

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**  
**ESCUELA DE PREGRADO**

**MEMORIA DE TÍTULO**

**RELACIÓN ENTRE LA COBERTURA NIVOSA Y LA RESPUESTA  
HIDROLÓGICA DE LA PARTE ALTA DE LA CUENCA DEL RIO COPIAPÓ**

**CATALINA ZAPATA BARRA**

**Santiago, Chile**

**2016**

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**  
**ESCUELA DE PREGRADO**

**MEMORIA DE TÍTULO**

**RELACIÓN ENTRE LA COBERTURA NIVOSA Y LA RESPUESTA  
HIDROLÓGICA DE LA PARTE ALTA DE LA CUENCA DEL RIO COPIAPÓ**

***RELATIONSHIP BETWEEN SNOW COVER AND HIDROLOGICAL RESPONSE  
IN THE HIGH AREAS OF THE COPIAPÓ RIVER BASIN***

**CATALINA ZAPATA BARRA**

**Santiago, Chile**

**2016**

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**  
**ESCUELA DE PREGRADO**

**RELACIÓN ENTRE LA COBERTURA NIVOSA Y LA RESPUESTA  
HIDROLÓGICA DE LA PARTE ALTA DE LA CUENCA DEL RIO COPIAPÓ**

Memoria para optar al Título Profesional de:  
Ingeniero en Recursos Naturales Renovables

**CATALINA ZAPATA BARRA**

<b>Profesores Guías</b>	<b>Calificaciones</b>
Sr. Rodrigo Fuster G. Ingeniero Agrónomo, M.S. Dr.	6,3
Sr. Andrés de la Fuente D. Ingeniero Agrónomo	6,0
<b>Profesores Evaluadores</b>	
Sr. Cristian Kremer F. Ingeniero Agrónomo, Ph. D.	6,8
Sr. Fernando Santibáñez Q. Ingeniero Agrónomo, Es. Sci.	6,8
<b>Colaborador</b>	
Miguel Lagos Ingeniero Civil, M.Sc.	

**Santiago, Chile**

**2016**

## ÍNDICE

RESUMEN.....	- 7 -
ABSTRACT.....	- 8 -
INTRODUCCIÓN .....	- 9 -
Objetivo General .....	- 10 -
Objetivos Específicos .....	- 10 -
MATERIALES Y MÉTODO .....	- 11 -
Zona de estudio .....	- 11 -
Procesamiento imágenes satelitales.....	- 12 -
Elección de sensor y producto .....	- 12 -
Post-procesamiento de imágenes .....	- 13 -
Análisis de la variabilidad temporal de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas.....	- 15 -
Análisis de la variabilidad espacial de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas.....	- 16 -
Análisis de la variabilidad temporal de los caudales de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas .....	- 16 -
Análisis de correlación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica.....	- 18 -
RESULTADOS .....	- 21 -
Zona de Estudio.....	- 21 -
Procesamiento imágenes satelitales.....	- 22 -
Análisis de la variabilidad temporal de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas.....	- 24 -
Análisis de la variabilidad espacial de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas.....	- 26 -
Análisis de la variabilidad temporal de los caudales de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas .....	- 28 -
Análisis de correlación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica.....	- 30 -
Subcuenca del río Jorquera .....	- 30 -
Subcuenca del río Pulido .....	- 33 -
DISCUSIÓN .....	- 36 -
CONCLUSIONES .....	- 38 -
BIBLIOGRAFÍA .....	- 39 -
ANEXOS .....	- 42 -

Anexo 1: Reparto de Caudales por la Junta de Vigilancia del Rio Copiapó y sus Afluentes (JVRC) .....	42 -
Anexo 2: Años de la oscilación ENSO .....	44 -
APÉNDICES .....	45 -
Apéndice 1: Puntos Semilla .....	45 -
Apéndice 2: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del rio Jorquera.....	46 -
Apéndice 3: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del rio Pulido .....	48 -
Apéndice 4: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del rio Manflas .....	51 -
Apéndice 5: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del rio Jorquera .....	53 -
Apéndice 6: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del rio Pulido .....	58 -
Apéndice 7: Curvas de Agotamiento en la subcuena de Jorquera (año completo)-	60 -
Apéndice 8: Curvas de Agotamiento en la subcuena de Pulido (año completo)..	63 -
Apéndice 9: Curvas de Agotamiento en la subcuena de Jorquera (FSCA>0.15).	66 -
Apéndice 10: Curvas de Agotamiento en la subcuena de Pulido (FSCA>0.15)..	72 -

### Índice de cuadros

Cuadro 1. Reclasificación de pixeles .....	13 -
Cuadro 2. Características de las Curvas de Agotamiento de la subcuena del rio Jorquera .....	31 -
Cuadro 3. Características de las Curvas de Agotamiento de la subcuena del rio Pulido .-	34 -

### Índice de figuras

Figura 1. Comparación de un hidrograma nival con uno pluvial para dos cuencas pequeñas.....	17 -
Figura 2. Relación entre el área cubierta por nieve y el porcentaje acumulado de escorrentía en tres cuencas subalpinas en Colorado, USA. ....	19 -
Figura 3. Zona de Estudio: Subcuencas .....	21 -
Figura 4. Post-Procesamiento.....	23 -
Figura 5. Variación de la media mensual de FSCA para los distintos años de estudio en la subcuena Jorquera. ....	24 -
Figura 6. Variación de la media mensual de FSCA para los distintos años de estudio en la subcuena Pulido.....	25 -
Figura 7. Variación de la media mensual de FSCA para los distintos años de estudio en la subcuena Manflas. ....	25 -
Figura 8. Pixeles según número de días con $FSCA \geq 0.5$ .....	27 -
Figura 9. Probabilidad de No-Excedencia con $FSCA \geq 0.5$ .....	27 -
Figura 10. Caudal pronosticado para la estación Copiapó en Pastillo para la temporada	

2015-2016. ....	- 28 -
Figura 11. Variación de la media mensual del caudal para los distintos años de estudio en la subcuena Jorquera. ....	- 29 -
Figura 12. Variación de la media mensual del caudal para los distintos años de estudio en la subcuena Pulido.....	- 30 -
Figura 13. Curva de Agotamiento para el año 2002-2003 en la subcuena del río Jorquera .....	- 32 -
Figura 14. Curva de Agotamiento para el año 2011-2012 en la subcuena del río Jorquera .....	- 33 -
Figura 15. Curva de Agotamiento para el año 2002-2003 en la subcuena del río Pulido. ....	- 35 -
Figura 16. Curva de Agotamiento para el año 2011-2012 en la subcuena del río Pulido. ....	- 35 -

## RESUMEN

En el presente trabajo se estudió la relación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica de la parte alta de la cuenca del río Copiapó (subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas). Para esto, en primer lugar, se utilizaron imágenes de cobertura de nieve (NDSI) de carácter diario provenientes del sensor Modis por un periodo comprendido entre los años 2001 y 2014. La presencia de nubes y otros pixeles fallidos fueron corregidos mediante un algoritmo que usa información espacial y temporal de dichas imágenes en 5 pasos consecutivos. Este procesamiento fue considerado exitoso, dado que las imágenes iniciales contenían en promedio un 10,62% de pixeles fallidos, mientras que las finales sólo un 0,66%. Luego, se analizó la FSCA en cada subcuenca y se evidenció que esta aumenta y disminuye de forma abrupta y que existen varios eventos de acumulación diferenciados a lo largo del año. En segundo lugar, se restauraron a su régimen natural los caudales medidos por la DGA en las secciones de aforo respectivas, utilizando datos de los repartos de caudal que realiza la Junta de Vigilancia del río Copiapó (JVRC) en cada una de las subcuencas. Debido a la incerteza que existe con respecto a la cantidad de agua que realmente se extrae dentro de la subcuenca Manflas, se decidió dejarla fuera del estudio. Finalmente, se crearon las curvas de agotamiento de las subcuencas Jorquera y Pulido para cada año hidrológico. En estas curvas se observó que una alta proporción de la variación en el volumen fraccional de escurrimiento es explicada por la variación en la cobertura fraccional de nieve (coeficiente de determinación  $r^2$  en promedio mayor a 0.85). Sin embargo, su gran heterogeneidad temporal hace que este modelo no sirva para predecir volúmenes de agua en el futuro. La principal conclusión obtenida de las curvas de agotamiento es la diferencia que se da en los patrones de acumulación de nieve y de escurrimiento entre años secos y años húmedos. En los años secos se presenta generalmente sólo un gran evento de acumulación en el año y el caudal aumenta más o menos en paralelo al derretimiento de la nieve. Por el contrario, en años húmedos existen numerosos eventos de acumulación de nieve, no obstante, el caudal no aumenta inmediatamente después de que esta se derrite.

**Palabras clave: Copiapó, Nieve, FSCA, Caudal, Curvas de Agotamiento.**

## ABSTRACT

This research aimed to study the correlation between the snow cover and the hydrological response in the high areas of the Copiapó river basin (Jorquera, Pulido and Manflas river sub-basins). First, in order to do this, daily NDSI images from Modis were used, in a period comprehended between years 2001 and 2014. The presence of cloud cover and other null pixels were corrected by an algorithm that uses spatial and temporal information from these images in 5 consecutive steps. This process was considered successful, because in the initial images there was in average 10,62% of null pixels, while in the final ones there was only about 0,66%. Then, the fractional snow cover (FSCA) was analyzed for each sub-basin and it was noticed that this cover increases and diminishes rather abruptly and that there are numerous differentiated accumulation events along the year. Secondly, the flow measured by the DGA, in the respective flow measuring stations, were restored to their natural regime by the utilization of information provided by the Junta de Vigilancia del río Copiapó (JVRC) regarding the consumption of water in each of the sub-basins. Due to the uncertainty of how much water is really extracted in the Manflas river sub-basin, it was decided to leave it aside for the remaining of the study. Finally for each hydrological year, the snow depletion curves for the Jorquera and Pulido river sub-basins were created. In this curves, it could be observed that a high proportion of the variance in the fractional flow is explained from the variance in the fractional snow cover (coefficient of determination  $r^2$  above 0.85). However, the high temporal heterogeneity in this model means that it is not possible to make any flow predictions for the future. The main conclusion obtained, was that there is a large difference in the snow accumulation and run-off patterns between dry and wet years. In dry years there is usually only one big accumulation event and the run-off becomes noticeable around the same time the snow melts. On the other hand, in wet years there are numerous snow accumulation events; nevertheless, the run-off does not become evident alongside or immediately after it melts.

**Key words: Copiapó, Snow, FSCA, Flow, Depletion Curves.**

## INTRODUCCIÓN

Hoy en día, en gran parte del mundo la demanda por agua dulce tiende a superar con creces la oferta de la misma, por lo que el conocimiento relacionado con la hidrología en general y, en particular, la hidrología de nieves se vuelve enormemente relevante (DeWalle & Rango, 2008). En los glaciares de montaña y en las cubiertas de nieve se pueden evidenciar fácilmente los efectos del calentamiento global, razón por la cual constituyen variables claves en la formulación de estrategias de detección temprana en temas relacionados con el cambio climático y escasez hídrica (Barry, 2006).

Las montañas cubren alrededor de un quinto de la superficie terrestre y suministran entre el 60 y el 80% del agua dulce del planeta y más de un décimo de la población mundial vive en ellas (FAO, 2014), de modo que la acumulación de nieve y su subsecuente derretimiento son los factores determinantes más críticos en la producción de un abastecimiento adecuado de agua (DeWalle & Rango, 2008). Esta fusión de la nieve tiene numerosas consecuencias, tales como variación en la cantidad de escorrentía superficial, la cual finalmente determina el caudal de los ríos que se originan en las montañas. Estos ríos, junto con los acuíferos, muchas veces son la única fuente de recursos hídricos (especialmente en zonas áridas) disponibles para cubrir la demanda de consumo humano, riego para la agricultura, generación hidroeléctrica, entre otros (Li & Williams, 2008). Es más, en las regiones áridas y semiáridas, más del 90% de los caudales fluviales provienen de las montañas (FAO, 2014). Por lo tanto es necesario tomar en cuenta la importancia de la criósfera y considerarla como una reserva estratégica de disponibilidad de agua en tiempos de escasez hídrica (IPCC, 2007). Según Goodison *et al.* (1999), mil millones de personas en el mundo dependen del agua que se origina del derretimiento de nieve. Se puede decir, entonces, que la fracción de la criósfera en cuencas montañosas de régimen nival juega un rol crucial en la formación de los regímenes fluviales, los cuales dependen más del derretimiento de nieve, que del momento de las precipitaciones. Por lo tanto, la correcta estimación del suministro de agua, incluyendo su volumen, tiempo y calidad, requiere de una comprensión detallada de la hidrología de nieves (DeWalle & Rango, 2008), lo que permite a su vez una mejor comprensión tanto de los procesos hidrológicos de la cuenca como una mejora en la capacidad predictiva de los modelos (Che *et al.*, 2012).

Históricamente, los datos e información relacionados con la nieve se han obtenido de forma manual, lo que es extremadamente costoso, en términos monetarios, de tiempo y de trabajo, y además potencialmente peligroso en términos de salud humana (WMO, s.f.). Esto se debe principalmente a que la nieve se tiende a acumular en zonas montañosas de difícil acceso y a que la mayoría de sus procesos están altamente activos en la época del año más inhóspita, lo que hace una aproximación remota al estudio de la nieve una opción mucho más segura que un estudio en terreno (DeWalle & Rango, 2008). Por estas razones, la teledetección se presenta como una herramienta muy valiosa para estudiar la nieve y

predecir la magnitud de la escorrentía ocasionada por el derretimiento de esta (WMO, s.f.), ya que ofrece la posibilidad de examinar las propiedades físicas de esta en áreas remotas o inaccesibles, (Nolin, 2010), a la vez que proveen de un set de observaciones históricas, globales, calibradas y consistentes (Goodison *et al.*, 1999). Además, las repeticiones regulares en el tiempo y la cobertura global de los datos provistos por los satélites permiten monitorear la gran variabilidad temporal y espacial de la cubierta de nieve (Nolin, 2010), así como su mapeo en diferentes bandas espectrales (DeWalle & Rango, 2008).

La Cordillera de los Andes es el cordón montañoso más largo del mundo con alrededor de 7.500 km de longitud (FAO, 2014) y se puede encontrar nieve en casi toda su extensión. Esta constituye la línea divisoria de aguas entre las cuencas exorreicas del océano Atlántico hacia el este y del océano Pacífico hacia el oeste (FAO, 2014). En Chile aproximadamente un 70% de la población se abastece de agua en las zonas alto andinas, por lo tanto, el rol que adquiere la nieve como fuente de agua dulce, es aún más relevante (Bórquez, 2007). La cuenca del río Copiapó, situada en la Región de Atacama en Chile, se encuentra en una condición de escasez hídrica hace varios años (Trefry *et al.*, 2012). El río Copiapó está conformado por tres afluentes que se originan en la cordillera: los ríos Jorquera, Pulido y Manflas. Dos de estos afluentes, río Manflas y río Pulido, son de régimen exclusivamente nival y el tercero, río Jorquera, es de régimen mixto (CADE-IDEPE, 2004), por lo que la cuantificación de la variabilidad de la cobertura nivosa cobra especial importancia. Entonces, la generación de un modelo que permita pronosticar adecuadamente la oferta de agua en la temporada de deshielo, sería un insumo fundamental para la toma de decisiones por parte de los usuarios de agua de esta zona (Trefry *et al.*, 2012).

Debido a las razones anteriormente mencionadas, se estudiará la variabilidad temporal de la cubierta nivosa de parte alta de la cuenca del río Copiapó (subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas) y el comportamiento de la escorrentía superficial, con el fin de establecer si existe una relación entre ambos que permita hacer un pronóstico de los caudales en la época de deshielo.

## **Objetivo General**

Aportar al conocimiento de la relación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica de la parte alta de la cuenca del río Copiapó.

## **Objetivos Específicos**

- Establecer la variabilidad temporal y espacial de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas.
- Cuantificar la variabilidad temporal de los caudales de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas.
- Caracterizar la correlación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica.

## MATERIALES Y MÉTODO

### Zona de estudio

La zona de estudio corresponde a las subcuencas afluentes del río Copiapó, más específicamente la subcuenca del río Jorquera, Pulido y Manflas. El río Copiapó tiene una longitud de 162 km y su hoya un área de 18.400 km<sup>2</sup> (Vallejos, 2010). Esta cuenca sostiene una población aproximada de 170.000 habitantes y la presencia de terrazas fluviales y sectores de vega con abundante humedad permiten que el río Copiapó sea intensamente utilizado en faenas agrícolas (Vallejos, 2010). Esta actividad, con la producción de uvas de mesa, tomate y aceitunas para exportación (ODEPA, 2015), y la minería son las principales actividades industriales de la zona. Estas utilizan un 71% y un 22% del agua total demandada, respectivamente (Trefry *et al.*, 2012). Además, esta zona se encuentra en una situación grave de escasez hídrica, ocasionada por una sobre-extracción de agua hace entre 14 y 24 años (Trefry *et al.*, 2012).

Las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas tienen un área de 6.689 km<sup>2</sup>, 2.034 km<sup>2</sup> y 1.213 km<sup>2</sup>, respectivamente (CADE-IDEPE, 2004). En esta zona el clima corresponde a uno de tipo desértico marginal de altura, el cual se localiza en la zona Andina por sobre los 2.000 metros de altitud (CADE-IDEPE, 2004). Las precipitaciones son más abundantes que en el valle, sobre los 250 mm anuales, y en las cumbres más altas predominan las precipitaciones sólidas. Particularmente, en las cuencas en estudio las cumbres más altas son el cerro Piuquenes (5.591 m.s.n.m.), cerro Cárdenas (4.280 m.s.n.m.) y cerro Estancilla (3.556 m.s.n.m.), pertenecientes a las subcuencas del río Manflas, Jorquera y Pulido, respectivamente (CADE-IDEPE, 2004). El aumento de las precipitaciones y la presencia de nieves en las altas cumbres permite el desarrollo de ríos de alimentación pluvionival, con cursos permanentes durante todo el año y de carácter exorreicos (Vallejos, 2010). Las temperaturas son bajas y la amplitud térmica entre el día y la noche es acentuada (CADE-IDEPE, 2004).

Además, estas subcuencas se encuentran influenciadas por otro fenómeno climático conocido como el "invierno boliviano", el cual se caracteriza por presentar lluvias convectivas estivales provenientes del cinturón de vientos alisios, los cuales aportan precipitaciones en la zona del altiplano y alta cordillera. Su efecto se evidencia en enero y febrero, cada año con intensidad diferente, de manera decreciente de norte a sur (Vallejos, 2010 y Juliá *et al.*, 2008).

## Procesamiento imágenes satelitales

### Elección de sensor y producto

Debido a que la nieve cambia más rápida y frecuentemente que cualquier otro tipo de cobertura, se utilizaron para el análisis imágenes provenientes del sensor MODIS, ya que este presenta una resolución temporal de 1-2 días, lo que resulta más adecuado para monitorear la variabilidad de la cobertura nivosa, que otros satélites como LANDSAT, cuya resolución temporal es de 16 días (Dozier, 2011). El insumo de MODIS que se empleó en este estudio corresponde a un set de imágenes de cobertura nivosa (NDSI o Normalized Difference Snow Index, por sus siglas en inglés), llamadas “Snow Cover Daily L3 Global 500 m Grid”, el cual tiene una resolución espacial de 500 m por pixel y una resolución temporal diaria en un periodo de tiempo acotado entre los años 2001 y 2014. La precisión de este producto es aproximadamente 93%, dependiendo del tipo de cubierta terrestre y de la condición de la nieve (NASA, s.f.).

Estas imágenes de cobertura nivosa se construyen examinando las múltiples observaciones del mismo punto hechas durante el día, con un algoritmo que selecciona la imagen más cercana al nadir, con la mayor cobertura y la elevación solar más alta (NSIDC, s.f.). Además, para la determinación de los pixeles con nieve se utiliza el índice NDSI (Normalized Difference Snow Index) y la máscara de nubes de MODIS. El NDSI es una relación entre 2 bandas espectrales, que se aprovecha de la particularidad de que la nieve presenta una alta reflectividad en las ondas visibles (0,4–0,7  $\mu\text{m}$ ) y baja en el infrarrojo de onda corta (SWIR, por sus siglas en inglés, 1–4  $\mu\text{m}$ ). Este índice ha probado ser muy útil en separar la nieve de las nubes (ya que la reflectividad de estas en el SWIR es alta), así como también de otras zonas no cubiertas de nieve y también reduce los efectos atmosféricos y topográficos (Hall, Riggs y Salomonson, 2001; Salomonson & Appel, 2004 y Salomonson & Appel, 2006).

El índice NDSI para el sensor MODIS Terra utiliza la banda 4 (cuya longitud de onda central es de 0,555  $\mu\text{m}$ ) y la banda 6 (cuya longitud de onda central es 1,640 $\mu\text{m}$ ) y se construye como se muestra en la Ecuación 1. En cambio, como aproximadamente el 70% de los detectores de la banda 6 de MODIS Aqua no se encuentran funcionales, los algoritmos de mapeo utilizan la banda 7 en reemplazo (Hall & Riggs, 2007). La longitud central de la banda 7 corresponde a 2,130  $\mu\text{m}$ .

$$NDSI = \frac{(b_4 - b_i)}{(b_4 + b_i)} \quad (1)$$

Fuente: Salomonson & Appel, 2006

Dónde:

NDSI : Normalized Difference Snow Index

$b_4$  : banda 4 del sensor MODIS

$b_i$  : banda 6 o 7 del sensor MODIS Terra o Aqua, respectivamente

## Post-procesamiento de imágenes

Luego de obtener las todas la imágenes para la zona y periodo de estudio, fue necesario reprojectarlas al sistema de coordenadas UTM en datum WGS 1984 Zona 19S, para esto se utilizó el software GRASS GIS. No obstante, la mayor dificultad en el procesamiento de imágenes satelitales de nieve radica en la continua aparición de coberturas nubosas. Por esta razón se utilizó un algoritmo basado en la metodología propuesta por Gafurov y Bárdossy (2009) que estima la cobertura de los pixeles fallidos empleando información espacial y temporal de las imágenes de cobertura de nieve de MODIS. Un pixel fallido (null), se define como aquel que no presenta valor dentro del rango físico esperado debido a errores instrumentales, omisión del algoritmo de origen (del sensor MODIS) o a la presencia de nubosidad. Esta metodología permitió obtener imágenes con una cobertura nubosa mínima, para su posterior análisis por subcuenca. Este post-procesamiento consta de 4 pasos sucesivos realizados utilizando el software MATLAB.

El paso 0 consistió en reemplazar los valores originales de las imágenes MODIS, reclasificándolos básicamente en 3 categorías (Cuadro 1): valores de 0-100 para porcentaje de cobertura de nieve, 0 para lo que no es nieve (suelo o agua) y finalmente NaN (Not a Number, por sus siglas en inglés) para todos aquellos pixeles que serán necesario rellenar, es decir, todos los pixeles fallidos o con nubes.

Cuadro 1. Reclasificación de pixeles

Atributos locales para los campos de la Cobertura de Nieve Fraccional		
Descripción	Valor inicial	Valor asignado
Cobertura fraccional de nieve	0-100	0-100
Datos faltantes	200	NaN
Sin decisión	201	NaN
Noche	211	NaN
Tierra	225	0
Aguas intercontinentales	237	0
Océano	239	0
Nube	250	NaN
Detector saturado	254	NaN
Fill (vacíos en la grilla)	255	NaN

Fuente: Basado en NSIDC, s.f.

En el paso siguiente (paso 1) se combinaron las imágenes provenientes de Aqua y Terra de Modis, ya que estos satélites orbitan por la misma zona con apenas unas horas de diferencia. Esto posibilita encontrar imágenes con diferente cobertura nubosa, debido a que esta se encuentra en continuo movimiento y puede cambiar de posición y extensión dentro de un periodo de 3 horas (Hall & Riggs, 2007). No obstante, es importante hacer notar que este paso se basó en el supuesto de que la cobertura nivosa permaneció constante en este intervalo de tiempo (no hubo acumulación ni derretimiento de nieve). Entonces, si en un satélite un pixel apareció como libre de nube y en el otro apareció con

nube, en la imagen resultante este pixel fue asignado como libre de nube. Esto permitió obtener la máxima cobertura nivosa entre los 2 satélites (Gafurov & Bárdossy, 2009).

Luego, el paso 2 consistió en una combinación temporal de los pixeles nubosos de las imágenes resultantes del paso anterior, utilizando además, datos de precipitación diaria de diferentes estaciones meteorológicas de la región.

En caso de que en una o más estaciones falten datos, estos se completaron a partir de los datos de la estación que presente el comportamiento pluviométrico más parecido a la estación incompleta. Esta similitud en el comportamiento se evaluó mediante correlaciones lineales construidas para todas las combinaciones posibles entre las estaciones escogidas. A partir de esto, se obtuvo la ecuación de la recta y su coeficiente de determinación ( $r^2$ ) para cada par de estaciones. El par que presentó un  $r^2$  más alto fue escogido para realizar el relleno de datos, utilizando los coeficientes de la ecuación de la recta previamente encontrados. Una vez completados todos los datos se puede proceder con el algoritmo para la eliminación de pixeles fallidos.

Entonces, si en una imagen se encontró un pixel fallido y en ese mismo día hubo precipitaciones, al pixel resultante se le asignó el valor promedio de los 4 días siguientes, debido a que esta lluvia pudo haber significado tanto una acumulación como un derretimiento de nieve, efecto que podrá ser observado en los días que siguen al fenómeno, restándole importancia a los días previos. En cambio, si no hubo precipitaciones, el pixel resultante tomó el valor promedio de los 2 días anteriores y los 2 siguientes, ya que se asumió una cobertura de nieve relativamente constante cuando existe la presencia de nubes sin que ocurra una precipitación. Es más, según Gafurov & Bárdossy (2009), la probabilidad de que el pixel cubierto por nubes permanezca cubierto por nieve en los días siguientes es más alta a que la nieve se haya derretido.

El paso 3 consistió en la combinación espacial de los 8 pixeles vecinos del pixel fallido, tomando como insumo los resultados previos. Este paso se basó en el supuesto de que existe una mayor probabilidad de que el pixel en estudio esté cubierto por nieve si también está rodeado por otros pixeles cubiertos de nieve. De modo que al pixel en estudio se le asignó el valor promedio de cobertura nivosa de sus vecinos.

