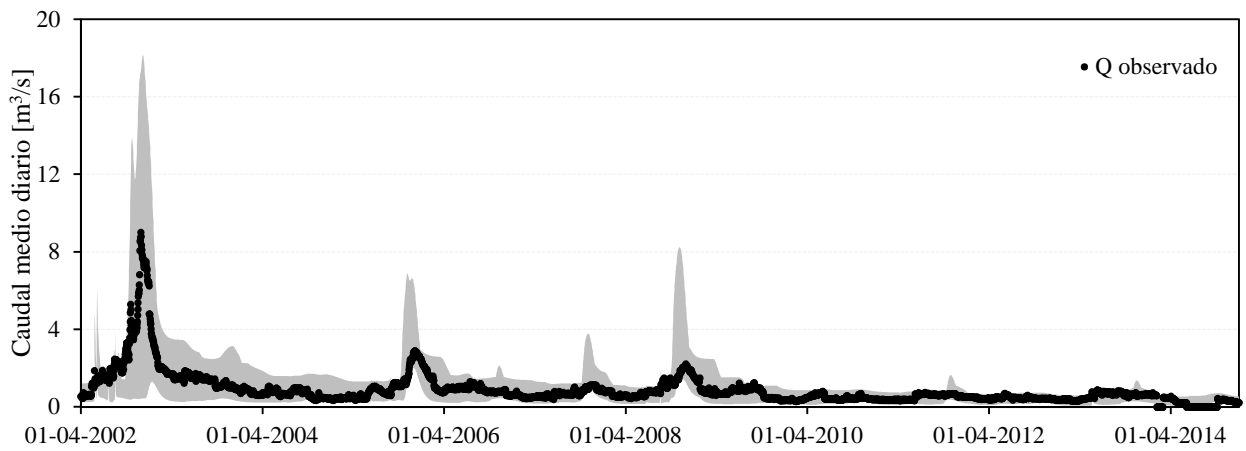
Para lograr esto, los parámetros que se mueven corresponden principalmente a los módulos que representan el suelo (módulo “*Soil*”) y al módulo de rastreo (“*Netroute*”). El resto de los módulos no tienen grandes impactos en el control de la escorrentía. En efecto, los resultados del módulo *Soil* resultan sensibles al variar los siguientes parámetros:

- *soil_gw_K*: corresponde al traspaso de agua desde la capa *lower* al acuífero, y semeja la percolación [mm/d].
- *lower_ssr_K*: controla el agua que pasa desde la capa *lower* al flujo subsuperficial [mm/d].
- *rechr_ssr_K*: controla el agua que pasa desde la capa *recharge* al flujo sub-superficial [mm/d].
- *gw_K*: Corresponde a la velocidad con que el acuífero de una URH entrega agua [mm/d]
- *soil_rechr_max*: Es la altura máxima de agua que acepta la capa *recharge* [mm].
- *soil_moist_max*: Es la altura máxima de agua que se puede almacenar en las dos primeras capas (*recharge* y *lower*). En consecuencia, $soil_moist_max > soil_rechr_max$ [mm] y, de forma equivalente, $soil_moist_max = recharge + lower$.
- *gw_max*: Es la altura de agua máxima del acuífero [mm]

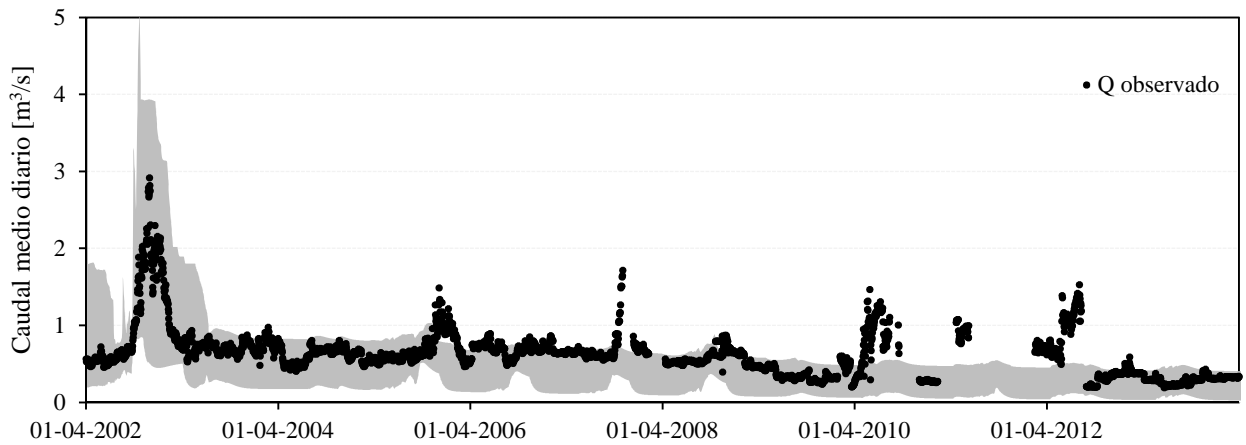
En el caso del modelo *Netroute*, sólo se modifica el parámetro *ssrKstorage* (d), que rutea el agua sub-superficial. Modificando principalmente los parámetros mencionados, se obtienen los resultados de la Figura 5.7. En puntos negros se muestran los registros de las estaciones fluviométricas, mientras que en gris se encuentran el rango total para varios sets de parámetros, el cual se obtiene, para cada día, como la diferencia entre la estimación de caudal máximo y mínimo modelados. Para el período de calibración de la cuenca del río Cochiguaz, el set de parámetros que entrega mejores resultados corresponde a un NSE igual a 0,87 y un KGE de 0,92, mientras que el más bajo, moviendo de manera acotada los parámetros (de forma que entreguen hidrogramas que consideren los puntos planteados anteriormente), arroja valores de NSE cercanos a 0,16 y un valor de KGE de 0,202.



(a) Resultados para la cuenca del río Cochiguaz en el Peñón



(b) Resultados para la cuenca del Estero Derecho en Alcohuaz



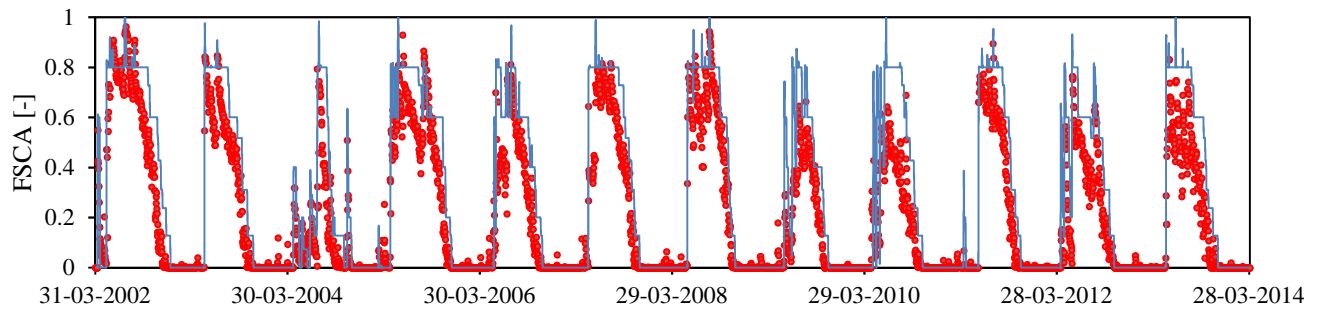
(c) Resultados para la cuenca del río Toro antes junta río La Laguna

Figura 5.7: Resultados de la modelación sin considerar registros fluviométricos. Como puntos negros se presenta la información de caudales medios diarios registrados por las estaciones DGA. El área sombreada representa la diferencia entre los caudales máximos y mínimos modelados para distintas configuraciones de parámetros.

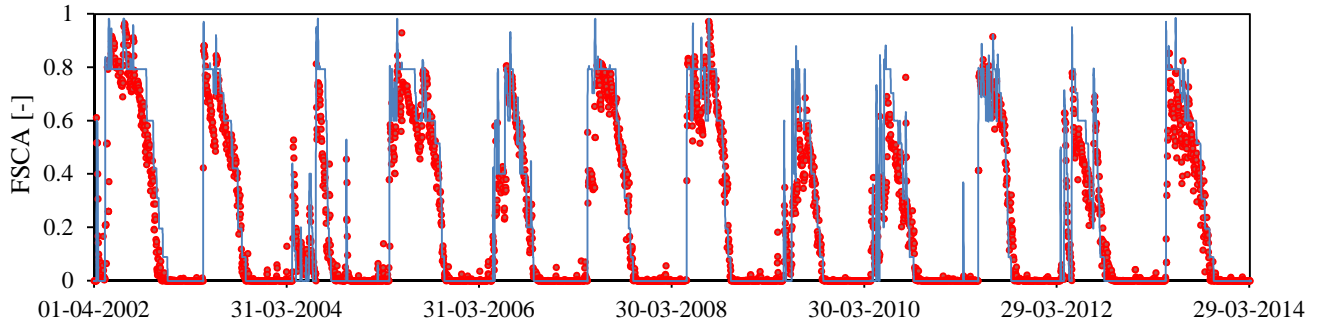
Por otro lado, en la cuenca del Estero Derecho, los valores máximos de NSE y KGE son 0,78 y 0,88, mientras que los valores bajos, para los mismos índices, bordean -3,0 y -0,9 respectivamente. Del mismo modo, para la cuenca del río Toro, los valores de NSE y KGE mínimos durante el período de calibración son -2,8 y 0,23, mientras que los índices máximos son 0,23 y 0,49 respectivamente.

5.4. Modelación usando sólo información fluviométrica

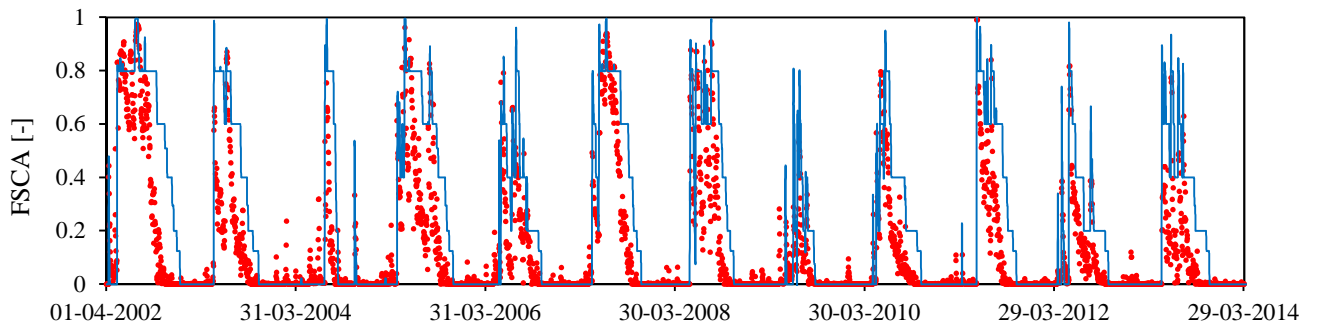
Tradicionalmente, la única fuente confiable de datos disponibles para contrastar las salidas de los modelos hidrológicos es el caudal, por lo que todo modelo hidrológico (indiferente de cual use) se considera confiable si los caudales modelados se asemejaban a los registros de estaciones fluviométricas. Tanto es así, que algunos modelos no representan todos los procesos de ciclo hidrológico, por lo que es posible obtener buenos caudales sin considerar si los inputs (precipitación y temperatura principalmente), o los demás flujos de salida y variables de estado se encuentran bien representados. Siguiendo esta lógica, se presenta en la Figura 5.8 la estimación de los valores de *f_{sca}* del modelo CRHM calibrado solo mediante caudales. El comportamiento general de la estimación es muy cercano a las estimaciones realizadas de los productos MODIS, aunque, como es esperable, el *f_{sca}* modelado en la cuenca del río Malo tiene un comportamiento similar al resto de las cuencas, cuando ya se mencionó que dicha cuenca presenta un desafío al momento de estimar correctamente los procesos de incrementos y retroceso de área nival.



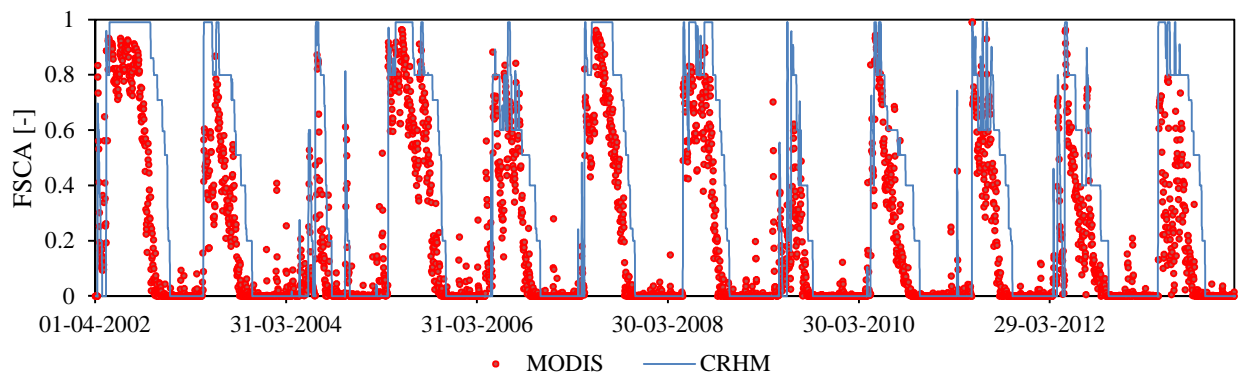
(a) Estimación de fsca para la cuenca del río Cochiguaz



(b) Estimación de fsca para la cuenca del Estero Derecho



(c) Estimación de fsca para la sub-cuenca del río Malo



(d) Estimación de fsca para la sub-cuenca del río Vacas Heladas

Figura 5.8: Estimación de fsca para las cuencas de la zona de estudio considerando una calibración sólo de registros fluviométricos. Puntos rojos: ET según MOD16. Línea Azul, ET según CRHM.

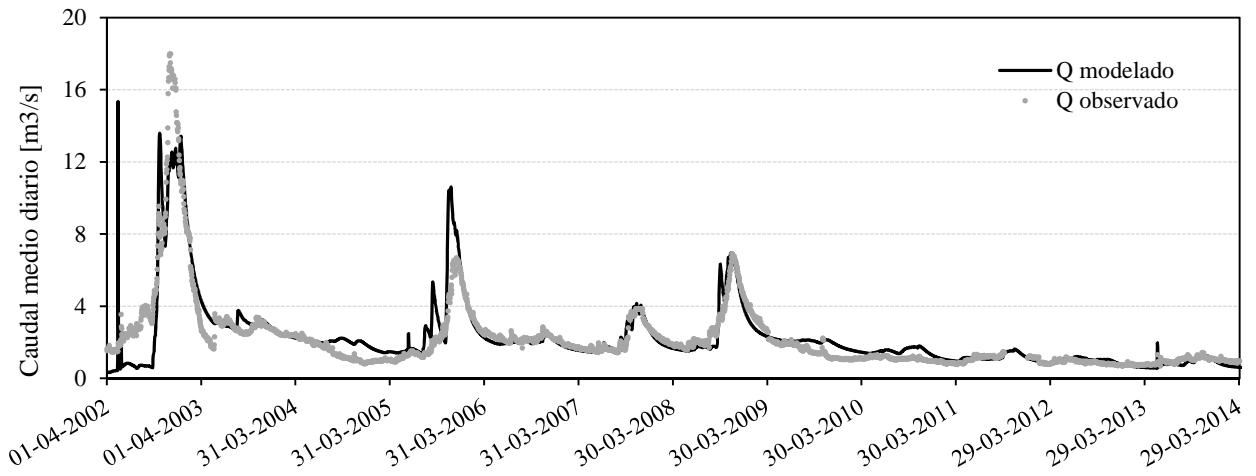
Aunque a simple vista los resultados de la Figura 5.8 se muestran satisfactorios, el índice de eficiencia NSE es, evidentemente, menor a los que se obtiene cuando se calibra el f_{sca} . En la Tabla 5.2 se muestra los índices para el período de calibración y el de validación considerando sólo valores de f_{sca} mayores a 0,01.

Tabla 5.2: Índices de eficiencia NSE para la estimación de f_{sca} mediante calibración exclusiva de caudales.

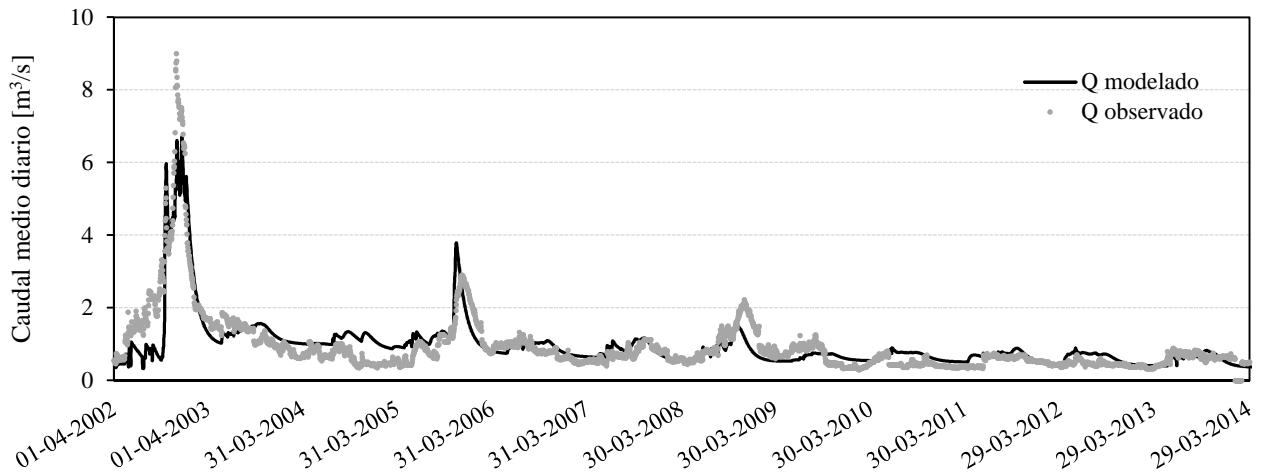
Cuenca	Calibración	Validación
Cochiguaz en el Peñón	0,66	0,27
Derecho en Alcohuz	0,68	0,54
Malo antes junta río Vacas Heladas	-0,06	-0,63
Vacas heladas antes junta río Malo	0,20	-0,28

En esta etapa se calibran los caudales (de manera iterativa) para las tres cuencas en estudio, por lo que es esperable que los índices de eficiencia aumenten considerablemente. Los hidrogramas resultantes se muestran en la Figura 5.9. En azul se encuentra los caudales modelados por CRHM, mientras que en puntos negros se muestran las observaciones de los registros fluviométricos. Es importante rescatar que además de mejorar los índices de eficiencia, se continúa con los criterios mencionados en la sección 5.3.3.

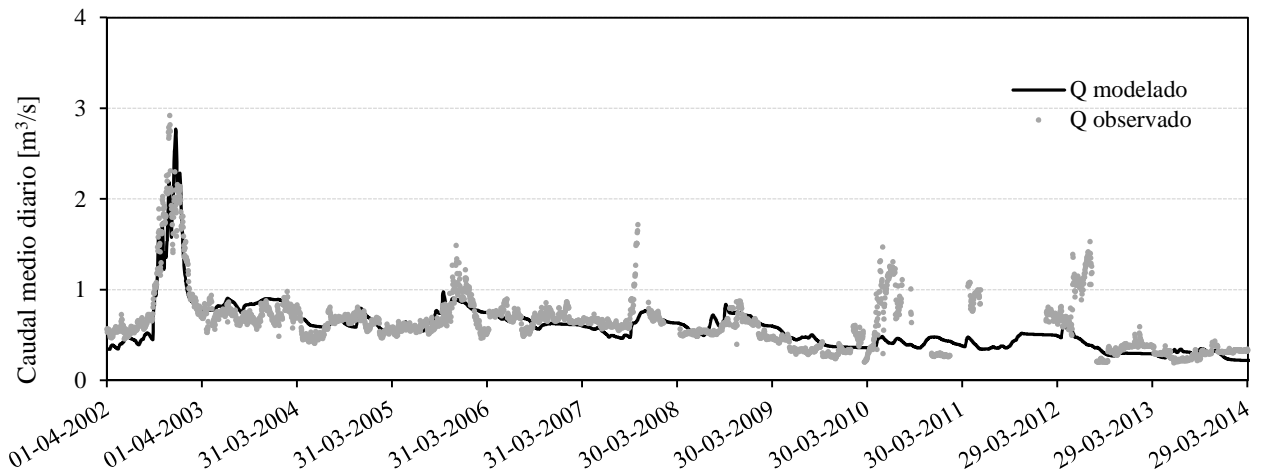
De las tres estaciones fluviométricas consideradas, la que presenta mayor ruido corresponde a la de la cuenca del río Toro. En una visita a la DGA que tenía como fin analizar la calidad de las estaciones, se mencionó que en la cuenca existe un importante arrastre de sedimentos que complejiza la toma de datos. En particular, la que presenta mayores dificultades asociadas a este tema, es justamente la cuenca del río Toro. Eso, sumado a los caminos mineros que se encuentran en la subcuenca del río Malo y que intervienen la zona, provocan que las mediciones tengan mayor ruido que las cuencas de Cochiguaz y Derecho, que no se encuentran intervenidas.



(a) Serie de caudales para la cuenca del río Cochiguaz



(b) Serie de caudales para la cuenca del Estero Derecho



(c) Serie de caudales para la cuenca del río Toro

Figura 5.9: Serie de caudales modelados mediante CRHM considerando una calibración sólo de caudales

Los índices de eficiencia se encuentran en la Tabla 5.3, donde se aprecia que para el período de calibración los índices son buenos, mientras que, para el período de validación, ninguno es satisfactorio.