Finalmente, en el último paso se volvió a repetir la combinación temporal de los pixeles nubosos del paso 2 con el fin de eliminar los remanentes de nube que puedan quedar en las imágenes. El nombre de las imágenes resultadas de la reclasificación (paso 0) se denominará Aqua0\_*a\_d* y Terra0\_*a\_d* y las imágenes resultantes del resto de los pasos se llamarán Modisi\_*a\_d*, en donde *i*, *a* y *d* corresponden al número de paso, año y día juliano, respectivamente.

Esta metodología permitió obtener imágenes con una cobertura nubosa mínima, para su posterior análisis por subcuenca. Con el fin de evaluar el desempeño del algoritmo en la eliminación de las coberturas nubosas y otros pixeles fallidos se contabilizó el número de NaNs resultantes en cada imagen y se observó cómo estos disminuyen (idealmente) a medida que se avanza en el procesamiento.

## Análisis de la variabilidad temporal de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas

Para poder determinar cuál es la cobertura de nieve fraccional diaria, se extrajeron los valores de NDSI de cada pixel para cada día (corregido con la metodología anterior) utilizando máscaras de las subcuencas. Las máscaras sirven para identificar un área específica en la zona de estudio en la que se ejecutará una herramienta, análisis o procesamiento, todo lo que quede fuera de esta área adquiere el valor de NoData. En este caso, estas máscaras se construyeron utilizando el MDE (Modelo Digital de Elevación) del área de estudio y "puntos semilla" (Apéndice 1), los cuales correspondieron aproximadamente al punto en donde se encuentran las estaciones de aforo de los cauces respectivos. Para todos los cálculos posteriores se utilizaron estas máscaras y su área resultante. Luego de utilizadas las máscaras, se sumaron los valores de NDSI de todos los pixeles extraídos y se multiplicaron por el tamaño de estos para obtener la superficie de nieve en cada subcuenca. Finalmente, para obtener la cobertura fraccional de nieve FSCA (Fractional Snow Cover, por sus siglas en inglés) se usó la Ecuación 2. El FSCA corresponde a la fracción de la superficie cubierta por nieve en relación a la superficie total de la cuenca.

$$FSCA_{sb} = \frac{SN_{sb}}{ST_{sb}} \quad (2)$$

Dónde:

$FSCA_{sb}$  : Superficie de nieve fraccional de cada subcuenca (Jorquera, Pulido y Manflas)

$SN_{sb}$  : Superficie con nieve de cada subcuenca (Jorquera, Pulido y Manflas)

$ST_{sb}$  : Superficie total de cada subcuenca (Jorquera, Pulido y Manflas)

Luego, se construyeron gráficos de FSCA en función del tiempo (Apéndices 2, 3 y 4) y se identificaron los máximos de acumulación y los valores mínimos con sus respectivas fechas para cada año. Se consideró como un mínimo, al menor valor antes de que ocurra una nueva acumulación o al valor más cercano a cero después de un máximo, si no hay otra acumulación posterior.

### **Análisis de la variabilidad espacial de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas**

Con el fin de estudiar la variabilidad espacial de la cobertura nivosa se estimó la probabilidad de no-excedencia de nieve. En primer lugar se tuvo que establecer un umbral arbitrario que determinó el límite entre aquellos pixeles que se clasificaron como "con nieve" y "sin nieve". De modo que los pixeles que contaron con una cobertura nivosa mayor o igual a dicho umbral se reclasificaron con un valor igual a uno y los que no cumplieron con la condición con un cero. Se realizó esta operación para todas las imágenes en el periodo de estudio. En seguida se sumaron los valores de estas imágenes para obtener una nueva imagen que contiene en cada pixel el número de días en los que se cumplió la condición estipulada anteriormente. Para estimar la probabilidad de excedencia de cada pixel, primero fue necesario ordenar el valor de estos de mayor a menor número de días con cobertura nivosa, luego a cada uno de estos le fue asignado un número de orden. Después se calculó la probabilidad de excedencia de cada pixel utilizando la ecuación de Weibull (Ecuación 3) y finalmente se obtuvo la probabilidad de no-excedencia, la cual equivale a uno menos la probabilidad de excedencia.

$$P = \frac{m}{N+1} \quad (3)$$

Dónde:

P : probabilidad de excedencia para el umbral establecido

m : número de orden

N : número total de días en el periodo de estudio

Luego de esto, se contabilizó la cantidad de pixeles con una probabilidad de no-excedencia igual o superior a 50% en cada una de las subcuencas y esto se multiplicó por el área del pixel para obtener el equivalente de la superficie de la subcuenca.

### **Análisis de la variabilidad temporal de los caudales de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas**

Como se mencionó anteriormente, las subcuencas de estudio presentan una influencia nival en sus regímenes, lo que debería verse evidenciado en sus hidrogramas. Según DeWalle y Rango (2008) los hidrogramas de una cuenca cuya hidrología se encuentra dominada por el derretimiento de nieve muestran un patrón distintivo en contraste a cuencas con una hidrología dominada por eventos de lluvia (ver como ejemplo la Figura 1).

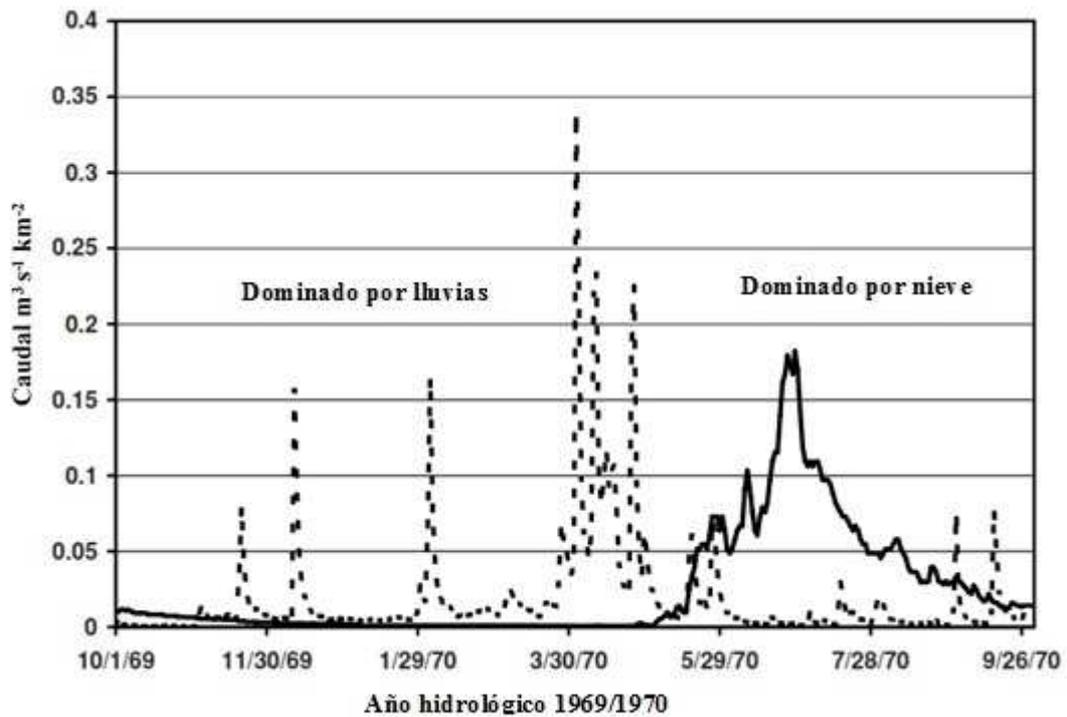


Figura 1. Comparación de un hidrograma nival con uno pluvial para dos cuencas pequeñas (Waldy Run near Emporium PA, USA y Fall Creek near Rustic, CO, USA). Fuente: Adaptado de DeWalle & Rango, 2008

En una cuenca de régimen nival se da una escorrentía muy baja durante la época invernal de acumulación de nieve, debido a la recesión del flujo base y a las bajas tasas de derretimiento causadas por la conducción de calor del suelo a la base de la zona de acumulación de nieve. En primavera, en cambio, a medida que los suministros de energía para el derretimiento aumentan, las tasas de flujo se incrementan gradualmente y llegan a un peak anual en la primavera tardía o principios de verano (DeWalle & Rango, 2008).

Entonces, para visualizar los regímenes hidrológicos de las cuencas se analizó la variación mensual de los caudales medios. Esto se realizó por medio de información de carácter diario de las estaciones fluviométricas de la DGA y el registro de repartos de los caudales entregados por la Junta de Vigilancia del río Copiapó y sus Afluentes (JVRC) aguas arriba de las secciones de aforo correspondientes (ver Ecuación 4 y Anexo 1). En los casos en que no se contó con la información del reparto de caudales para todo el periodo de estudio, se siguió la lógica de la regla de operación de la JVRC, la cual consiste en entregar una cantidad determinada de agua para los años normales o húmedos y una cantidad menor en los años secos. De modo que a los años faltantes se les asignó el mismo valor de caudal que un año con información completa, según sean estos secos, normales o húmedos. La clasificación de los tipos de años fue obtenida del Climate Prediction Center (CPC) del NOAA (Anexo 2).

$$Q_{RN} = Q_{DGA} + Q_{JVRC} \quad (4)$$

Dónde:

$Q_{RN}$  : Caudal en régimen natural (m<sup>3</sup>/s)

$Q_{DGA}$  : Caudal medido en las estaciones de aforo (m<sup>3</sup>/s)

$Q_{JVRC}$  : Caudal repartido por la JVRC (m<sup>3</sup>/s)

Una vez restaurados los caudales a su régimen natural se completaron todos los registros faltantes en el periodo de estudio. En caso de que haya faltado sólo un dato aislado, este calculó como el promedio entre el día anterior y el día siguiente. En caso contrario, los datos se rellenaron con el promedio mensual desagregado porcentualmente en función de otra estación con el registro completo (ver Ecuación 5).

$$Q_{Ei} = \frac{Q_{Ec} \cdot X_{Ei}}{X_{Ec}} \quad (5)$$

Dónde:

$Q_{Ei}$  : Caudal en régimen natural de la estación incompleta (m<sup>3</sup>/s)

$Q_{Ec}$  : Caudal en régimen natural de la estación completa (m<sup>3</sup>/s)

$X_{Ei}$  : Promedio mensual de la estación incompleta en donde se encuentra el dato faltante (m<sup>3</sup>/s)

$X_{Ec}$  : Promedio mensual de la estación completa en donde se encuentra el dato faltante (m<sup>3</sup>/s)

### **Análisis de correlación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica**

Con los resultados producidos anteriormente, se procedió a realizar un análisis de correlación entre cobertura nival y escorrentía superficial, para esto se utilizó un modelo estadístico llamado Curvas de Agotamiento (ver Figura 2). Las curvas de agotamiento han sido utilizadas históricamente para predecir la escorrentía basándose en estimaciones del derretimiento usando, por ejemplo, índices de temperatura. En este tipo de modelamiento la cantidad de escorrentía es multiplicada por el área cubierta de nieve para estimar el input total de agua a una cuenca (Ej.: Anderson, 1973; Martinec, 1980, 1985; Brubaker *et al.*, 1996, citados por Luce & Tarboton, 2004).

La curva de agotamiento original fue propuesta por Anderson (1973) y relaciona el área cubierta por nieve con el derretimiento de nieve acumulado. Sin embargo, el nombre “curva de agotamiento” también ha sido utilizado para describir funciones que relacionan el área cubierta por nieve con la fecha, días-grado acumulados, derretimiento, área de la cuenca o el equivalente en agua de nieve (SWE, por sus siglas en inglés) (Ej.: Martinec, 1985; Buttle & McDonnell, 1987; Brubaker *et al.*, 1996, citados por Luce & Tarboton, 2004).

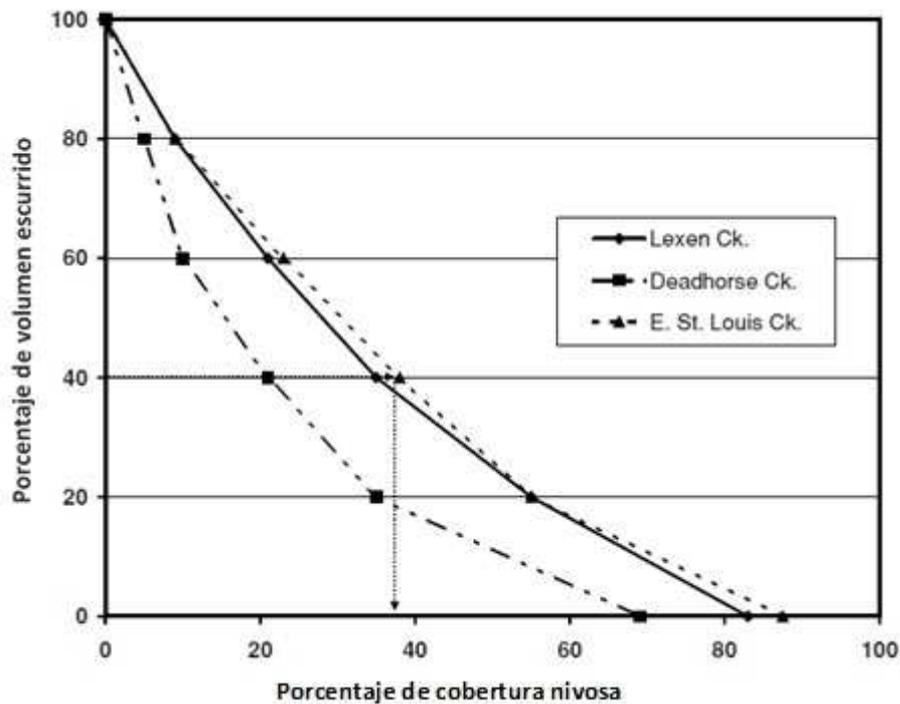


Figura 2. Relación entre el área cubierta por nieve y el porcentaje acumulado de escorrentía en tres cuencas subalpinas en Colorado, USA. Fuente: Adaptado de DeWalle & Rango, 2008.

Si la acumulación de nieve varía de año en año, se requerirá una curva de agotamiento para cada año dependiendo del peak de acumulación del año y/o de la tasa de derretimiento (Luce *et al.*, 1999 y Luce & Tarboton, 2004). No obstante, si el patrón espacial de esta acumulación es relativamente consistente, como suele ser, debido a la invariancia de las condiciones topográficas, las curvas de agotamiento serán consistentes de año en año para una cuenca dada y sería posible utilizar sólo una curva estándar para varios años. Además, cada cuenca tiene su propia curva característica (Luce *et al.*, 1999; Luce & Tarboton, 2004 y DeWalle & Rango, 2008).

Ahora, si se consideran los efectos del cambio climático (en donde se presume un aumento de la temperatura y una disminución de las precipitaciones), Bandyopadhyay *et al.* (2014) afirman que las curvas de agotamiento se desplazan hacia atrás en el tiempo, sin mucha variación en su forma. Es decir, se adelanta el comienzo del derretimiento y también su término. No obstante, el largo total de la temporada y la pendiente de la curva se mantienen relativamente constantes. Además, encontraron que los cambios en el derretimiento acumulado siguen la misma tendencia que los cambios en la temperatura para diferentes proyecciones de escenarios climáticos.

DeWalle & Rango (2008) explican que las curvas de agotamiento son un modelo estadístico para la estimación o pronóstico del volumen de agua proveniente del derretimiento para una temporada; y que como todos estos modelos se basan en una relación estadística entre las variables medidas, no pueden ser usadas para predecir la escorrentía en condiciones inusuales que no han sido experimentadas previamente. Sin

embargo, sugieren el uso de otros modelos (puntuales o distribuidos) en el caso de que se necesiten estimaciones de flujo más frecuentes.

La utilidad de estas curvas radica en que pueden estimar el volumen remanente de la escorrentía por derretimiento de nieve cuando se disponga de datos de cobertura de nieve (Luce & Tarboton, 2004 y DeWalle & Rango, 2008), los cuales hoy en día son de fácil acceso (Rosenthal & Dozier, 1996; DeWalle & Rango, 2008 y Nolin, 2010). Esta estimación sigue un procedimiento bastante simple: si en un día  $n$  cualquiera se quiere saber cuánta agua ( $vol_{rem}$ ) queda para el resto de la temporada, se requiere, por un lado, saber el FSCA de ese mismo día y por otro, el volumen acumulado ( $vol_{acum}$ ) que ha escurrido hasta dicho día (dentro del mismo año hidrológico). Luego, se busca en la curva de agotamiento la fracción del volumen ( $vol_{fr}$ ) que corresponde al FSCA de ese día y finalmente se divide el volumen acumulado (medido empíricamente) por la fracción del volumen estimado por la curva (Ecuación 6) (DeWalle & Rango, 2008).

$$Vol_{rem} = \frac{Vol_{acum}(n)}{Vol_{fr}(FSCA(n))} \quad (6)$$

Fuente: Basado en DeWalle & Rango, 2008

En este estudio se relacionó la fracción del área cubierta por nieve dentro de una cuenca con la fracción del total de escorrentía que ocurrió durante el periodo de derretimiento. De modo que en este caso se graficó el volumen fraccional escurrido en función del FSCA en las 3 subcuencas, lo que generó un gráfico adimensional. El volumen fraccional se calculó como se muestra en las Ec. 7, Ec. 8 y Ec. 9. Se crearon curvas para cada año a escala diaria para el periodo comprendido entre abril y diciembre (intervalo de tiempo que se previó más amplio que el periodo con presencia de nieve). Luego se crearon otras curvas (para el mismo año), en donde se utilizaron los peaks de FSCA para separar los distintos eventos de acumulación en diferentes series. Esto permitió observar si las distintas nevazones a lo largo del año presentan algún tipo de patrón en común, tanto entre subcuencas como en los diferentes años dentro un una misma subcuenca. Cada serie construida se intentó ajustar a una función exponencial (con su ecuación y coeficiente de determinación) y se le agregaron las fechas entre las cuales se encuentra comprendida.

$$Vol_d = Q_d \left[ \frac{m^3}{s} \right] * 60 \left[ \frac{s}{min} \right] * 60 \left[ \frac{min}{hr} \right] * 24 \left[ \frac{hr}{día} \right] \quad (7)$$

$$Vol_{acum}_n = Vol_d + Q_n \left[ \frac{m^3}{s} \right] * 60 \left[ \frac{s}{min} \right] * 60 \left[ \frac{min}{hr} \right] * 24 \left[ \frac{hr}{día} \right] \quad (8)$$

$$Vol_f = \frac{Vol_{acum}_n}{Vol_{acum}_{max}} \quad (9)$$

Dónde:

- d : día en que ocurrió el máx. de FSCA
- Vol<sub>d</sub> : volumen escurrido en el día en que ocurrió el máx. de FSCA
- Vol<sub>acum<sub>n</sub></sub> : volumen acumulado en los días siguientes al máx. de FSCA hasta el mín. de FSCA
- Q<sub>n</sub> : caudal del día en que ocurrió el máx. de FSCA y los días siguientes, hasta el mín. de FSCA
- Vol<sub>f</sub> : volumen fraccional
- Vol<sub>acum<sub>max</sub></sub> : volumen acumulado máximo en la temporada

## RESULTADOS

### Zona de Estudio

El área de estudio para el procesamiento de las imágenes satelitales quedó establecida entre las coordenadas (en WGS84 19S) norte 7037000 y 6793500, este 353500 y 516500. En la Figura 3 se pueden observar las 3 subcuencas con sus respectivas estaciones fluviométricas.

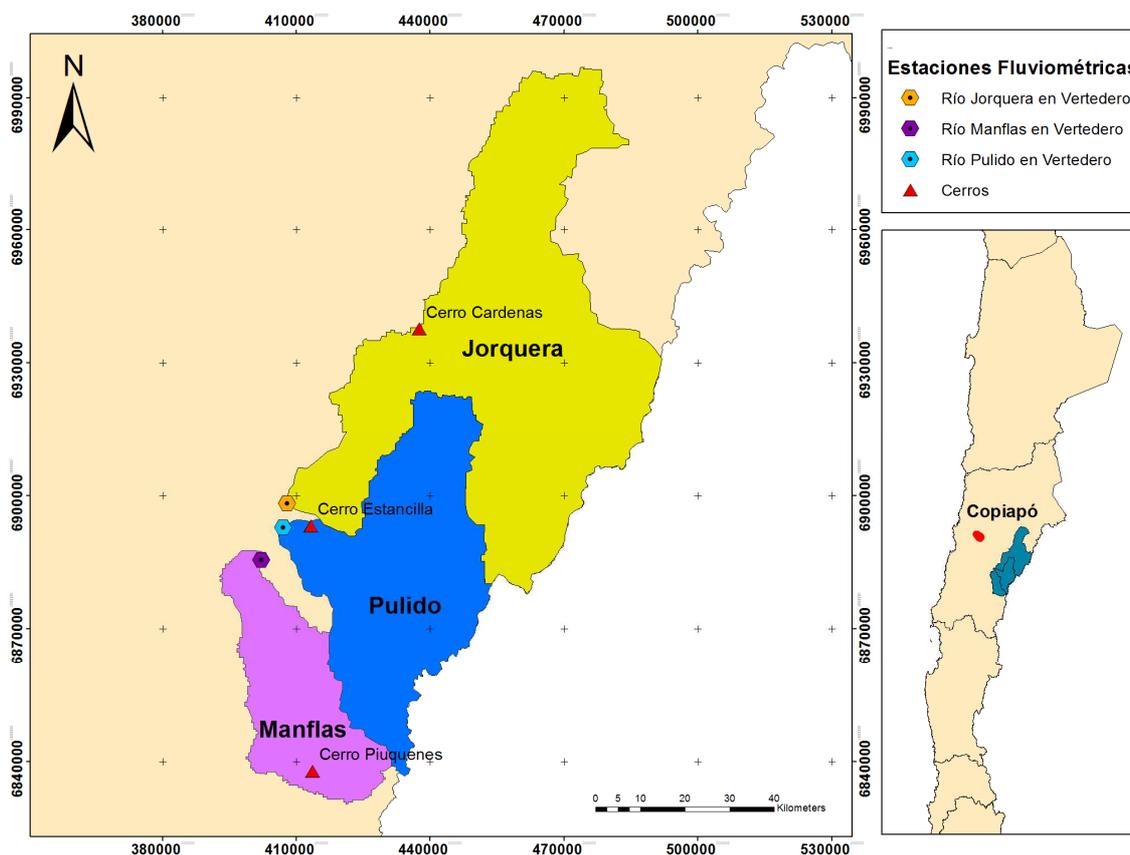


Figura 3. Zona de Estudio: Subcuencas

## Procesamiento de imágenes satelitales

Se mantuvo la resolución espacial original de MODIS de 500 m, por lo que cada imagen resultó ser una matriz de 487x326 (158.762 celdas) dentro del área de estudio preestablecida. En el resultado del procesamiento de las imágenes se puede tener un rango teórico de valores de NaN (píxeles fallidos) que puede variar entre un 100% y un 0%, en donde un 100% equivale al total de las celdas de las imágenes. Este valor se encontró entre los días 05 al 29 junio del 2001 a lo largo de todo el post-procesamiento debido a que las imágenes originales de MODIS estaban fallidas. De modo que sólo 25 imágenes de un total de 4.748 no fueron utilizadas para los análisis posteriores.

Sobre el resto de las imágenes (un 99,47% del total) se puede decir que el algoritmo desarrollado para procesarlas y eliminar los píxeles fallidos funciona correctamente, ya que se observó una disminución notoria en la cantidad de valores NaN encontrada en las imágenes con cada uno de los pasos sucesivos: Una imagen Modis1 contiene en promedio un 10,62% de píxeles fallidos, mientras que una imagen Modis4, en promedio también, sólo un 0,66%. Para ejemplificar esto de mejor manera, se escogió arbitrariamente una fecha en época invernal, a partir de la cual se muestra la evolución en el procesamiento, desde las imágenes originales de Aqua y Terra hasta el resultado del "paso 4" (Figura 5). El día escogido corresponde al 31 de mayo del año 2010. Las imágenes originales reclasificadas de Aqua y Terra ("paso 0") contenían un 23,50% y 65,42% de píxeles fallidos, respectivamente. Luego de ejecutar todos los pasos sucesivos del algoritmo se obtuvo que este porcentaje bajó a un 20,93%, 7,75%, 3,66% y finalmente, después del "paso 4", a un 0,98%.

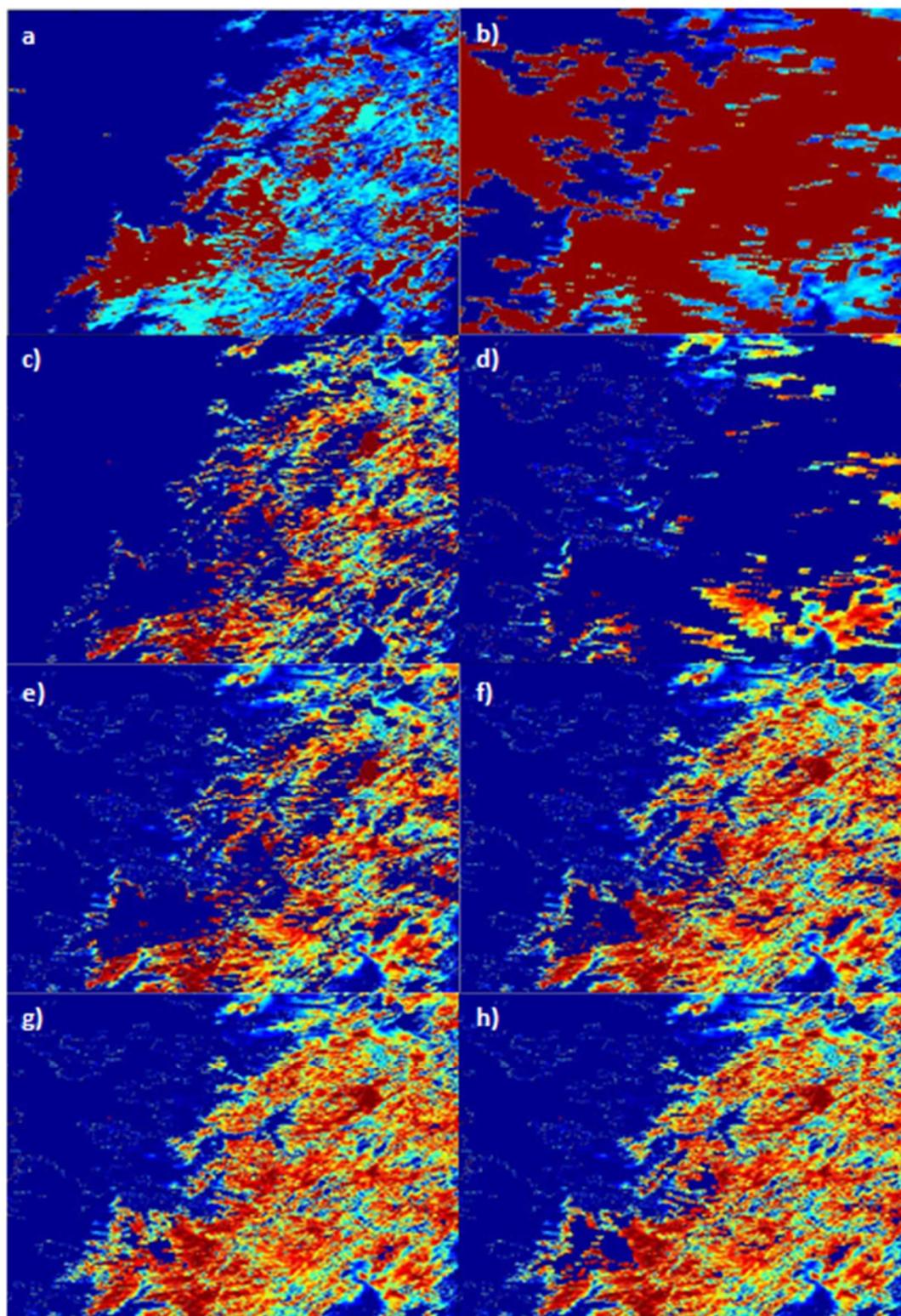


Figura 4. Post-Procesamiento. En rojo se representan los píxeles con una cobertura nivosa máxima y en azul la mínima. a) Aqua\_2010\_151, b) Terra\_2010\_151, c) Aqua0\_2010\_151, d) Terra0\_2010\_151, e) Modis1\_2010\_151, f) Modis2\_2010\_151, g) Modis3\_2010\_151 y h) Modis4\_2010\_151.

## Análisis de la variabilidad temporal de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas

En las figuras 5, 6 y 7 se muestra el comportamiento medio mensual de la cobertura nivosa para las 3 subcuencas y en el Apéndice VII.2 el comportamiento diario. A partir de esta información se puede establecer que los meses en los cuales se acumula más nieve varían entre mayo y septiembre, con un peak normalmente entre junio y julio. Por otro lado, el año 2002-2003 fue el año con mayor acumulación de nieve en el periodo de estudio para las 3 subcuencas, con un FSCA máximo de 0,65, 0,50 y 0,54 en Jorquera, Pulido y Manflas, respectivamente. Lo sigue el año 2007-2008 con un FSCA de 0,42, 0,38 y 0,44, también respectivamente.

Por el contrario, los años de menor acumulación corresponden a los años 2006-2007 y 2014 en la subcuencas Pulido, en donde la cobertura máxima fue de sólo un 0,11 y 0,12. En la subcuenca de Manflas la menor cobertura correspondió a un 0,10 y 0,13 en los años 2006-2007 y 2012-2013, respectivamente. Para el caso de Jorquera los años 2001-2002, 2004-2005, 2012-2013 y 2014 (con una acumulación máxima de 0,13 para los 2 primeros años mencionados y 0,15 para los últimos).

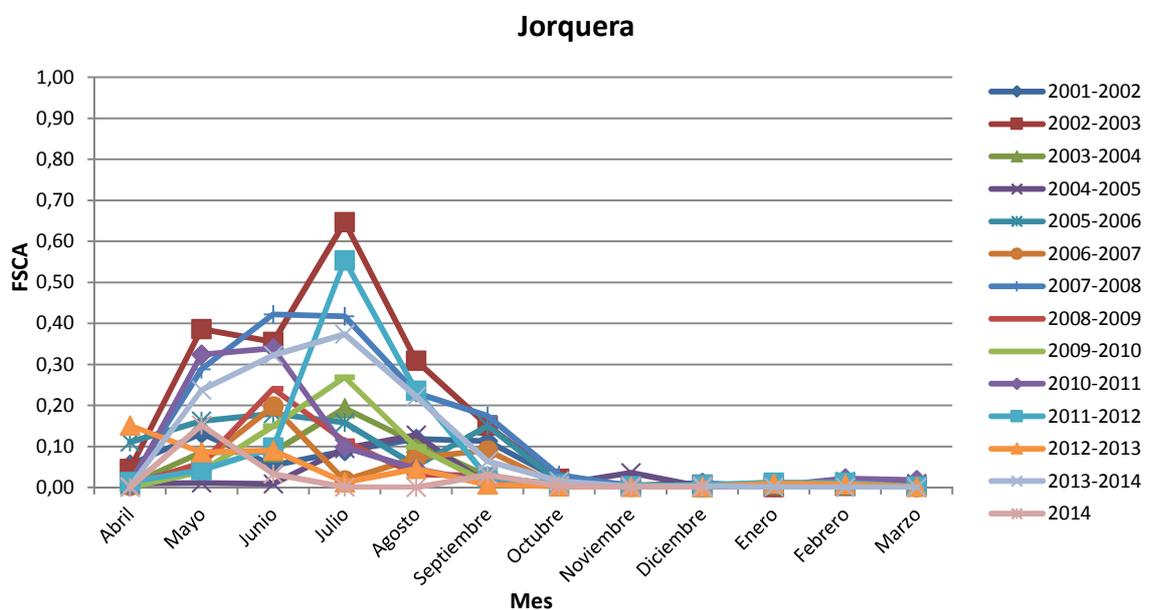


Figura 5. Variación de la media mensual de FSCA para los distintos años de estudio en la subcuenca Jorquera.

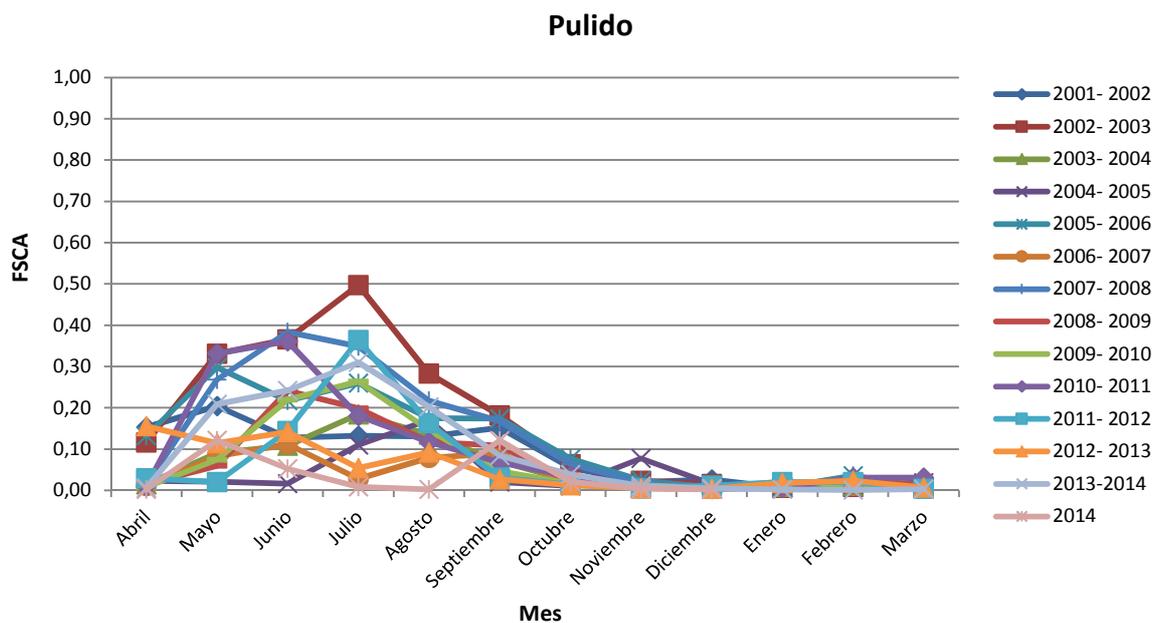


Figura 6. Variación de la media mensual de FSCA para los distintos años de estudio en la subcuenca Pulido.

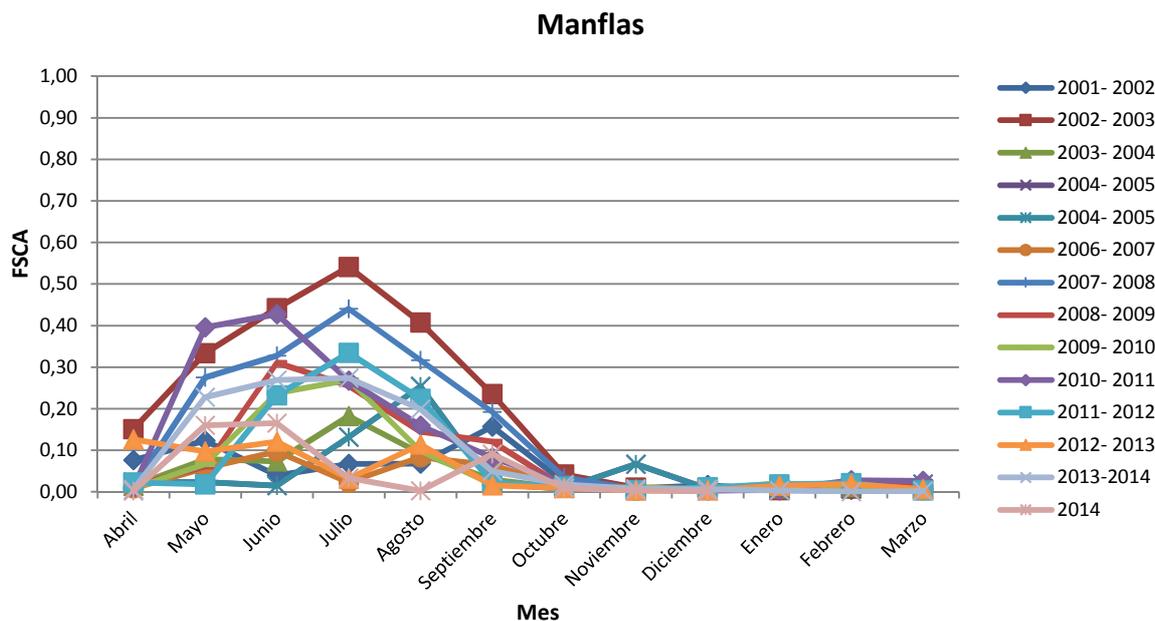


Figura 7. Variación de la media mensual de FSCA para los distintos años de estudio en la subcuenca Manflas.

En cuanto al comportamiento diario de la cobertura nivosa (ver Apéndices 2, 3 y 4), se puede decir que se presentan una alta variabilidad a lo largo del año con varios eventos de acumulación en diferentes épocas. En el caso de la subcuenca de Manflas el rango de tiempo en que existen peaks de acumulación varía entre abril y noviembre, siendo los meses de mayo y julio los que concentraron mayor número de peaks (11 y 11, respectivamente, a lo largo de todo el periodo de estudio). En cambio los meses con menos número de máximos de acumulación fueron octubre y noviembre, registrando sólo

un máximo cada uno. Por otro lado, en la subcuenca de Pulido los peaks de acumulación también tienden a darse entre abril y noviembre, con una mayor cantidad de estos encontrados en mayo (13 peaks) y julio (9 peaks). Los meses con menor cantidad de nevazones son octubre y noviembre, con 2 y 1, respectivamente. Finalmente, la subcuenca de Jorquera, al igual que en las 2 anteriores, los meses con más cantidad de peaks de acumulación de nieve son mayo y julio, con 14 y 10 peaks respectivamente. Pero a diferencia de aquellas, en Jorquera el rango de presencia de máximos se da desde abril hasta octubre. Estos 2 meses mencionados son los con menor presencia de peaks, en abril se detectaron 3 eventos de acumulación y en octubre sólo 1 (año 2001).

### **Análisis de la variabilidad espacial de la cobertura nivosa en las subcuencas de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas**

El primer resultado obtenido es una imagen (Fig. 8) en la cual, cada posición (pixel) representa la cantidad de días en el periodo de estudio en la que hubo un FSCA mayor o igual al 50% (el total es de 5113 días en 14 años, incluyendo tres años bisiestos). En esta imagen, el número de días que cumple la condición mencionada anteriormente equivale a 4120. Por otro lado, este número varía en un rango entre 305 y 339 días en cada año.

En seguida, la Figura 9 muestra la probabilidad de no-excedencia de nieve de cada pixel en las tres subcuencas. Como se puede observar, las zonas con mayor probabilidad de no-excedencia se encuentran ubicadas dentro de la subcuenca del río Pulido, llegando a valores de 0,99. Esto quiere decir que la zona con mayor frecuencia (para FSCA mayor o igual a 0,5) tiene 3447 días con nieve de un total de 5113.

En la subcuenca de Pulido, los pixeles con una probabilidad sobre 0,99 ocupan una superficie aproximada de 36,75 km<sup>2</sup> y equivalen a un 1,81% del área total de la subcuenca. Por otro lado, si se toma una probabilidad de no-excedencia sobre el 0,5 el área resultante es de 143,5 km<sup>2</sup>, lo que equivale a un 7,08% del área total.

Mientras que en las dos subcuencas restantes, el porcentaje de su superficie con una probabilidad de no-excedencia igual que en el caso anterior es menor al 0,5%.

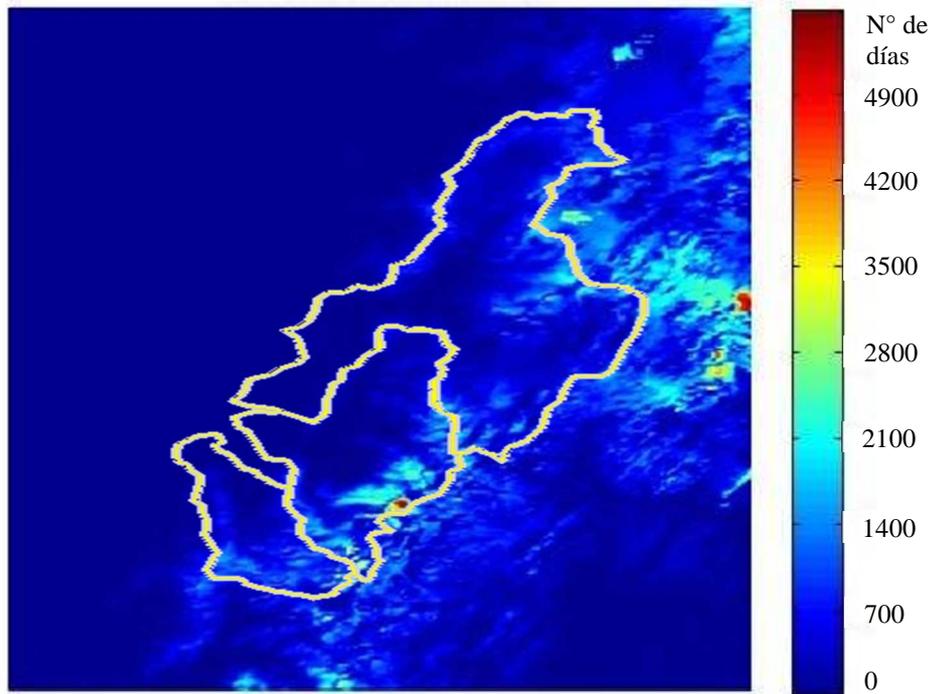


Figura 8. Pixeles según número de días con  $FSCA \geq 0.5$

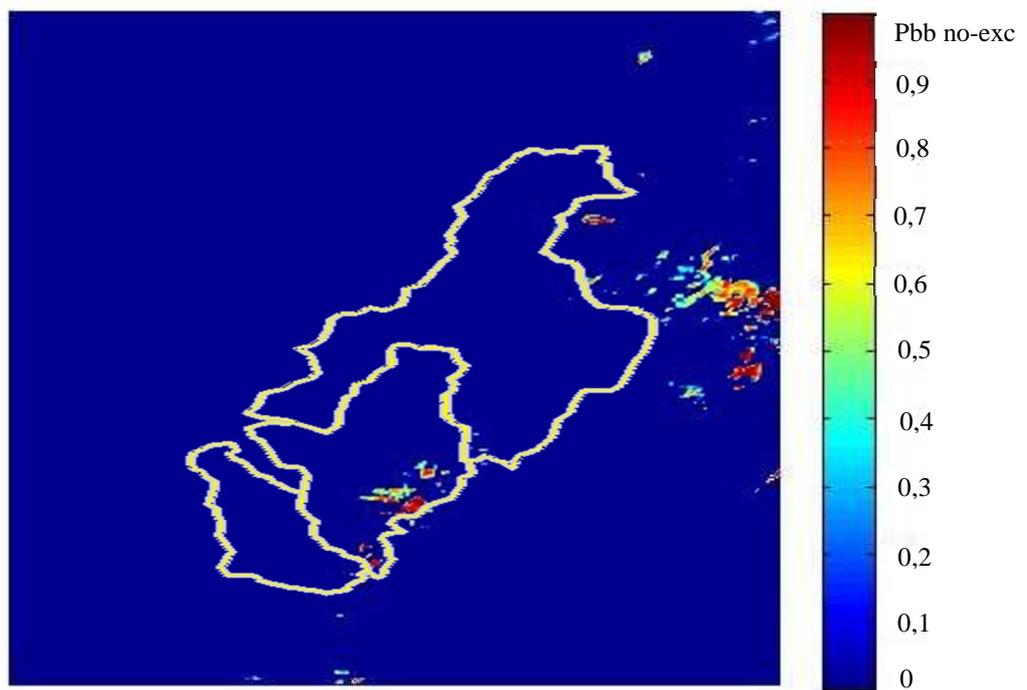


Figura 9. Probabilidad de No-Excedencia con  $FSCA \geq 0.5$

## Análisis de la variabilidad temporal de los caudales de los ríos Jorquera, Pulido y Manflas

Debido a que la zona de estudio se encuentra altamente intervenida, en su hidrograma no se observó el comportamiento típico de una cuenca de régimen nival o mixto, es decir no se evidenció el peak de caudal al momento del deshielo (ver Figura 10), por lo que fue necesario reconstruir el régimen natural de las subcuencas en función de las entregas de agua que hace la JVRC.



Figura 10. Caudal pronosticado para la estación Copiapó en Pastillo (junta de los 3 ríos afluentes Jorquera, Pulido y Manflas) para la temporada 2015-2016. Fuente: DGA, 2015 [En línea] <<http://pronostico.dga.cl/detalle3Region.html#IIIregion>>

La JVRC tenía información sobre los caudales repartidos entre los años 2008 y 2014 en Jorquera y Pulido (Anexo VI.1). Sin embargo, sobre el caudal del río Manflas no se tiene certeza, debido a que la JVRC no tiene control sobre las extracciones de agua en la Hacienda Manflas de la subcuenca del mismo nombre. En particular, acorde a la inspección personal del Tribunal al río Manflas efectuada el 24 de septiembre del año 2014 (causa 307-2008), la JVRC detectó “desbordes y brazos de agua que no vuelven a juntarse con el río”. Se efectuó un aforo antes de la primera extracción de agua en donde el caudal del río era de 508L/s y otro aforo aguas abajo a la salida de la subcuenca en la estación DGA Río Manflas en vertedero, en la cual el caudal fue de 240L/s (JVRC, 2014). De modo que existe un caudal de extracción del cual no se tiene registro en el tiempo.

Con estos antecedentes no es factible hacer el análisis de los caudales medios mensuales de la subcuenca del Río Manflas ni llevarlos a su régimen natural por lo cual se decidió excluir a la subcuenca Manflas del estudio, a pesar de contar con los repartos para los años 2010 y 2011.

Luego de haber transformado los caudales a su régimen natural se completaron los datos faltantes, utilizando la información de Jorquera para rellenar Pulido y viceversa. Se logró completar toda la información faltante, a excepción de los días comprendidos entre el 13 y 26 de octubre de 2009, ya que en ese intervalo de tiempo ninguna de las 2 estaciones fluviométricas presentaba datos. La información de carácter diario se puede ver en los Apéndices 5 y 6, y la media mensual presentada en años hidrológicos en las Figuras 11 y 12.

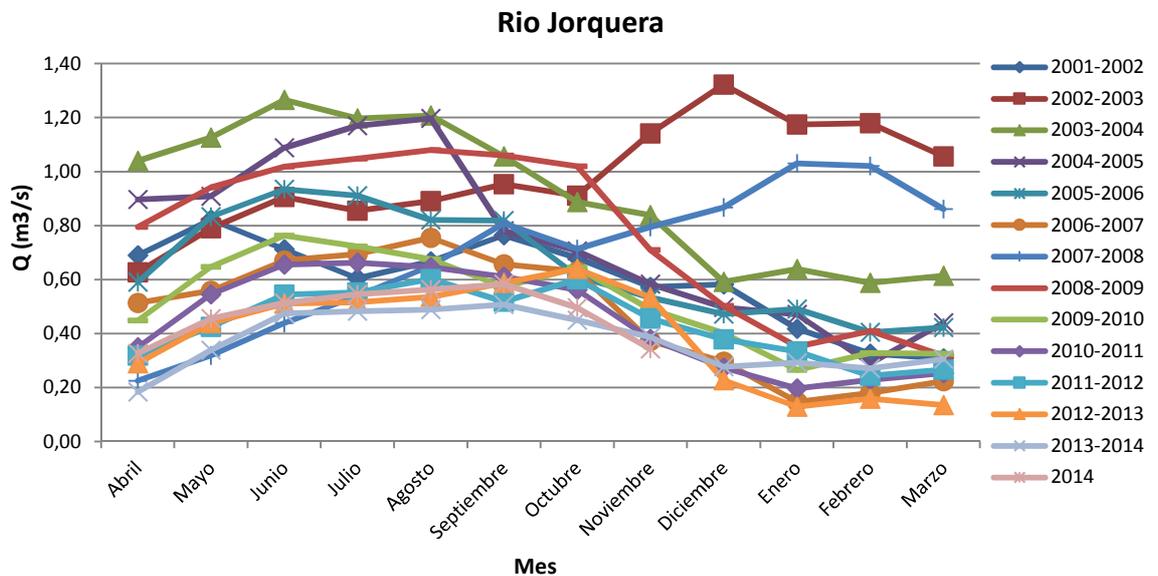


Figura 11. Variación de la media mensual del caudal para los distintos años de estudio en la subcuenca Jorquera.

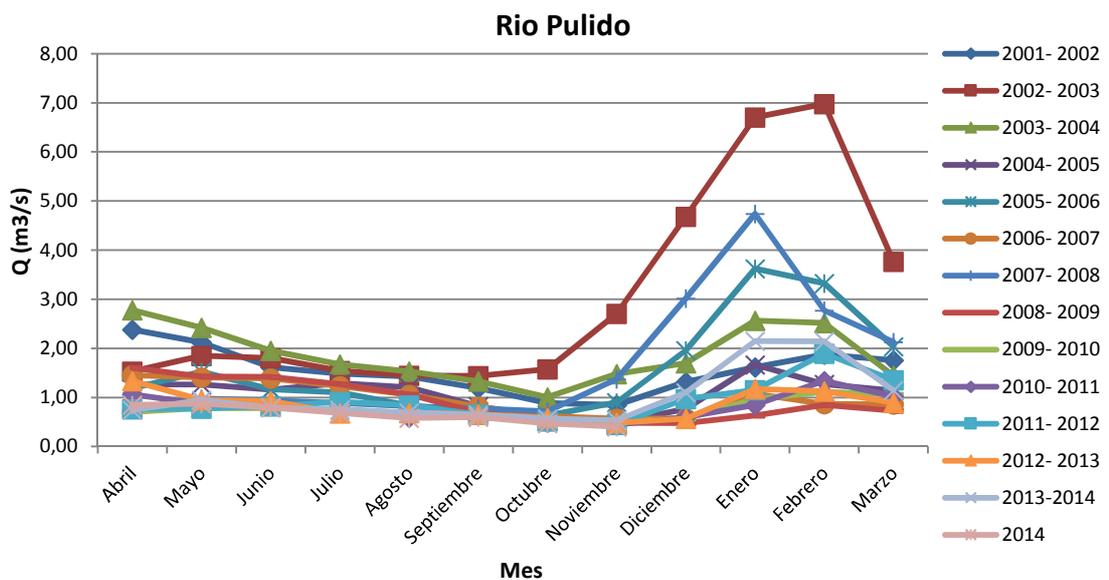


Figura 12. Variación de la media mensual del caudal para los distintos años de estudio en la subcuenca Pulido.

Observando ambas figuras se puede corroborar que la subcuenca de Jorquera tiende a presentar un régimen mixto, ya que presenta máximos de caudal en los meses de invierno y también algunos en meses de primavera, lo que concuerda con lo determinado por CADE-IDEPE (2004). No obstante, cabe decir que estos peaks en época de deshielo sólo se dan en los años 2002-2003 y 2007-2008, los cuales coinciden con 2 de los años de mayor acumulación de nieve. El otro año con mayor acumulación de nieve fue el 2011-2012 (FSCA 0,55). Sin embargo, esta acumulación no se tradujo en un aumento del caudal, el cual permaneció relativamente constante a lo largo de todo el año.

En cambio, la subcuenca de Pulido es exclusivamente de régimen nival, presentando caudales relativamente bajos y constantes en otoño e invierno, los cuales comienzan a aumentar a partir de octubre y llegan a un máximo entre enero y febrero, tal como DeWalle & Rango (2008) establecen que debería comportarse un hidrograma de un cauce de régimen nival. Dichos máximos son mucho más notorios también en los años 2002-2003 y 2007-2008 y de forma similar a la subcuenca anterior, el aumento en la acumulación de nieve en el año 2011-2012 generó un leve aumento en el caudal hacia el verano.

### **Análisis de correlación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica**

Debido a la incerteza relacionada con los caudales del río Manflas sólo se generaron curvas de agotamiento para relacionar la cobertura nivosa media mensual con los caudales medios mensuales para las subcuencas de los ríos Jorquera y Pulido, las cuales se pueden ver en los Apéndices 7, 8, 9 y 10.