Tabla 5.3: Índices de eficiencia para caudales durante el período de calibración y validación mediante calibración exclusiva de caudales

Cuenca	Calibración			Validación		
	NSE	NSE _{LOG}	KGE	NSE	NSE _{LOG}	KGE
Cochiguaz en el Peñón	0,74	0,33	0,86	-0,53	-0,37	0,03
Derecho en Alcohuaz	0,75	0,65	0,79	-3,58	-1,0	0,35
Toro antes junta río La Laguna	0,74	0,89	0,83	-0,3	-0,68	0,0

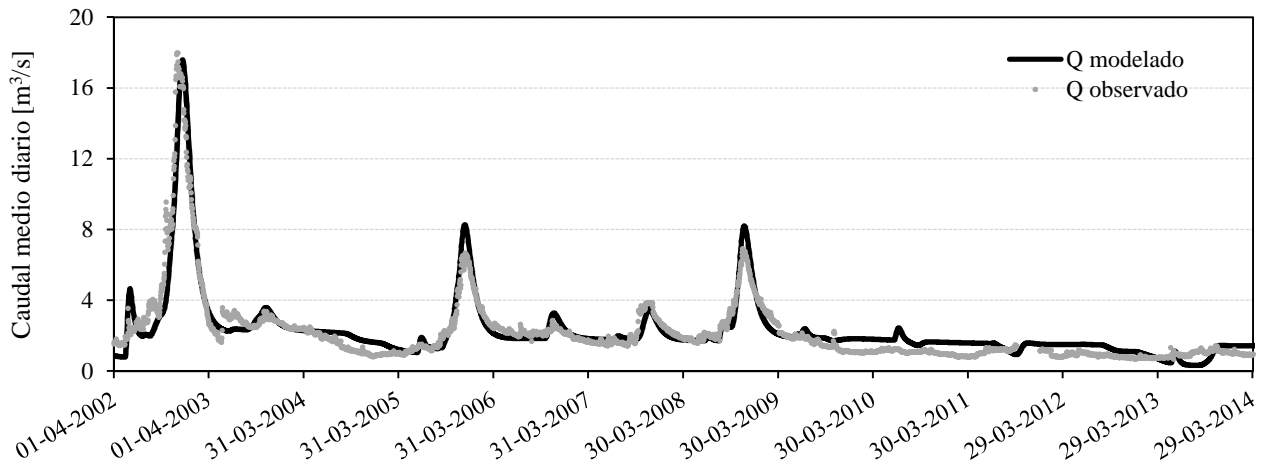
5.5. Modelación combinando información fluviométrica y percepción remota

Combinar percepción remota requiere calibrar primero los valores de f_{sca} , trabajo que se detalló en la sección 5.3.1. Calibrar los caudales una vez calibrados la fracción de área permite mejorar los índices de eficiencia para el período de calibración, tal como se aprecia al comparar los resultados de la Tabla 5.4 con los de la Tabla 5.3. En la Figura 5.10 se muestran la serie de caudales modelados a partir de los resultados de la estimación de caudales usando solamente percepción remota.

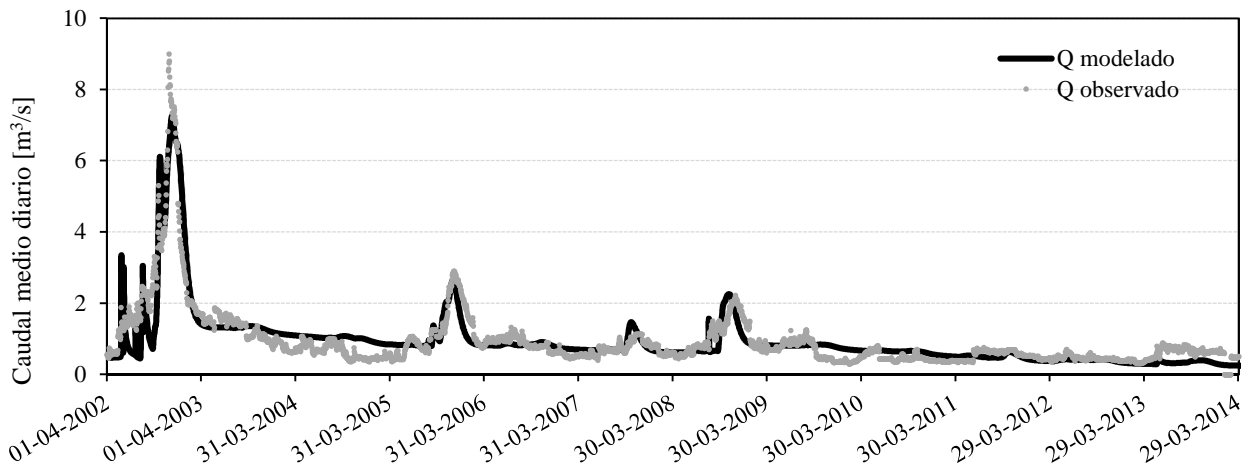
Los índices de eficiencia para la calibración de caudales con los valores de f_{sca} ya calibrados, se presentan en la Tabla 5.4, donde se aprecia que, para el período de calibración, los índices de eficiencia aumentan, mientras que para el período de validación los resultados siguen siendo insatisfactorios.

Tabla 5.4: Índices de eficiencia para caudales durante el período de calibración y validación mediante calibración de $f_{sca} + Q$

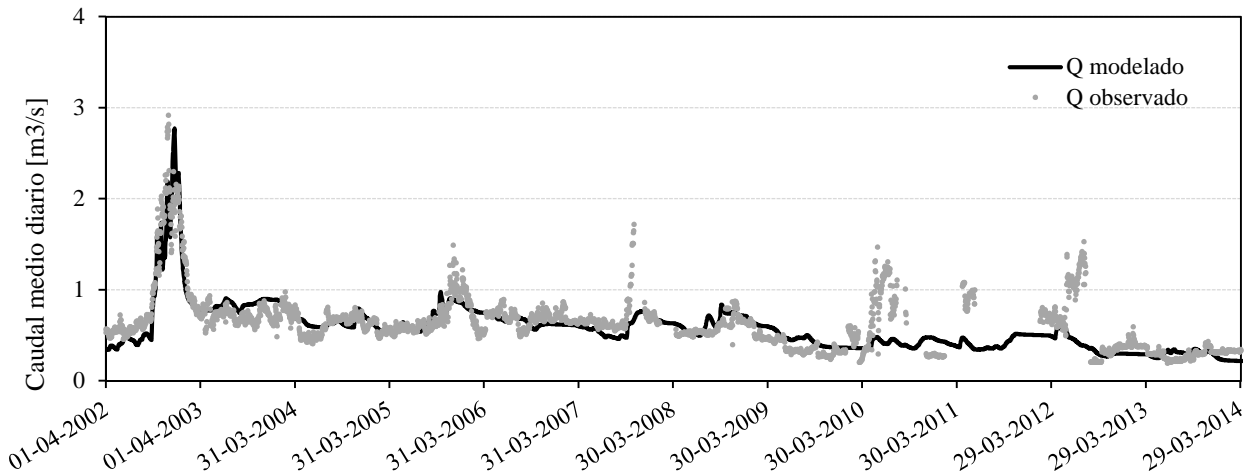
Cuenca	Calibración			Validación		
	NSE	NSE _{LOG}	KGE	NSE	NSE _{LOG}	KGE
Cochiguaz en el Peñón	0,89	0,786	0,94	-8,6	-19	-0,7
Derecho en Alcohuaz	0,805	0,721	0,892	-1,35	-8,7	0,06
Toro antes junta río La Laguna	0,74	0,889	0,83	0,023	-0,68	0,086



(a) Estimación de caudales para la cuenca del río Cochiguaz



(b) Estimación de caudales para la cuenca del estero Derecho



(c) Estimación de caudales para la cuenca del río Toro

Figura 5.10: Estimación de series de caudal mediante CRHM considerando PR+Q

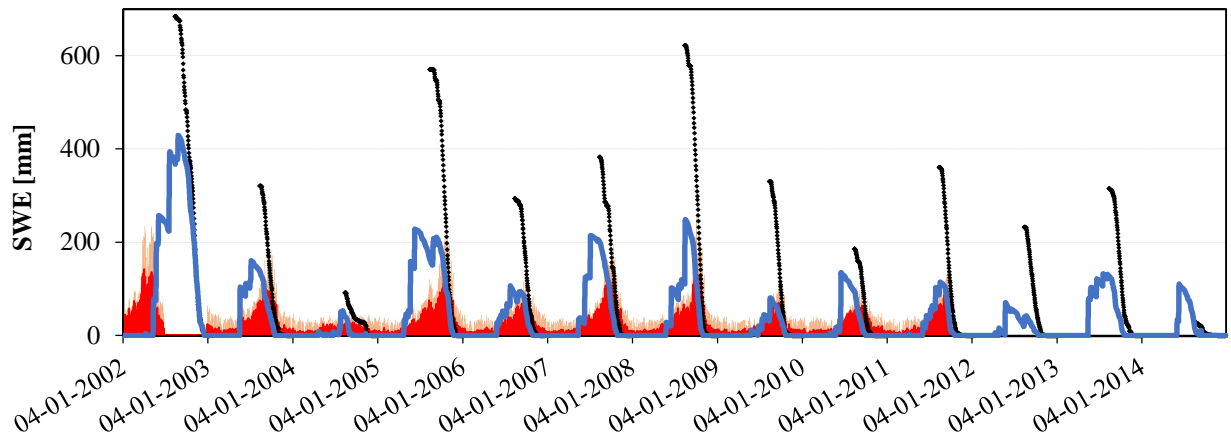
6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.1. Sobre la precipitación, ET y humedad del suelo

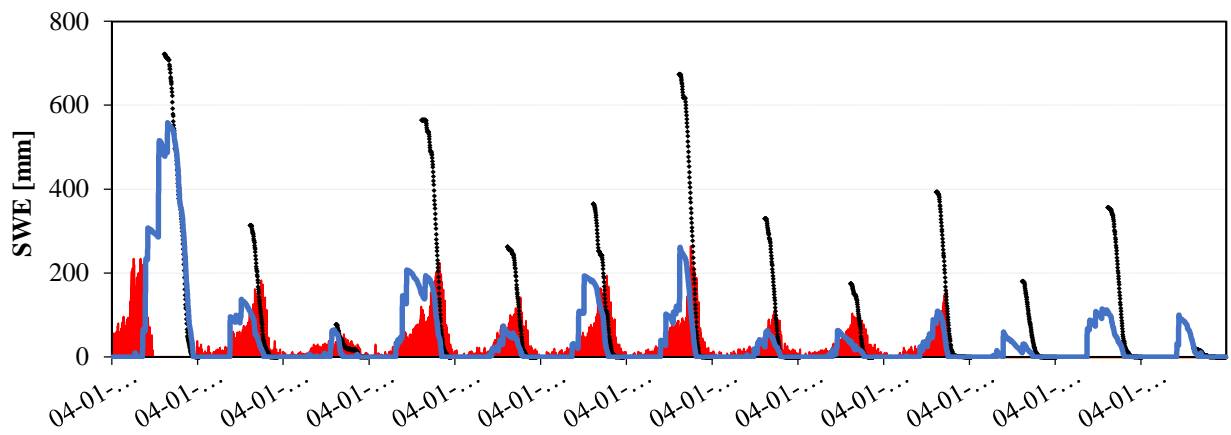
Uno de los desafíos en la modelación hidrológica es la estimación de las forzantes meteorológicas del modelo. En este trabajo se recurre a una metodología tradicional basada en una estación meteorológica base y gradientes obtenidos a partir de relaciones entre varias estaciones y su respectiva elevación. Sin embargo, en las cuencas de régimen nival los montos de *SWE* se encuentran altamente ligados a la precipitación. Los trabajos de Cornwell *et al.* (2016) y Cortés (2016) estiman el SWE en la cordillera a distintas escalas espaciales y con diferentes coberturas temporales. Adicionalmente, el satélite AMSR-E entrega estimación de SWE en una grilla gruesa para la heterogeneidad de la cordillera pero que, de todas formas, es necesario corroborar. En la Figura 6.1 se muestra la estimación de SWE según lo modelado en CRHM, la reconstrucción de Cornwell *et al.*, (2016) y el satélite AMSR-E. Debido a que una cuenca puede ocupar más de un pixel AMSR-E, se presenta el promedio de los pixeles que engloban la cuenca y, además, el pixel con el mayor valor de SWE. En las tres cuencas el SWE que se obtiene mediante CRHM (que es consecuencia de los gradientes de precipitación estimados a partir de estaciones meteorológicas) se encuentran entre los valores de AMSR-E y los de Cornwell *et al.* (2016). Esto es razonable dado que Cornwell *et al.* (2016) sobrestima en las dos estaciones más cercanas¹⁰ que registran nieve (mediante snow-pillows) los montos de SWE si se comparan con los registros. No obstante, en la cuenca del río Toro, los valores medios de SWE según CRHM tienen una alta relación con los valores según Cornwell *et al.* (2016).

Adicionalmente, los valores medios del producto AMSR-E no siempre representan bien los montos de SWE, pero sí muestran la variación interanual de SWE, lo que permite identificar años secos y húmedos (sin necesidad de contar con estaciones meteorológicas).

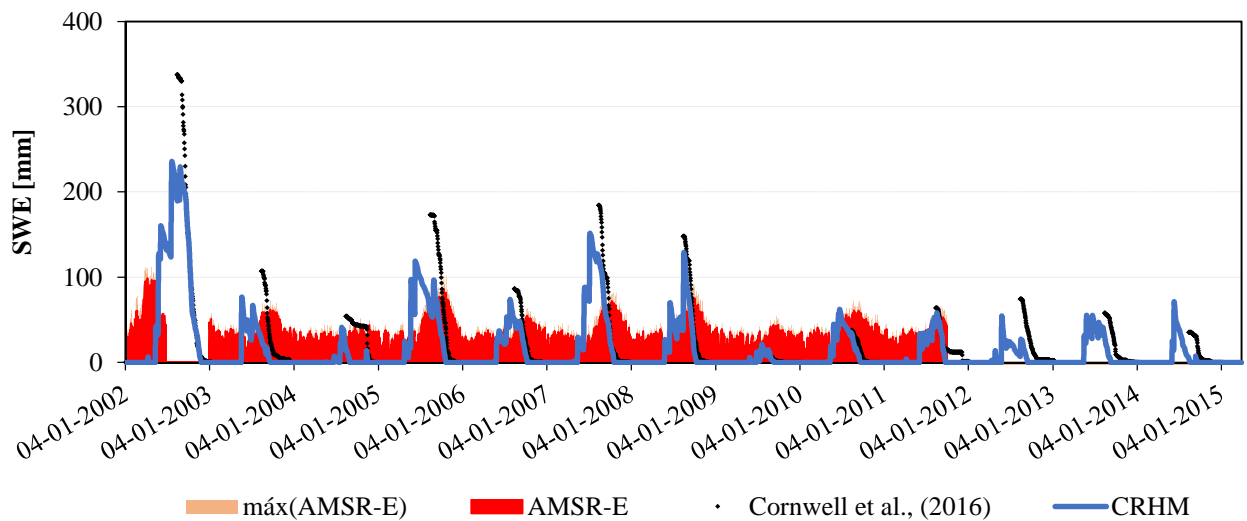
¹⁰ Estas estaciones son Quebrada Larga y Cerro Vega Negra



(a) Distintas estimaciones de SWE para la cuenca del río Cochiguaz



(b) Distintas estimaciones de SWE para la cuenca del río Derecho



(c) Distintas estimaciones de SWE para la cuenca del río Toro

Figura 6.1: Estimación de SWE promedio espacial a nivel de cuenca según lo modelado con CRHM, Cornwell et al. (2016) y AMSR-E

Respecto a la evapotranspiración del producto MOD16, la serie mensual (que corresponde al promedio de los píxeles que se encuentran en las bandas más bajas de cada cuenca), muestra que el modelo no es capaz de representar una ET “basal”, sino más bien existe un período donde hay evapotranspiración, que ocurre cuando hay disponibilidad de agua y que, durante el verano, las reservas se agotaron y la ET es nula o despreciable. Los parámetros relacionados al módulo de evapotraspiración no provocan grandes impactos en las series de ET, por lo que calibrar este flujo de salida es complejo. No obstante, si se puede ocupar la serie mensual pues entrega indicios de la variación intra-anual de la ET. En efecto, en las tres cuencas de estudio, el “peak” de ET ocurre en el mismo período tanto para el modelado por CRHM como por MOD16.

6.2. Sobre la modelación sin información fluviométrica

Al estimar el hidrograma de las cuencas de la zona de estudio considerando todos los requisitos mencionados en la sección 5.3.3 y, posteriormente, realizando un análisis de sensibilidad de los parámetros del suelo, se obtiene los resultados que se muestran en la Figura 6.2, donde se aprecia que en las cuencas del río Cochiguaz y el Estero Derecho, los valores de NSE son razonables para estimar, a priori, el caudal sin información fluviométricas. No obstante, en la cuenca del río Toro los índices son casi todos menores a cero, por lo que la metodología no tiene los mismos resultados en cuencas similares. Es necesario destacar que la cuenca del río Toro tuvo intervención debido a la actividad que existió en la Mina El Indio hasta el año 2003 (fecha en la que finalizaron las faenas) donde se realizaban tronaduras para evitar avalanchas y, además, esta cuenca presenta un importante arrastre de sedimentos, lo que normalmente altera las mediciones de la estación fluviométrica “río Toro antes junta río La Laguna”¹¹.

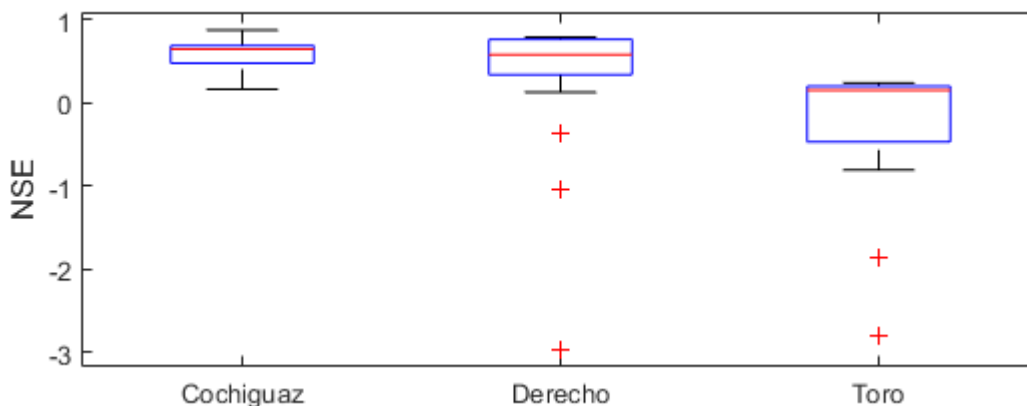


Figura 6.2: Variación del índice NSE para la modelación que considera sólo percepción remota

En consecuencia, el desafío es representar el comportamiento del suelo frente al agua que infiltra desde el manto nival. Esto impacta en varios procesos: (1) la generación de escorrentía en exceso, (2) la contribución de flujos intermedios rápidos y lentos (3) la capacidad para almacenar

¹¹ Esta información se obtuvo de una visita a la DGA, donde se entregó información de las estaciones fluviométricas utilizadas en este trabajo.

agua y cómo esta es "liberada" en forma de flujo base y (4) estimar la recarga necesaria para mantener un caudal base relativamente constante. Sin información fluviométrica, esto es muy complejo de definir, y los parámetros, por mucho que se intenten estimar, entregan resultados que son igual de viables, pero que muchos de ellos se alejan del comportamiento real de la cuenca. Uno de los aspectos de discusión en este trabajo corresponde a la estimación de parámetros.

6.3. Sobre la calibración

El proceso de calibración se realiza de manera manual e iterativa, lo que, a juzgar por los índices de eficiencia durante el período de calibración, entrega buenos resultados. Sin embargo, en el período de validación, los índices revelan un comportamiento deficiente del modelo. El período de calibración seleccionado considera años lluviosos, secos y normales, lo que es deseable al momento de calibrar. Sin embargo, la validación considera años secos o muy secos, que provocan una prolongada sequía, donde el acuífero se transforma en la principal fuente de agua que alimenta el cauce superficial, el cual, a juzgar por los datos, disminuye paulatinamente. Este proceso es difícil de modelar pues el modelo es altamente dependiente del agua disponible en el manto y, a pesar de que se logra reproducir (visualmente) la sequía, los índices son mediocres. Para esto se requiere analizar los índices de eficiencia para detectar cual es la mayor fuente de error en la modelación. Gupta et al. (2007), en la elaboración del índice KGE, define el peso de uno de los componentes (g_i) como:

$$g_\alpha = \frac{G_\alpha}{G_\alpha + G_\beta + G_r} \quad g_\beta = \frac{G_\beta}{G_\alpha + G_\beta + G_r} \quad g_r = \frac{G_r}{G_\alpha + G_\beta + G_r} \quad (6.1)$$

Donde

$$G_\alpha = (\alpha - 1)^2 \quad G_\beta = (\beta - 1)^2 \quad G_r = (r - 1)^2 \quad (6.2)$$

Con α , β y r los coeficientes con los que se calcula el índice KGE. En la

Figura 6.3 se muestran los valores de g_i para cada cuenca durante el período de calibración y validación.