#### **Subcuenca del río Jorquera**

Las curvas de agotamiento pertenecientes a la subcuenca del río Jorquera presentan una alta heterogeneidad de año a año, debido a la gran variabilidad que presentan sus patrones de acumulación de nieve y de escurrimiento (Apéndices 7 y 9). Por otro lado, estas curvas presentan en general una buena correlación entre sus variables, con un  $r^2$  promedio de 0,84 y que varía en un rango de 0,49 (para una nevada a finales de octubre 2001) a 0,98 (nevada de mayo 2010). En el Cuadro 2 se puede ver la información más relevante en relación a cada una de las curvas generadas.

Cuadro 2. Características de las Curvas de Agotamiento de la subcuenca del río Jorquera

ID	Tipo de año	Fecha de Inicio	Fecha de Término	Peak de FSCA	Duración (días)	Ecuación de la regresión	r <sup>2</sup>
1a	Normal	11/07/01	06/08/01	0,30	26	$y = 0,1295e^{-10,54x}$	0,9391
1b	Normal	28/08/01	23/09/01	0,59	26	$y = 0,4243e^{-0,864x}$	0,8495
1c	Normal	28/10/01	03/11/01	0,22	6	$y = 0,6905e^{-0,169x}$	0,4998
2a	Húmedo	29/04/02	03/05/02	0,46	4	$y = 0,0332e^{-5,008x}$	0,9683
2b	Húmedo	05/05/02	12/05/02	0,33	7	$y = 0,0534e^{-2,711x}$	0,9188
2c	Húmedo	15/05/02	22/05/02	0,56	7	$y = 0,1177e^{-1,407x}$	0,8586
2d	Húmedo	25/05/02	19/06/02	0,58	25	$y = 0,2675e^{-1,748x}$	0,9024
2e	Húmedo	02/07/02	15/08/02	0,86	44	$y = 0,4416e^{-0,705x}$	0,8797
2f	Húmedo	29/08/02	25/09/02	0,64	27	$y = 0,5432e^{-0,411x}$	0,6883
3a	Normal	22/05/03	26/06/03	0,28	34	$y = 0,5201e^{-17,37x}$	0,7817
3b	Normal	08/07/03	12/09/03	0,36	66	$y = 0,5891e^{-2,572x}$	0,7957
4a	Húmedo	07/07/04	20/07/04	0,20	13	$y = 0,1009e^{-13,22x}$	0,9270
4b	Húmedo	30/07/04	05/09/04	0,49	6	$y = 0,3021e^{-0,864x}$	0,8386
5a	Normal	24/04/06	09/06/05	0,55	45	$y = 0,2501e^{-6,393x}$	0,9391
5b	Normal	15/06/05	13/07/05	0,47	28	$y = 0,3655e^{-0,9320x}$	0,9430
5c	Normal	17/07/05	04/08/05	0,56	18	$y = 0,4674e^{-0,364x}$	0,8102
5d	Normal	14/09/05	12/10/05	0,49	28	$y = 0,7597e^{-0,369x}$	0,8335
6a	Normal	03/05/06	27/05/06	0,17	24	$y = 0,089e^{-14,35x}$	0,8507
6b	Normal	03/06/06	14/07/06	0,58	34	$y = 0,2353e^{-1,008x}$	0,8328
6c	Normal	30/08/06	23/09/06	0,44	24	$y = 0,6779e^{-0,456x}$	0,9088
7a	Seco	05/05/07	07/06/07	0,48	33	$y = 0,272e^{-8,218x}$	0,7940
7b	Seco	13/06/07	06/09/07	0,63	31	$y = 0,5574e^{-2,655x}$	0,9298
7c	Seco	18/09/07	16/10/08	0,50	28	$y = 0,5739e^{-0,423x}$	0,7514
8a	Normal	30/05/08	10/07/08	0,59	11	$y = 0,3802e^{-6,89x}$	0,8314
8b	Normal	20/07/08	29/08/08	0,23	40	$y = 0,4386e^{-2,389x}$	0,7570
8c	Normal	02/09/08	09/09/08	0,15	7	$y = 0,5648e^{-0,618x}$	0,8665
9a	Húmedo	28/05/09	11/06/09	0,27	15	$y = 0,0968e^{-7,707x}$	0,6773
9b	Húmedo	14/06/09	06/07/09	0,47	22	$y = 0,2266e^{-1,437x}$	0,8362
9c	Húmedo	24/07/09	25/08/09	0,58	35	$y = 0,4979e^{-0,666x}$	0,8679
10a	Seco	02/05/10	10/05/10	0,40	8	$y = 0,0514e^{-6,478x}$	0,9759
10b	Seco	14/05/10	27/05/10	0,58	13	$y = 0,1574e^{-1,568x}$	0,8741
10c	Seco	28/05/10	21/08/10	0,61	54	$y = 0,5827e^{-2,567x}$	0,9078
11a	Seco	07/06/11	24/06/11	0,23	17	$y = 0,1413e^{-12,42x}$	0,5999
11b	Seco	07/07/11	20/09/11	0,83	75	$y = 0,5027e^{-1,218x}$	0,9511
12a	Normal	14/04/12	11/05/12	0,56	27	$y = 0,0682e^{-6,371x}$	0,7713
12b	Normal	27/05/12	04/07/12	0,32	8	$y = 0,2686e^{-2,484x}$	0,8704
12c	Normal	16/08/12	24/08/12	0,17	8	$y = 0,4963e^{-0,445x}$	0,9127
13a	Normal	17/05/12	07/06/13	0,64	21	$y = 0,6702e^{-6,859x}$	0,8301
13b	Normal	20/07/13	03/10/13	0,74	75	$y = 0,5968e^{-1,118x}$	0,8181

Ahora si se utiliza la clasificación del Climate Prediction Center del NOAA (Anexo 2), para agrupar las diferentes curvas de acuerdo a años húmedos, normales y secos, se pueden encontrar algunos patrones, siendo los años normales los que presentan mayor variabilidad. En estos años ocurrieron entre 2 y 4 nevazones en la temporada con una fecha de ocurrencia muy variable. En cambio los años húmedos presentan de 2 a 6 diferentes eventos de acumulación de nieve y se puede observar que a medida que esta se derrite, el volumen fraccional aumenta muy poco. Finalmente, en los años secos se pueden observar de 2 a 3 peaks por temporada, en los cuales se puede ver que sí existe un aumento del caudal en paralelo a la disminución de la cobertura nivosa. Sin embargo, la característica más distintiva de estos años es que presentan un gran evento de acumulación de nieve, los cuales presentan un peak de  $FSCA > 0,61$ .

A continuación se presentarán las curvas de agotamiento para un año húmedo y para un año seco (figuras 13 y 14) con el fin de ilustrar las diferencias que ocurren en los patrones de acumulación y de generación de caudal entre estos años. En los gráficos se puede observar que en el año húmedo 2002-2003 hubo seis eventos de acumulación de nieve y en el año seco 2011-2012 sólo dos. No obstante, la máxima cobertura de nieve alcanzada en ambos años fue de un 83%. Si se analiza exclusivamente el evento asociado a dicho máximo, se puede estimar mediante las ecuaciones provistas en el Cuadro 2 que el volumen fraccional de agua generado debido al derretimiento total de esta nieve ( $FSCA=0$ ) es de aprox. un 0,20 y un 0,32, respectivamente. En resumen se puede decir que una misma cobertura de nieve se traduce en diferentes volúmenes de agua o bien el aumento del caudal no es visible en paralelo al derretimiento de esta.

### Jorquera Año 2002-2003

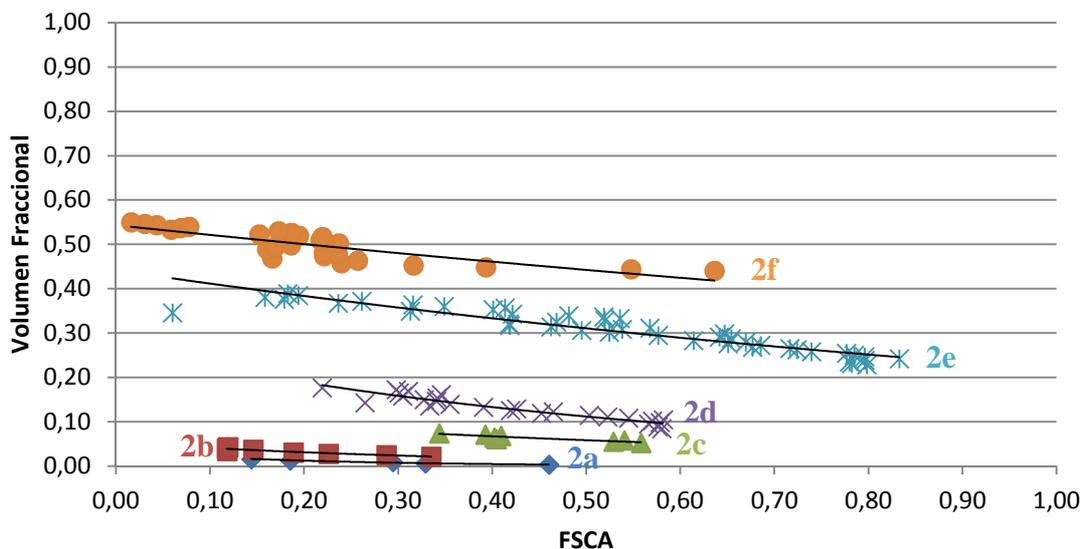


Figura 13. Curva de Agotamiento para el año 2002-2003 en la subcuenca del río Jorquera (2a, 2b, 2c, 2d, 2e y 2f corresponden al ID de cada serie, ver Cuadro 2).

## Jorquera Año 2011-2012

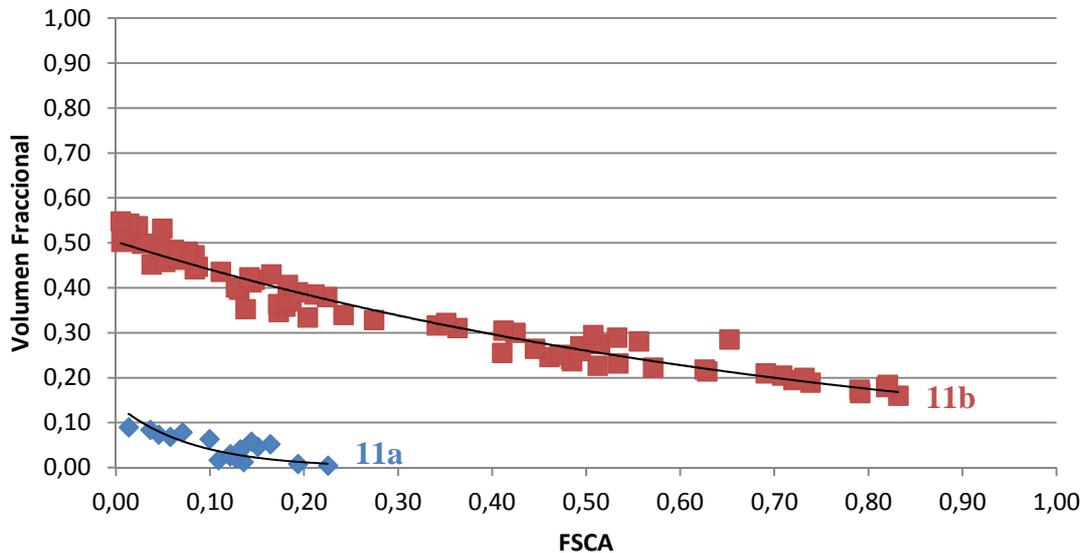


Figura 14. Curva de Agotamiento para el año 2011-2012 en la subcuenca del río Jorquera (11a y 11b corresponden al ID de cada serie, ver Cuadro 2).

### Subcuenca del río Pulido

Las curvas de agotamiento de la subcuenca del río Pulido son similares a las del río Jorquera, en el sentido de que también presentan una alta variabilidad temporal. El volumen explicado por el derretimiento de nieve se mueve en un rango entre un 48 y un 82%. Los años húmedos y los años normales tienen un comportamiento parecido, en ambos se dan de 2 a 5 eventos peak de acumulación de nieve, los cuales explican aprox. un 64 y 69% del escurrimiento de la temporada, respectivamente. En cambio, en los años secos el volumen de agua que se puede explicar por el derretimiento de nieve es un poco menor que en el resto de los años, entre un 47 y un 72%. Al igual que en la cuenca anterior, en estos años se presentan de 2 a 3 peaks por temporada y se da un evento de acumulación mayor que el resto que, si bien no supera un 60% de cobertura de nieve en la subcuenca, se mantiene por aprox. 2-4 meses y por sí solos generan un 42% del agua escurrida en dicho periodo. Dichos eventos son sólo superados en los años 2002-2003 y 2013-2014, en cuanto al máx. de FSCA alcanzado (68 y 78% respectivamente). Por otro lado, las curvas de agotamiento creadas tienen una buena correlación entre sus variables en todos los años, el coeficiente de determinación ( $r^2$ ) varía entre un 0,57 y un 0,99, tal como se puede ver en el Cuadro 3.

Cuadro 3. Características de las Curvas de Agotamiento de la subcuenca del río Pulido

ID	Tipo de año	Fecha de Inicio	Fecha de Término	Peak de FSCA	Duración (días)	Ecuación de la regresión	r <sup>2</sup>
1a	Normal	25/04/01	03/05/01	0,41	9	$y = 0,1705e^{-7,551x}$	0,9922
1b	Normal	11/05/01	02/07/01	0,31	27	$y = 0,4781e^{-4,802x}$	0,8702
1c	Normal	11/07/01	25/07/01	0,27	14	$y = 0,4934e^{-0,673x}$	0,8099
1d	Normal	27/08/01	13/10/01	0,42	7	$y = 0,7581e^{-0,588x}$	0,9112
1e	Normal	28/10/01	03/11/01	0,25	6	$y = 0,8149e^{-0,074x}$	0,7048
2a	Húmedo	11/04/02	23/04/02	0,31	12	$y = 0,0798e^{-10,09x}$	0,6554
2b	Húmedo	29/04/02	09/05/02	0,31	10	$y = 0,1127e^{-2,382x}$	0,8389
2c	Húmedo	24/05/02	25/06/02	0,56	32	$y = 0,4012e^{-1,925x}$	0,8539
2d	Húmedo	01/07/02	21/08/02	0,69	51	$y = 0,4217e^{-0,656x}$	0,6507
2e	Húmedo	29/08/02	14/10/02	0,78	98	$y = 0,51e^{-0,379x}$	0,9758
3a	Normal	22/05/03	28/06/03	0,27	37	$y = 0,6872e^{-15,08x}$	0,8184
3b	Normal	08/07/03	11/09/03	0,33	65	$y = 0,7057e^{-3,428x}$	0,7473
4a	Húmedo	30/07/04	12/09/04	0,49	44	$y = 0,4295e^{-5,675x}$	0,8451
4b	Húmedo	16/11/04	29/11/04	0,27	13	$y = 0,8192e^{-4,16x}$	0,9280
5a	Normal	24/04/06	09/06/05	0,55	46	$y = 1,278e^{-8x}$	0,9017
5b	Normal	18/06/05	10/07/05	0,33	22	$y = 0,4777e^{-1,541x}$	0,8753
5c	Normal	17/07/05	12/08/05	0,45	24	$y = 0,5106e^{-0,566x}$	0,9070
5d	Normal	01/09/05	14/10/05	0,34	43	$y = 0,6507e^{-0,626x}$	0,5698
6a	Normal	05/05/06	19/05/06	0,19	14	$y = 0,1371e^{-14,1x}$	0,9284
6b	Normal	03/06/06	28/06/06	0,32	25	$y = 0,3147e^{-1,708x}$	0,8662
6c	Normal	30/08/06	24/09/06	0,33	30	$y = 0,7424e^{-0,471x}$	0,8913
7a	Seco	17/05/07	04/06/07	0,45	33	$y = 0,7186e^{-10,3x}$	0,7536
7b	Seco	25/06/07	02/09/07	0,56	69	$y = 0,5011e^{-2,08x}$	0,9244
7c	Seco	18/09/07	10/10/08	0,38	22	$y = 0,476e^{-0,392x}$	0,8278
8a	Normal	31/05/08	19/06/08	0,48	19	$y = 0,3091e^{-6,656x}$	0,8991
8b	Normal	20/06/08	18/07/08	0,29	28	$y = 0,5455e^{-4,25x}$	0,9098
8c	Normal	23/07/08	28/08/08	0,38	36	$y = 0,6447e^{-1,349x}$	0,8448
8d	Normal	03/09/08	21/09/08	0,28	18	$y = 0,7173e^{-0,341x}$	0,9075
9a	Húmedo	08/05/09	18/05/09	0,16	16	$y = 0,0486e^{-15,07x}$	0,8766
9b	Húmedo	30/05/09	05/07/09	0,43	38	$y = 0,38e^{-2,669x}$	0,6672
9c	Húmedo	24/07/09	26/08/09	0,44	33	$y = 0,587e^{-7,551x}$	0,9086
10a	Seco	03/05/10	11/05/10	0,39	8	$y = 0,0841e^{-0,8679x}$	0,9927
10b	Seco	14/05/10	25/05/10	0,55	11	$y = 0,1995e^{-2,043x}$	0,8634
10c	Seco	29/05/10	02/10/10	0,59	126	$y = 0,7159e^{-2,877x}$	0,9154
11a	Seco	07/06/11	29/06/11	0,31	22	$y = 0,2457e^{-9,272x}$	0,8550
11b	Seco	07/07/11	11/09/11	0,56	65	$y = 0,5341e^{-1,852x}$	0,9236
12a	Normal	14/04/12	11/05/12	0,39	27	$y = 0,2459e^{-6,359x}$	0,7230
12b	Normal	27/05/12	14/07/12	0,35	18	$y = 0,4959e^{-2,253x}$	0,8761
12c	Normal	16/08/12	02/09/12	0,23	15	$y = 0,6461e^{-0,412x}$	0,9425
13a	Normal	19/05/12	18/07/13	0,51	60	$y = 0,9937e^{-7,701x}$	0,8826
13b	Normal	20/07/13	03/10/13	0,68	75	$y = 0,5715e^{-1,104x}$	0,8340

En el caso de la subcuenca de Pulido, el año húmedo 2002-2003 (Figura 15) tuvo 5 eventos de acumulación de nieve, en los cuales la cobertura máxima alcanzada fue de un 78%, a diferencia del año seco 2011-2012 (Figura 16) con 2 eventos y un máximo de 56%. Si bien el FSCA máx. fue bastante menor en el año seco, el volumen fraccional generado fue casi el triple (0,12 y 0,35, respectivamente), lo que indicaría que en años secos la respuesta hidrológica se explica en mayor proporción producto del derretimiento de la nieve que en el caso de los años húmedos.

### Pulido Año 2002-2003

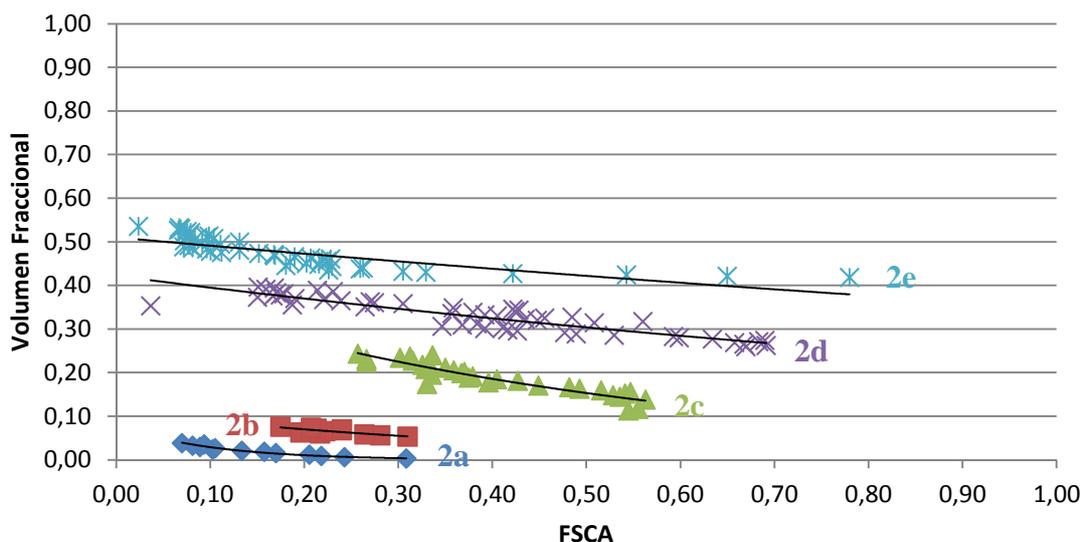


Figura 15. Curva de Agotamiento para el año 2002-2003 en la subcuenca del río Pulido (2a, 2b, 2c, 2d y 2e corresponden al ID de cada serie, ver Cuadro 3).

### Pulido Año 2011-2012

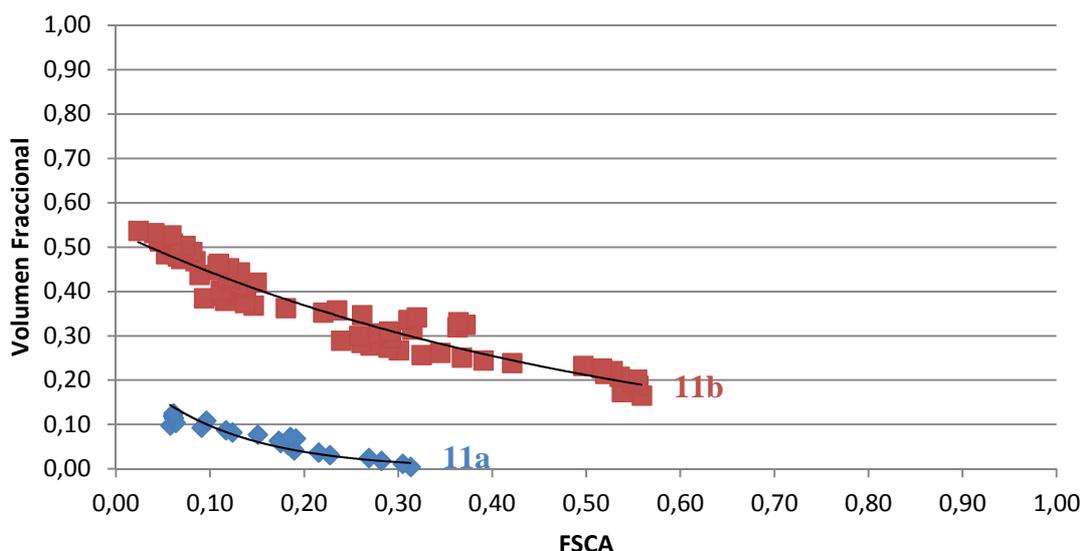


Figura 16. Curva de Agotamiento para el año 2011-2012 en la subcuenca del río Pulido (11a y 11b corresponden al ID de cada serie, ver Cuadro 2).

## DISCUSIÓN

Al trabajar con imágenes satelitales de nieve, la principal dificultad para su análisis es la presencia de nubes, sin embargo, la metodología aplicada para corregir la presencia de píxeles fallidos mejoró significativamente la estimación de la cobertura nivosa de estos en las imágenes utilizadas, lo que permite contar con información mucho más robusta para ser empleada como input en los análisis posteriores. A pesar de que el método de corrección de píxeles fallidos escogido en este estudio cumplió su propósito de forma correcta, existen otras formas en que se podría haber realizado la corrección que podrían resultar de mayor precisión. Esto se pudo haber logrado estableciendo umbrales basados en la transición que presenta la nieve en función de la altura. Uno de estos umbrales puede ser una línea de altura mínima bajo la cual no se encuentra nieve (todos los píxeles fallidos bajo esta se clasifican como No-nieve, ver Cuadro 1) y un segundo umbral de altura máxima sobre el cual todo es nieve (más conocido como línea de nieve) (Gafurov & Bárdossy, 2009).

Déry *et al.* (2005) afirman que una declinación abrupta en la FSCA, tal como ocurre en varios años en ambas subcuencas, es indicativa de una cobertura nivosa superficial delgada que se derrite rápida y uniformemente a lo largo de toda la cuenca. No obstante, como ya se ha mencionado anteriormente, el tipo de imágenes satelitales elegidas para estudiar el comportamiento de la nieve sólo muestra sus dimensiones en superficie y no en profundidad, por lo que no se puede asegurar que todos los cambios abruptos en la pendiente de los gráficos de FSCA en función del tiempo se deban a la fusión de nieve superficial solamente y no a otros factores propios de la zona, como la posible presencia de una alta sublimación.

Por otro lado, se evidenció una falta de estaciones meteorológicas en zonas altas. En la zona de estudio la estación meteorológica vigente que se encuentra a mayor altitud es la estación “Pastos Grandes”, la cual está situada a 2.260 msnm. La carencia de estaciones en zonas de mayor altitud afecta la calidad de la información recogida, ya que no hay datos que representen efectivamente a las zonas montañosas donde se acumula la nieve.

Conocer el estado natural de los caudales en un ecosistema o cuenca dada es, en muchos casos, un input necesario para diversos modelos hidrológicos. Por lo tanto, contar con información precisa acerca del uso real del agua en un lugar, tanto en cantidad como en sus puntos de extracción, se vuelve muy relevante. Sin embargo, obtener los caudales totalmente exentos de intervención humana es sumamente difícil, ya que puede haber extracciones de agua que no se encuentren contabilizadas por la Junta de Vigilancia, tales como las extracciones ilegales. También puede haber periodos sin registros o fallos en estos. Todo esto causa una incerteza respecto de la cantidad de agua que realmente es utilizada. En esta investigación sólo se contó con información de las extracciones generadas aguas arriba de las estaciones fluviométricas de DGA en dos de las tres subcuencas estudiadas. En primer lugar, al tener datos de la cuenca del río Manflas, se

hubiese podido realizar una comparación entre este río y el río Pulido (ambos de régimen exclusivamente nival), analizando si sus patrones de escurrimiento presentan semejanzas, con el fin de realizar algún tipo de extrapolación o pronóstico.