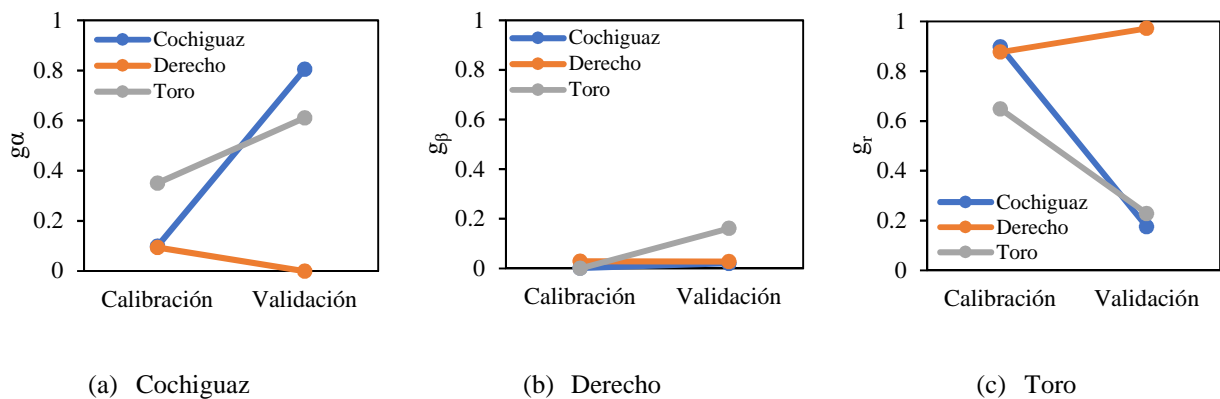


Figura 6.3: Valores de los coeficientes g_i para los periodos de calibración y validación en las cuencas seleccionadas para la modelación mediante percepción remota y caudal.

En las tres cuencas se aprecia que lo que más varía entre la calibración y la validación es la desviación estándar (g_α) y la relación 1:1 (g_r). La media de los caudales no muestra un impacto importante en el índice KGE, pues tanto en la calibración como en la validación, su impacto es bajo. En consecuencia, el período de sequía, que estabiliza los caudales y los lleva a un caudal base relativamente constante, muestra una baja en la desviación estándar observada, lo que aumenta el coeficiente α y la modelación no es capaz de representar dicho proceso, por lo que el valor de r se ve fuertemente afectado. Además, existen diferencias hidro-climáticas entre el período de calibración y el de validación (ver Tabla 6.1) que son importantes. La precipitación disminuye más de 100 [mm] en las cuencas de Cochiguaz en el Peñón y Derecho en Alcohuaz, mientras que en la cuenca del río Toro, la precipitación disminuye un tercio aproximadamente. Del mismo modo, los coeficientes de escorrentías son distintos entre ambos períodos, donde la disminución más significativa ocurre en la cuenca del río Cochiguaz. Esto podría impactar directamente en los parámetros, pues el supuesto clave es que éstos son estacionarios. Merz *et al.* (2011) realizaron un estudio sobre variación temporal de parámetros calibrando caudales en cinco períodos consecutivos (de 5 años cada uno) y encontraron que algunos parámetros del modelo usado tienen una fuerte tendencia temporal. Más aún, encontraron que algunos de ellos dependen de las forzantes meteorológicas como precipitación o temperatura. Esto podría explicar el mal desempeño del modelo CRHM durante el período de validación. Merz *et al.* (2011) consideran que para períodos secos, o con mayor evapotranspiración, los almacenamientos subterráneos cambian pues, al estar más seco el suelo, la capacidad para almacenar agua aumenta. Lo mismo puede ocurrir con otros parámetros del suelo que, en general, son difíciles de estimar.

Tabla 6.1: Precipitación, temperatura y coeficiente de escorrentía medios para el período de calibración (2002/2003 – 2009/2010) y validación (2010/2011 – 2013-2014).

Cuenca	Precipitación media (Pp)			Temperatura media (T)			Coef. de escorrentía (c)		
	Calib. [mm]	Valid. [mm]	ΔPp [mm]	Calib. [°C]	Valid. [°C]	ΔT [°C]	Calib. [-]	Valid. [-]	Δc
Cochiguaz	336	218	118	15,9	14,5	1,4	0,39	0,22	-43%
Derecho	336	187	149	15,6	14,2	1,4	0,34	0,26	-23%
Toro	166	106	60	12,5	11,1	1,4	0,32	0,24	-25%

6.4. Sobre la metodología de modelación

Respecto a la variación de los índices NSE y KGE de los distintos sets de parámetros escogidos, se presenta en la Figura 6.4 cómo varía el NSE si se intenta calibrar solamente con información de percepción remota (PR), sólo con caudales (Q) y combinando ambas fuentes de información (PR+Q). Las barras de error representan el NSE máximo y mínimo que se logra para distintos sets de parámetros. Se aprecia que la cuenca con los índices más altos es la del río Cochiguaz, con resultados que se podrían considerar satisfactorios pero, equivalentemente, es posible obtener resultados deficientes cuando se muestra en las cuencas del estero Derecho y del río Toro. Sin embargo, el promedio de los índices de eficiencia (punto azul) de los distintos sets de parámetros es

superior a cero, y alto en el caso de la cuenca del río Cochiguaz ($NSE=0,56$). El porqué los resultados dan, en general, aparentemente bien en estas dos cuencas, puede explicarse por las características hidrológicas. Al ser estas cuencas nivales, la disponibilidad de agua está directamente relacionada con la acumulación de nieve y ésta, a su vez, con el monto de precipitación, por lo que, teniendo relativamente bien calibrado el proceso nival, los caudales modelados deberían ser razonables. Adicionalmente, se dispone de un alto grado de conocimiento geográfico de la cuenca: se conoce el uso de suelos, por las elevaciones son complejas las crecidas invernales (lo que se puede verificar además con series de fsca) lo que implica que el desafío mayor es estimar cuánta agua cae (y se deposita como nieve) y como el suelo interactúa con la nieve derretida una vez iniciado el período derretimiento del manto nival. En consecuencia, modelar una cuenca con estas características es más sencillo que una donde no sólo importa la parte nival, sino la pluvial, donde factores como la diversidad de usos de suelos impacta en la transferencia de masa y energía con la atmósfera y donde la temperatura comienza a jugar un rol importante en las crecidas de invierno.

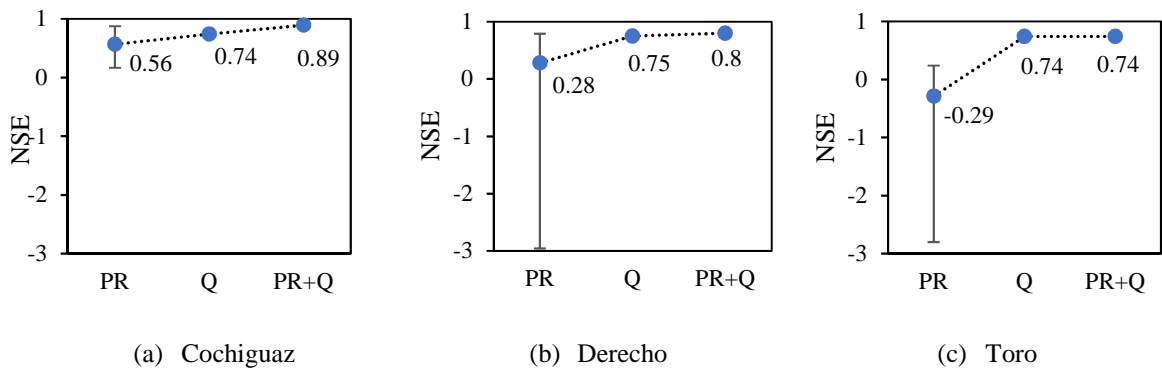


Figura 6.4: Variación del NSE promedio para la modelación mediante percepción remota (PR), sólo caudal (Q) y en conjunto (PR+Q) para el período de calibración. Las barras de error representan los NSE máximos y mínimos para los distintos sets de parámetros utilizados.

7. CONCLUSIONES

En este trabajo se utiliza el modelo CRHM para representar la hidrología de cuencas de alta montaña pertenecientes al río Elqui, en la Región de Coquimbo. Este proceso requiere de forzantes meteorológicas que se estiman a una escala horaria mezclando registros diarios, de extensa cobertura temporal, con datos horarios, de poca cobertura temporal. La principal fuente de incertidumbre en esta zona proviene de las precipitaciones, las cuales se comparan con los valores de SWE modelados con los estimados según el producto de AMSR-E y la reconstrucción de SWE de Cornwell *et al.* (2016). De esto se concluye que existen productos obtenidos mediante percepción remota que permiten comparar variables de estado que no son medidas in situ y que entregan luces sobre la sub/sobre- estimación, por ejemplo, de variables de entrada como la precipitación.

Debido a la escala espacial a la que se encuentran los productos grillados de SWE y humedad del suelo, sólo es posible contrastar valores modelados agregados espacialmente con las estimaciones de estos productos. En el caso de la humedad de suelo, la baja representatividad del pixel respecto al estrato de suelo (2~5 cm) y la alta heterogeneidad de la zona cordillerana, hacen complejo (quizás imposible) su uso. Algo similar ocurre con el producto de SWE del sensor AMSR-E, aunque su uso se puede utilizar para analizar variaciones inter-anales en montos de agua caída o SWE acumulado, pero durante un período muy acotado (2002-2011), lo que lo convierte en un producto de validación más que de generación de forzante. Por otro lado, la reconstrucción de SWE de Cornwell *et al.* (2016) permite comparar montos máximos de acumulación de SWE y variaciones inter-anales, pero los sesgos (para esa zona geográfica), comparados con el SWE modelado, impiden usarlo directamente como un input de un modelo hidrológico.

La modelación que considera sólo la calibración con productos de percepción entrega resultados insatisfactorios, con índices de eficiencia que presentan una gran volatilidad para distintas combinaciones de parámetros, los que son igualmente probables si no se cuenta con información que permita calibrarlos. Adicionalmente, el producto de ET de MOD16 no se usa directamente para calibrar, pues la estimación de ET_a prácticamente no cambia al modificar los parámetros relacionados con el módulo de evaporación. Respecto a este tipo de modelación se concluye que:

1. Los montos de ET que entrega MOD16 no pueden replicarse mediante el modelo CRHM via calibración directa, pero si entregan información sobre la variación intra-anual de la variable, lo cual es útil para comprobar la estacionalidad de la ET_a modelada. Resultados similares encontraron Rakovec *et al.* (2016), donde logran representar la estacionalidad de ET, pero subestiman los montos respecto a las observaciones.
2. La estimación de caudales mediante el modelo CRHM depende fuertemente de los parámetros del suelo, aunque se encuentre bien calibrado el f_{sca} .
3. La estimación de caudales, modelando sin información fluviométrica de contraste, no representa fielmente los valores registrados, por lo que no se puede confiar totalmente en este método pues los resultados con buenos y malos índices de eficiencia son igual de probables.

4. Para obtener buenas métricas de comportamiento de caudales (NSE ó KGE, por ejemplo), se requiere, necesariamente, de registros fluviométricos.

Sobre la modelación mediante caudales y percepción remota se concluye que:

1. La incorporación de información obtenida mediante percepción remota (en especial *fsca*) en la modelación hidrológica tradicional mejora los índices de eficiencia de la simulación de caudales y permite encontrar parámetros mejor estimados.
2. El periodo de validación (sequía extensa) es complejo de modelar, pues depende del agua almacenada en los distintos estratos de suelo de la cuenca y los resultados obtenidos en este trabajo dan cuenta que los parámetros estimados durante el período de calibración representan bien los valores medios (corroborados con los valores β del coeficiente KGE), pero no son fieles a la serie temporal (coeficientes α y r). De igual forma, la hipótesis respecto a que es posible trasladar parámetros temporalmente, en este caso, resulta cuestionable, por lo que se requiere un análisis de la dependencia de los parámetros según las forzantes.

Algunas recomendaciones para validar y extender los resultados de este trabajo son:

1. Respecto a las forzantes, el Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR²) está desarrollando (al momento de escribir este trabajo) un producto grillado con cobertura nacional de precipitación y temperatura¹². Esto robustecerá la estimación de forzantes de modelos hidrológicos pues independizará la estimación de variables meteorológicas del criterio de quien las construye.
2. Otra fuente de información para las variables de entrada proviene de los reanálisis meteorológicos, pero la escala espacial a la que se encuentran y la complejidad que induce la cordillera de Los Andes impide que su uso sea directo, y que requiera una validación (y/o ajuste) antes de su uso.
3. La modelación manual e iterativa depende fuertemente de quien modela. Sería interesante usar un modelo que pueda automatizarse y/o que incorpore un método de calibración automática (o, equivalentemente, usar algún método de calibración de parámetros). Esto ayudará a robustecer los resultados sobre la mejora de índices de eficiencia al incluir tanto percepción remota como caudales.
4. Revisar la transferibilidad temporal de los parámetros calibrados del modelo CRHM.

¹² <http://www.cr2.cl/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos/datos-productos-grillados/>

GLOSARIO

AMSR-E:	Advanced Microwave Scanning Radiometer
ASCAT:	Advanced Scatterometer
CEAZA:	Centro de Estudios Avanzado en Zonas Áridas
CRHM:	Cold Regions Hydrological Model
DGA:	Dirección General de Aguas
FSCA:	Fractional Snow Covered Area
GMAO:	Global Modelling and Assimilation Office
LANDSAT:	Land Satellite
MODIS:	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
mHM:	Mesoscale Hydrologic Model
NDSI:	Normalized-Difference Snow Index
SMOS:	Soil Moisture and Ocean Salinity
SWE:	Snow Water Equivalent
URH:	Unidad de Respuesta Hidrológica

BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Garretón, C., Ryu, D., Western, A. W., Crow, W. T., & Robertson, D. E. (2014). The impacts of assimilating satellite soil moisture into a rainfall-runoff model in a semi-arid catchment. *Journal of Hydrology*, *519*, 2763-2774. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.041>
- Alvarez-Garretón, C., Ryu, D., Western, A. W., Su, C. H., Crow, W. T., Robertson, D. E., & Leahy, C. (2015). Improving operational flood ensemble prediction by the assimilation of satellite soil moisture: comparison between lumped and semi-distributed schemes. *Hydrology Earth and Earth System Sciences*, *19*, 1659-1676. doi:<https://doi.org/10.5194/hess-19-1659-2015>
- Atkinson, S. E., Sivapalan, M., Viney, N. R., & Woods, R. A. (2003). Predicting space-time variability of hourly streamflow and the role of climate seasonality: Mahurangi Catchment, New Zealand. *Hydrological Processes*, *17*(11), 2171-2193. doi:10.1002/hyp.1327
- Ayers, H. D. (1959). Influence of soil profile and vegetation characteristics on net rainfall supply to runoff. *Proceedings of Hydrology Symposium No. 1: Spillway Design Floods*, 198-205.
- Barre, H., Duesmann, B., & Kerr, Y. H. (2008). SMOS: The Mission and the System. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *46*(3), 587-593. doi:10.1109/TGRS.2008.916264
- Bartalis, Z., Wagner, W., Naeimi, V., Hasenauer, S., Scipal, K., Bonekamp, H., . . . Anderson, C. (2007). Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT). *Geophysical Research Letters*, *34*. doi:10.1029/2007GL031088
- Brocca, L., Hasenauer, S., Lacava, T., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., . . . Bittelli, M. (2011). Soil Moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An Intercomparison and validation study across Europe. *Remote Sensing of Environment*, *115*(12), 3390-3408. doi:<https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.003>
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Naeimi, V., Bartalis, Z., & Hasenauer, S. (2010). Improving runoff prediction through the assimilation of the ASCAT soil moisture product. *Hydrology and Earth System Sciences*, *14*, 1881-1893. doi:10.5194/hess-14-1881-2010
- Buck, A. (1981). New Equations for Computing Vapor Pressure and Enhancement Factor. *American Meteorological Society*. Retrieved from [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1981\)020<1527:NEFCVP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1981)020<1527:NEFCVP>2.0.CO;2)
- 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 Mediante Ambiente Hídrico, Universidad de Chile.

- Cleugh, H. A., Leuning, R., Mu, Q., & Running, S. W. (2007). Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 106, 285-304.
- Cornwell, E. (2012). *Reconstrucción del equivalente en agua de nieve mediante imágenes MODIS incorporadas a un balance de Masa-Energía*. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Universidad de Chile.
- Cornwell, E., Molotch, N. P., & McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 411-430. doi:<https://doi.org/10.5194/hess-20-411-2016>
- Cortés, G. (2016). *Gaining insight into Andean snowpack climatology and change using a snow reanalysis approach applied over the Landsat satellite record*. Tesis para optar al grado de doctor en Filosofía en Ingeniería Civil, University of California, Los Angeles . Retrieved from <https://escholarship.org/uc/item/1qd302m8#page-1>
- DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). *Principles of Snow Hydrology*. New York: Cambridge Press. Retrieved from www.cambridge.org/9780521823623
- Essery, R. (2013). Large-scale simulations of snow albedo masking by forests. *Geophysical Research Letters*, 40, 5521-5525. doi:10.1002/grl.51008
- Essery, R., Li, L., & Pomeroy, J. W. (1999). Blowing snow fluxes over complex terrain. *Hydrological Processes*, 13, 2423-2438.
- Gafurov, A., & Bárdossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1361-1373.
- Garnier, B., & Ohmura, A. (1968). A method of calculating the direct shortwave radiation income on slopes. *J. Appl. Meteorol.*, 7(10), 796-800.
- Global Modeling and Assimilation Office. (2004). *File Specification for GEOS-DAS gridded output version 5.3 report*. Greenbelt, Md. NASA Goddard Space Flight Cent.
- Gonthier, C. (2011). *Influencia de la escala espacial y representación hidrológica de una cuenca de montaña sobre la capacidad predictiva de un modelo hidrológico*. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Universidad de Chile.
- Granger, R. J., & Pomeroy, J. W. (n.d.). Sustainability of the western Canadian boreal forest under changing hydrological conditions. In D. Rosjberg, N. Boutayeb, A. Gustard, Z. Kundzewicz, & P. Rasmussen, *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty* (Vol. 240, pp. 243-250). IAHS Press: Wallingford.

- Gupta, H., Kling, H., Yilmaz, K., & Martínez, G. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2), 80-91. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.003
- Hall, D. K., & Riggs, G. A. (2010). *Normalized-Difference Snow Index (NDSI)*. Retrieved 10 30, 2010, from <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20100031195.pdf>
- Hall, D. K., & Riggs, G. A. (2016). *MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid, Version 6. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center*. doi:http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1.006
- Immerzeel, W. W., & Droogers, P. (2008). Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 349, 411-424. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.017
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Martinuzzi, J., Font, J., & Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from space: the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8), 1729-1735. doi: 10.1109/36.942551
- Koren, V., Smith, M., & Duan, Q. (2003). Use of a Priori Parameter Estimates in the Derivation of Spatially Consistent Parameter Sets of Rainfall-Runoff Models. In Q. Duan, H. V. Gupta, S. Sorooshian, A. N. Rousseau, & R. Turcotte (Eds.), *Calibration of Watershed Models*. Washington D.C.: American Geophysical Union. doi:10.1002/9781118665671.ch18
- Kunnath-Poovakka, A., Ryu, D., Renzullo, L. J., & George, B. (2016). The efficacy of calibrating hydrologic model using remotely sensed evapotranspiration and soil moisture for streamflow prediction. *Journal of Hydrology*, 535, 509-524. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.018>
- Kustas, W. P., Rango, A., & Uijlenhoet, R. (1994). A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30(5), 1515-1527.
- Kustas, W., & Norman, J. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 13-29.
- Lievens, H., Tomer, S. K., Al Bitar, A., De Lannoy, G. J., Drusch, M., Dumedah, G., . . . Pauwels, V. R. (2015). SMOS soil moisture assimilation for improved hydrologic simulation in the Murray Darling Basin, Australia. *Remote Sensing of Environment*, 168, 14-162. doi:<https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.06.025>
- Marks, D. (1988). *Climate, Energy Exchange, and Snowmelt in Emerald Lake Watershed, Sierra Nevada*. Disertación para obtener el grado de Doctor en Filosofía en Percepción Remota en Hidrología, Universidad de California, Santa Barbara. Retrieved from https://www.researchgate.net/profile/Danny_Marks/publication/258437741_Climate_Ene

rgy_Exchange_and_Snowmelt_in_Emerald_Lake_Watershed_Sierra_Nevada/links/57a4cd2508aefe6167b00860/Climate-Energy-Exchange-and-Snowmelt-in-Emerald-Lake-Watershed-Sierra-Nevada

- Marks, D., Domingo, J., Susong, D., Link, T., & Garen, D. (1999). A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological Processes*, *13*, 1935-1959.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D., & Link, T. (1998). The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 196 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, *12*, 1569-1587.
- Martínez, N., & Vargas, X. (2008). *Reconstrucción del equivalente en agua de la cobertura nival en la cuenca alta del río Aconcagua. Empleo de imágenes MODIS*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.
- McVicar, T., & Jupp, D. (2002). Using covariates to spatially interpolate moisture availability in the Murray-Darling Basin: A novel use of remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, *79*.
- Merz, R., Parajka, J., & Blöschl, G. (2011). Time stability of catchment model parameter: Implications for climate impact analyses. *Water Resources Research*, *47*. doi:10.1029/2010WR009505
- Mu, Q., Heinsch, F. A., Zhao, M., & Running, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, *111*, 519-536.
- Mu, Q., Zhao, M., & Running, W. S. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, *115*, 171-1800.
- Nash, J., & Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, *10*(3), 282-290. Retrieved from [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Njoku, E. G., Jackson, T. J., Lakshmi, V., Chan, T. K., & Nghiem, S. V. (2003). Soil Moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *41*(2), 215-229. doi:10.1109/TGRS.2002.808243
- Norman, J., Kustas, W., & Humes, K. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, *77*, 263-293.
- Pomeroy, J. W., & Li, L. (2000). Prairie and Arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research*, *105*(D21), 26619-26634.
- Pomeroy, J. W., Marsh, P., & Gray, D. M. (1997). Application of a distributed blowing snow model to the Arctic. *Hydrological Processes*, *11*, 1451-1464.

- Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N. H., Quinton, W. L., Granger, R. J., & Carey, S. K. (2007). The cold regions hydrological model: A platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, *21*, 2650-2667. doi:10.1002/hyp.6787
- Rakovec, O., Kumar, R., Mai, J., Cuntz, M., Thober, S., Zink, M., . . . Samaniego, L. (2016). Multiscale and Multivariate evaluation of water fluxes and states over European river basins. *Journal of Hydrometeorology*, *17*, 287-307. Retrieved from <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0054.1>
- Shuttleworth, W. J., & Wallace, J. S. (1985). Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *111*(469), 839-855.
- Sicart, J. E., Wagon, P., & Ribstein, P. (2005). Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *Journal of Geophysical Research*, *110*(D12106). doi:10.1029/2005JD005732
- Smucler, E., Carballo, F., Grings, F., Bruscantini, C., Salvia, M., Crow, W., & Karszenbaum, H. (2014). Comparing soil moisture retrievals from SMOS, ASCAT and AMSR-E over the Pampas Plains. (I. International, Ed.) *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. doi: 10.1109/IGARSS.2014.6947186
- Tedesco, M., Kelly, R., Foster, J. L., & Chang, A. T. (2004). *AMSR-E/Aqua Daily L3 Global Snow Water Equivalent EASE-Grids, Version 2*. (Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center) doi:http://dx.doi.org/10.5067/AMSR-E/AE_DYSNO.002
- Videla, Y. (2013). *Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aplicación del software "Cold Region Hydrological Model" (2008-2012)*. Memoria para optar el título de Geógrafo, Universidad de Chile.
- Zavala, H., Trigos, H., Munizaga, I., & Mall, E. (2009). Hidrología Cuenca Río Elqui. In *Institutional adaptations to climate change: Comparative study of dryland river basins in Canada and Chile (MCRI Project)*. Retrieved from <http://www.parc.ca/mcri/pdfs/Hidrologia.pdf>
- Zhao, Y., Feng, D., Yua, L., Wang, X., Chen, Y., Hernández, H., . . . Gong, J. (2016). Detailed dynamic land cover mapping of Chile: accuracy improvement by integrating multi-seasonal land cover data. *Remote Sensing of Environment*, *183*, 170-185. doi:doi:10.1016/j.rse.2016.05.016

ANEXOS

Anexo A

Cold Regions Hydrological Model (CRHM)

A. COLD REGIONS HYDROLOGICAL MODEL

A.1. Módulo SNOBAL

Debido a que la cuenca es nival, se detalla el cálculo del módulo SNOBAL del modelo CRHM, que se basa en Marks *et al.* (1998). En la Figura A.1 se detalla las dos capas en las que se divide el manto nival y los flujos de energía considerados para el balance energético.

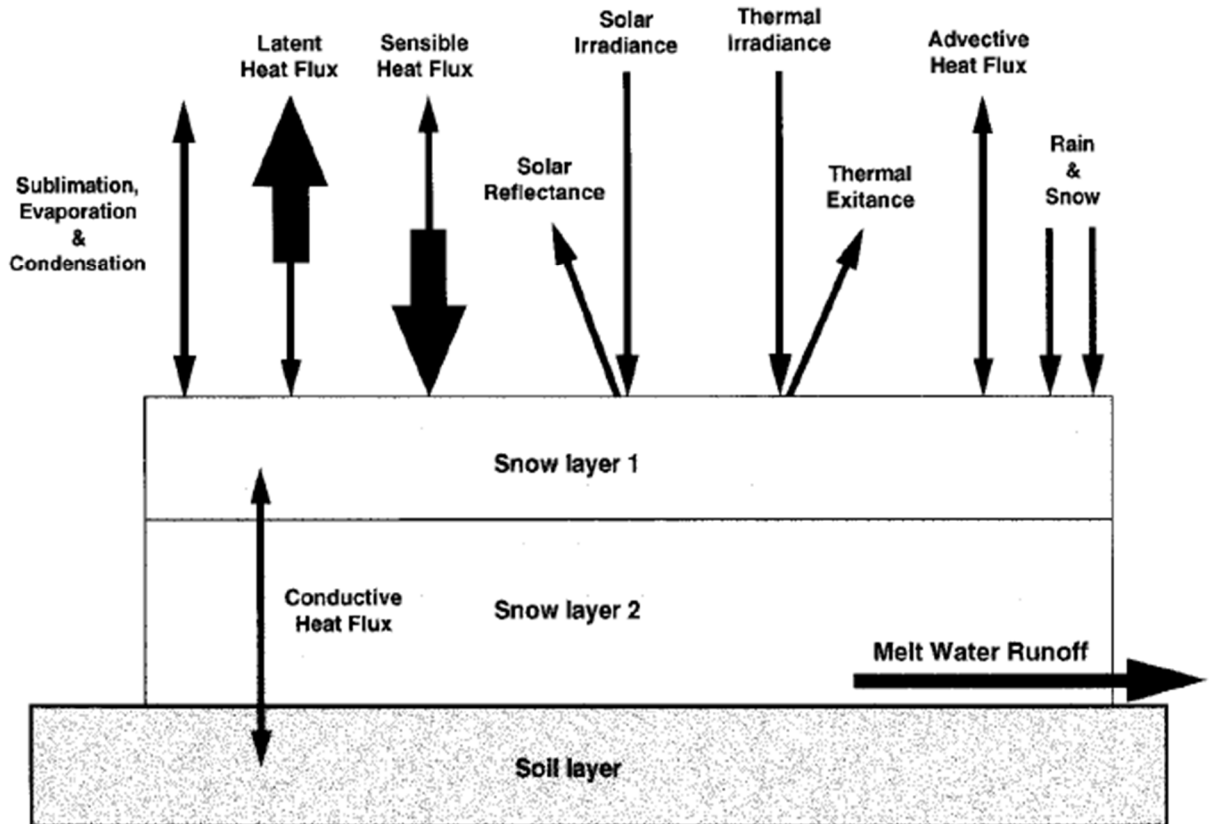


Figura A.1: Diagrama Conceptual del balance de energía y el modelo de escorrentía debido a derretimiento de nieve. Extraído de Marks *et al.* (1999)

El detalle de las ecuaciones, las constantes, etc, se obtienen del trabajo de la tesis doctoral de Marks (1988). El balance energético en el manto de nieve se expresa según la ec.(A.1)

$$\Delta Q = R_n + H + L_v E + G + M \quad (A.1)$$

Donde ΔQ es el cambio de energía en el manto nival y R_n , H , $L_v E$, G y M corresponden a la radiación neta, sensible, latente y los flujos de energía por conductividad y advección respectivamente (todos en W/m^2). Cuando el manto se encuentra en equilibrio, $\Delta Q = 0$. Si $\Delta Q < 0$ el

manto se enfría (aumenta el contenido de frío¹³), mientras que si $\Delta Q > 0$ el manto se calienta. El manto no puede tener una temperatura mayor a 0°C y el derretimiento ocurre cuando el manto ha alcanzado los 0°C y $\Delta Q > 0$.

A.1.1. Radiación Neta en la superficie del manto nival

El flujo neto de energía considera todas las longitudes de onda, se estima según la ec.(A.2)

$$R_n = I - E_x \quad (\text{A.2})$$

Donde R_n es la radiación neta para todas las ondas (W/m^2), I corresponde a la radiación incidente (W/m^2) y E_x a la emisión y radiación reflejada por el manto nival (W/m^2). Los términos de radiación incidente incluyen la radiación solar directa y difusa y la radiación emitidas desde la atmósfera. Para la radiación solar, se tiene la ec.(A.3)

$$R_{n,sol} = I_v \cdot (1 - \rho_v) + I_{nir} \cdot (1 - \rho_{nir}) \quad (\text{A.3})$$

Con $R_{n,sol}$ la radiación solar neta (W/m^2), I_v y I_{nir} la irradiancia visible e infrarroja cercana (W/m^2) y ρ_v y ρ_{nir} el albedo de la radiación visible e infrarroja cercana.

A.1.2. Radiación Termal

La radiación termal neta se estima según la ec.(A.4).

$$R_{n,lw} = I_{tw} - (\varepsilon_s \sigma T_s^4) \quad (\text{A.4})$$

Donde $R_{n,lw}$ es la radiación termal neta (W/m^2), I_{tw} la radiación de onda larga incidente (W/m^2), ε_s la emisividad de la superficie ($\sim 0,99$), σ Constante de Stefan-Boltzmann ($5,6697 \cdot 10^{-8} W/m^2K$) y T_s la temperatura de la superficie ($^\circ\text{K}$).

A.2. Transferencia Turbulenta en la superficie del manto nival

La transferencia turbulenta de momentum, calor y vapor de agua en la superficie del manto nival son las formas de radiación más complicadas de intercambio de energía y son complejas de medir en un ambiente natural. Para estimar el intercambio de calor sensible se recurre a la ec.(A.5), mientras que el intercambio de calor latente se calcula según la ec.(A.6).

$$H = \rho C_p K_{tl} (T_a - T_s) \quad (\text{A.5})$$

¹³ El contenido de frío es la energía necesaria (J/m^2) para llevar el manto a 0°C .

$$L_v E = \rho K_w L_v (q - q_s) \quad (\text{A.6})$$

Donde H es el intercambio de calor sensible (W/m^2), $L_v E$ el intercambio de calor latente, ρ la densidad del aire (kg/m^3), C_p el calor específico del aire seco a una presión constante ($1005 J/kg \cdot K$), K_{ll} y K_w los coeficientes de transferencia de calor y vapor de agua, T_s y T_a la temperatura superficial de la nieve y del aire ($^{\circ}K$), L_v el calor latente de vaporización ($\geq 2,5 \cdot 10^6 J/kg$) y q_s y q las humedades específicas en la superficie y en el aire. Los valores de K_{ll} y K_w son difíciles de estimar y son funciones de las temperaturas de la superficie y del aire, de la humedad del aire, del viento y de la rugosidad de la superficie en la cuenca. El cálculo de la transferencia de energía es complejo y puede variar significativamente en el espacio. Por lo anterior, se propone las siguientes ecuaciones para resolver los flujos sensible y turbulento:

Largo de estabilidad de Obukhov

$$L = \frac{u_*^3 \rho}{k g \left[\frac{H}{T_a C_p} + 0,61E \right]} \quad (\text{A.7})$$

Velocidad de fricción

$$u_* = \frac{u k}{\ln \left(\frac{z_u - d_o}{z_o} \right) - \psi_{sm} \left(\frac{z_u}{L} \right)} \quad (\text{A.8})$$

Flujo de calor sensible (positivo hacia la superficie)

$$H = \frac{(T_a - T_s) a_H k u \rho C_p}{\ln \left(\frac{z_T - d_o}{z_o} \right) - \psi_{sh} \left(\frac{z_T}{L} \right)} \quad (\text{A.9})$$

Flujo de masa (positivo hacia la superficie)

$$E = \frac{(q - q_s) a_g k u \rho}{n \left(\frac{z_T - d_o}{z_o} \right) - \psi_{sv} \left(\frac{z_q}{L} \right)} \quad (\text{A.10})$$

Las variables de las ecuaciones son:

T_a : Temperatura del aire

z_T : Altura a la cual se mide la temperatura

q : humedad específica, la que se puede obtener a partir de la presión de vapor a la altura z_q y la velocidad del viento u a la altura z_u .

a_H, a_E : Razón de difusividad turbulenta y viscosidad por calor y vapor de agua. Debido a la complejidad de estimar estos valores, Brutsaert sugiere $a_H = a_E = 1$.

k : Coeficiente de von Karman (adimensional) $k \approx 0,4$.

g : aceleración de gravedad

d_o : altura de desplazamiento. Brutsaert sugiere $d_o = \left(\frac{2}{3}\right) 7,35 z_o$

z_o : Largo de rugosidad de la superficie (m). Para la nieve, que muy plana z_o varía entre 0,0001 y 0,005 m.

Las funciones ψ , (ψ_{sm} para la masa, ψ_{sh} para el calor y ψ_{sv} para el vapor de agua) son:

Caso estable ($\zeta = \frac{z}{L} > 0$)

$$\psi_{sm}(\zeta) = \psi_{sv}(\zeta) = \psi_{sh}(\zeta) = \begin{cases} -\beta_s & 0 < \zeta \leq 1 \\ -\beta_s & \zeta > 1 \end{cases}, \beta_s = 5 \quad (\text{A.11})$$

Caso inestable ($\zeta = \frac{z}{L} < 0$)

$$x = (1 - \beta_u \zeta)^{1/4}, \beta_u = 16 \quad (\text{A.12})$$

$$\psi_{sm} = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (\text{A.13})$$

$$\psi_{sv}(\zeta) = \psi_{sh}(\zeta) = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad (\text{A.14})$$

La transferencia de calor y masa es controlada, en primer lugar, por la magnitud del viento y luego por los gradientes de temperatura y humedad entre la nieve y el aire.

A.3. Transferencia de calor por conducción y advección

Este tipo de transferencia de energía es de menor magnitud comparada con los otros modelos de transferencia de energía. En general, suelen ser despreciables o simplificadas. La transferencia unidimensional en una capa homogénea para un estado permanente se calcula según la ec.(A.15)

$$G = K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{A.15})$$

Donde K es la conductividad térmica ($J/m \cdot K \cdot s$), T la temperatura ($^{\circ}K$) y z la profundidad de la capa (m). Como la temperatura de la interfaz suelo-nieve es similar, se considera que el intercambio de energía se produce entre dos capas en contacto. Si se conoce las temperaturas T_{sno} y T_g de estas dos capas, el intercambio de energía estima según la ec.(A.16)

$$G = \frac{2 K_{es,l} K_{eg} (T_g - T_{s,l})}{K_{eg} z_{s,l} + K_{es,l} z_g} \quad (\text{A.16})$$

Donde $K_{es,l}$ y K_{eg} representan la conductividad termal efectiva de la nieve y el suelo, $T_{s,l}$ y T_g las temperaturas de la nieve y el suelo y $z_{s,l}$ y z_g el espesor de la capa de nieve y suelo respectivamente.

El intercambio de energía producido por la transferencia de calor por advección se produce cuando masa, en forma de precipitación (lluvia o nieve) se añade al manto de nieve. Si existe diferencia entre la precipitación que se agrega y la nieve, la transferencia de energía se calcula según la ec.(A.17)

$$M = C_{p-p} \rho_{pp} z_{pp} (T_{pp} - T_s) \quad (\text{A.17})$$

Donde C_{p-p} es el calor específico de la precipitación ($J/kg^\circ K$), ρ_{pp} la densidad de la precipitación (kg/m^3), z_{pp} la profundidad de la precipitación (m), T_{pp} la temperatura media de la precipitación ($^\circ K$) y T_s la temperatura media de la nieve. La temperatura de la precipitación se considera igual a la del aire.

Anexo B

Red de monitoreo Meteorológico y Fluviométrico

B. RED DE MONITOREO METEOROLÓGICO Y FLUVIOMÉTRICO

B.1. Red de Estaciones Meteorológicas DGA

Tabla B.1: Estaciones meteorológicas DGA cercanas a la zona de estudio. T: Temperatura – Pp: Precipitación. 1 ó 0 según registra o no registra la variable. Coordenadas en UTM 19S.

Nombre	UTM Este (m)	UTM Norte (m)	Altitud (m)	Vigencia	fecha inicio	fecha término	T	Pp
Mina El Indio	405936	6709588	4300	Suspendida	30-jun-81	31-ene-00		
El Indio	403973	6703538	3800	Suspendida	30-abr-83	31-dic-99		
Alto del Toro Muerto	402090	6703953	3870	Suspendida	30-jun-74	30-sept-83		
Cerro Olivares	409339	6651865	3550	Vigente	30-jun-74	-		
La Laguna Embalse	399475	6657844	3160	Vigente	31-dic-63	-	1	1
Meseta en La Laguna	398292	6658699	3200	Suspendida	31-jul-66	30-sept-86		
Juntas	394208	6682885	2150	Vigente	31-dic-89	-	1	1
Molino Yaco	376275	6685470	1550	Suspendida	31-ago-58	31-dic-65		
Huanta	366029	6696897	1240	Vigente	31-mar-89	-	0	1
Cochiguaz	364495	6664334	1560	Vigente	31-mar-89	-	0	1
La Ortiga	357132	6658422	1560	Vigente	31-dic-78	-	1	1
Los Nichos	355486	6663573	1330	Vigente	31-dic-76	-	0	1
Pisco Elqui DMC	355931	6666412	1250	Vigente	31-dic-76	-	0	1
Monte Grande	355830	6669982	1120	Vigente	31-ago-58	-	0	1
Rivadavia	349128	6682332	820	Vigente	31-dic-36	-	1	1
Vicuña (INIA)	334305	6673314	730	Vigente	31-dic-70	-	0	1
Puclaro Embalse	320805	6679785	460	Suspendida	31-jul-62	31-mar-67		
Almendral	314695	6681255	370	Vigente	31-ago-58	-	1	1
La Serena (Escuela Agrícola)	282014	6689100	15	Vigente	31-dic-70	-	1	1
San Antonio Fundo	296468	6697043	260	Suspendida	31-oct-61	31-dic-67		
Cerro Tololo	326358	6660758	2160	Suspendida	30-abr-71	31-dic-99		
Pan de Azúcar	281875	6678438	100	Suspendida	31-ago-78	30-sept-93		
Mina Igualdad	352782	6627941	2100	Suspendida	30-sept-67	30-sept-71		
Pabellón	350481	6634254	1920	Vigente	30-abr-78	-	0	1
Las Breas	344785	6638793	1600	Suspendida	30-abr-43	31-dic-77		
Hurtado	336666	6647851	1100	Vigente	31-dic-42	-	1	1
La Cortadera	329668	6640962	920	Suspendida	31-may-67	30-nov-73		
Estancia Chacay	335462	6630249	1380	Suspendida	31-may-68	30-jul-71		
Pichasca	320345	6635892	725	Vigente	30-abr-46	-	0	1
Quebrada Larga (cota 3500 - DCP)	376125	6599752	3500	Vigente	31-ago-56	-		
Cerro Vega Negra DCP	354927	6579747	3600	Vigente	30-jun-72	-	1	0
El Corral	365769	6775523	1820	Vigente	31-mar-95			
Total							8	15

B.2. Red de Estaciones Fluviométricas DGA

Tabla B.2: Estaciones Fluviométricas cerca de la zona de estudio. Coordenadas en UTM 19S.

Nombre	UTM Este (m)	UTM Norte (m)	Altitud (m)	Vigencia	fecha inicio	fecha término	Código BNA	Observaciones
Río Malo aguas abajo tranque relaves El Indio	402704	6702445	-	Vigente	01-feb-94	-	04302002-1	No tiene registros en la DGA
Dren G Tranque El Indio (2-D drenes)	401772	6700441	-	Vigente	01-feb-97	-	04302003-K	No tiene registros en la DGA
Río Vacas Heladas ante junta Río Malo	398886	6690959	2551	Vigente	01-feb-95	-	04302004-8	No tiene registros en la DGA
Río Toro ante junta río La Laguna	394586	6683646	2091	Vigente	01-jun-85	-	04302001-3	Registro desde 1985
Río La Laguna en salida embalse La Laguna	399676	6657932	3130	Vigente	01-nov-28	-	04301002-6	Registro desde 1962
Río La Laguna antes junta río El Toro	394406	6682936	2116	Vigente	01-ene-69	-	04301001-8	No tiene registros en la DGA
Río La Laguna en Nueva Elqui	397119	6658192	3100	Suspendida	01-abr-28	01-ene-31		
Río Incaguaz en Las Terneras	380266	6679444	-	Suspendida	01-ago-46	01-feb-48		
Río Incaguaz ante junta río Turbio	379532	6681542	1674	Vigente	01-ene-69		04304002-2	No tiene registros en la DGA
Río Turbio en Las Terneras	376849	6685570	-	Suspendida	01-ago-46	01-feb-48		
Río Turbio en Huanta	365888	6697419	1222	Suspendida	01-nov-28	01-mar-83		
Río Cochiguaz en el Peñón	361606	6666424	1360	Vigente	01-ago-83	-	04313001-3	Registro desde 1983
Esterio Derecho en Alcohuaz	356128	6655453	1971	Vigente	01-nov-83	-	04311001-2	Registro desde 1983
Río Claro en Montegrando	355938	6669954	1120	Suspendida	01-ene-47	01-mar-83		
Río Claro en Rivadavia	350119	6682461	872	Vigente	01-mar-69	-	04314002-7	Registro desde 1969
Río Turbio en Varillar	351733	6686388	920	Vigente	01-abr-14	-	04308001-6	Registro desde 1914
Río Elqui en Algarrobal	346938	6680100	793	Vigente	01-sept-16	-	04320001-1	Registro desde 1916
Río Malo antes junta río Vacas Heladas	398864	6691602		Vigente	01-feb-95		04302005-6	No tiene registros en la DGA

Anexo C

Estimación de la Humedad Relativa y la Radiación de Onda
Corta Incidente

C. CÁLCULO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

C.1. Cálculo de la humedad relativa a partir de la temperatura y la temperatura de bulbo húmedo

Para el cálculo de la humedad relativa se supone que se conoce la temperatura del aire (T), temperatura de bulbo húmedo (T_w) y la presión (P_{sta}). Las temperaturas deben trabajarse en unidades de grados Celsius y la presión en milibares (mb) o hectopascales (hPa).

Se requiere calcular la presión de vapor relacionada con la temperatura de bulbo húmedo y presión de vapor saturado según la ec.(C.1)

$$\begin{aligned} e_s &= 6,112 \cdot \exp\left(\frac{17,67 \cdot T}{T + 243,5}\right) \\ e_w &= 6,112 \cdot \exp\left(\frac{17,67 \cdot T_w}{T_w + 243,5}\right) \end{aligned} \quad (C.1)$$

Luego, la presión de vapor (e) se puede calcular según la ec.(C.2)

$$e = e_w - P_{sta} \cdot (T - T_w) \cdot 0,00066 \cdot (1 + (0,00115 \cdot T_w)) \quad (C.2)$$

Finalmente, la humedad relativa y la temperatura de punto de rocío se obtiene mediante las ecuaciones (C.3) y (C.4).

$$HR = \frac{e}{e_s} \cdot 100 \quad (C.3)$$

$$T_d = \frac{243,5 \cdot \ln(e/6,112)}{17,67 - \ln(e/6,112)} \quad (C.4)$$

La información aquí entregada se obtuvo del NOAA mediante la página web <http://www.crh.noaa.gov/Image/epz/wxcalc/wetBulbTdFromRh.pdf>

C.2. Cálculo de la radiación de onda corta incidente

El cálculo de la radiación de onda corta incidente se basa en el libro de DeWalle y Rango (2008), donde la radiación solar potencial en una superficie para cualquier instante de tiempo (I_s) se calcula según la ecuación

$$I_s = \frac{I_o}{e^2} \cos(Z) \quad (C.5)$$

Donde I_0 es la constante solar (que varía entre 136 y 1400 W/m^2), e es el vector radial (que varía entre $\pm 3\%$ debido a la variación de la distancia entre la tierra y el sol durante el año) y Z el ángulo cenital. El valor de e se encuentra tabulado según el día juliano y se grafica en la Figura C.1.