En general se puede decir que más del 50% del escurrimiento generado en cada temporada es ocasionado por el derretimiento de nieve en ambas cuencas. En este sentido, la pendiente de las curvas tiene una relación alta y describe el modo en que la nieve se va fundiendo (Luce & Tarboton, 2004). Una pendiente muy alta quiere decir que hubo un gran aumento en el volumen de agua asociado a una disminución menor en el área cubierta por nieve. Esto se puede deber a otros factores que no tienen que ver con el FSCA como, por ejemplo, un cambio en la altura de la cubierta de nieve, en el SWE o en la densidad de la nieve, entre otros (WMO, s.f.). Por otro lado, una pendiente baja, se relaciona con una gran disminución en el FSCA que no es evidenciado en un aumento de caudal durante el período de reducción de la FSCA. Esto genera la pregunta de ¿qué puede haber ocurrido con el agua contenida en esa nieve que se fundió? Una de las posibles explicaciones es que esta agua se haya almacenado subsuperficialmente y su efecto en los caudales de salida sea observado con un desfase temporal mayor. Otra explicación posible es la presencia de una alta sublimación en la zona.

Como se mencionó en el punto anterior, los resultados muestran que el volumen de agua que escurre sigue aumentando después de que la nieve se ha agotado, lo que dificulta el análisis de los modelos que utilizan esta información (Hall & Martinec, 1985, citado por Déry *et al.*, 2005). Por otro lado, esto se puede deber por un lado al efecto del “invierno boliviano” que genera precipitaciones estivales, las cuales causan un aumento del caudal en los meses de verano (Juliá *et al.*, 2008 y Vallejos, 2010) y/o a la presencia de glaciares en las cuencas. Cuencas con glaciares en las cabeceras tienen hidrogramas con flujos altos extendidos en el tiempo o incluso peaks dobles en cada temporada debido al derretimiento de nieve a alturas más bajas seguido del derretimiento de glaciares a elevaciones más altas (Aizen *et al.*, 1995, Aizen *et al.*, 1996 y Moore, 1993; citados por DeWalle & Rango, 2008).

En cuanto a los años secos y los años húmedos, se puede decir que la principal diferencia encontrada tiene relación con el desfase en el aumento del caudal. En un año niña, relacionado a años secos, hay en general un gran evento de acumulación de nieve y el caudal responde más o menos en paralelo al derretimiento de esta, por lo que en este tipo de años no se debería esperar disponibilidad de agua en los meses posteriores de la temporada producto del derretimiento. En cambio, en los años niño, asociados a años normales y lluviosos, hay varios eventos de acumulación diferentes. Sin embargo el caudal no se ve aumentado inmediatamente después de que se derrite la nieve, lo que puede llevar a pensar que una fracción de la nieve sublimó y que otra fracción se infiltró, lo que se vería expresado con posterioridad en la temporada o incluso en la siguiente.

Si bien las curvas de agotamiento de ambas cuencas tienen un coeficiente de determinación ( $r^2$ ) alto, por lo que se puede tener seguridad sobre que estos modelos son adecuados para explicar cómo cambia el escurrimiento a medida que se agota la nieve en los años de estudio, su gran heterogeneidad temporal no permite su uso como un modelo de predicción de caudales para otros años en el futuro. Ya que, tal como señalan Luce & Tarboton (2004), la similitud entre curvas de año a año no es una propiedad necesaria para su uso, esta similitud sí es importante si se quiere que las curvas cumplan un rol

predictivo. No obstante, también comentan que es posible que existan ambientes o escalas de trabajo para los cuales las curvas cambien con los años y que es importante conocer las causas de estos cambios y como estas son afectadas por las variaciones interanuales del clima, ya que esto permitiría el modelamiento de zonas más grandes.

Crear un modelo que sí sirva para la predicción de la esorrentía en esta zona requeriría, por un lado, mejorar la disponibilidad de datos e información, instalando por ejemplo estaciones meteorológicas y fluviométricas en las partes más altas de la cuenca; y por otro lado, agregar otras variables que permitan estimar de forma más precisa cuánta agua hay contenida en la nieve (como el SWE).

## CONCLUSIONES

En relación a la variabilidad espacial de la cobertura nivosa se puede decir que la probabilidad de no-excedencia de nieve es marcadamente más alta en la zona Este de la subcuenca del río Pulido y llega a valores casi del 100%. A pesar de esto, el porcentaje de la superficie total que representan los píxeles con una probabilidad mayor al 0,5 es de aprox. un 7,% en la subcuenca de Pulido y menos del 0,5% en las subcuencas de Jorquera y Manflas. Acerca de la variabilidad temporal de la nieve, se puede concluir que ésta es en general muy variable de año en año y también dentro de una misma temporada, la cobertura aumenta y disminuye muy rápidamente.

Con respecto a la cuantificación de la variabilidad temporal de los caudales, en las subcuencas Jorquera y Pulido se comprobó lo señalado por bibliografía, en donde el río Pulido presenta un régimen exclusivamente nival y el Jorquera uno mixto. Además, el primero presenta caudales que pueden llegar a quintuplicar los del río Jorquera, a pesar de tener aproximadamente sólo un tercio del área aportante. En relación a los años húmedos y secos, se encontró un desfase temporal respecto del momento en que ocurre el aumento del escurrimiento superficial. En aquellos, este incremento se evidencia más tardíamente en la temporada o en la temporada siguiente (debido a una presunta infiltración o sublimación), mientras que en estos el aumento sucede en paralelo al derretimiento de nieve.

Finalmente se puede decir que las curvas de agotamiento sirven como un buen modelo explicativo de la relación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica en ambas subcuencas para todos los años analizados, ya que presentan una alta correlación entre sus variables (FSCA y volumen acumulado). No obstante, debido a la alta variabilidad que presentan los patrones de acumulación de nieve y los de escurrimiento en el periodo de estudio, se puede concluir que estas curvas no pueden ser utilizadas como un modelo que pronostique el volumen de agua disponible a futuro. Causas para esta heterogeneidad son variadas, entre las cuales se incluyen el efecto del invierno boliviano, presencia de nevazones tardías, presencia de glaciares o de sublimación.

## BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, E. A. 1973. National Weather Service River Forecast System. Snow Accumulation and Ablation Model. NOAA Technical Memorandum NWS-HYDRO-17. U.S. Department of Commerce, Washington D.C. 87p.
- BANDYOPADHYAY, A., BHADRA, A, RUKBO, T, & HODAM, S. 2014. Change in Depletion Curve under Projected Climatic Scenarios for a Snow Covered Catchment in Arunachal Himalaya (India). CUNY Academic Works.
- BARRY, R. 2006. The status of research on glaciers recession: a review. *Progress in Physical Geography* (2006) 30. 258.
- BÓRQUEZ, R. 2007. Análisis del Escenario Actual de los Glaciares de Montaña en Chile desde la Mirada de la Seguridad Ecológica. Tesis (Ingeniero en Recursos Naturales Renovables). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas. 164p.
- CADE-IDEPE. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Copiapó. Informe final elaborado para Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile.
- CHE, T., DAI, L., WANG, J., ZHAO, K., & LIU, Q. 2012. Estimation of snow depth and snow water equivalent distribution using airborne microwave radiometry in the Binggou Watershed, the upper reaches of the Heihe River basin. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 17:23-32.
- DÉRY, S., SALOMONSON, V., STIEGLITZ, M. & HALL, D. 2005. An Approach to Using Snow Areal Depletion Curves Inferred from MODIS and its Application to Land Surface Modelling in Alaska. *Hydrological Processes* vol. 19, 2755–2774, DOI: 10.1002/hyp.5784.
- DEWALLE, D. R. & RANGO, A. 2008. *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press. New York. 428p.
- DGA. 2015. Caudal pronosticado para la estación Copiapó en Pastillo para la temporada 2015-2016 [En línea] <http://pronostico.dga.cl/detalle3Region.html#IIIregion> [consulta: 22 de mayo de 2015].
- DOZIER, J. 2011. Mountain hydrology, snow color and fourth paradigm. *EOS* 92:373-384.
- FAO. 2014. Cordillera de Los Andes, una oportunidad para la integración y desarrollo de América del Sur. Elaborado por Francisco Mendoza. 124p.

IPCC. 2007. Climate Change Synthesis Report. [En línea] [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\\_syr.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr.pdf) [consulta: 20 de octubre de 2014].

GAFUROV, A. & BÁRDOSSY, A. 2009. Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences* vol. 13, 1361-1373, DOI: 10.5194/hess-13-1361-2009.

GOODISON, B. E., BROWN, R. D. & CRANE, R. G. 1999. Cryospheric Systems, in Earth Observing System (EOS) Science Plan, Chapter 6, NASA.

HALL, D., RIGGS, G. & SALOMONSON, V. 2001. Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow and Sea Ice-Mapping Algorithms.

HALL, D. & RIGGS, G. 2007. Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrol. Process.* 21, 1534– 1547. DOI: 10.1002/hyp.6715

JVRC (Junta de Vigilancia del Río Copiapó y sus Afluentes). 2014. Inspección Personal del Tribunal Afluente Río Manflas (Hacienda Manflas), Causa 307-2008.

JULIÁ, C., MONTECINOS, S. & MALDONADO, A. 2008. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atracama. Eds: F.A. Saqueo, G. Arancio & J.R: Gutierrez. Ediciones Universidad la Serena, La Serena Chile 3(2008): 25-42

LI, X. & WILLIAMS, M. W. 2008. Snowmelt runoff modelling in an arid mountain watershed, Tarim Basin, China. *Hydrological Processes*. Volume 22, Issue 19, 3931–3940p. DOI: 10.1002/hyp.7098

LUCE, C.H. & TARBOTON D.G. 2004. The application of depletion curves for parameterization of subgrid variability of snow. *Hydrological Processes* vol. 18: 1409–1422p. DOI: 10.1002/hyp.1420

LUCE, C.H., TARBOTON D.G & COOLEY, K.R. 1999. Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model. *Hydrological Processes* vol. 13: 1921-1933p

NASA. MODIS Web. [En línea] <<http://modis.gsfc.nasa.gov/about/>> [consulta: 04 de noviembre de 2014]

NOAA. Cold and Warm Episodes by Season. Climate Prediction Center [En línea] <[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)> [consulta: 11 de julio de 2015]

NOLIN, A. 2010. Recent advances in remote sensing of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 200.

NSIDC. MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid, Version 5. [En línea] <[http://nsidc.org/data/docs/daac/modis\\_v5/mod10a1\\_modis\\_terra\\_snow\\_daily\\_global\\_500m\\_grid.gd.html#riggs\\_06](http://nsidc.org/data/docs/daac/modis_v5/mod10a1_modis_terra_snow_daily_global_500m_grid.gd.html#riggs_06)> [consulta: 04 de noviembre de 2014]

ODEPA. 2015. Región de Atacama, Información Regional 2015. Ministerio de Agricultura, Gobierno de Chile. [En línea] <[http://www.odepa.cl/wp-content/files\\_mf/1442407006Atacamaseptiembre.pdf](http://www.odepa.cl/wp-content/files_mf/1442407006Atacamaseptiembre.pdf)> [consulta: 25 de octubre de 2016]

ROSENTHAL, W. & DOZIER, J. 1996. Automated mapping of montane snow cover at subpixel resolution from the Landsat Thematic Mapper. *Water Resources Research*, 32(1), 115–130. doi:10.1029/95WR02718

SALOMONSON V. V. & APPEL, I. 2004. Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment* 89 (2004): 351–360

SALOMONSON V. V. & APPEL, I. 2006. Development of the Aqua MODIS NDSI Fractional Snow Cover Algorithm and Validation Results. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 44, No. 7, July 2006

TREFRY, M., MCFARLANE, D., MOFFAT, K., LITTLEBOY, A., & NORGATE, T. 2012. Copiapó river basin water management: terms of reference for future governance and research activities. Report to AusAID and Chilean stakeholders from the Minerals Down Under Flagship, CSIRO.

VALLEJOS, C. 2010. Determinación gráfica y matemática de las curvas intensidad-duración-frecuencia (curvas IDF) en la región de Arica y Parinacota y la región de Atacama. Tesis (Ingeniero Forestal). Talca, Chile. Universidad de Talca, Facultad de Ciencias Forestales. 160p.

WMO. Review on Remote Sensing of the Snow Cover and on Methods of Mapping Snow. WMO Commission for Hydrology, Fourteenth session, brief draft report. [En línea] <[http://www.wmo.int/pages/prog/hwrrp/chy/chy14/documents/ms/remote\\_sensing\\_snow\\_cover\\_methods\\_mapping\\_snow.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/hwrrp/chy/chy14/documents/ms/remote_sensing_snow_cover_methods_mapping_snow.pdf)> [consulta: 22 de octubre de 2014].

## ANEXOS

**Anexo 1: Reparto de Caudales por la Junta de Vigilancia del Rio Copiapó y sus Afluentes (JVRC)**

Año	Mes	Jorquera (L/s)	Pulido (L/s)	Manfla s (L/s)	Año	Mes	Jorquera (L/s)	Pulido (L/s)	Manfla (L/s)
2008	Enero	100	80	-	2012	Enero	50	40	-
	Febrero	100	80	-		Febrero	100	50	-
	Marzo	100	80	-		Marzo	100	50	-
	Abril	100	80	-		Abril	55	50	-
	Mayo	100	80	-		Mayo	55	50	-
	Junio	100	80	-		Junio	55	50	-
	Julio	100	80	-		Julio	55	50	-
	Agosto	100	80	-		Agosto	55	50	-
	Septiembre	100	80	-		Septiembre	75	80	-
	Octubre	100	80	-		Octubre	75	80	-
	Noviembre	100	80	-		Noviembre	75	80	-
	Diciembre	100	80	-		Diciembre	50	40	-
2009	Enero	100	80	-	2013	Enero	40	35	-
	Febrero	100	80	-		Febrero	70	60	-
	Marzo	100	80	-		Marzo	60	45	-
	Abril	100	80	-		Abril	40	30	-
	Mayo	100	80	-		Mayo	40	30	-
	Junio	100	80	-		Junio	40	30	-
	Julio	100	80	-		Julio	40	30	-
	Agosto	100	80	-		Agosto	40	30	-
	Septiembre	100	80	-		Septiembre	60	50	-
	Octubre	100	80	-		Octubre	55	45	-
	Noviembre	100	80	-		Noviembre	55	45	-
	Diciembre	100	80	-		Diciembre	45	35	-

Continúa

**Anexo 1: Reparto de Caudales por la Junta de Vigilancia del Rio Copiapó y sus Afluentes (JVRC) (Continuación)**

2010	Enero	72	50	18	2014	Enero	80	60	-
	Febrero	100	50	20		Febrero	80	60	-
	Marzo	100	50	20		Marzo	80	60	-
	Abril	50	50	20		Abril	40	40	-
	Mayo	50	50	20		Mayo	40	40	-
	Junio	50	50	20		Junio	40	40	-
	Julio	50	50	20		Julio	40	40	-
	Agosto	50	50	20		Agosto	40	40	-
	Septiembre	100	80	20		Septiembre	70	60	-
	Octubre	100	80	20		Octubre	70	60	-
	Noviembre	100	80	20		Noviembre	50	40	-
	Diciembre	72	50	18		Diciembre	-	-	-
2011	Enero	72	25	18					
	Febrero	100	50	20					
	Marzo	100	50	20					
	Abril	50	50	20					
	Mayo	50	50	20					
	Junio	50	50	20					
	Julio	50	50	20					
	Agosto	50	50	20					
	Septiembre	100	80	20					
	Octubre	100	80	20					
	Noviembre	100	80	20					
	Diciembre	72	25	18					

Fuente: Elaboración propia en base a información enviada por la JVRC, 2015.

## **Anexo 2: Años de la oscilación ENSO**

Húmedo	Normal	Seco
2002-2003	2001-2002	2007-2008
2004-2005	2003-2004	2010-2011
2009-2010	2005-2006	2011-2012
	2006-2007	
	2008-2009	
	2012-2013	
	2013-2014	

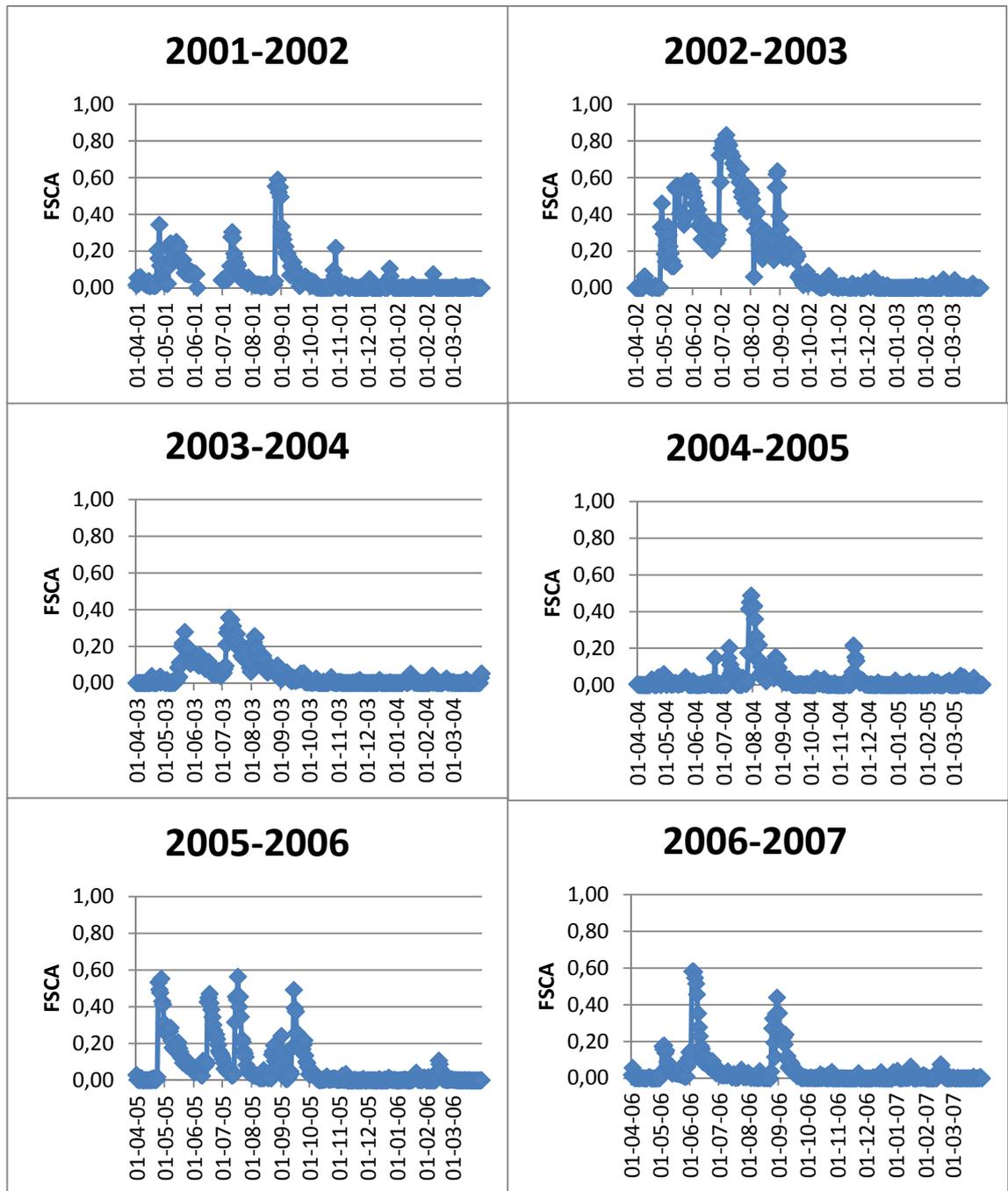
Fuente: Climate Prediction Center, NOAA, 2015.

## APÉNDICES

### Apéndice 1: Puntos Semilla

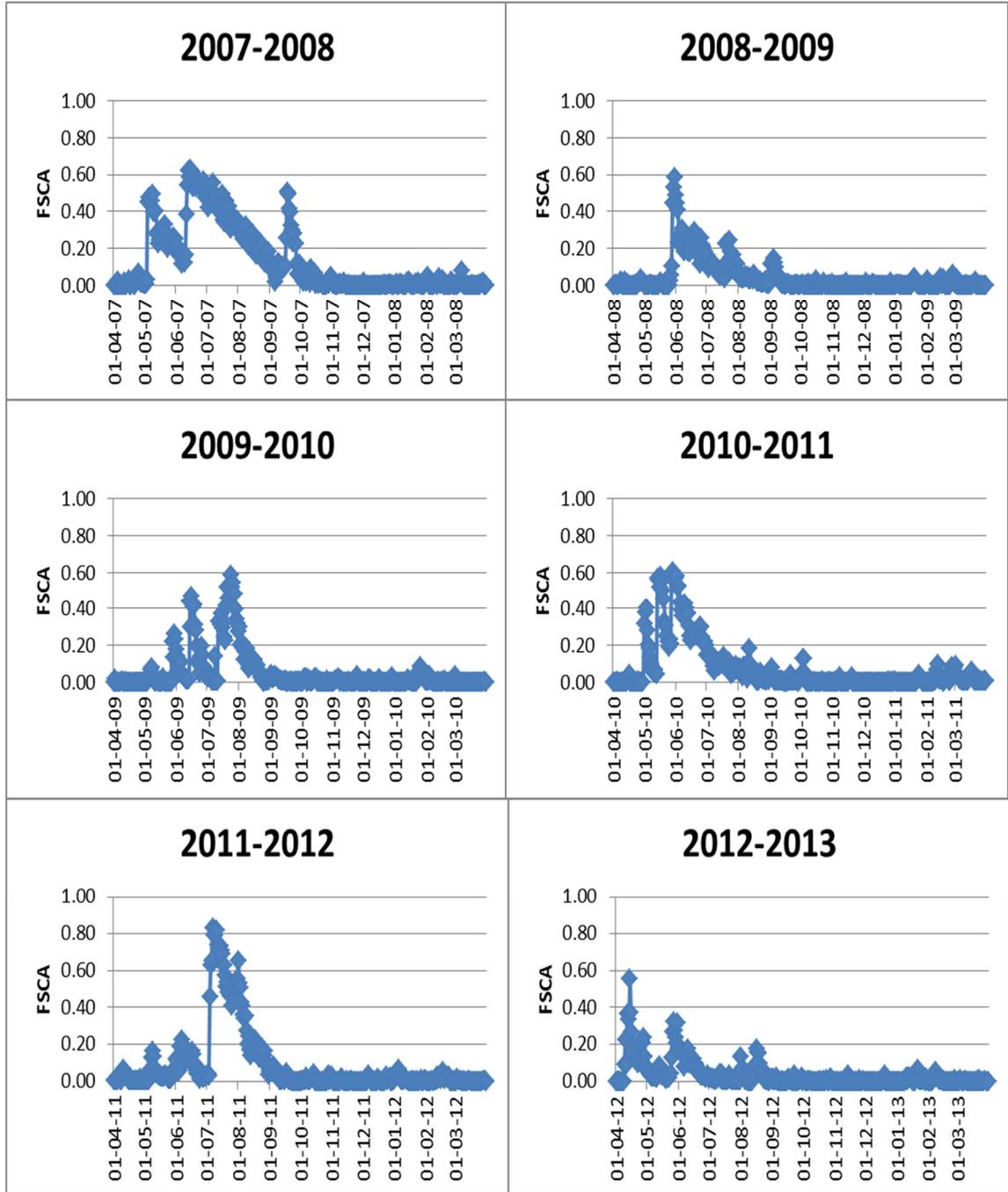
Estación Fluviométrica	Coordenada UTM Este	Coordenada UTM Norte	Área de la subcuenca (km <sup>2</sup> )
Río Jorquera en Vertedero	405785,78	6897196,25	4167,50
Río Pulido en Vertedero	407241,52	6892658,59	2028,00
Río Manflas en Vertedero	402180,6	6885663,07	978,75