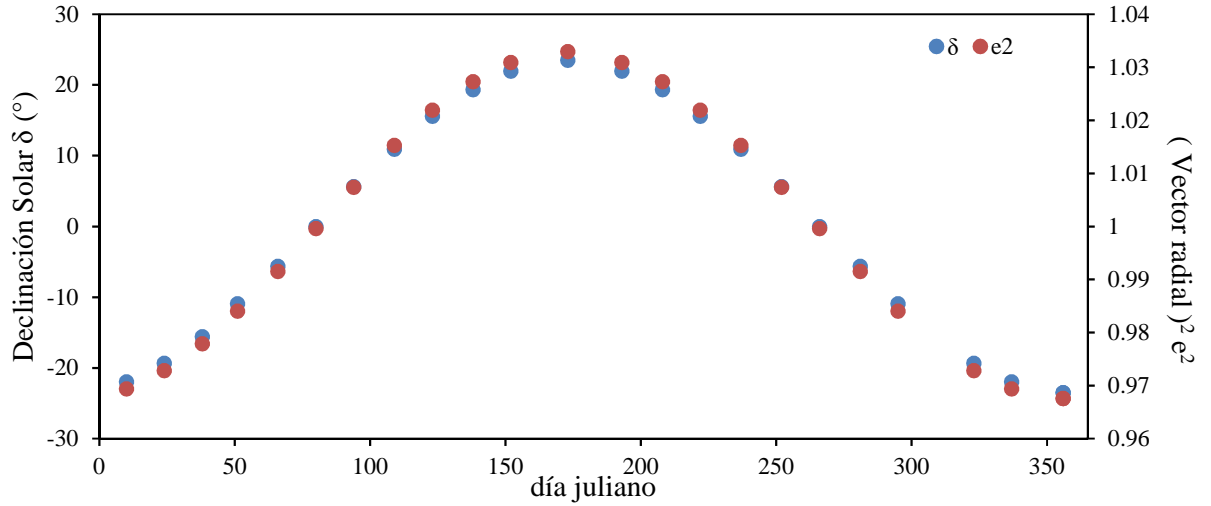


Figura C.1: Vector radial y declinación solar según el día juliano

El ángulo solar ($\cos Z$) se puede obtener en función de otros tres ángulos: latitud (θ), la declinación solar (δ) y el ángulo horario ($\omega \cdot t$), tal como se muestra en la ec.(C.6).

$$\cos(Z) = \sin(\theta) \cdot \sin(\delta) + \cos(\theta) \cos(\delta) \cos(\omega \cdot t) \quad (C.6)$$

La latitud es positiva para un sitio al norte de la línea de Ecuador, y es negativa para el hemisferio Sur. El ángulo horario se debe a la rotación angular de la tierra ($\omega = 360^\circ/24 = 15^\circ/h$) y el tiempo solar “real” en horas antes (negativo) y después (positivo) desde el mediodía. Debido a la nubosidad, la radiación de onda corta teórica incidente debe ser corregida, lo que se realiza mediante la ec.(C.7)

$$I'_S = I_S \cdot (a - b \cdot C) \quad (C.7)$$

Donde I'_S es la radiación de onda corta incidente corregida, a es la corrección para días despejados, b es la corrección para días con nubosidad y C es la fracción del cielo cubierta por nubes. Los valores de a y b se pueden calibrar si existen mediciones de radiación de onda corta incidente. Gracias a las estaciones del CEAZA en la zona de estudio es posible estimar los valores de a y b , que son 0,82 y 0,35 respectivamente. Los valores de C se obtiene mediante imágenes MODIS, promediando los valores de los satélites Aqua y Terra.

Anexo D

Presentación de artículo científico

D. ARTÍCULO CIENTÍFICO

Incorporation of remote sensed data to improve the representation of the hydrological cycle using the CRHM model. Implementation in the Elqui River Basin, Chile.

N. Vásquez, X. Vargas.

Summary. A good representation of the hydrological cycle is, even today, difficult to achieve due to several factors like basin heterogeneity, physical processes, registered data available, forcing data of models and models itself. Nevertheless, in the last years many products derived from satellite data have increased the information available, improving the knowledge of the processes that occurs within a basin. Some of these products related to hydrology are: fractional snow-covered area, evapotranspiration, snow water equivalent, NDVI, precipitation, soil moisture and/or albedo. Our aim is to incorporate remote sensed data to analyze if this information improves the performance of the models that are calibrated only with streamflow information.

The study area is the Elqui River basin located in the Coquimbo Region, in northern Chile. There are two important agencies with streamflow and meteorological stations: Dirección General de Aguas (DGA) and the Center for Advanced Arid Zone Studies (CEAZA). This arid region, with a Mediterranean climate, is strongly influenced by the snow accumulation in the Andes Mountain during the winter season, meanwhile the water availability increases with the melting of the snowpack in the spring and summer seasons. Additionally, the Andes Cordillera impose an orographic influence increasing the amount of precipitation and a reduction in temperatures. Because of this cold environment, we use the Cold Regions Hydrological Model to (1) model streamflow considering the basins as “ungauged” and calibrating snow-covered area and evapotranspiration to estimate streamflow and (2) improve the representation of the hydrological cycle through the incorporation of remoted sensed data in the traditional hydrological modelling framework.

Results show that streamflow estimation is not accurate via hydrological modelling, with Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) values ranging from -3 to 0,7 for different (and equal) sets of soil parameters. However, NSE increases in 2 out of three basins when remote sensed data is incorporated.

KEYWORDS: Remote Sensing, Evapotranspiration, Soil Moisture, fsca, SWE, CHRM.

1. Introduction

Several hydrological models, distributed and semi-distributed, have been developed to represent the hydrological cycle, but are dependent on (1) meteorological forcing which are, generally, scarcely measured

and (2) data to evaluate the performance of the model, such as streamflow, evapotranspiration (ET) or soil moisture (SM). Streamflow is the most common variable that is measured but, in calibration process of the parameters of the hydrological model, is not enough to represent the whole hydrological cycle, resulting in problems like equifinality. Nevertheless, in the last years several

satellite products have been used for hydrology applications (Pietroniro & Prowse, 2002; Schmugge, 1987; Kite & Pietroniro, 1996; Kunnath-Poovakka *et al.*, 2016). Among the most used satellite products are fsca from the MOD10 and MYD10 from MODIS (Hall & Riggs, 2016) and the Normalized Difference Snow Index (NDSI), which is summarized in Hall & Riggs (2010). The Snow Water Equivalent product from the AMSR-E sensor (Tedesco *et al.*, 2004) was launched in May 2002, considers a 25x25km grid and its available until September 2011 at a daily step. First efforts to estimate SWE in Chilean Andes includes Martínez & Vargas (2008) and Cornwell E. (2012). However, is Cornwell *et al.* (2016) who estimated de SWE for the Extra-tropical Andes Cordillera (including the Chilean an Argentinian sides) using fsca from MODIS at a 500m grid resolution, meanwhile Cortés *et al.* (2016) used the Landsat mission and GMAO reanalysis, estimating SWE at a 180m spatial resolution, covering from 1985 until 2014. Other variables with hydrological interests are ET, wich can be estimated using remote sensing (RS) (McVicar & Jupp, 2002; Norman *et al.*, 1995; Kustas & Norman, 1999; Cleugh, *et al.*, 2007; Mu *et al.*, 2007; Mu *et al.*, 2011) and SM from AMSR-E (Njoku *et al.*, 2003), ASCAT (Bartalis *et al.*, 2007) and SMOS (Kerr *et al.*, 2001; Barre *et al.*, 2008). RS data has been incorporated in hydrology to estimate physical based parameters (Atkinson *et al.*, 2003; Koren *et al.*, 2003), to perform regionalization of parameters, to improve the representation of state variables through data assimilation and a source of information to calibrate hydrological models. Alvarez-Garretón *et al.*, (2014) used the Kalman filter to predict operational streamflow using the probability distributed model (PDM) in a semi-arid catchment in Australia. Then, Alvarez-Garretón *et al.* (2015) studied the difference between a lumped and a semi-distributed version of the PDM, but assimilating SM from AMSR-E, ASCAT and SMOS, showing that SM assimilation though the Kalman filter improves the streamflow prediction and decrease the uncertainty in regions with a scarce monitoring system.

A different approach adopted Immerzeel & Droogers (2008), using RS directly to calibrate the SWAT model in the Krishna river basin, India, with ET information derive from RS and precipitation from TRMM adjusted with 11 meteorological stations. Modeled streamflow, considered as a result of the processes, is within one standard deviation of the registered streamflow and, additionally, modeled ET was more sensitive to precipitación and SM, than ET parameters. Kunnath-Poovakka *et al.* (2016) use SM from de AMSR-E sensor and ET from the CMRSET (Csiro Modis Re-Scaled Potential ET) to calibrate the AWRA-L

(Australian Wate Resources Assessment-Landscape model) in 11 basins located in western Australia. The results show that in heterogeneous regions, the uncertainty is transferred to streamflow, inducig a bias in the results.

In summarize, there are five approaches to incorporate RS in hydrology (Immerzeel & Droogers, 2008): (i) Estimating hydrological fluxes from RS, (ii) optimisation algortihms used in calibration of simulations models, (iii) avoid equifinality in parameter optimisation, (iv) use of RS in parametrization of hydrological models and (v) the use of RS to calibrate hydrological models in scarce monitored areas. This paper estimates streamflow ina basin considered as “ungauged” and the evaluate how much the efficiencies indexes increase when RS is incorporated in the traditional hydrological modelling.

2. Study Area

The Elqui River Basin, with an area of 9794 km², is located in the Coquimbo Region, in northern Chile. It has a Mediterranean climate, with an humid-cold winter and a warm and dry summer season. The catchment has two main tributaries: Claro river and Turbio river. The first one is influenced by human activity (Reservoirs and Mining) while the second one has no important diversions or interventions (only a few diversions for agriculture). Due to the Andes Cordillera, the elevations can reach 6000 m.a.s.l, influencing the hydrology in an important part of the Chilean territory. Because of this orographic effect, precipitation increases with the altitude and temperature decreases considerably, producing snowfall in altitudes above 2350 m.a.s.l. This natural water storage is the only source of water during the dry season, which is available due to snowmelt.

There are two important meteorological agencies in the region: Dirección General de Aguas (DGA) and Center for Advanced Arid Zone Studies (CEAZA). DGA has meteorological and streamflow stations, with data available at a daily step (see Figure 1). Variables registered in DGA stations are maximum and minimum daily temperature, daily precipitation and, in one stations, dry and wet bulb temperature.

The oldest station with precipitation data have records from 1938, and for maximum and minimum daily temperature from 1973. In the case of streamflow data, records start in 1914. On the other hand, CEAZA stations register information even 15 minutes, but it is available at an hourly time step and with data from the last 5-6 years (for the oldest CEAZA stations). Variables measured include precipitation, temperature, relative humidity, dew point, incoming short and long wave radiation, etc. SWE is also measured, but data is not trustable.

Land use in the basin considers two main classes (Zhao et al., 2016): bare soil (in high altitudes) and shrubs (median and low altitudes). There is an important presence of agriculture in the central valley, close to the Elqui river. but, in terms of total area, is not significant. Two main reservoirs, for agriculture use, were built in the catchment. Because of this intervention, three sub-basins are considered in this paper, which are defined according to three DGA streamflow gauges: (1) Cochiguaz

river, (2) Derecho river and (3) Toro river (see Figure 1). This basin has no streamflow intervention and only the Toro river has human influence due to mining activity. Because of this intervention, Toro river is divided in their two main tributaries: Malo river (with mining activity) and Vacas Heladas river (in natural regime).

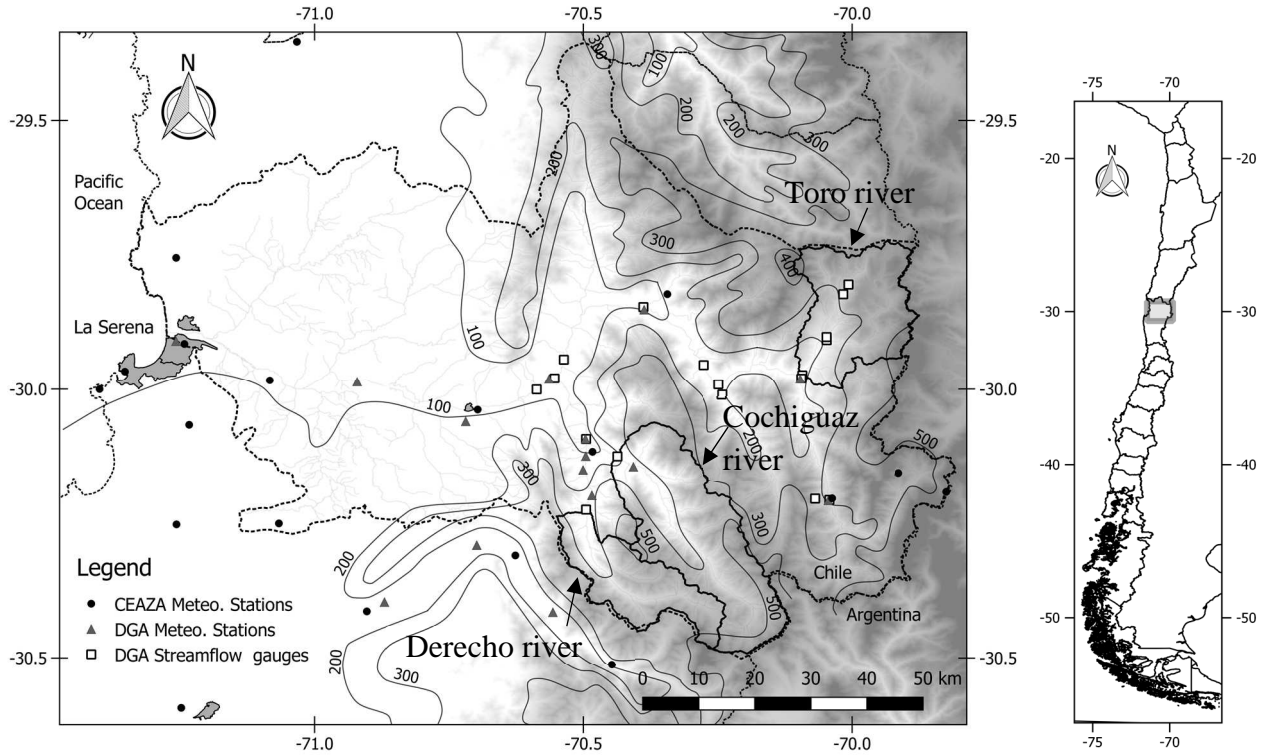


Figure 1: Study area. Meteorological Stations and Streamflow Gauges. Lines are contours of precipitation (in mm). Gray color represent altitude.

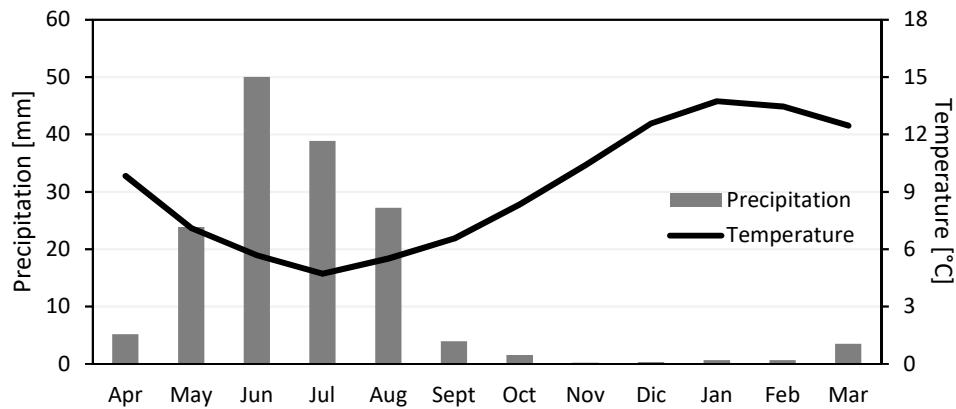


Figure 2: Mean monthly values for precipitation and temperature over the Elqui River Basin.

3. Data

3.1. Meteorological and Streamflow data.

More than 14 DGA stations were used for precipitation (Pp) and 7 for maximum and minimum daily temperature, which are nearby the 3 sub-basins considered in this study. Some of them are at high altitudes (3160 and 2150 m.a.s.l). There is one DGA station with wet and dry bulb temperature with observations even 8 hours. Streamflow data comes from 3 DGA gauges: Cochiguaz river at Peñón, Derecho river at Alcohuaz and Malo river before La Laguna river. Wind speed and short wave incoming radiation are obtained from CEAZA stations.

3.2. SWE

Even though SWE is measured in some CEAZA stations, data is not trustable because of the values and the seasonal unexpected variation, so it was not included in the analysis. However, Cornwell et al. (2016) estimated a "reconstructed SWE" using fsca from MODIS data. This product, with a spatial resolution of 500m, has SWE values from August 15th until January 15th since 2001 until 2014 (due to MODIS data). This model is based on an energy balance considering short and long net wave radiation, and a pseudo-physical conceptualization of turbulent fluxes, which are represented with a degree-day method. Melting is adjusted with fsca MODIS data (which is adjusted for vegetation). Another source of information is given by the AMSR-E SWE product, which was launched in May 4th, 2002. It has information at a daily step, in a 25km grid. Nevertheless, some issues must be considered like forest land cover, water in the snowpack, water bodies, atmospheric effects and there is a snow depth for which AMSR-E SWE product has no SWE increase.

3.3. Evapotranspiration

Several satellite products with ET estimation are available. In this paper, we use MOD16 ET product (Mu et al., 2007; Mu et al., 2011), which is available even 8-day since 2001 until today with a spatial resolution is 1 km. ET is derived from Penman-Monteith equation, using RS data such as soil cover, LAI index, albedo, etc. and the GMAO reanalysis. ET from MOD16 represent the sum of intercepted water by vegetation, transpiration from plants and evaporation from bare soil.

4. Methods

To estimate how streamflow estimation improves when RS is incorporated, two different ways are proposed: (1) estimate streamflow considering the sub-basins as "ungauged", calibrating parameters of the CRHM model using ET MOD16 and fsca and (2) evaluate

improvements in efficiency index when RS is incorporated in the traditional hydrological modelling. In this section both methods are explained.

4.1. CHRM model

Cold Regions Hydrological model (CRHM) is a semi-distributed physically based model (Pomeroy *et al.*, 2007) designed by the University of Saskatchewan to represent physical processes from the cold regions of Canada such as prairies, arctic, sub-arctic and boreal forests as well as forests located in high altitudes. Time step for modelling goes from hourly until daily and to represent geography, the model uses Hydrological Responses Units (URHs).

The snowpack, which control the water availability in cold regions, is represented by mass and energy equations. Mass balance ($dSWE/dt$) is controlled by snow accumulation (P) meanwhile the mass loss of the snow pack comes from transport of snow by wind, sublimation (E) and snowmelt (M).

$$\frac{dSWE}{dt}(x) = P - p \left[\nabla F(x) + \frac{\int E_B(x) dx}{x} \right] - E - M \quad [1]$$

Where F is the snow rate transported by wind, p is the blowing snow probability within the HRU, E_B is the sublimation from the snowpack surface and x is the fetch. On the other hand, the energy balance (dU/dt) includes net all wave radiation (Q_n), turbulent flux of sensible heat (Q_H), turbulent flux of latent energy (Q_E), ground heat flux (Q_G), energy to advection from external sources, such as heat added by falling rainfall, warm air masses, etc. (Q_D) and the energy available for snowmelt (Q_m), as can be seen in equation [2].

$$\frac{dU}{dt} = Q_m + Q_n + Q_H + Q_E + Q_G + Q_D \quad [2]$$

The model uses several modules to estimates processes like accumulation and snowmelt, snow interception, infiltration, evapotranspiration, among others. Modules used are:

- Basin: Manage URHs properties, like area, mean elevation and soil characteristics.
- Global: Estimates short wave incoming radiation (Garnier & Ohmura, 1968).
- Obs: transform meteorological forcing if it's necessary
- Calcsun: Estimates sunshine hours from short incoming radiation
- Intcp: calculate effective precipitation
- LongVt: Estimates long wave incoming radiation
- Netall: Estimates net radiation
- Evap: calculate ET for each time step
- Albedo: Uses albedo according to Essery (2013).

- SnobalCRHM: make the energy balance in the snow-pack
- Ayers: Manage infiltration in unfrozen soils according to Ayers (1959).
- Soil: It considers 3 soil layers, recharge, lower and groundwater.
- Netroute: Control the routing of groundwater, sub-superficial and superficial flows.
-

4.2. Forcing data

To use the energy balance, CRHM is run at an hourly step, and forcing must be constructed to achieve that time step. We constructed precipitation gradients (m) with the DGA stations to estimate daily precipitation in each HRU using a base station with the next equation:

$$Pp(z) = Pp_o + m \cdot (z - z_o) \quad [3]$$

$$m = \frac{\Delta Pp}{\Delta z} \quad [4]$$

Where z_o , Pp_o is altitude and precipitation from base station, and z is HRU altitude. To calculate hourly precipitation, we first estimate the duration of the rainfall contrasting daily precipitation with rainfall length according to CEAZA stations, obtaining the duration d

$$d(Pp) = d_{min} + aleat \cdot (d_{max} - d_{min}) \quad [5]$$

Where d_{min} and d_{max} are the minimum and maximum precipitation length (in hours) according to lineal relations (Pp against d) derived from CEAZA stations. Pp at each hour is estimated randomly.