**Apéndice 2: Cobertura nivosa a escala diaria subcuenca del río Jorquera**



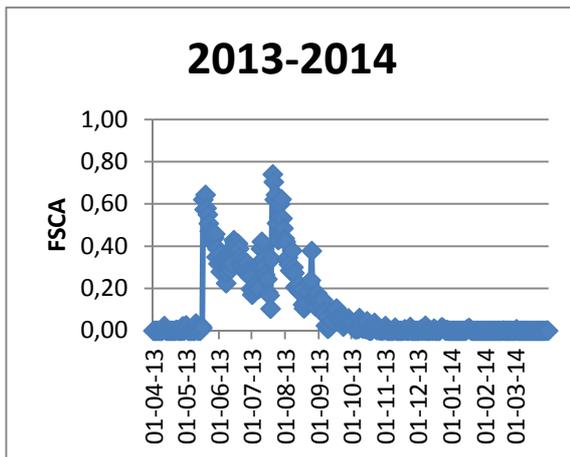
Continúa

**Apéndice 2: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del río Jorquera  
(Continuación)**

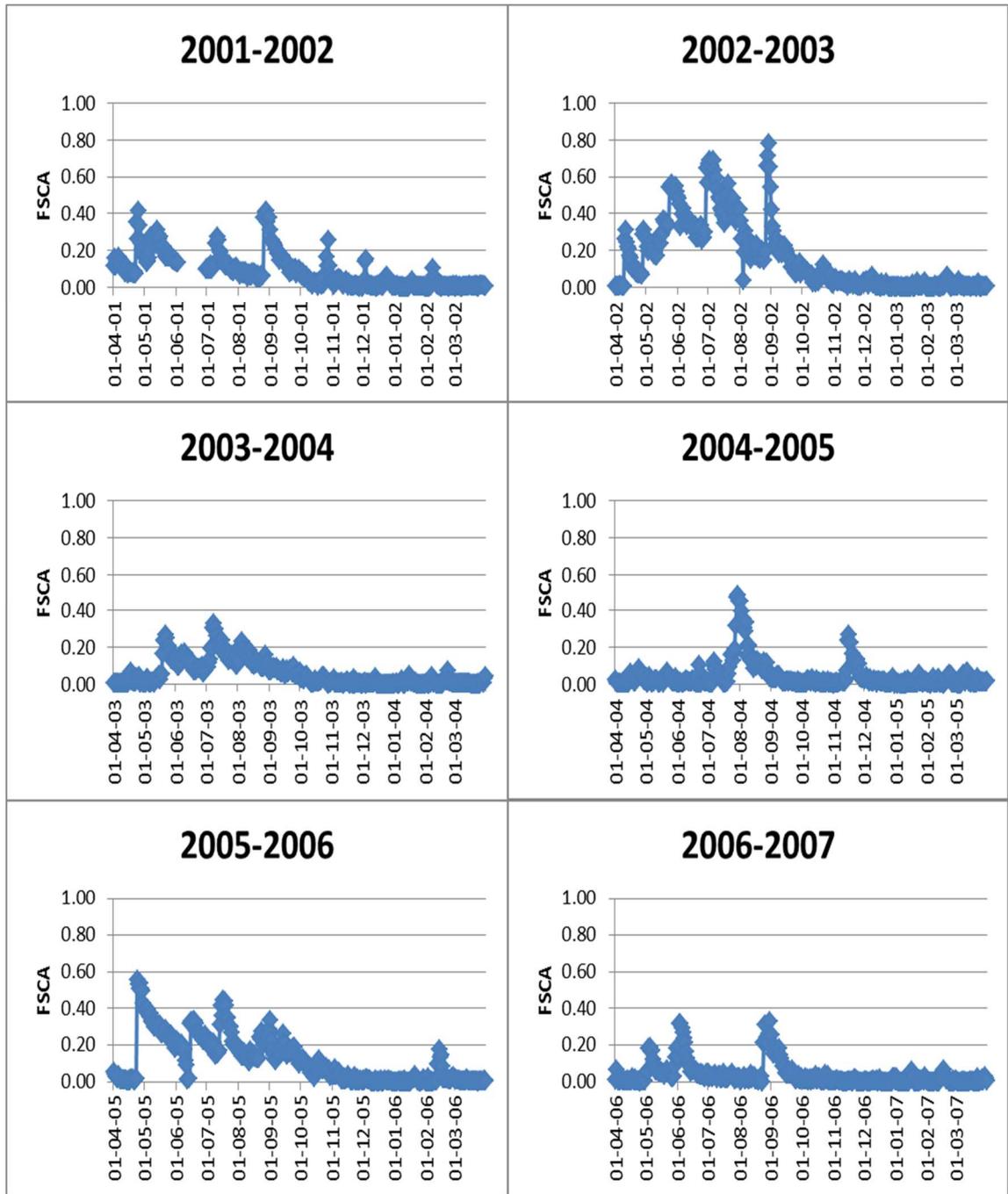


Continúa

**Apéndice 2: Cobertura nivosa a escala diaria subcuenca del río Jorquera  
(Continuación)**

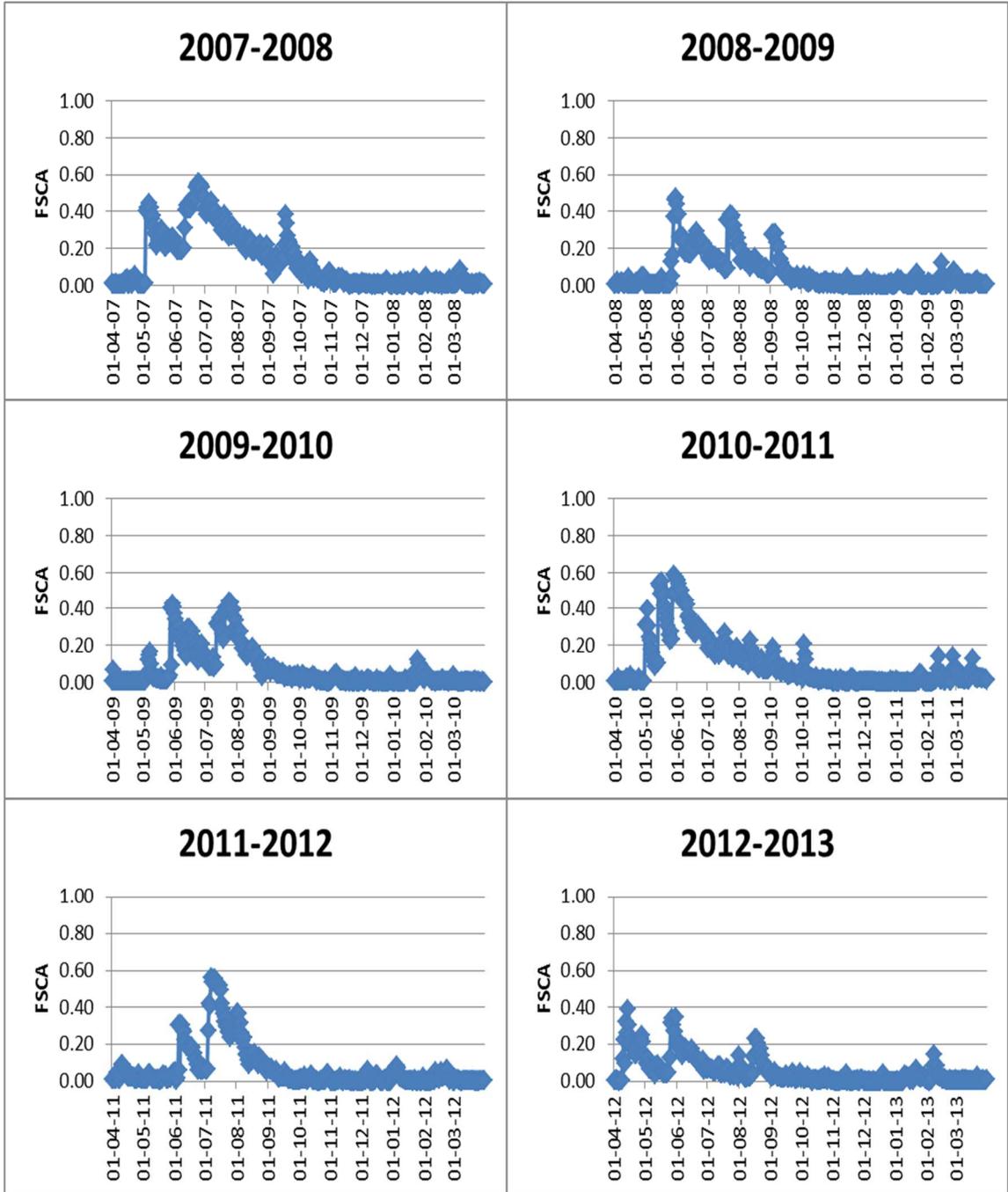


**Apéndice 3: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del río Pulido**



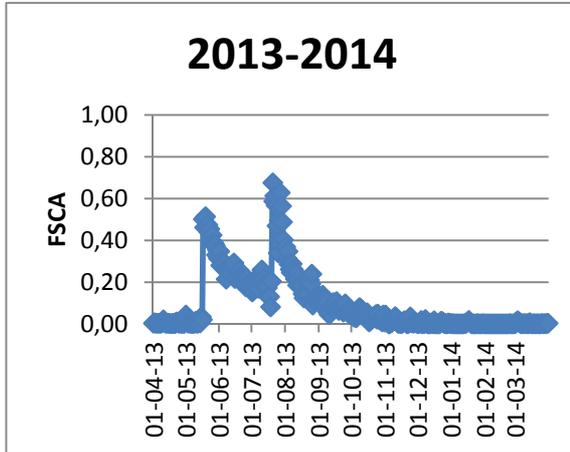
Continúa

**Apéndice 3: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del río Pulido  
(Continuación)**

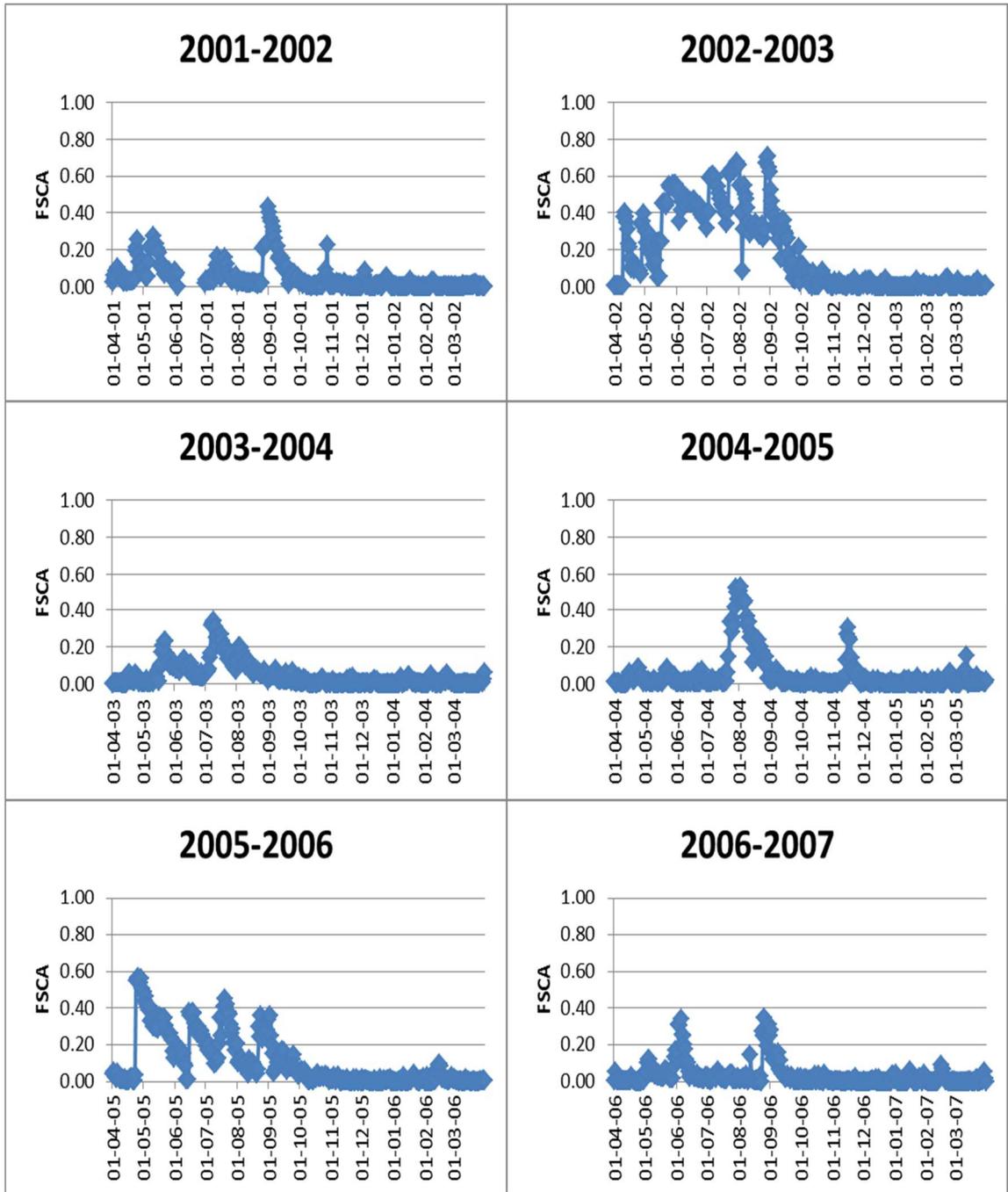


Continúa

**Apéndice 3: Cobertura nivosa a escala diaria subcuenca del río Pulido  
(Continuación)**

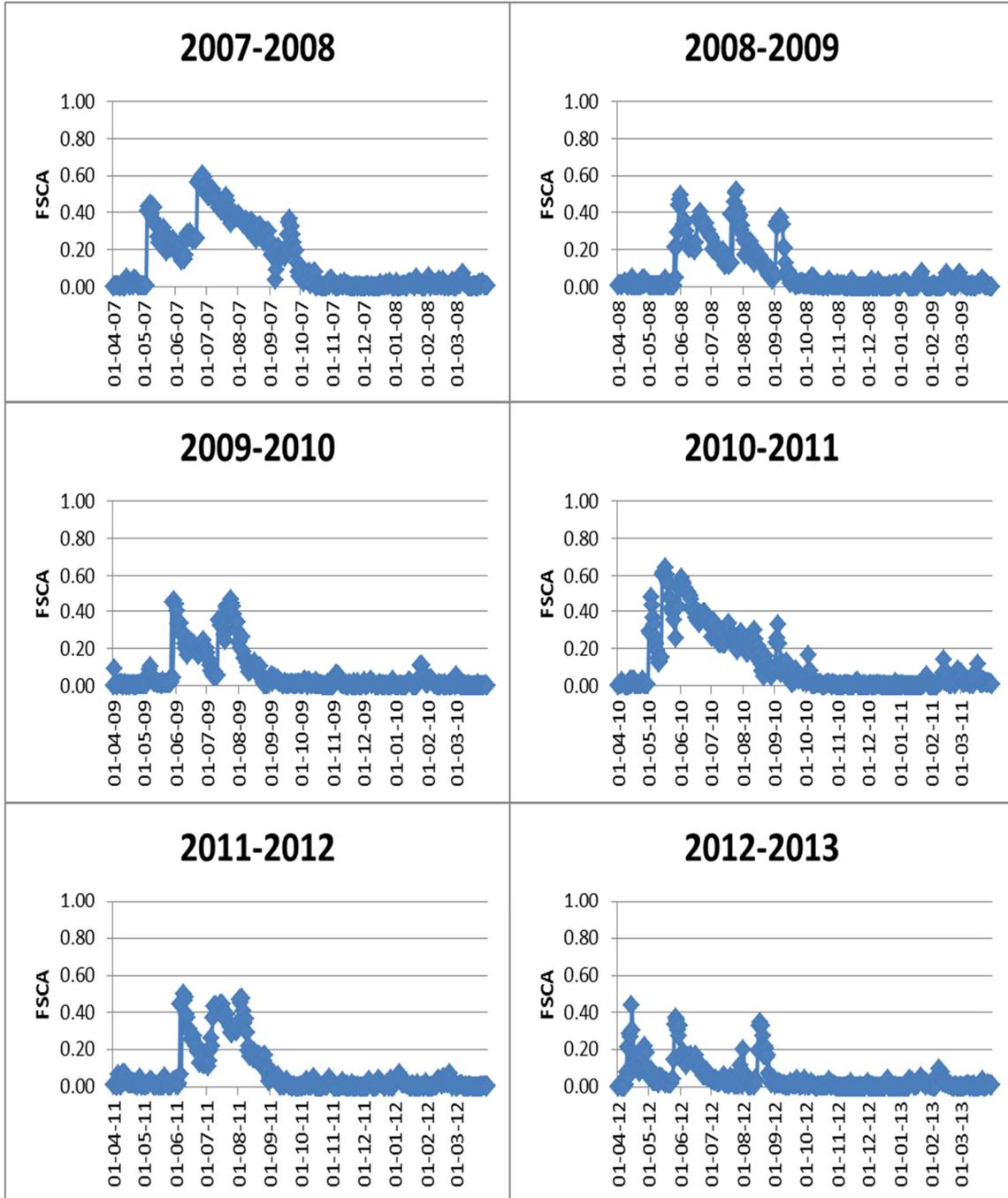


**Apéndice 4: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del río Manflas**



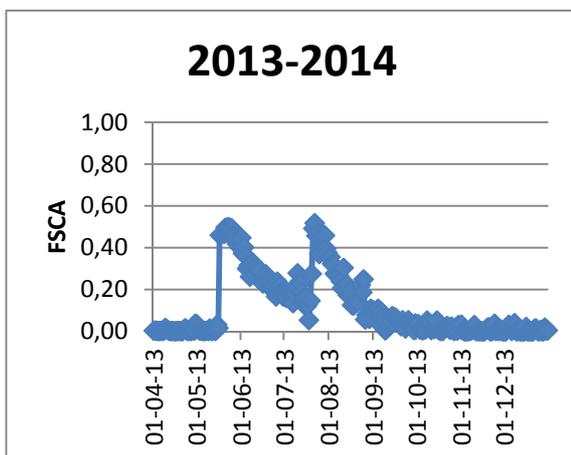
Continúa

**Apéndice 4: Cobertura nivosa a escala diaria subcuena del río Manflas  
(Continuación)**

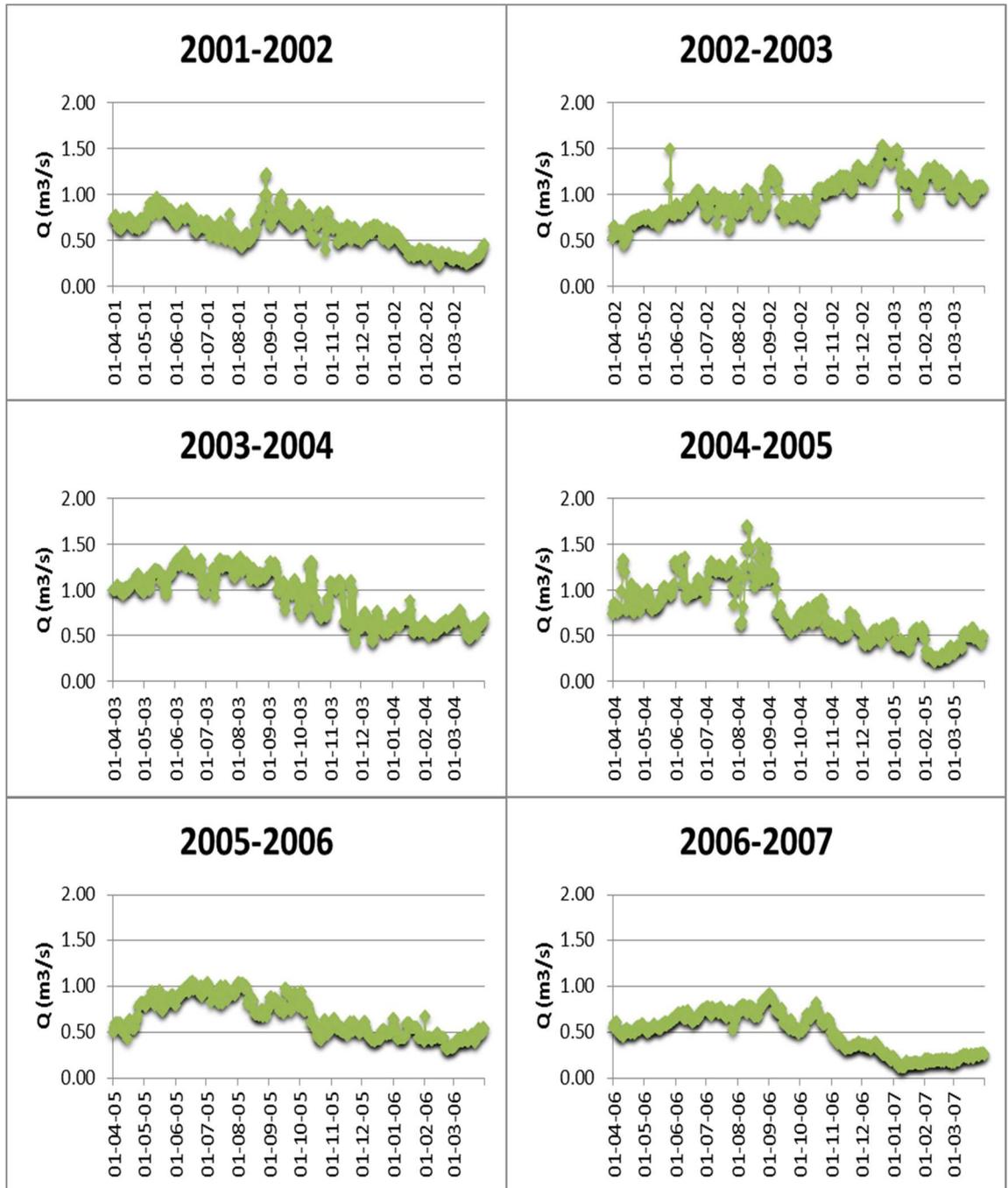


Continúa

**Apéndice 4: Cobertura nivosa a escala diaria subcuenca del río Manflas  
(Continuación)**

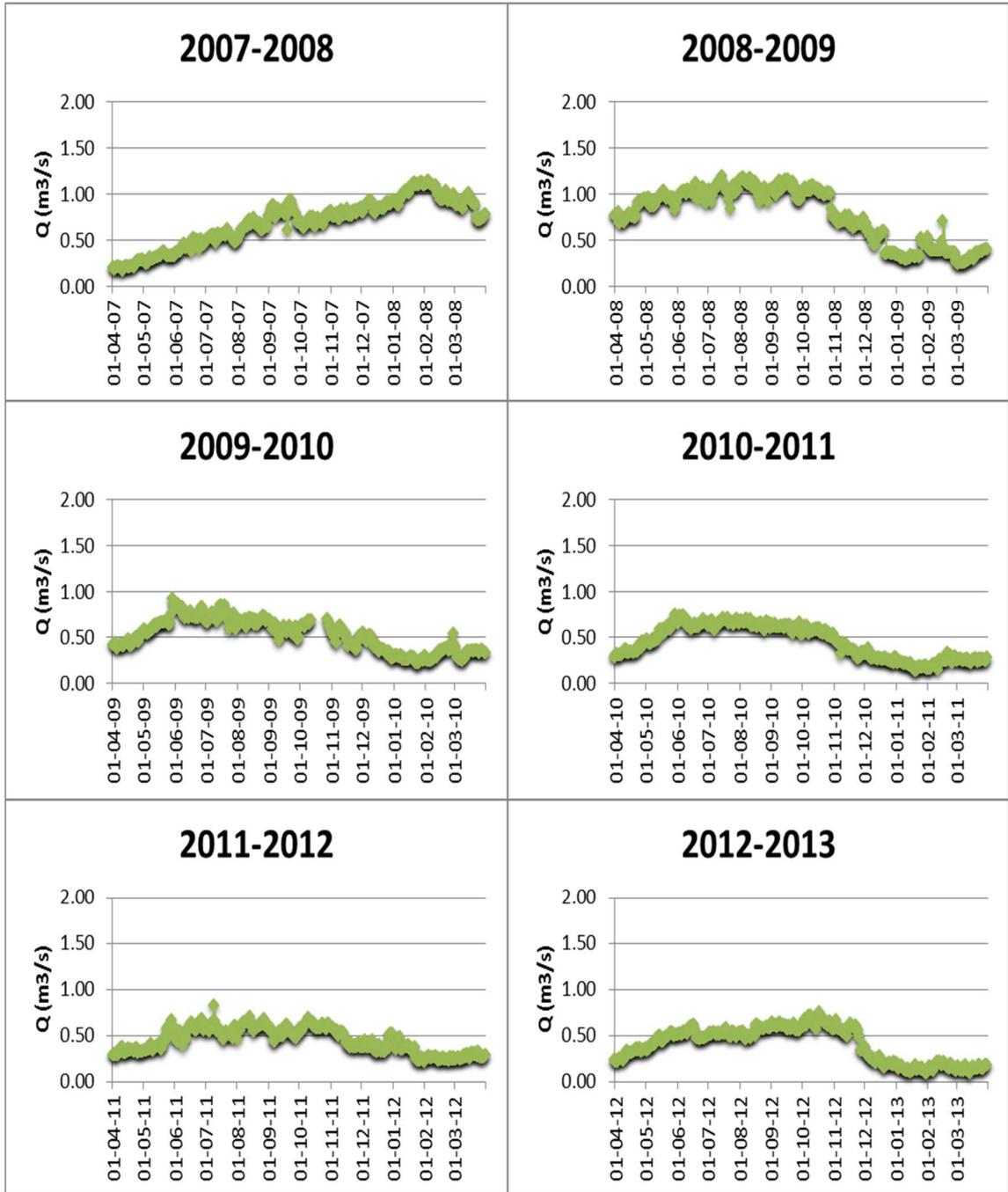


**Apéndice 5: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del río Jorquera**



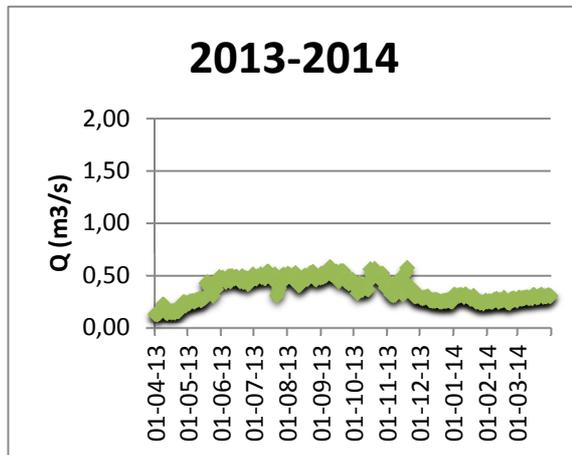
Continúa

**Apéndice 5: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del río Jorquera  
(Continuación)**

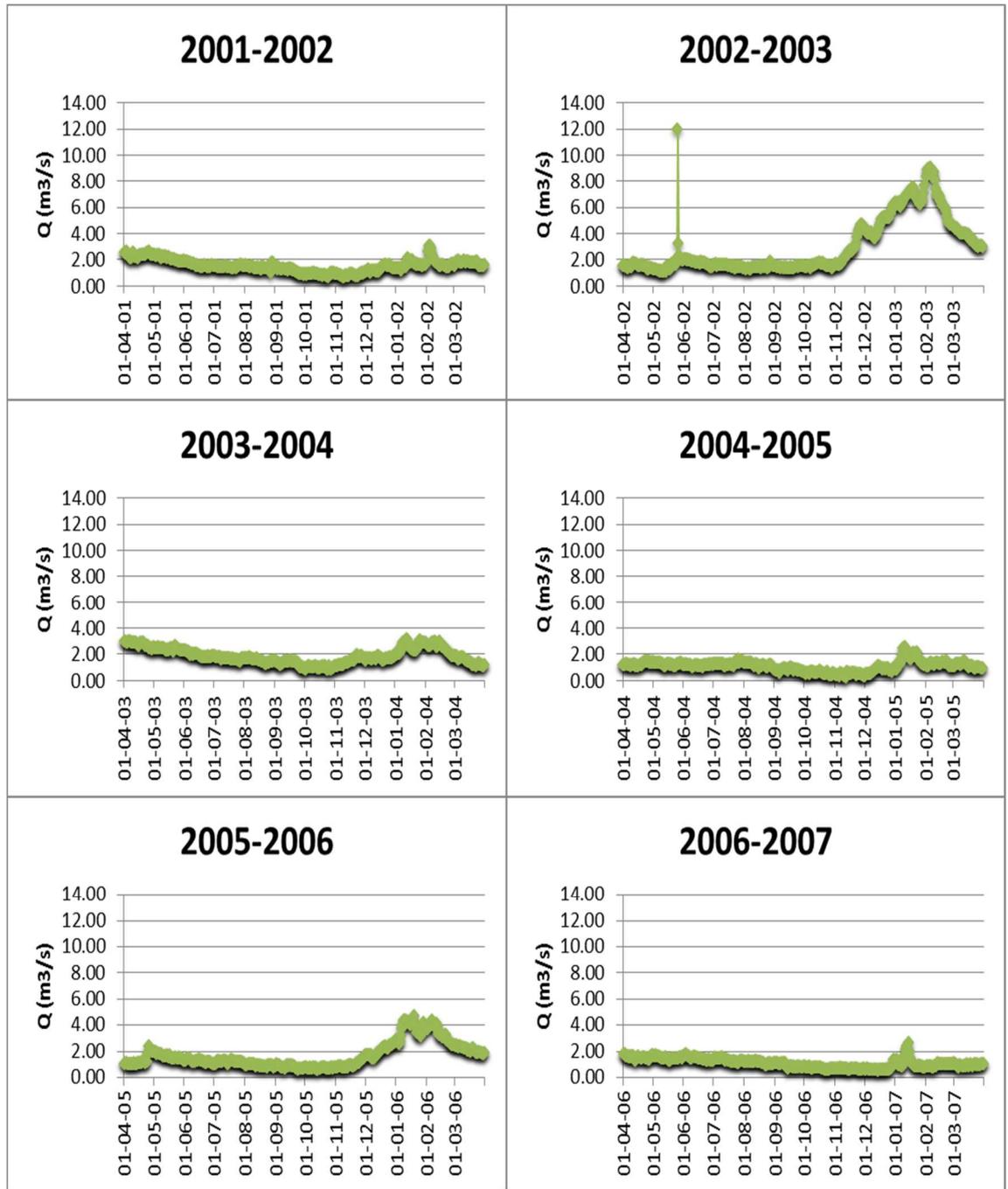


Continúa

**Apéndice 5: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del río Jorquera  
(Continuación)**

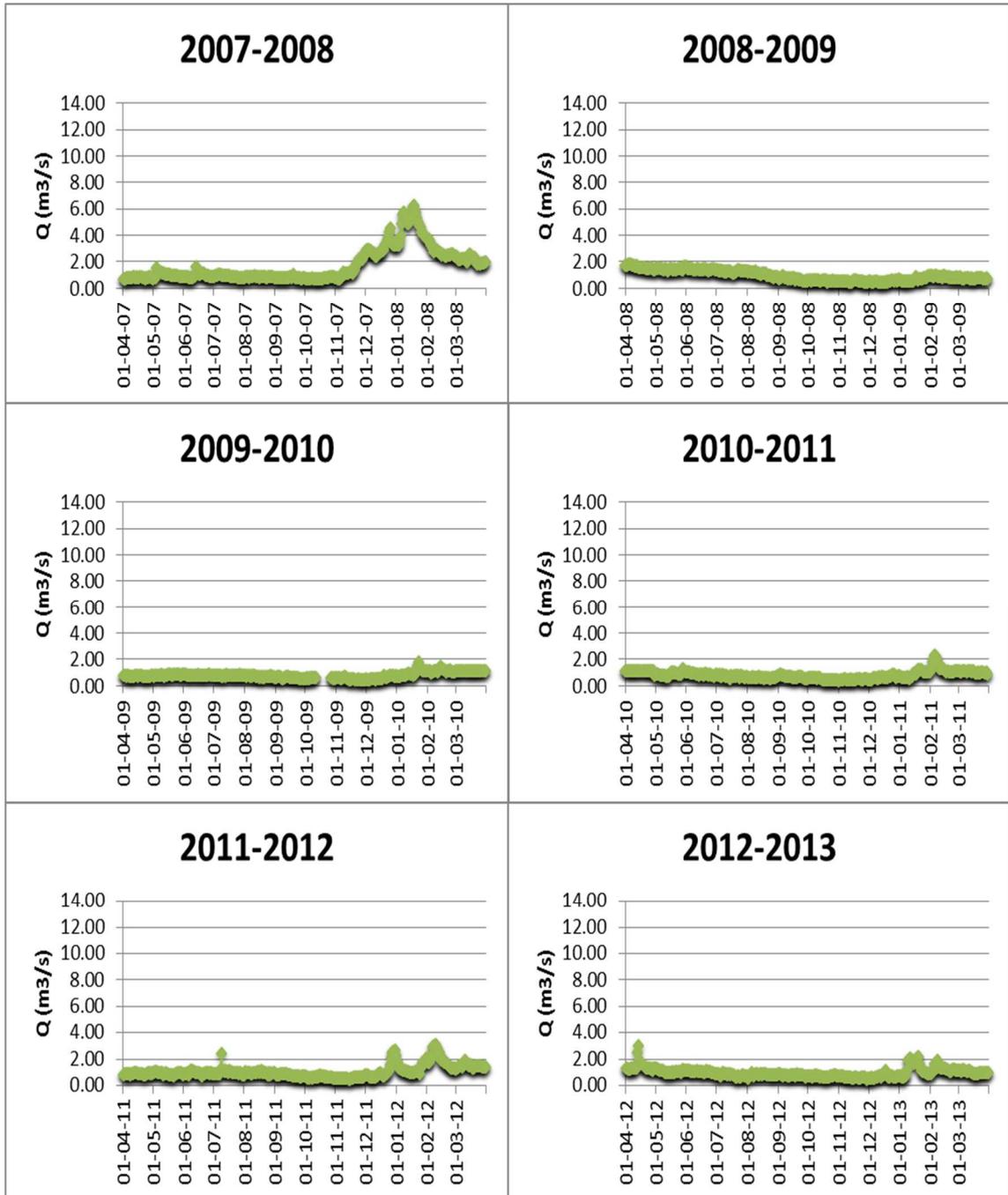


**Apéndice 6: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del río Pulido**



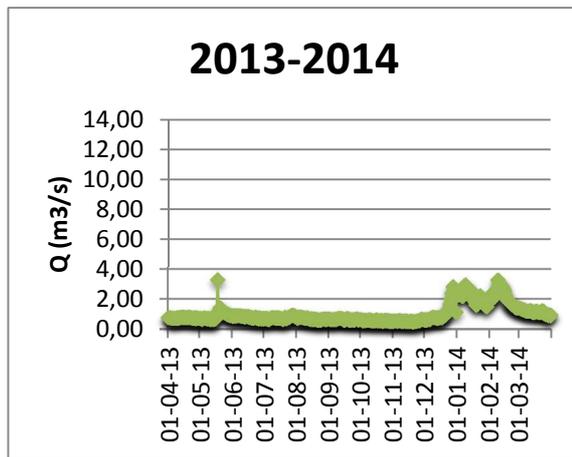
Continúa

**Apéndice 6: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del río Pulido  
(Continuación)**

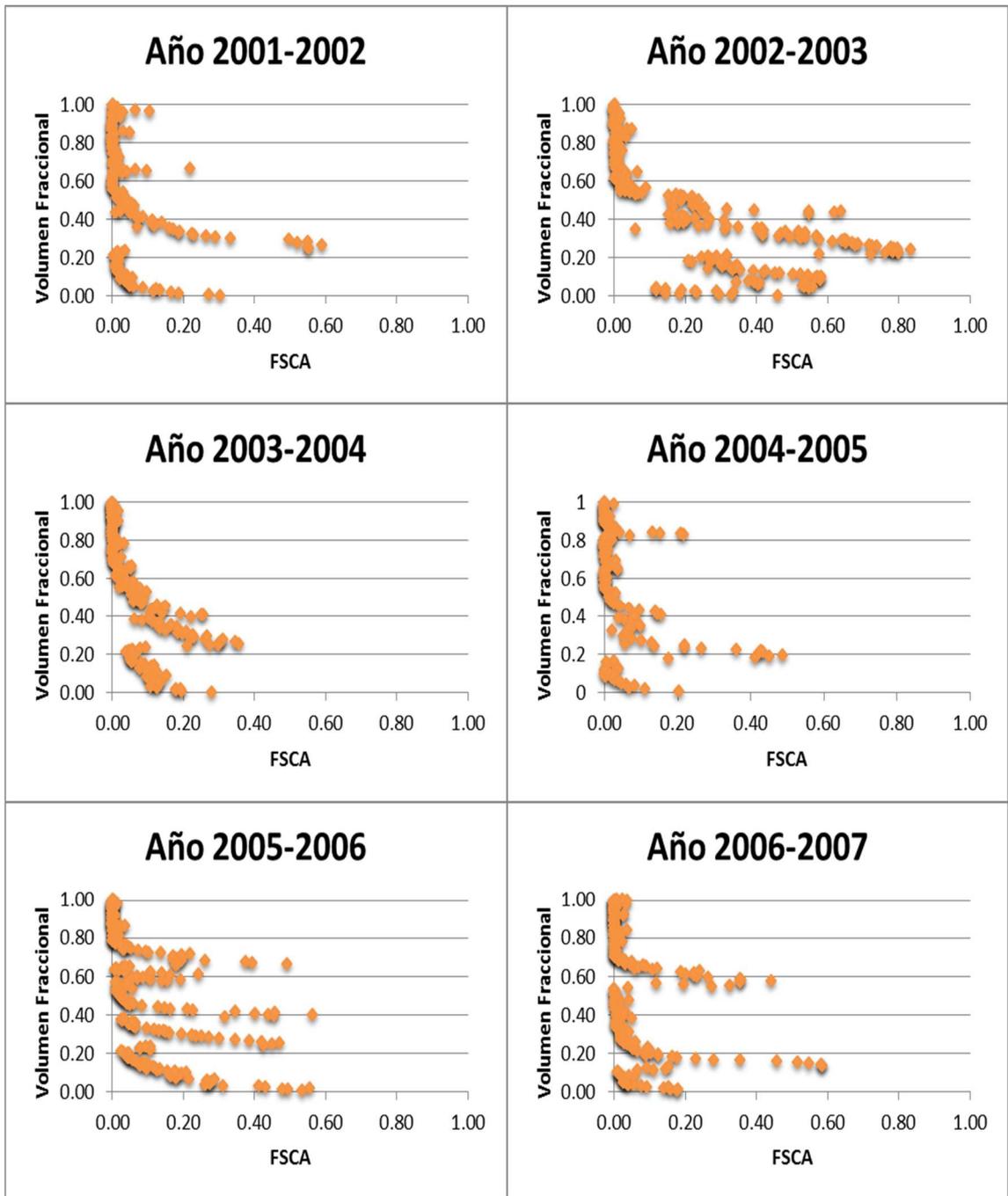


Continúa

**Apéndice 6: Caudales en Régimen Natural a escala diaria del río Pulido  
(Continuación)**

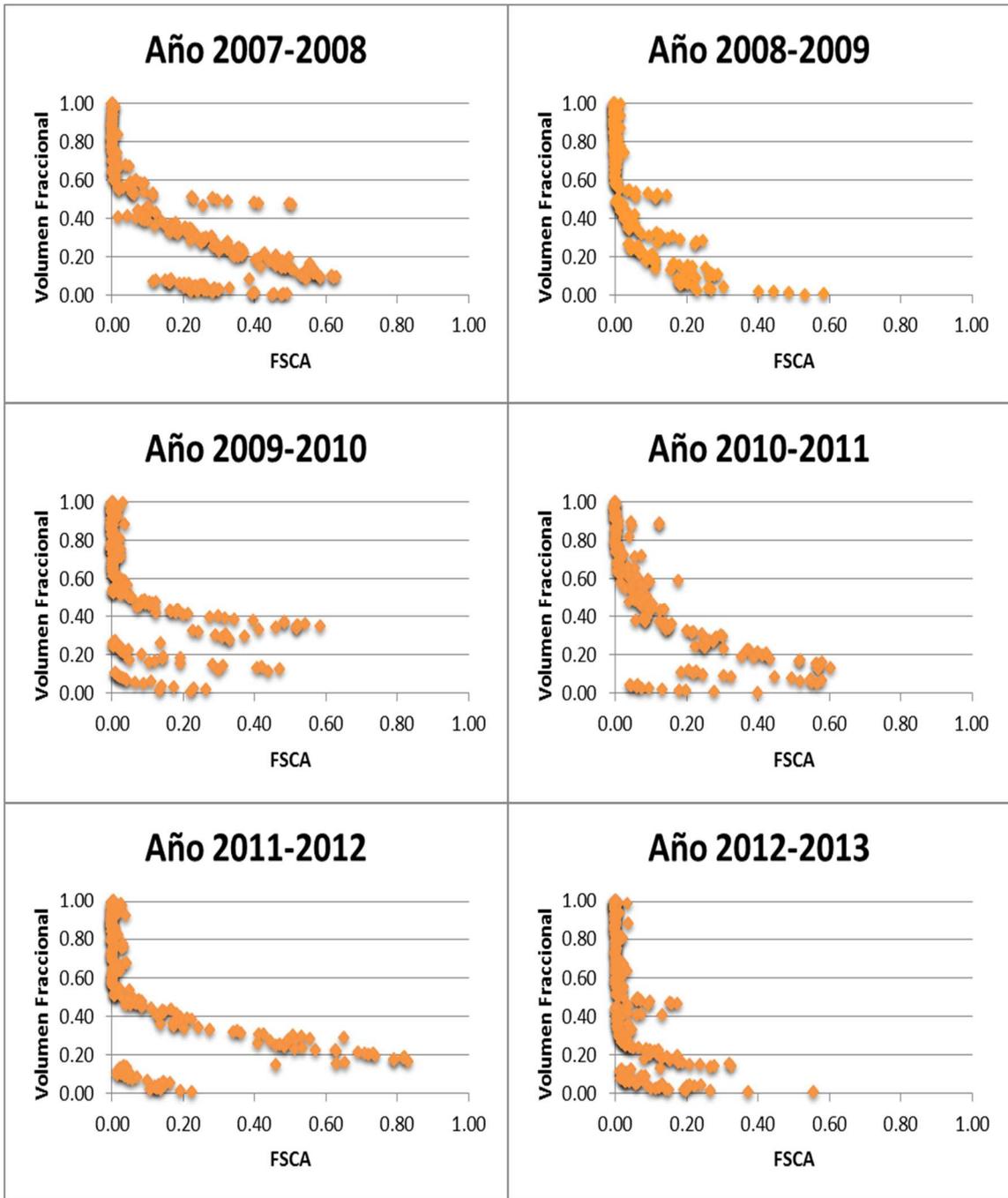


**Apéndice 7: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (año completo)**



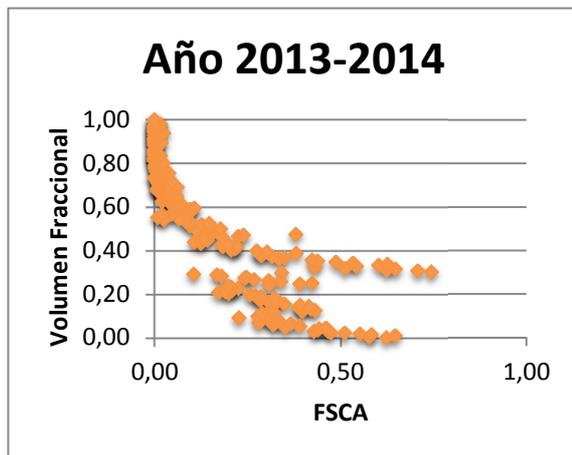
Continúa

**Apéndice 7: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (año completo)  
(Continuación)**

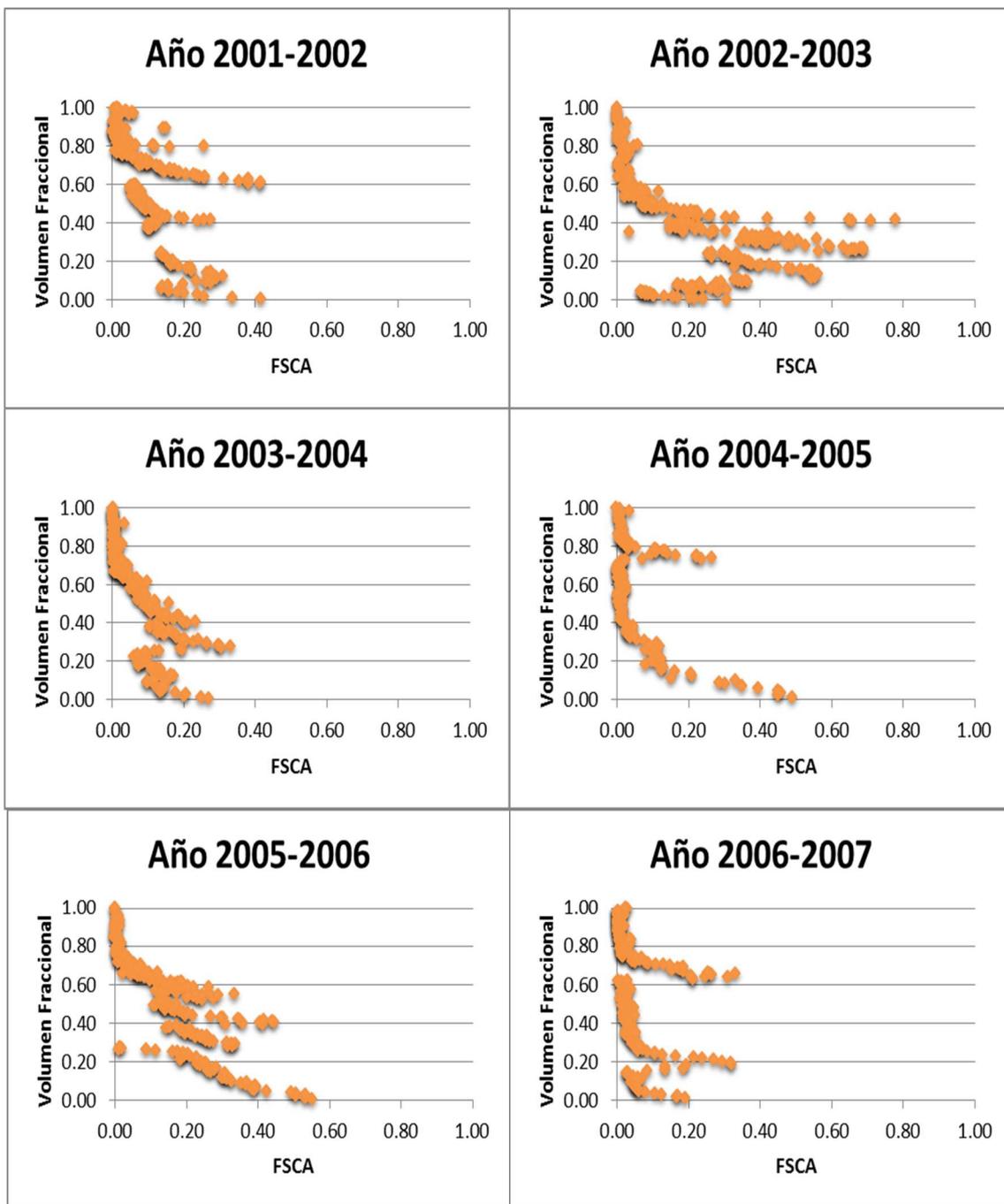


Continúa

**Apéndice 7: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (año completo)  
(Continuación)**