Temperature is constructed with lapse rate (using DGA stations) and a base station with maximum (T_{max}) and minimum (T_{min}) daily temperature, obtaining T_{max} and T_{min} at each HRU.

$$T_{min,max}(z) = T_{min,max} + m \cdot (z - z_o) \quad [6]$$

$$m = \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad [7]$$

When T_{min} and T_{max} calculations is done for each HRU, we estimate a "normalized" hourly temperature from CEAZA stations which its adjusted to get hourly temperature in each HRU. This process is shown in

Wind speed: Methodology to obtain wind speed is similar to temperature. Wind speed gradients are obtained from CEAZA stations. Then, the wind speed (u) for day j on month i at z elevation is obtained from equation [8].

$$u(z)_j^i = \bar{u}_i(z) \pm aleat \cdot \sigma_u^i \quad [8]$$

Where \bar{u}_i is the mean wind speed on month i and σ_u^i is the standard deviation.

Relative humidity (RH) is obtained from dew point (T_d) and temperature (T). e represents the saturated vapor pressure (Buck, 1981).

$$RH = \frac{e(T_d)}{e(T)} \cdot 100 \quad [9]$$

$$e = 6,1115 \cdot \exp\left(\frac{22,452 \cdot T}{272,55 + T}\right) \quad T \leq 0 \quad [10]$$

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

The difficulty is to calculate dew point in each HRU, which is estimated with the same methodology applied to u . T_d gradients are estimated from CEAZA station, while a DGA station (the only one with dry and wet bulb temperature, T_w) is considered as a base station. To calculate T_d in the base station, we use the following equations

$$e_w = 6,112 \cdot \exp\left(\frac{17,67 \cdot T_w}{T_w + 243,5}\right) \quad [11]$$

Then, vapor pressure can be estimated as

$$e = e_w - P_{sta} \cdot (T - T_w) \cdot 0,00066 \cdot (1 + (0,00115 \cdot T_w)) \quad [12]$$

Where P_{sta} is the air pressure at the station location. Then, dew point temperature (T_d) is derived from equation [13].

$$T_d = \frac{243,5 \cdot \ln(e/6,112)}{17,67 - \ln(e/6,112)} \quad [13]$$

Hourly short wave incoming radiation (I_s) is derived from DeWalle & Rango (2008).

$$I_s = \frac{I_o}{e_r^2} \cos(Z) \quad [14]$$

Where I_o is the solar constant ($\sim 1400 \text{ Wm}^{-2}$), e_r the radius vector and Z the zenith angle, which it depends on latitude (θ), solar declination (δ) and the hour angle (ω).

$$\cos(Z) = \sin(\theta) \cdot \sin(\delta) + \cos(\theta) \cos(\delta) \cos(\omega \cdot t) \quad [15]$$

Because of atmospheric effects and cloud cover, I_s is adjusted by atmospheric effects and cloud cover (C)

$$I'_s = I_s \cdot (a - b \cdot C) \quad [16]$$

Where a and b are the atmospheric and cloud effect constants, equals to 0.82 and 0.35 respectively. C is the fraction of the sky covered by clouds We use cloud pixels from de MOD10 and MYD10 products to estimate C .

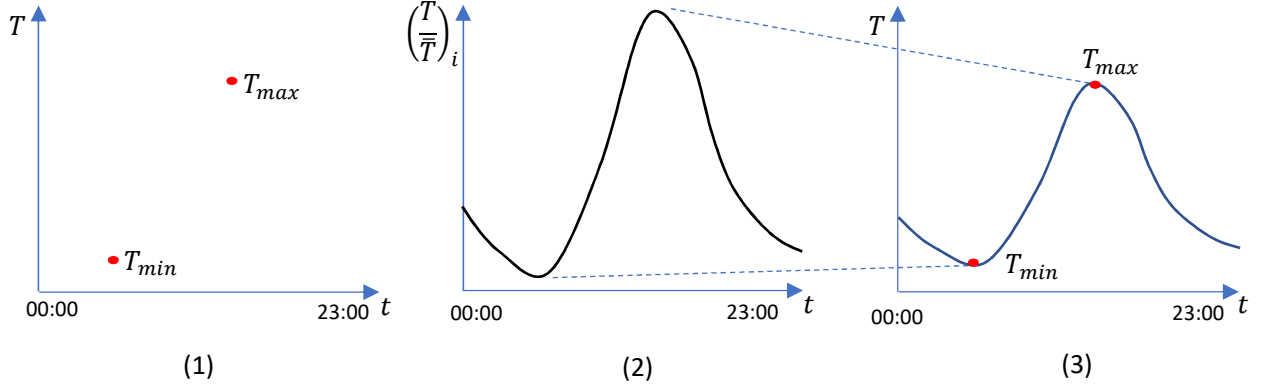


Figure 3: Process to obtain hourly temperature. in (1) T_{max} and T_{min} are already estimated. Using CEAZA station, a “normalized” hourly temperature is constructed in (2) which is adjusted in (3) to match the maximum and minimum daily temperature. \bar{T} is the daily mean temperature and $(\bar{T}/\bar{T})_i$ is the mean normalized temperature for the month i .

4.3. Hydrological modelling

Modelling process is divided into 3 phases: (1) we try to estimate streamflow using RS data (fsc_a and ET), (2) we model the basins using streamflow data only (Q) and (3) we combined Q and RS. HRUs consider five elevation bands (1/5 of the total area) and then are divided following the river to represent the main two aspects of each basin.

In Figure 4 are presented the HRUs considered for each basin. Five elevations bands are scaled in grey color, while the division of the basin by the stream results in 10 URHs per sub-basin. An eleventh HRU is added to represent the outlet of the basin. To evaluate the performance of the model, we considered two efficiency indexes: NSE and KGE, as it is shown in equation [17] and [18].

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (x_m^t - x_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (x_o^t - \bar{x}_o)^2} \quad [17]$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(1-r)^2 + (1-\alpha)^2 + (1-\beta)^2} \quad [18]$$

$$r = \sqrt{k_1 \cdot k_2} \quad \alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \quad \beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$$

Where x_m^t is the variable modelled at time t , x_o^t is the observed variable in t and \bar{x}_o is the mean value of the observed variable. The denotation for KGE is given for the mean values β of the observed (o) and simulated (s) variable, σ represents the standard deviation, k_1 represents the slope of the relation between the observed and simulated values and k_2 the slope between the simulated versus the observed values.

5. Results

MOD10 (Terra satellite), MYD10 (Aqua satellite) and MOD16 are products based on MODIS sensor, and its information is available since 2001 for MOD10 and MOD16, and since 2002 for MYD10. To consider the three sources of information, the calibration period considered in this work is 2002/2003 to 2009/2010 (hydrological years, considered from April 1st to March 31). The validation period, a very dry one in northern Chile, begins in 2010/2011 until 2013/2014.

5.1. Modelling using only RS data

fsc_a information is derived from MOD10 and MYD10 and, for each pixel, daily fsc_a is considered as the mean value between MOD10 and MYD10. In case of clouds presence in one of the fsc_a products, we consider the fsc_a of the other product. If both products have cloud presence, that pixel is considered with no information. Then, "clouds" are removed using Gafurov & Bardosy (2009).

Modelled fsc_a is estimated using the SWE presence in the HRU. Then, the modelled fsc_a is calculated using sum of the areas with snow cover

$$fsc_a_m^j(t) = \frac{1}{A_j} \sum_i fsc_a_i^j(t) \quad [19]$$

$$fsc_a_i^j(t) = \begin{cases} A_i^j & \text{if } SWE_i^j(t) \geq SWE_* \\ 0 & \text{if } SWE_i^j(t) < SWE_* \end{cases} \quad [20]$$

Where $fsc_a_m^j(t)$ is the modeled fsc_a for the sub-basin j at time t , A_j is the total area of sub-basin j , A_i^j is the area of the HRU i of the sub-basin j , $SWE_i^j(t)$ is the modeled SWE in the HRU i for the sub-basin j and SWE_* is the critical SWE value, considered as 5 mm.

Two modules are related to snow: *AlbedoRichard* (controlling snow albedo) and *SnobalCRHM* (controlling energy balance in the snowpack). The equations of the energy balance can be found in Marks (2008) and the parameters that are changed are the snow albedo decay rate, which is divided in two rates: one for cold snow and another one for melting snow and the amount of precipitation the renew the albedo. The other parameters with

an important impact on *fsca* is the snow rugosity. A comparison between MODIS and modelled *fsca* is shown in Figure 5 The process is well represented by the modelled in the four sub-basins considered, and the NSE for the calibration and validation periods are shown in Table 1.

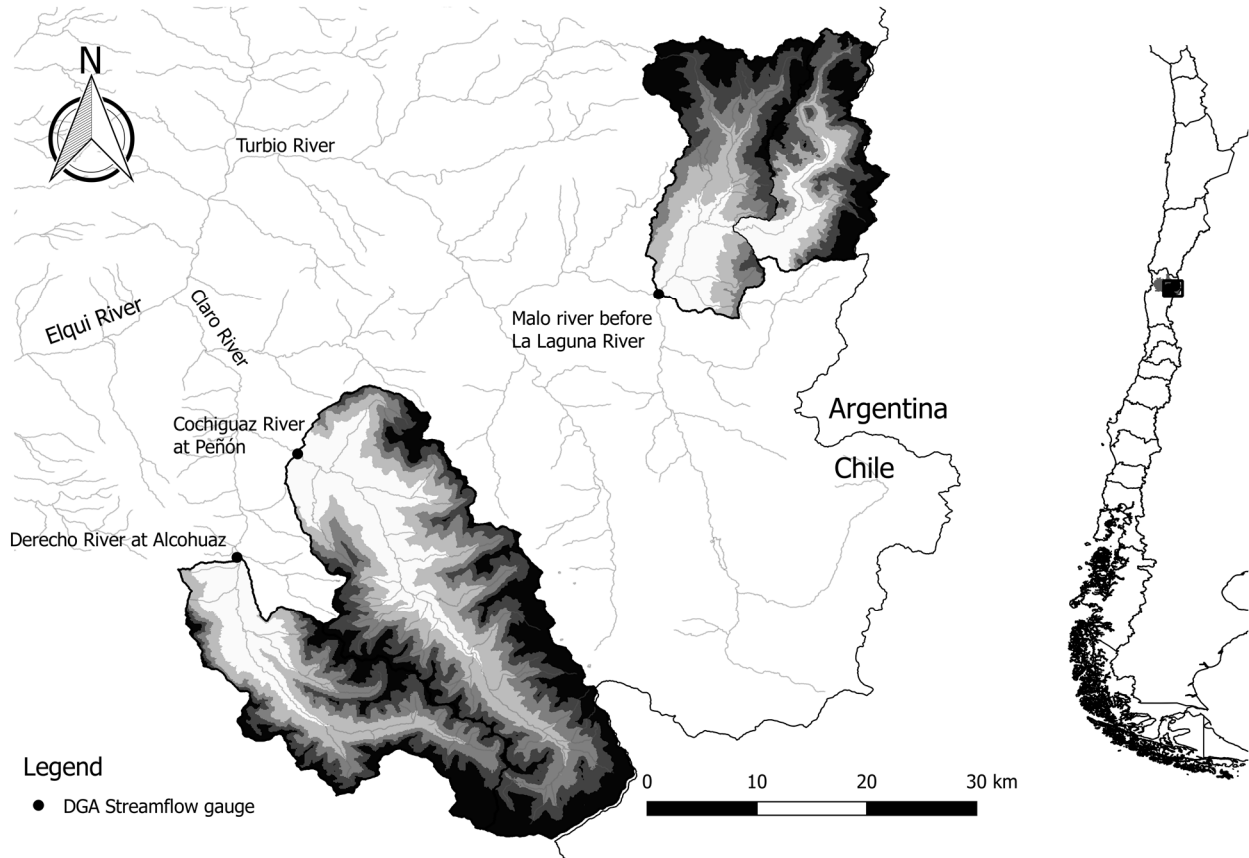


Figure 4: HRU representation in each sub-basin.

For ET, we considered the two lowest HRUs because MOD16 has no values in pixels with snow presence. The module *Evap* estimates ET_a using three different schemes. Due to MOD16 considers the Penman-Monteith formula, *Evap* module estimates the fluxes using the same equation. The main parameters of *Evap* are F_{Qg} or the fraction of the incident radiation that is loss for heating the ground, r_s which is the aerodynamic resistance and Ht or the vegetation height. CRHM model has ET_a in months with water availability while MOD16 has a constant ET_a value and increase in

the winter season. This constant value cannot be reproduce by CRHM, but the months with the high ET_a are the same for CRHM and MOD16, corresponding to winter season. Because of this, we compared yearly values, as it can be seen in Figure 6, where Cochiguaz and Derecho have similar annually ET values compared to MOD16, but Toro river is highly overestimated by MOD16, despite this last basin has only 16 pixels within the basin, as opposed to Cochiguaz and Derecho, with 130 and 45 MOD16 pixels respectively.

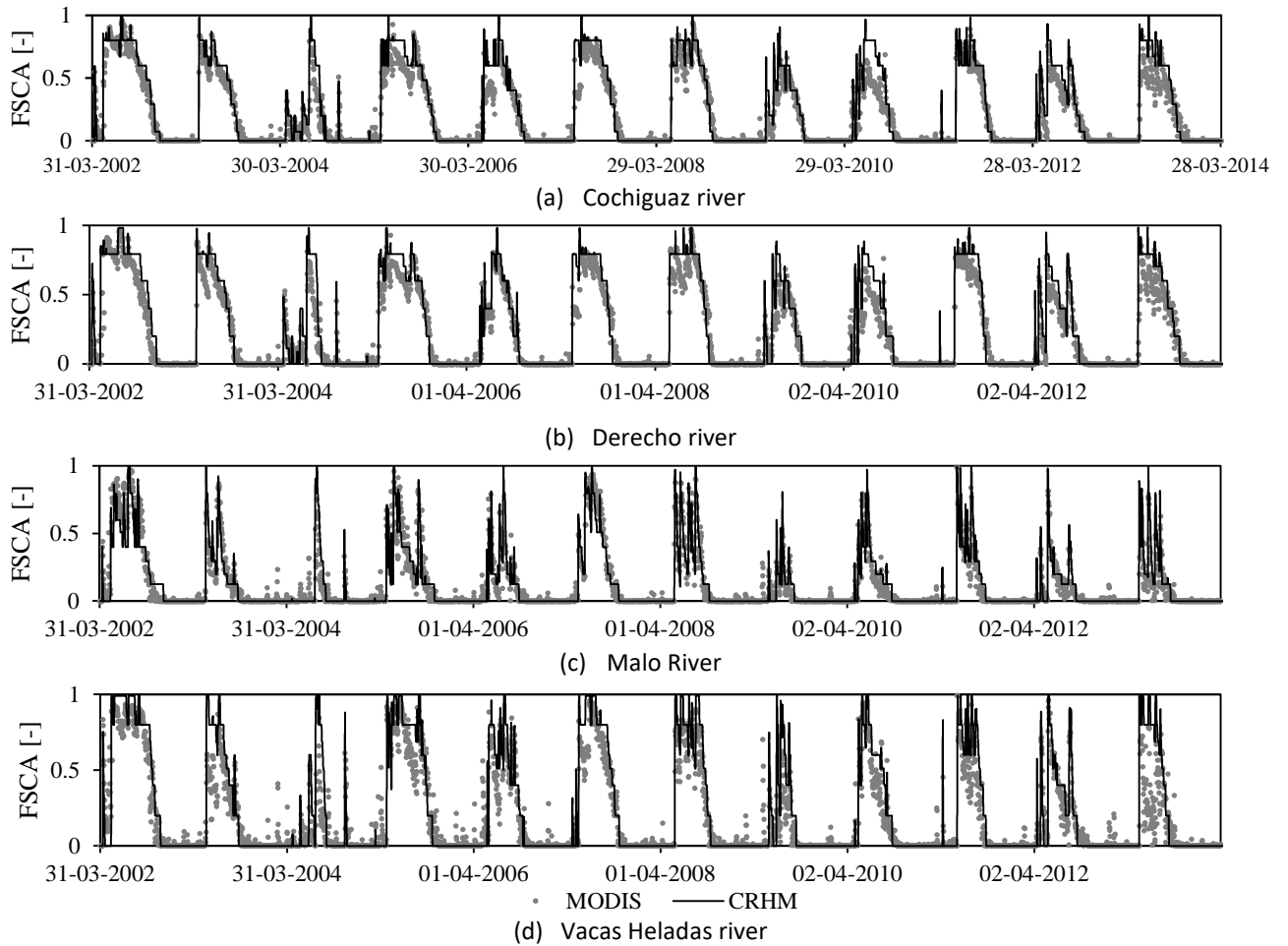


Figure 5: *fsc*a modeled by the CRHM model and MOD10/MYD10 after clouds removal

Table 1: NSE values for *fsc*a considering the calibration and validation period.

Basin	Calibration	Validation
Cochiguaz river at Peñón	0,84	0,67
Derecho river at Alcohuaz	0,71	0,51
Malo river before Vacas Heladas river	0,75	0,59
Vacas Heladas before Malo river	0,76	0,54

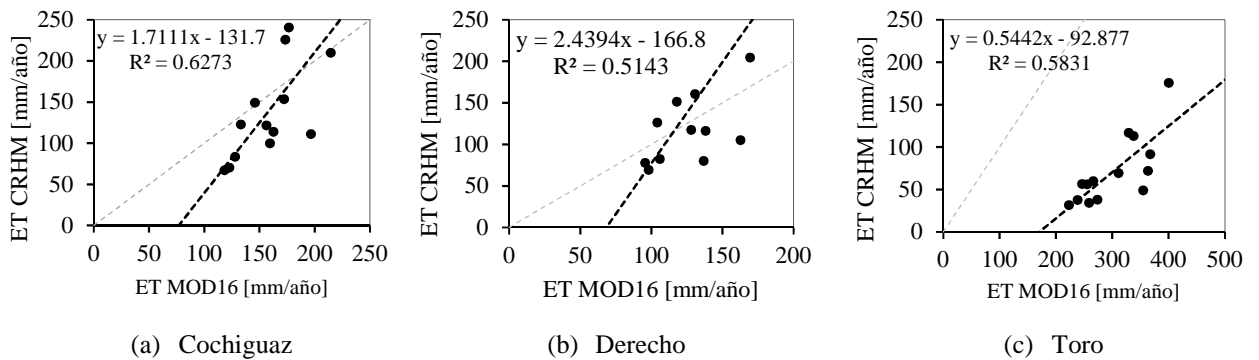


Figure 6: Annual values for *ET*a by CRHM and MOD16.

CRHM model has parameters that can be calibrated, especially those related to the soil module. In this stage, we do not consider streamflow data, so soil parameters are estimated considering:

- i. Because of fsca, we consider that basins are snow-driven regimes.
- ii. Streamflow should exist at any moment, ie, a baseflow is necessary
- iii. Maximum monthly streamflow should be in November or December (lasts spring months)
- iv. During the winter season, flush events should not be modelled, because snowfall occurs in most of the basin.
- v. Aquifers reach the maximum capacity only in wet years.

To achieve all these considerations, we changed soil parameters from the "Soil" module. Some of these following parameters:

- *soil_gw_K*: percolation rate [mm/d].

- *lower_ssr_K*: manage the water that goes to the sub-superficial flow from the lower layer [mm/d].
- *rechr_ssr_K*: represented the water that goes to the sub-superficial flow from the recharge layer [mm/d].
- *gw_K*: is the velocity of the flow from on HRU to another [mm/d].
- *soil_rechar_max*: maximum capacity of the recharge layer [mm].
- *soil_moist_max*: maximum capacity of the moist layer [mm].
- *gw_max*: maximum capacity of the groundwater layer [mm].

Another important module is Netroute. We only change the *ssr_Kstorage* parameter [d], that control the routing of the sub-superficial flow. Considering different combinations of the soil parameters, several hydrograms are estimated. In Figure XXX are the streamflow data (black dots) and the difference between the maximum and minimum modeled streamflow (grey area).

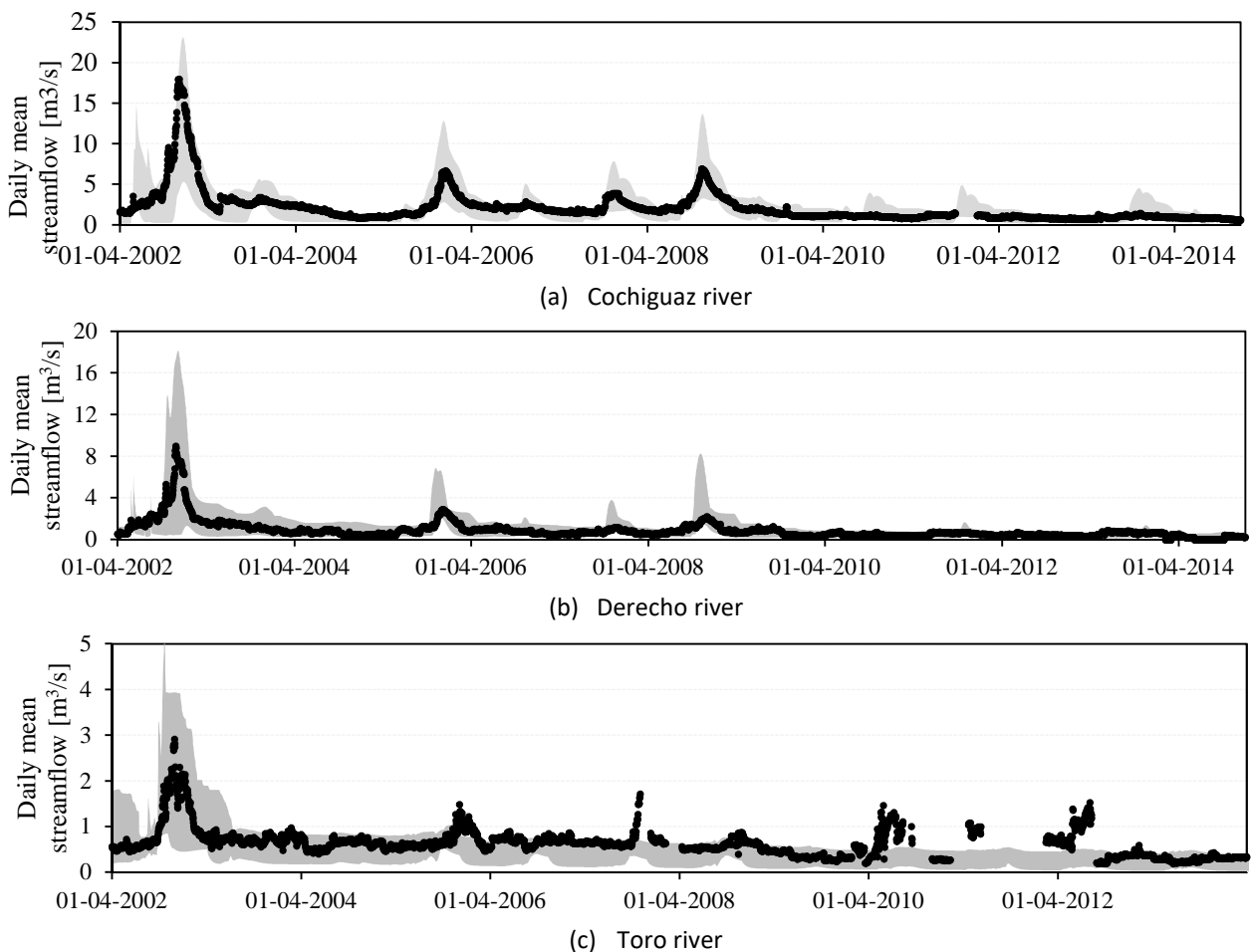


Figure 7: Streamflow estimation considering the sub-basins as ungauged. Black dots represent gauge data. Grey area is the difference between the maximum and minimum streamflow for different parameters combinations.

5.2. Modelling including RS and Streamflow data

To quantify the benefits of including RS data in hydrological modelling, we first model the sub-basins using streamflow data only. On the other hand, we calibrate the model considering the fsca and streamflow data. To model the streamflow contrasting with streamflow gauge data only, we change the parameters from the soil module and iterate manually the until obtain a

good NSE and KGE indexes. The parameters related to snow processes are set as the default value and, in Table 2, are the NSE values for the fsca results which, in all cases, are inferior to the results of Table 1. On the other, and as it is expected, the streamflow efficiency indexes increased in the calibration period, as it is show in Table 3. In the validation period, the efficiencies indexes are unsatisfactory.

Table 2: NSE for fsca calibrating the model with streamflow data only.

Basin	Calibration	Validation
Cochiguaz river at Peñón	0,66	0,27
Derecho river at Alcohuaz	0,68	0,54
Malo river before Vacas Heladas river	-0,06	-0,63
Vacas heladas river before Malo river	0,20	-0,28

Table 3: Efficiencies indexes for streamflow in the calibration and validation period using Q data only. NSE and KGE are for streamflow data and NSE_{LOG} represents the NSE of the logarithms of the streamflow data.

Basin	Calibration			Validation		
	NSE	NSE _{LOG}	KGE	NSE	NSE _{LOG}	KGE
Cochiguaz river at Peñón	0,74	0,33	0,86	-0,53	-0,37	0,03
Derecho river at Alcohuaz	0,75	0,65	0,792	-3,58	-1,0	0,35
Toro river before La Laguna river	0,74	0,89	8,83	-0,3	-0,68	0,0

When the fsca y Q data are incorporated in the calibration processes, the efficiency indexes increase. First, we calibrate the fsca, as it is shown in Figure 5, and then we estimate the soil parameters to calibrate NSE/KGE values. The performance of the model for fsca

is shown in Table 1, while the modeled streamflow calibrated with Q data and RS are in Figure 8. The efficiencies indexes can be seen in Table 4. The NSE/KGE values increase in the calibration period, while in the validation period are still unsatisfactory.

Table 4: Efficiencies for streamflow calibrated with RS and Q

Basin	Calibración			Validación		
	NSE	NSE _{LOG}	KGE	NSE	NSE _{LOG}	KGE
Cochiguaz river at Peñón	0,89	0,786	0,94	-8,6	-19	-0,7
Derecho river at Alcohuaz	0,805	0,721	0,892	-1,35	-8,7	0,06
Toro river before La Laguna river	0,74	0,889	0,83	0,023	-0,68	0,086

6. Analysis

6.1. About precipitation, ET, and SM

One of the main challenges in the hydrological modelling is the forcing estimation. In this work, a methodology based on gradients and base meteorological stations is used. Nevertheless, in snow-driven regimen basins, SWE is highly dependent on the amount of precipitation.

Cornwell *et al.* (2016) estimates the SWE in the extra-tropical Andes and the satellite AMSR-E has a product with SWE values but, both sources of information, has

different spatial resolution. Because of this, we present the values for the AMSR-E pixels contained in the basin. In Cornwell *et al.* (2016), SWE is overestimated in northern Chile (compared to two stations with SWE data) and the same effect can be seen in this study. Another way to analyze the forcing is via hydrological modelling. According to the calibration period, forcing are representative of that period, but during the validation, persist some issues because streamflow is not well represented by the CRHM model. For AMSR-E values, there is noise but the inter (and intra)-annual variation is captured by the AMSR-E SWE product.

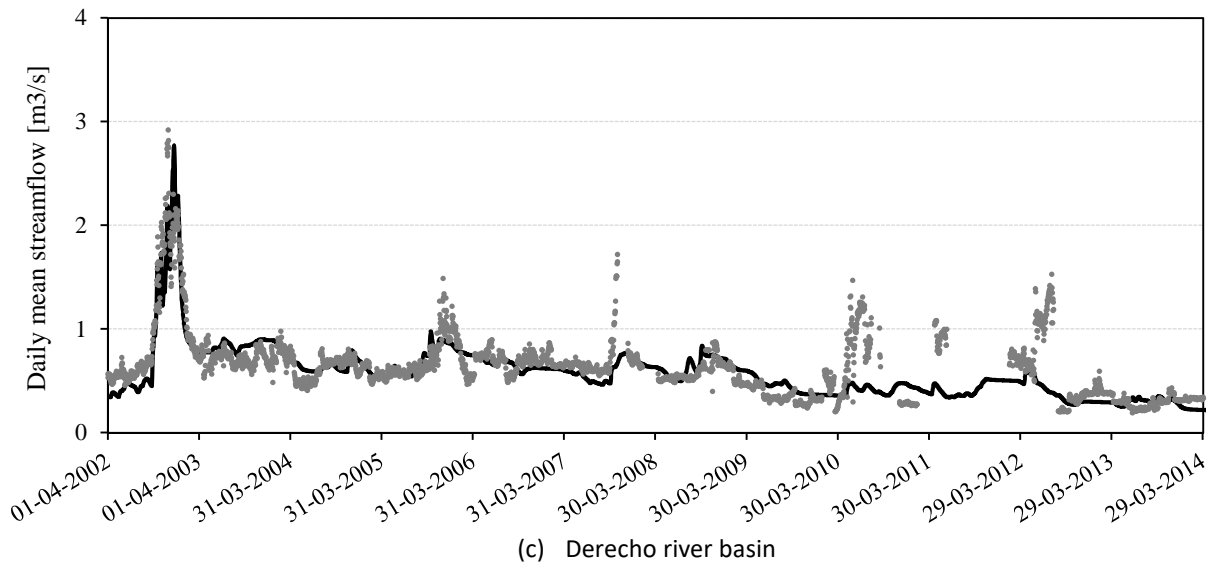
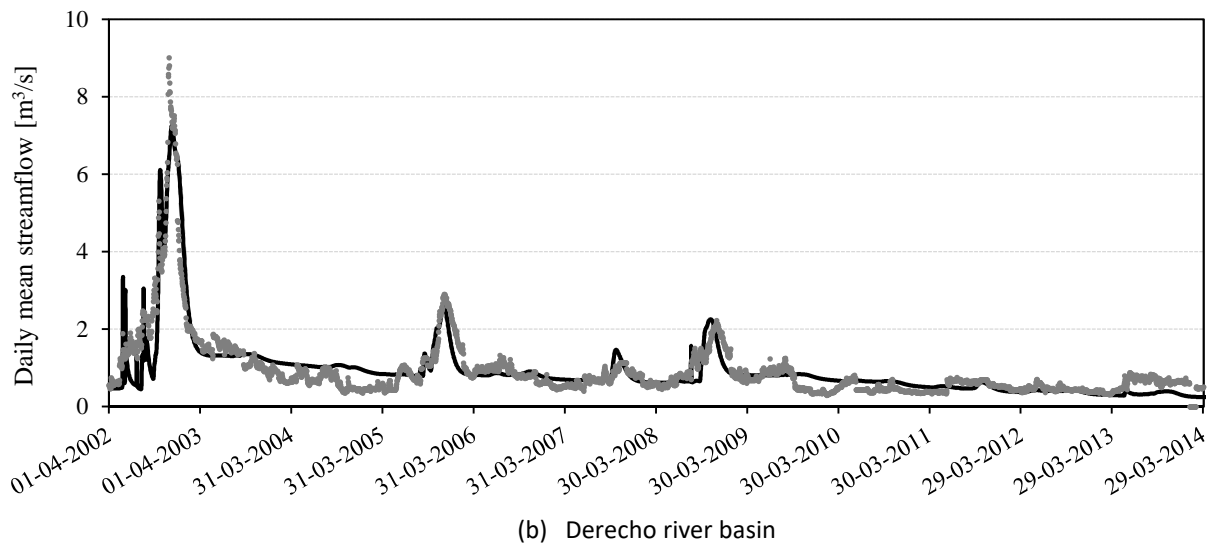
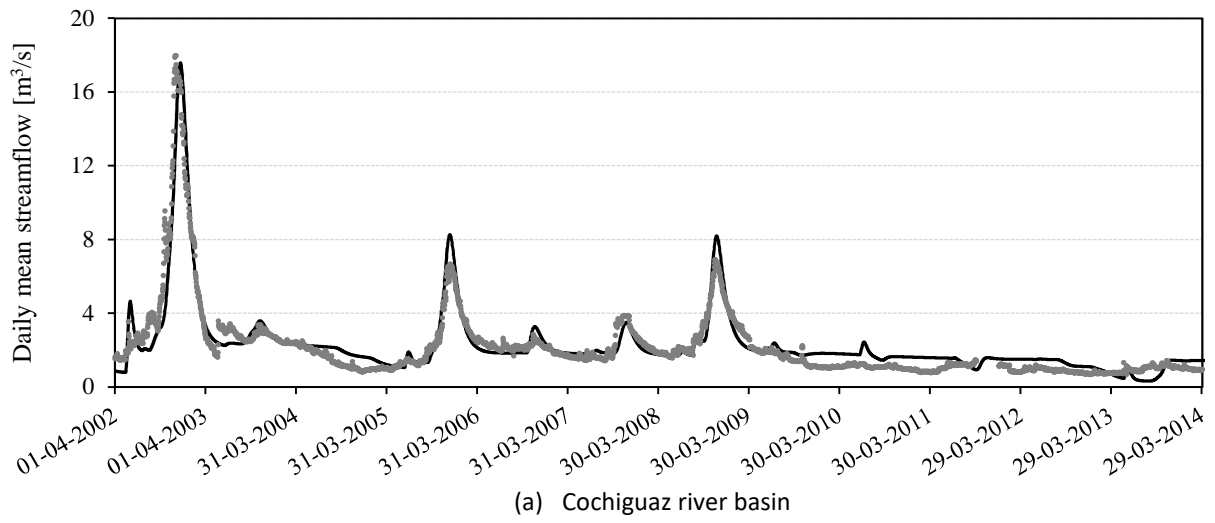
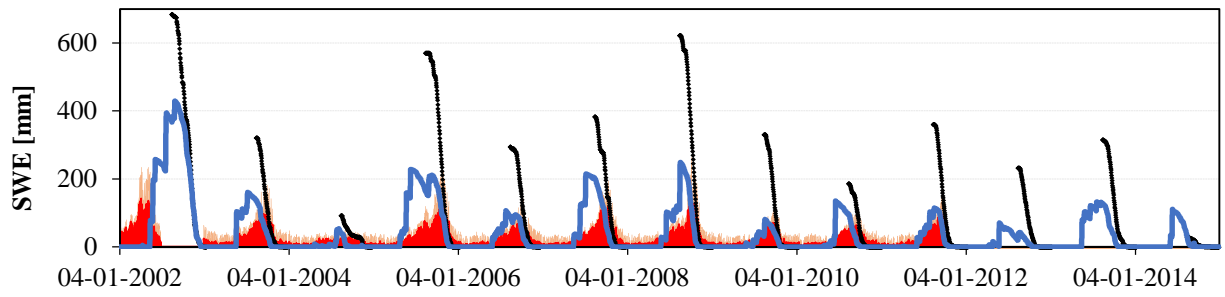
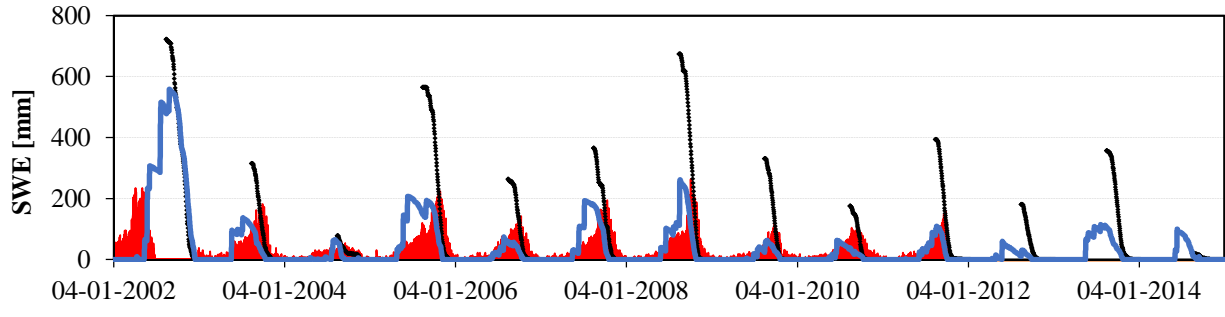


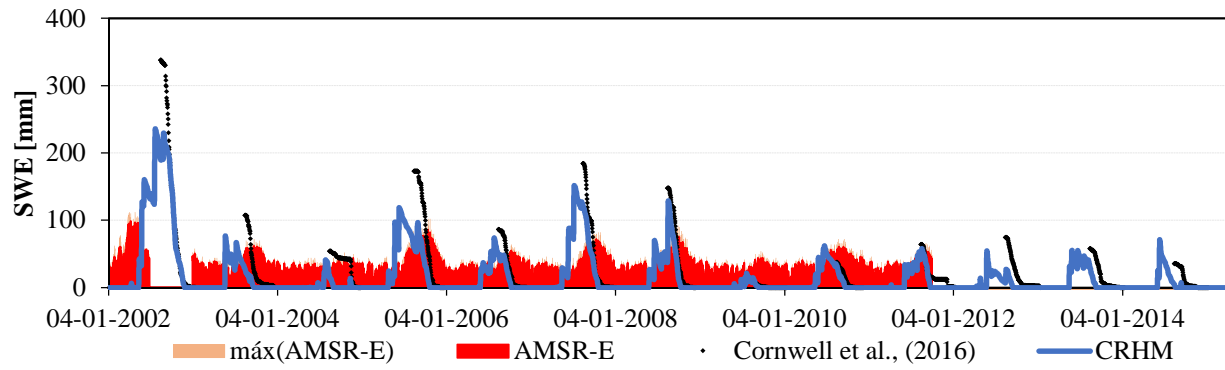
Figure 8: Modeled streamflow using RS and Q data. Grey dots represent Q data, while black line is the modeled streamflow



(a) Cochiguaz River



(b) Derecho River



(c) Toro Basin

Figure 9: SWE estimation in the studied sub-basins by AMSR-E, Cornwell et al., (2016) and the methodology proposed in this paper.

For ET, CRHM model cannot represent the “base ET” that is shown in MOD16, but the seasonality is the same between both estimation. ET parameters, as in Immerzeel & Droogers (2008), do not affect ET_a , and the values estimated by the model is related mor to precipitation than the parameters.

6.2. Modelling without Q data

The NSE’s values for several parameters combinations are shown in Figure 10, where results are reasonable for Cochiguaz end Derecho rivers, but unsatisfactory for the Toro river basin, although this basin is intervened by Mining Industry.

Modelling without Q data is a difficult task because the soil processes once the infiltration from melting snow begins are unknown in magnitude, ie, (1) we do not know the magnitude of the runoff, (2) how much is the contribution to streamflow from sub-superficial flows, (3) the water storage capacity of the “soil layers” and the mean velocity of the release water from these storages and (4) estimation of the percolation magnitude to keep a relative constant baseflow during the year. Without Q data all these magnitude include more uncertainty and several parameters combinations results in equal probability, but with different NSE values, some of them far from the basin processes.

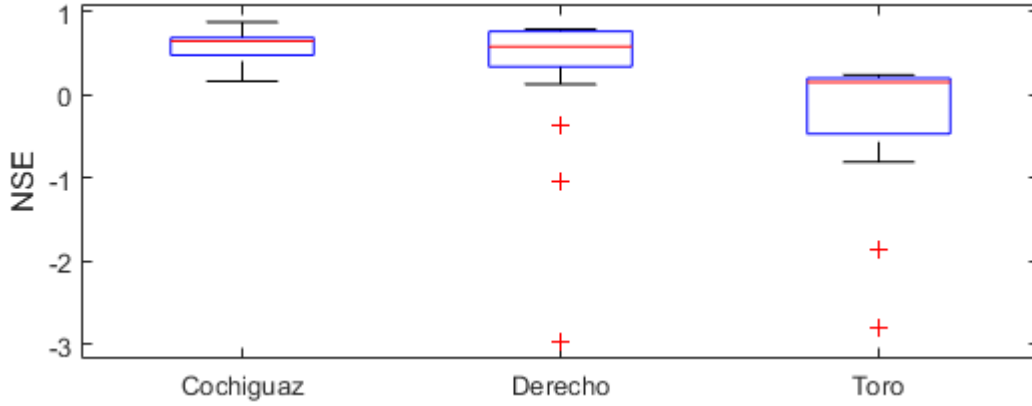


Figure 10: NSE variation for several parameters combination modelling with RS data only.

6.3. About calibration

Calibration process is performed manually and iterative so, judging according to NSE values in the calibration period, is a good way to achieve high NSE/KGEs. However, in the validation period, NSE values are unsatisfactory. The calibration period has wet, normal and dry year, meanwhile the validation one, has dry and very dry years. This cause an extensive drought where the main source of water for streamflow comes from the water storage in the soil layers of the basin and, seeing Q data, this water storage is depleted during the drought, what it is reproduce by CRHM, despite of the bad NSE/KGEs values. The difference in efficiencies values between calibration and validation period can be analyzed with the components of the KGE index. Gupta *et al.* (2007), elaborating the KGE, defined the weight of each component of the index (g_i) as:

$$g_{\alpha} = \frac{G_{\alpha}}{G_{\alpha} + G_{\beta} + G_r} \quad [21]$$

$$g_{\beta} = \frac{G_{\beta}}{G_{\alpha} + G_{\beta} + G_r} \quad [22]$$

$$g_r = \frac{G_r}{G_{\alpha} + G_{\beta} + G_r} \quad [23]$$

Where

$$G_{\alpha} = (\alpha - 1)^2 \quad [24]$$

$$G_{\beta} = (\beta - 1)^2 \quad [25]$$

$$G_r = (r - 1)^2 \quad [26]$$

α , β and r are the coefficients to calculate KGE. In Figure 11 are shown the g_i values for the calibration and validation period.

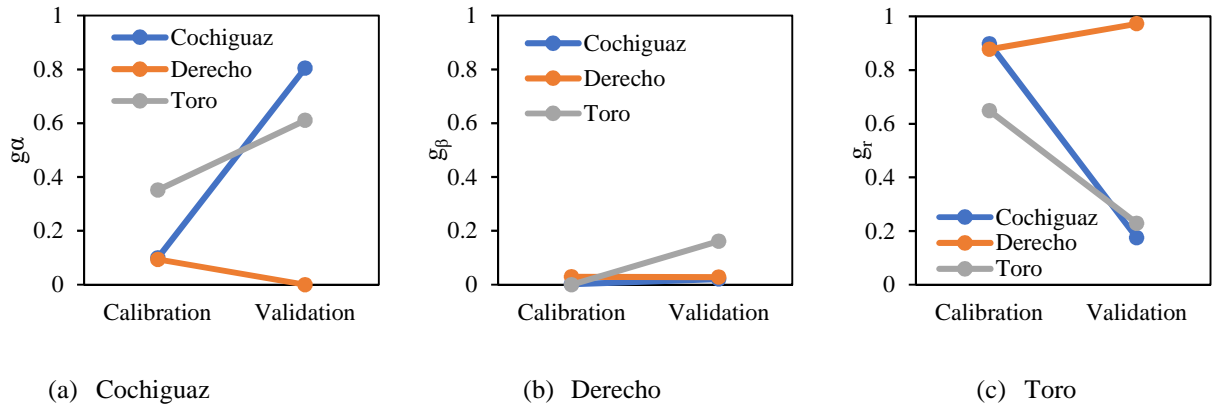


Figure 11: g_i values for calibration and validation period in the studied sub-basins for the modelling considering RS and Q data

In the three sub-basins, the main variation between calibration and validation period are the standard deviation (g_α) and the 1:1 relation (g_r). Mean streamflow values have no impact in KGE (g_β). As a result, the drought period stabilizes the streamflow, reducing the standard deviation which increase the α value and the modelling cannot represent that process adequately so, the r value is also affected, despite the difference between mean values are not important.

6.4. Modelling methodology

The variation in the NSE values (equivalent for KGE) increase with the addition of more information. Figure 12 shows the change in NSE calibrating with RS data only, with Q data only and the combination of both sources of information (RS+Q). Error bars represent the maximum and minimum NSE for different sets of parameters. Cochiguaz is the best basin, while Toro is the worst. In the RS case, the dot represents the mean NSE of the pa-

rameters combinations. In Derecho, the result is satisfactory, but for parameters equally possible, the NSE change dramatically. A possible reason for the goodness of the mean NSE values calibrating with RS is because of the snow-driven regime of the basins. For this kind of basins, water availability is strongly influenced by snow accumulation, and, with relative good forcing and a calibration of $fsca$, there is an important chance to have good results in streamflow. Additionally, the soil cover is known, because of the altitude, high streamflow in the winter season are not expected so the challenges are the estimation of precipitation (which impact the snow accumulation) and the processes related to soil layers. In consequence, modelling these basins is easier than a catchment with an important pluvial area during winter season, because the soil diversity, soil cover and temperature influence the change of mass and energy between the soil and the atmosphere, and the magnitude of high flows are unknown if no streamflow gauge is available.

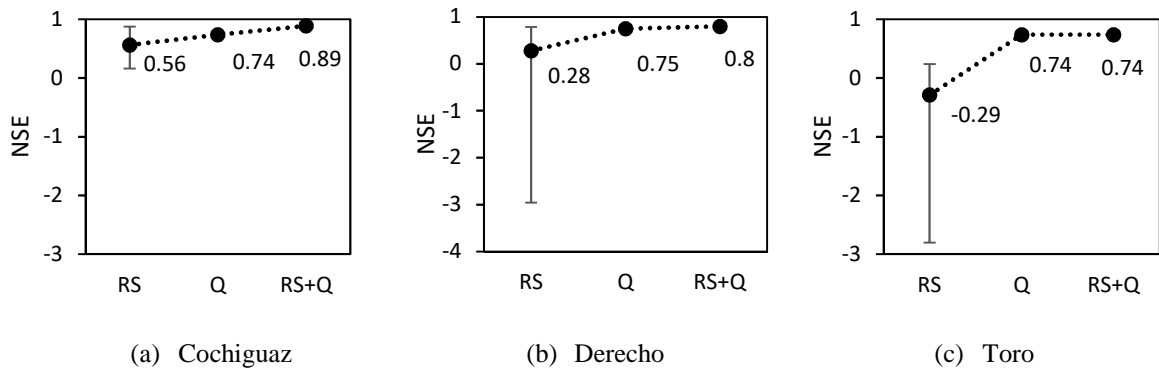


Figure 12: Variation of NSE values according to the information included in the calibration process (RS: remote sensing only, Q: Streamflow data only and RS+Q: remote sensing and streamflow data). Error bars indicated the maximum and minimum NSE values for the different set of parameters.

7. Conclusions

In this work we use CRHM to represent the hydrology in mountainous regions, in the Elqui river basin, Chile. We run the model at an hourly time step, and the outputs were contrasted at a daily temporal resolution. We mix to sources of information: DGA and CEAZA, contrasting the precipitation (the most uncertain variable in high altitudes) by (1) hydrological modelling and (2) comparing different SWE estimations. We conclude that

- It is possible to run a model at high temporal resolution and
- There are RS products (SWE, for example) that it helps to quantify some inputs, like precipitation.

Due to the spatial resolution, some products are difficult to use in such heterogenous regions like the Andes Cordillera. AMSR-E SM product is (almost) unusable as a direct source of information for contrasting modeled variables. The same happens with AMSR-E SWE product, although this product is useful to understand inter-annual SWE variation. For reconstructed SWE by Cornwell et al. (2016), the bias in the estimation results in a careful use of this information, and cannot be used directly as a contrasting source of data.

Modelling with RS data only have equal set of possible parameters, but with different values of efficiency indexes. This is a problem when, with no Q data, it is impossible to select a good or bad parameters combination. We conclude that:

- MOD16 ET product cannot be used directly to calibrate, although is a useful source of information of ET seasonality.
- Even if fsca is well calibrated, bad results can be obtained for streamflow estimation.

Because of these two reasons, calibration based on RS only is not trustable, unless than the modeler has an important knowledge of the basin. Nevertheless, when RS is combined with Q data to calibrate a model, NSE/KGEs values increase, and a better representation of the basin main processes is achieved. Finally, modelling extensive droughts is still a challenge, even if the mean streamflow values are well represented.

ANEXO E

Pósters

E.PÓSTERS

E.1. EGU 2016

Use of remote sensing to model ungauged Chilean basins

Calibration of hydrological models is usually performed in gauged basins with streamflow data, which is the result of the hydrological cycle processes, due to a poor monitoring system of other processes like melting, infiltration, evapotranspiration or sublimation. This approach generates several parameters combinations with similar streamflow results and choosing a reliable set of parameters can be challenging, especially in ungauged basins.

Remote sensing can be useful because is an additional source of ungauged variables, and is distributed in space and time. This is valuable information related to the processes of hydrological cycle, and it helps to represent the basin with physically based models where the focus is on the processes, which is the case of the Cold Regional Hydrological Model (CRHM). There are several satellites products related to hydrological cycle like snow covered area, albedo, evapotranspiration or surface temperature, in the case of MODIS, rain rate from TRMM, Soil moisture from SMOS or snow water equivalent (SWE) from AMSR that can be used to improve the representation of the processes in a basin or, in the case of this work, to estimate streamflow using remote sensing only.

The study area is Elqui River, in northern Chile, with a semi-arid Mediterranean climate and a snow driven regime due to the Andes, where snow accumulation and snowmelt control water availability. Several satellite products related principally to snow are considered to represent the variation of the snowpack in space and time as inputs to the model or as state variables.

Despite the existing streamflow gauges, this information is considered no to calibrate, but to estimate the capacity of the CRHM to represent streamflow generation using only satellite products.



UNIVERSIDAD DE CHILE

Use of remote sensing to model ungauged Chilean basins

Nicolás Vásquez – Ximena Vargas
Department of Civil Engineering , Universidad de Chile

Contact: nvasquez.plac@gmail.com



1. Introduction

Calibration of hydrological models is usually performed in gauged basins with streamflow data, which is the result of the hydrological cycle, due to a poor monitoring system of other processes like melting, infiltration, evapotranspiration or sublimation. This approach can generate several parameters combinations with similar streamflow results and choosing a reliable set of parameters can be challenging, especially in ungauged basins. Remote sensing can be useful to improve hydrological modelling because it is an additional source of ungauged variables, and is distributed in space and time. This is valuable information related to the processes of hydrological cycle, and it helps to represent the basin with physically based models where the focus is on the processes, such as the Cold Regional Hydrological Model (CRHM). There are several satellites products related to the hydrological cycle such as snow covered area, albedo, evapotranspiration or surface temperature, in the case of MODIS, rain rate from TRMM, Soil moisture from SMOS or snow water equivalent from AMSR, and these can be used to improve the representation of the processes in a basin or, in the case of this work, to estimate streamflow using remote sensing only.

2. Studied Area

The studied area is the Cochiguaz River (fig. 1), in Northern Chile. This basin presents a semi-arid mediterranean climate and a snow driven regime due to the Andes Mountains, where snow accumulation and snowmelt control water availability. Maximum snow covered area in winter reaches around 80% of the total basin area.

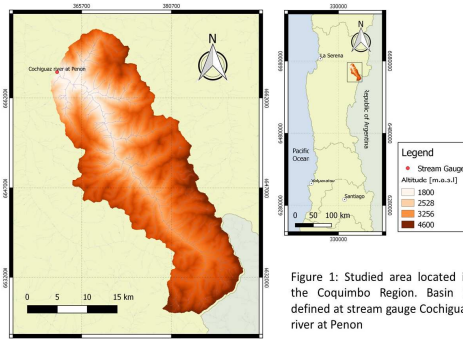


Figure 1: Studied area located in the Coquimbo Region. Basin is defined at stream gauge Cochiguaz river at Penon

3. Methodology

We considered two satellites to obtain information about the basin: MODIS and Landsat. From MODIS we use three products: albedo (MOD10-MYD10), fractional snow covered area (MOD10-MYD10) and evapotranspiration (MOD16). MOD10 has a spatial resolution of 500 m and is a daily product, while MOD16 has a resolution of 1 km and contained the sum of 8 days of actual and potential evapotranspiration from 2000 to 2014.

MOD10 products include clouds that must be removed to obtain complete information. To remove clouds two criteria are considered, (1) temporal and (2) spatial, using Gafurov & Bárdossy (2009) and Cornwell (2012). Applying this method to FSCA product, the snow covered area is obtained (fig. 2) and is easy to appreciate how this method improves the quantity of the information.

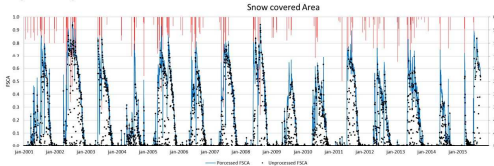


Figure 2: Snow covered area from MODIS product MOD10 and MYD10

From MOD16 actual (ET) and potential (PET) evapotranspiration is obtained (fig.3). Panel 3.a shows an important dispersion in ET values, which should be considered to calibrate CRHM model (specially evap module).

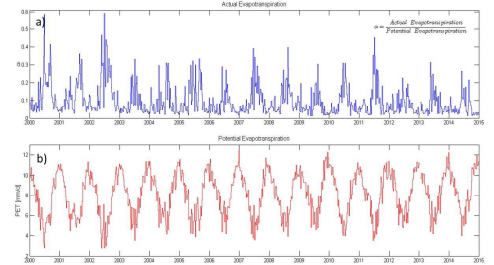


Figure 3: Actual (a) and potential (PET) mean evapotranspiration of the basin obtained from MODIS product MOD16.

To prove the quality of MODIS data, FSCA and ET are contrasted with NDSI and NDVI from Landsat 4, 5 and 8 (fig. 4).

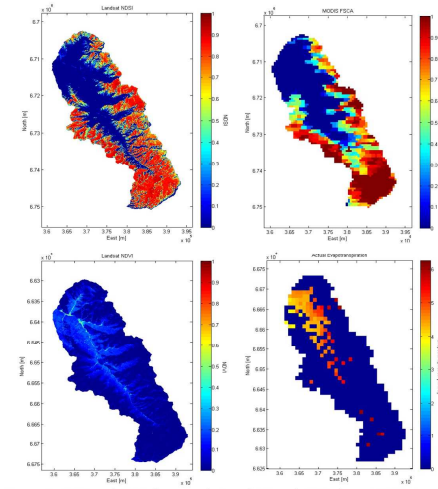


Figure 4: NDVI and NDSI from Landsat and ET and FSCA from MODIS. Images correspond to July 16th of 2013.

Because MODIS data is used to calibrate CRHM, it is important to ensure the quality of the information. ET and FSCA show a good correlation with NDVI and NDSI respectively, and can be used as calibration variables.

3. Preliminary results

“Calibration” process has just begun, and only preliminary results are available. ET (fig. 5) and FSCA are the main processes to calibrate, but we will consider SWE from AMSR-E as well. Before using TRMM, we will contrast rain images with meteorological stations, as for now precipitation gradients have been used as input to the model.

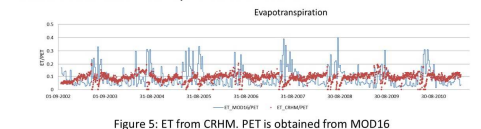


Figure 5: ET from CRHM. PET is obtained from MOD16

REFERENCES
Gafurov, A., & Bárdossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1361-1373.
Pérez, F., & Vargas, X. (2015). Análisis. Obtención de la temperatura del área mediante imágenes satelitales MODIS y análisis de su variabilidad. *Revista Chilena de Ingeniería*(47), 49-58.
Ward, E., Boyland, M., Passer, L., & Wheeler, L. (2011). Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. *Advances in Water Resources*(34), 1222-1233.
Vielva, T. (2013). Metodología hidrológica de la cuenca alta del río Mapo mediante la aplicación del software "Cold Region Hydrological Model" (2008-2012). Memoria para optar al título de Geógrafo, Universidad de Chile.
Alvarez-Garretón, C., Rye, D., Western, A., Su, C., Crow, W., Robertson, D., & Leahy, C. (2015). Improving operational flood ensemble prediction by the assimilation of satellite soil moisture: comparison between lumped and semi-distributed schemes. *Hydrological Earth System Science* 19, 1619-1636.
Miu, G., Helmholtz, F. A., Zhao, M., & Running, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 111(6), 529-536.

E.2. IAHS 2017

Calibration of a hydrological model using remote sensed data

In several parts of the world the scarcity of streamflow gauging stations produces an important deficit of information, and calibrating these basins remains a challenge for hydrologists. Improvements in remote sensing have provided significant information about hydrological cycle, which can be used to calibrate a hydrological model when streamflow information is not available. Several satellite products related to snow, evapotranspiration, soil moisture, among other variables provide essential information about hydrological processes, and can be used to calibrate physically based hydrological models. Despite this useful information, other aspects are unknown like aquifers dimensions or precipitation heterogeneity.

We calibrated three snow driven basins in the Coquimbo Region in Northern Chile, using fSCA from MODIS (MOD10 and MYD10) and NDSI from Landsat. We also considered the MOD16 product to estimate evapotranspiration. Soil Moisture from AMSR-E was considered but it was not useful due to the spatial resolution of the product and the high heterogeneity of the terrain.

The Cold Regional Hydrological Modal (CHRM) was selected to represent the hydrological processes due to the importance of snow processes which are, by far, the most important in this area, where precipitation falls as snow principally in winter (June to August) and the melting period begins in spring (September) and ends in the beginning of the summer (December and January).

The inputs used in the model are precipitation, temperature, short wave radiation, wind speed and relative humidity. The meteorological information was obtained from stations available in the area, and distributed spatially using orographic gradients for wind and precipitation and lapse rates for air temperature and dew point temperature. Short wave radiation was computed and corrected by cloud cover data from MODIS. Streamflow data was available but it was not used in the calibration process.

The three basins are Cochiguaz river at Peñón (676 km²), Derecho river at Alcohuaz (338 km²) and Toro river in confluence with La Laguna river (468 km²). These sub-basins are part of the Elqui river basins and are located in the Andes Cordillera. The mean altitude are 3508 (m.a.s.l), 3543 (m.a.s.l) and 3625 (m.a.s.l) respectively.

For the calibration period (2002 to 2014), the NSE of the fSCA are 0.85 and 0.87 for Cochiguaz and Derecho rivers. The Toro river was separated in two rivers: Vacas Heladas and Malo. NSE for these two last basins are 0.77 and 0.78. For ET, the analysis relies on the number of pixels inside each basin, but annually, the R² are 0.62, 0.43, 0.46 and 0.58 for the four sub-basins. Some biases are noticed when ET is analyzed. For streamflow, the NSE were 0.64, 0.34 and 0.08 for Cochiguaz, Derecho and Toro river in the calibration period. Additionally, due to the uncertainty of the aquifers dimensions, a sensibility analysis was performed.

1. Introduction

In several parts of the world the scarcity of streamflow gauging stations produces an important deficit of information, and calibrating these basins remains a challenge for hydrologists. Improvements in remote sensing have provided significant information about hydrological cycle, which can be used to calibrate a hydrological model when streamflow information is not available. Several satellite products related to snow, evapotranspiration, soil moisture, among other variables provide essential information about hydrological processes, and can be used to calibrate physically based hydrological models. Despite this useful information, other aspects are unknown like aquifers dimensions or precipitation heterogeneity.

We calibrated three snow driven basins in the Coquimbo Region in Northern Chile, using fSCA from MODIS (MOD10 and MYD10) and NDSI from Landsat. We also considered the MOD16 product to estimate evapotranspiration.

The Cold Regional Hydrological Modal (CHRM) was selected to represent the hydrological processes due to the importance of snow processes which are, by far, the most important in this area, where precipitation falls as snow principally in winter (June to August) and the melting period begins in spring (September) and ends in the beginning of summer (December and January).

2. Studied Area

The studied area is located in northern-central Chile and is highly influenced by the Andes Cordillera, where snow accumulation and snowmelt control water availability. The climate is semi-arid and most of the area corresponds to bare soil (Fig. 1b). Precipitation occurs in the winter season (April to September). We calibrated three basins: Cochiguaz, Toro and Derecho (Fig. 1a).

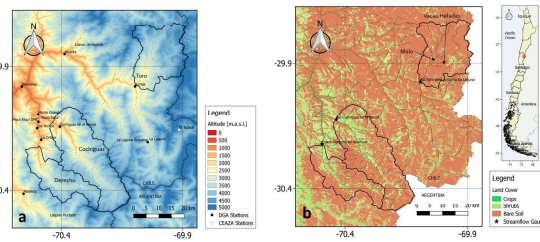


Figure 1: (a) Elevation and meteorological stations nearby the basins. (b) Land cover and streamflow gauges.

3. Methodology

The Cold Regional Hydrological Modal (CHRM) was selected to represent the hydrological processes due to the importance of snow processes which are, by far, the most important in this area. The inputs used in the model are precipitation, temperature, short wave radiation, wind speed and relative humidity. The meteorological information was obtained from stations available in the area, and distributed spatially using orographic gradients for wind and precipitation and lapse rates for air temperature and dew point temperature. Short wave radiation was computed and corrected by cloud cover data from MODIS. Streamflow data was available but it was not used in the calibration process.

3.1. Calibration of fSCA

For the calibration period (2002 to 2014), the *NSE* of the fSCA are 0.85 and 0.87 for Cochiguaz and Derecho rivers. The Toro river was separated in two rivers basins: Vacas Heladas and Malo. *NSE* for these two last basins are 0.77 and 0.78 (Fig. 2).

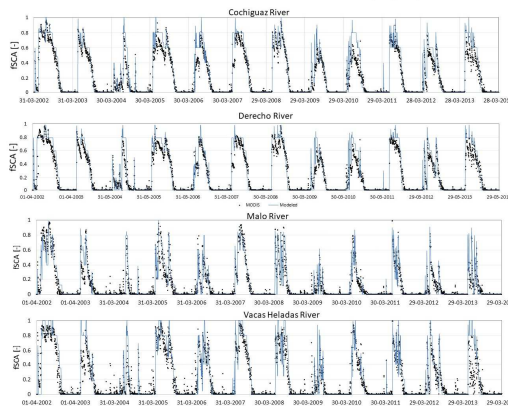


Figure 2: Results for fSCA calibration in each sub-basin. MODIS values were corrected using Galunov & Bardosny (2009).

3.2. Calibration of ET

For ET, the analysis relies on the number of pixels inside each basin, but annually, the R^2 are 0.62, 0.43, 0.49 for the three sub-basins (Fig. 3). Some biases are noticed when ET is analyzed, specially in years where ET is higher than precipitation, and because irrigation do not explain this magnitude.

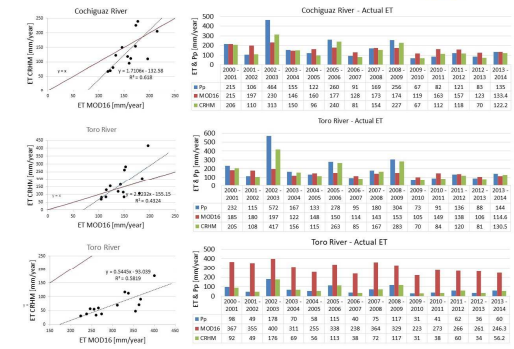


Figure 3: Results for ET calibration in each sub-basin

4. Results

Daily modelled streamflow and monthly values show a poor performance compared to observed data (Fig. 4).

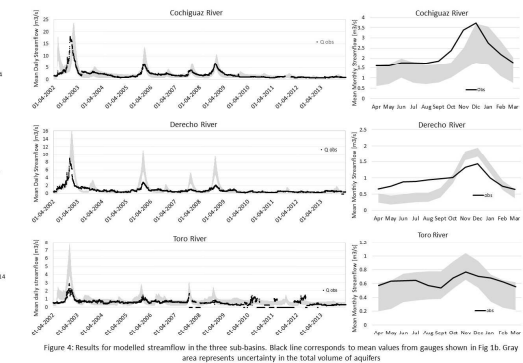


Figure 4: Results for modelled streamflow in the three sub-basins. Black line corresponds to mean values from gauges shown in Fig 1b. Gray area represents uncertainty in the total volume of aquifers

5. Conclusions

Using remote sensed hydrological data to calibrate a hydrological model is not enough due to uncertainties in precipitation and soil and routing parameters, even if the main process (snow in this case) is well represented by the model.

Galunov, A. & Bardosny, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydro. Earth Syst. Sci.*, 13, 1303-1317.
 Plac, X. & Vargas, X. (2012). Aplicación de técnicas de procesamiento de imágenes satelitales MODIS y Landsat para la estimación de la precipitación en cuencas hidrográficas de Chile. *Revista Chilena de Ingeniería*, 60(1), 71-78.
 Ward, E., Raghunath, W., Paves, L., & Whelan, L. (2013). Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. *Advances in Water Resources*, 52, 212-222.
 Valda, V. (2013). Metodología hidrológica de la cuenca del río Maipo meridional en la aplicación del software "Cold Region Hydrological Model" (2008-2012). Memoria para optar al título de Ingeniero, Universidad de Chile.
 Álvarez-García, C., Peña, D., Weston, A., Xu, C., Crow, W., Robertson, D., & Lathrop, C. (2015). Improving operational flood ensemble prediction by the assimilation of satellite soil moisture: comparison between lumped and semi-distributed schemes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 3559-3576.
 Mu, D., Hsieh, F. A., Zhao, M., & Running, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 110(4), 529-538.