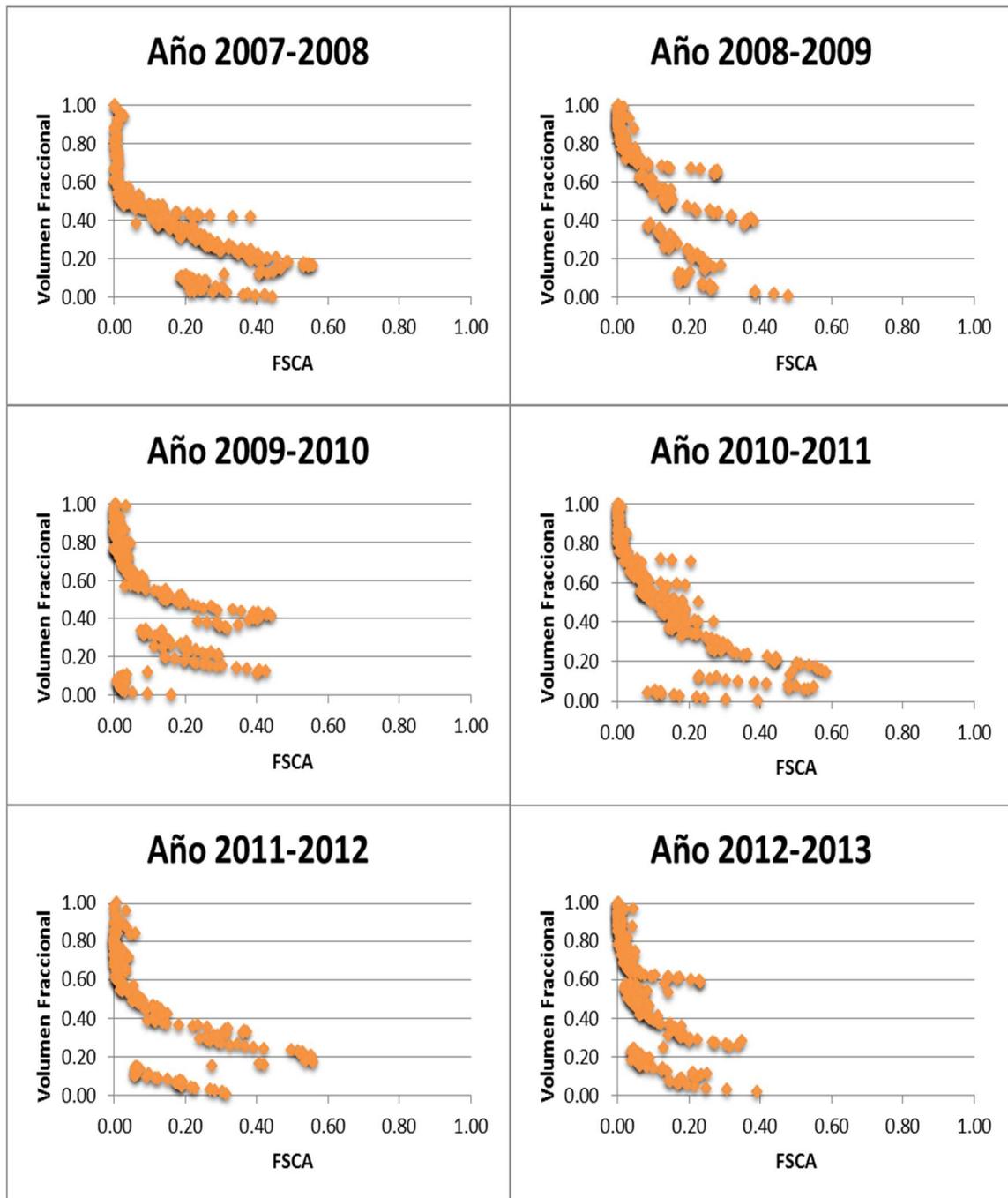


**Apéndice 8: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (año completo)**



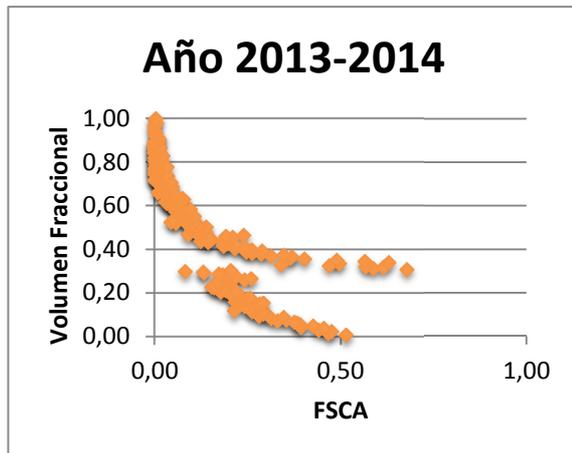
Continúa

**Apéndice 8: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (año completo)  
(Continuación)**

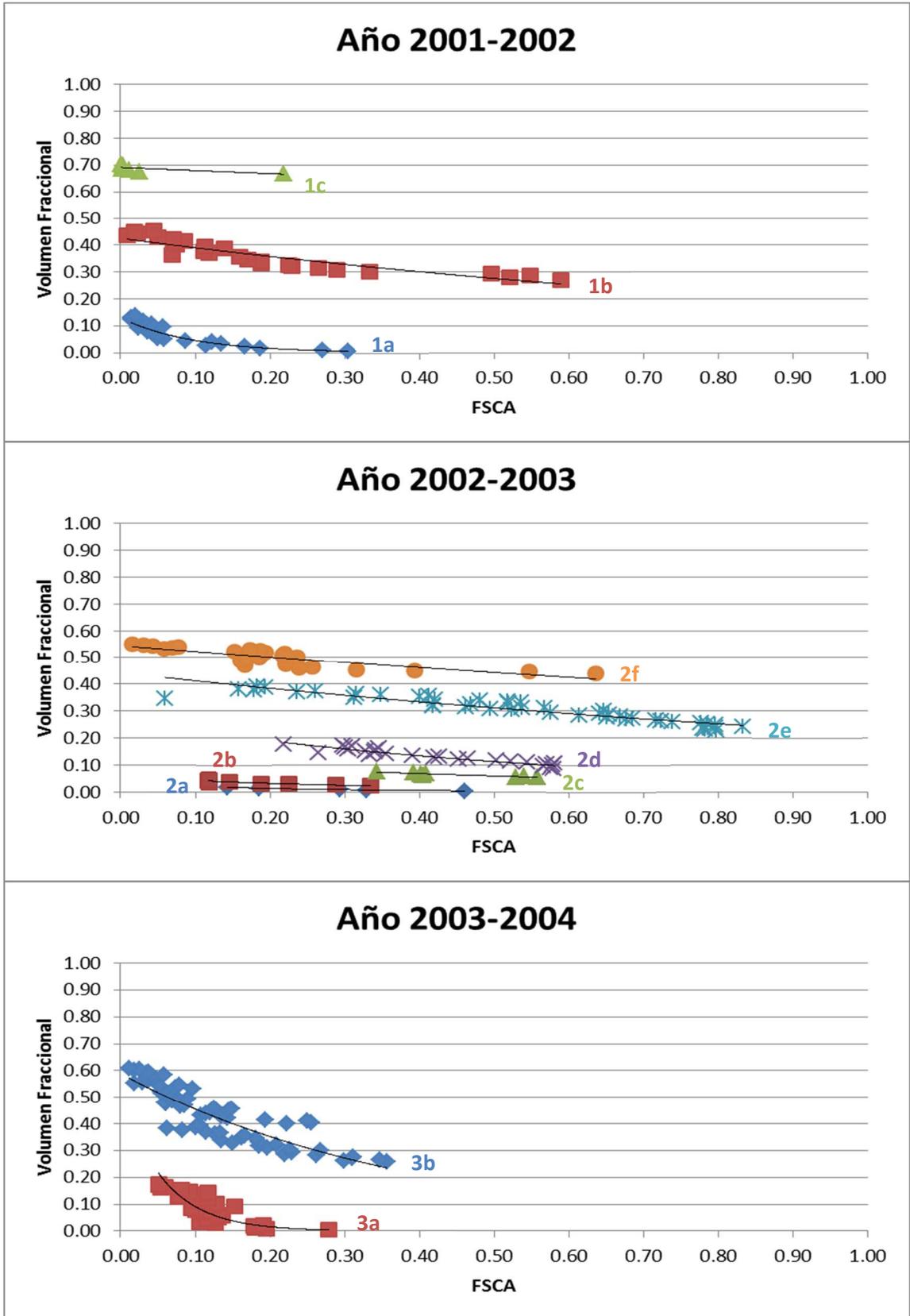


Continúa

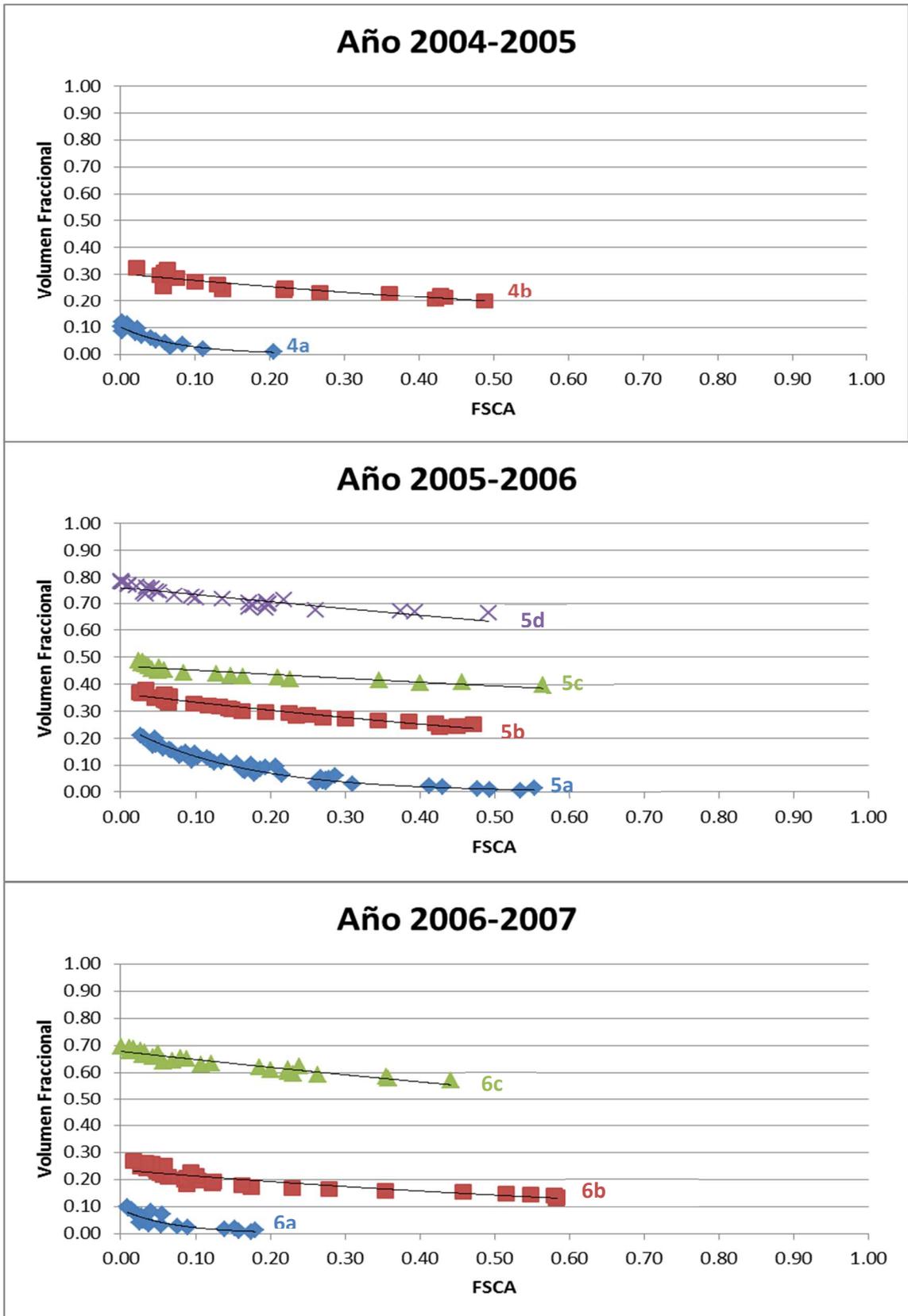
**Apéndice 8: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (año completo)  
(Continuación)**



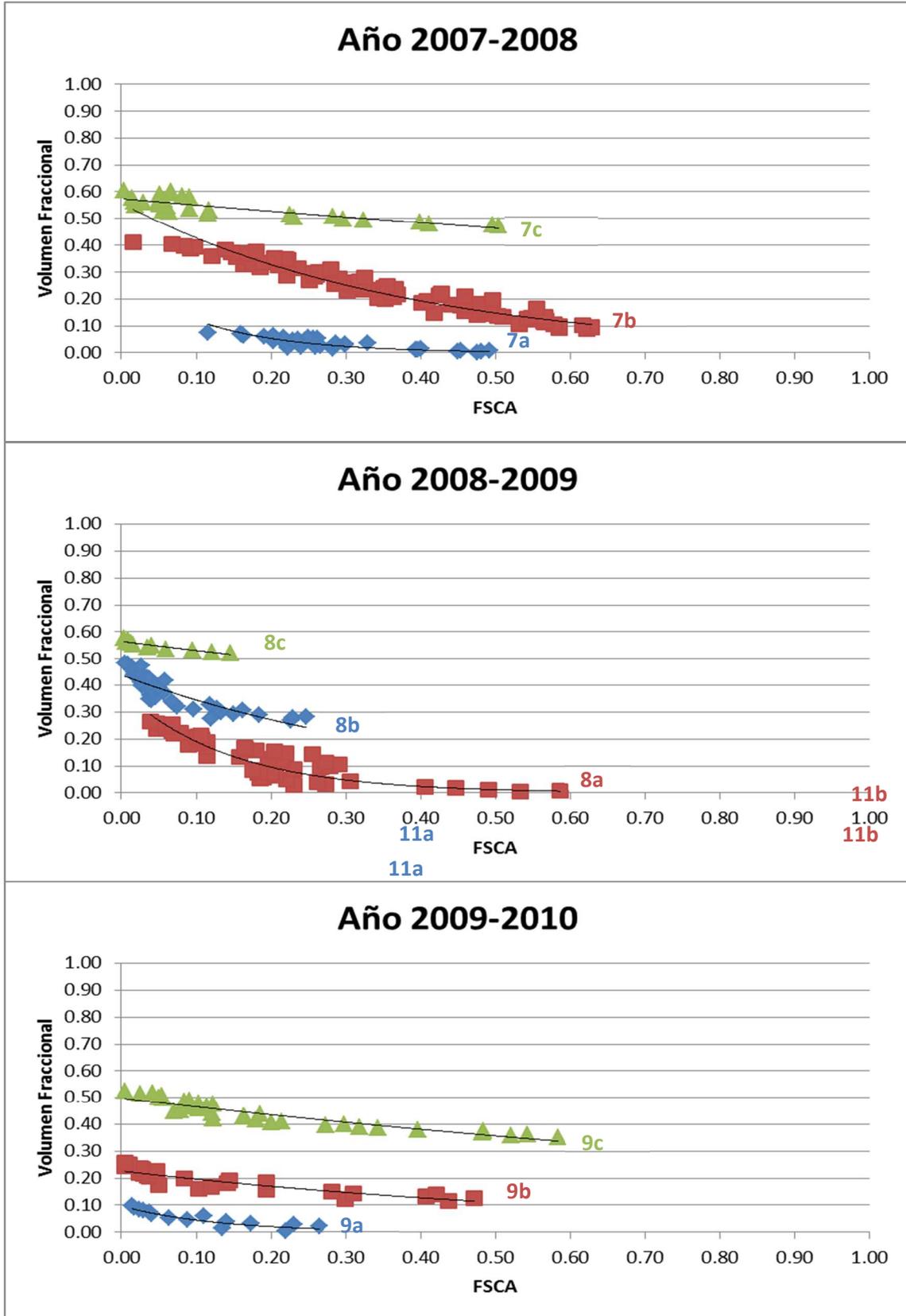
Apéndice 9: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (FSCA>0,15)



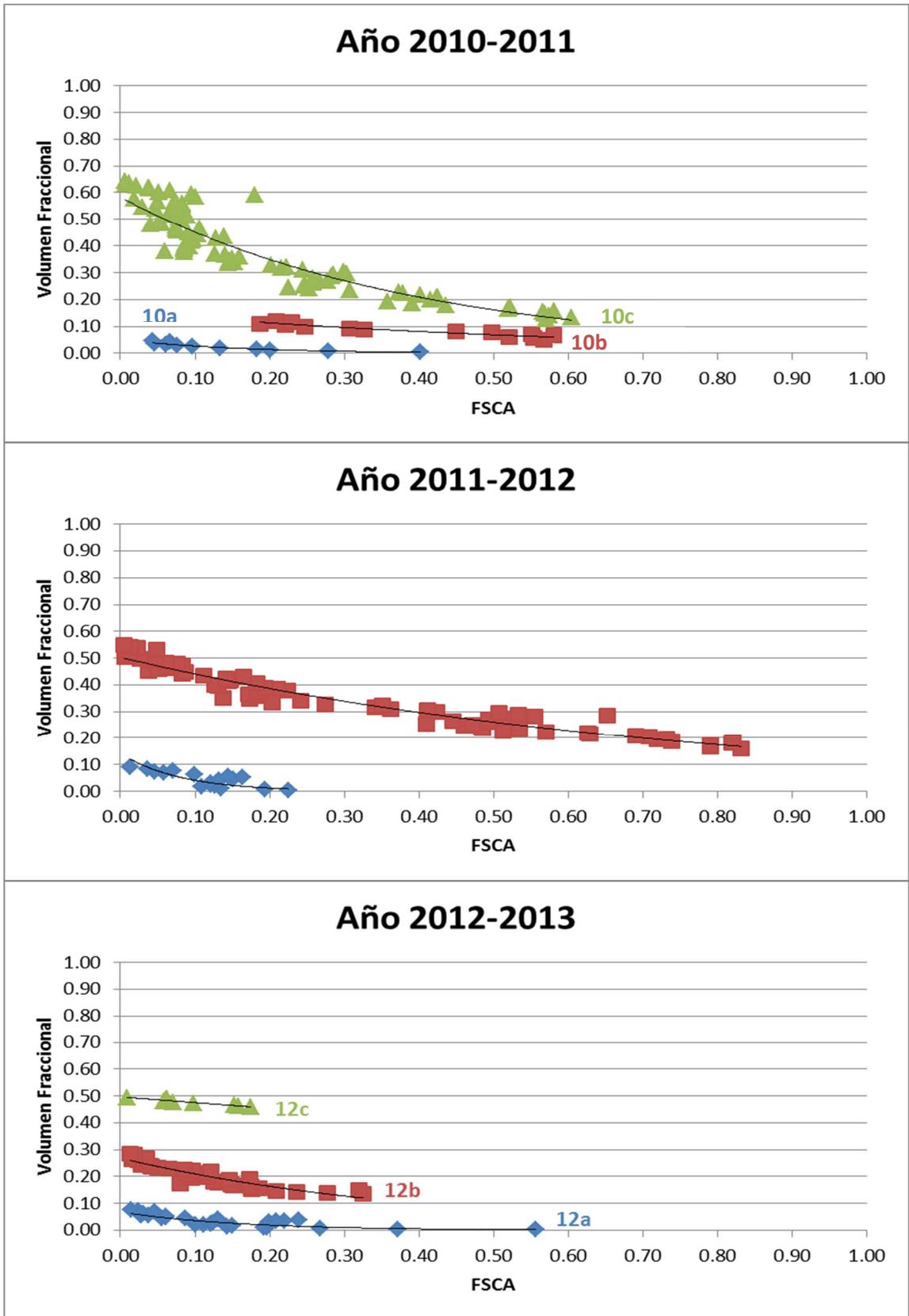
Apéndice 9: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (FSCA>0,15)  
(Continuación)



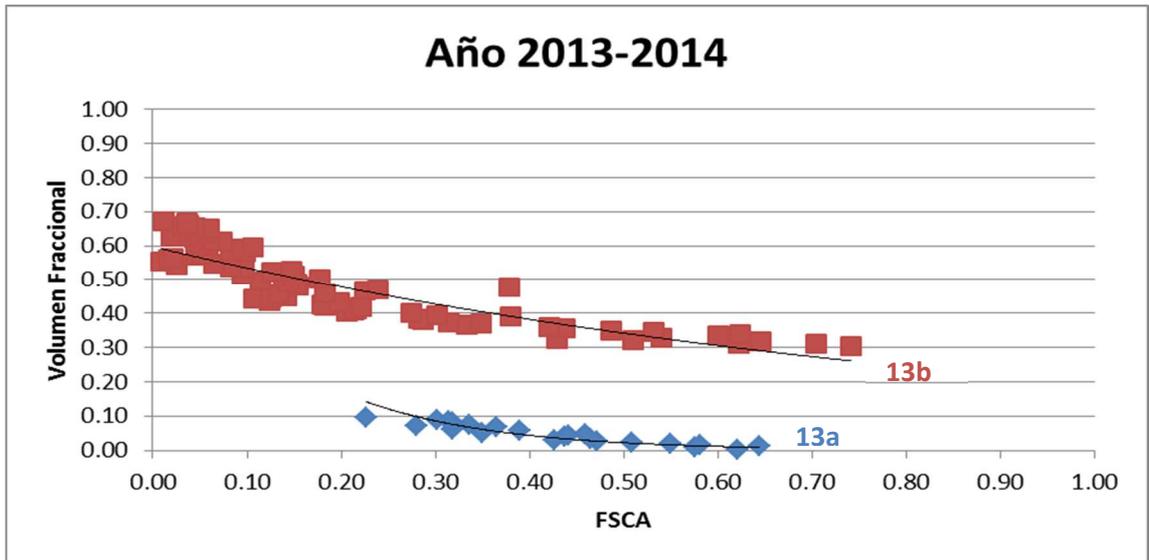
**Apéndice 9: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (FSCA>0,15)  
(Continuación)**



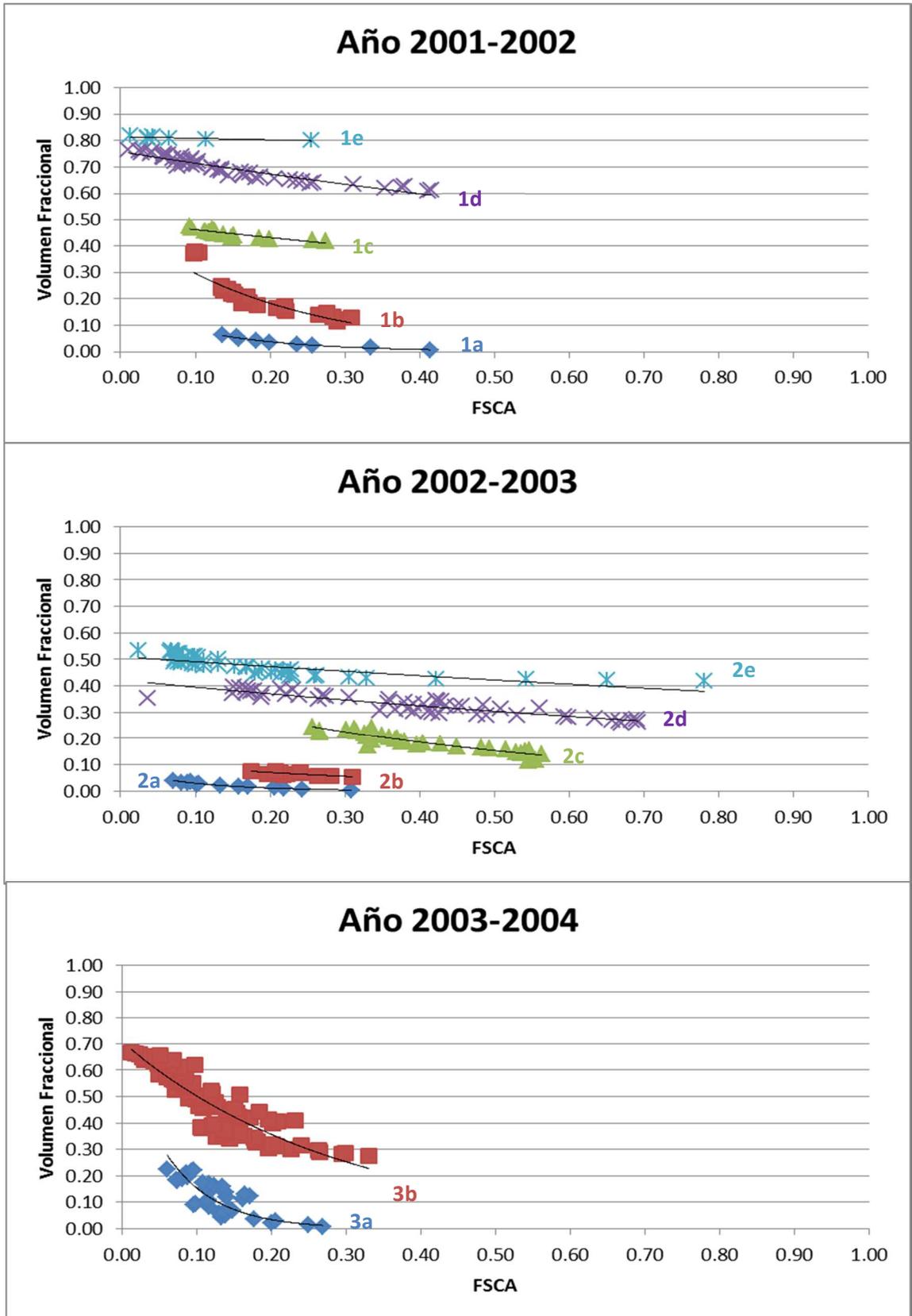
**Apéndice 9: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (FSCA>0,15)  
(Continuación)**



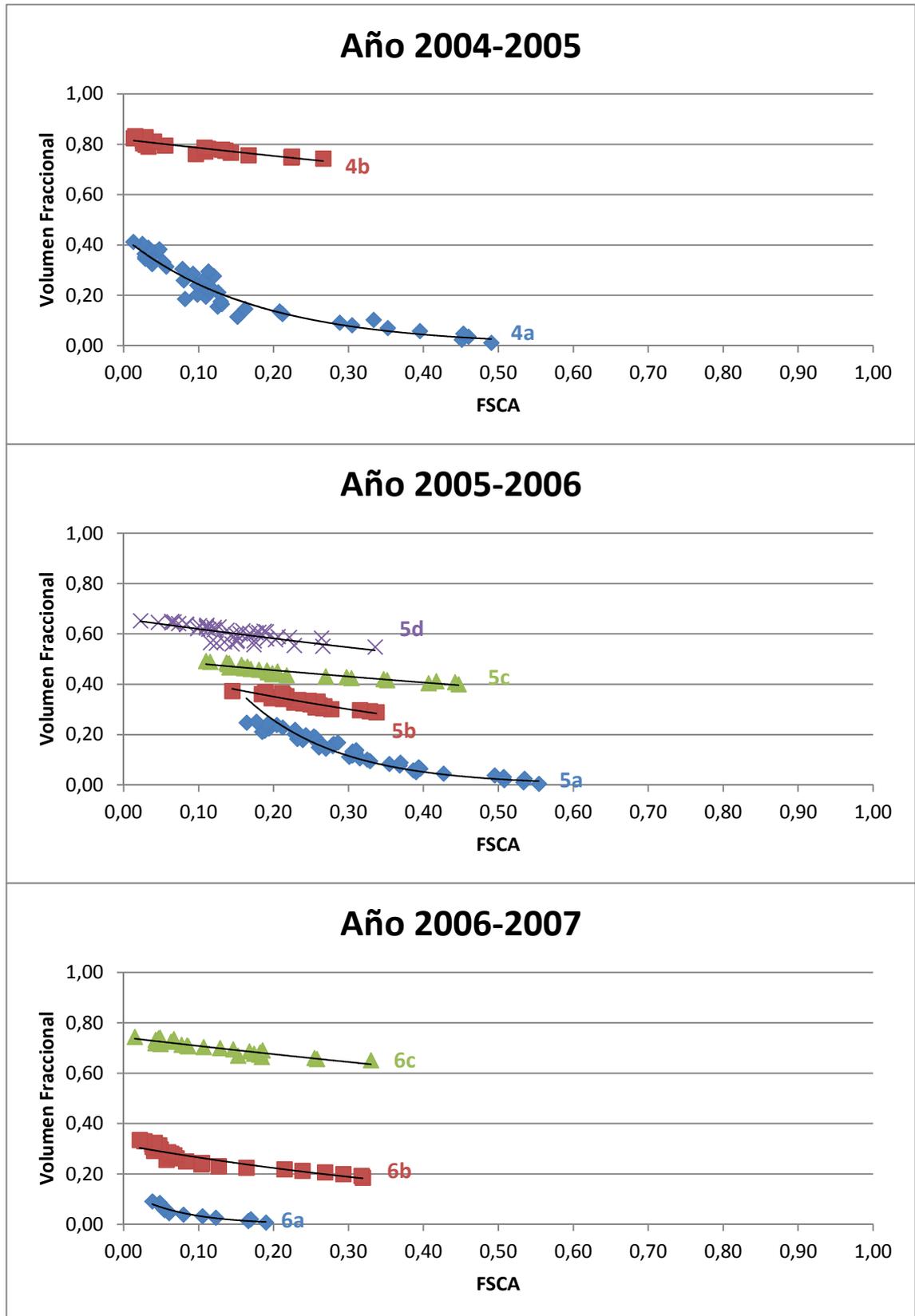
**Apéndice 9: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Jorquera (FSCA>0,15)  
(Continuación)**



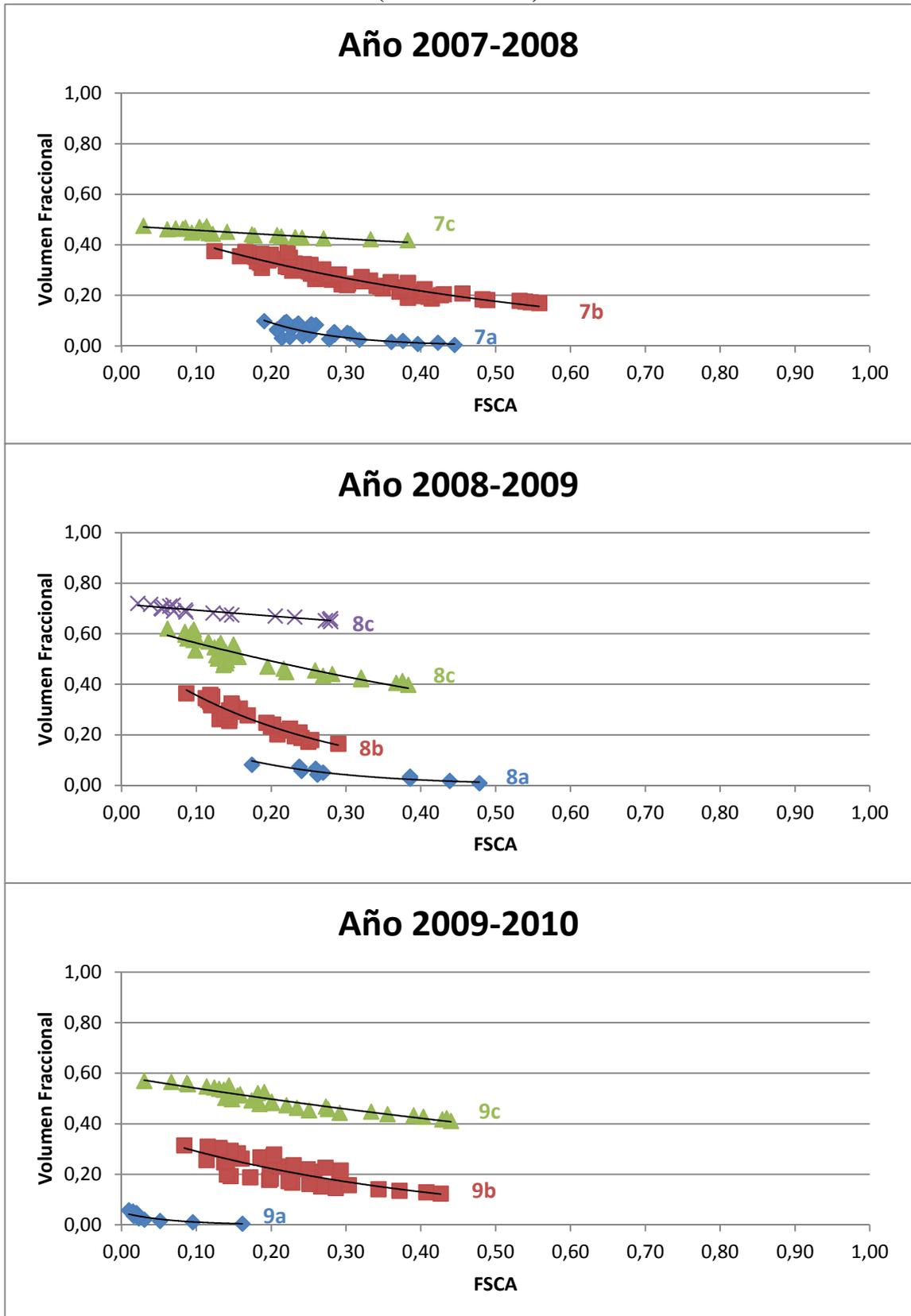
**Apéndice 10: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (FSCA>0,15)**



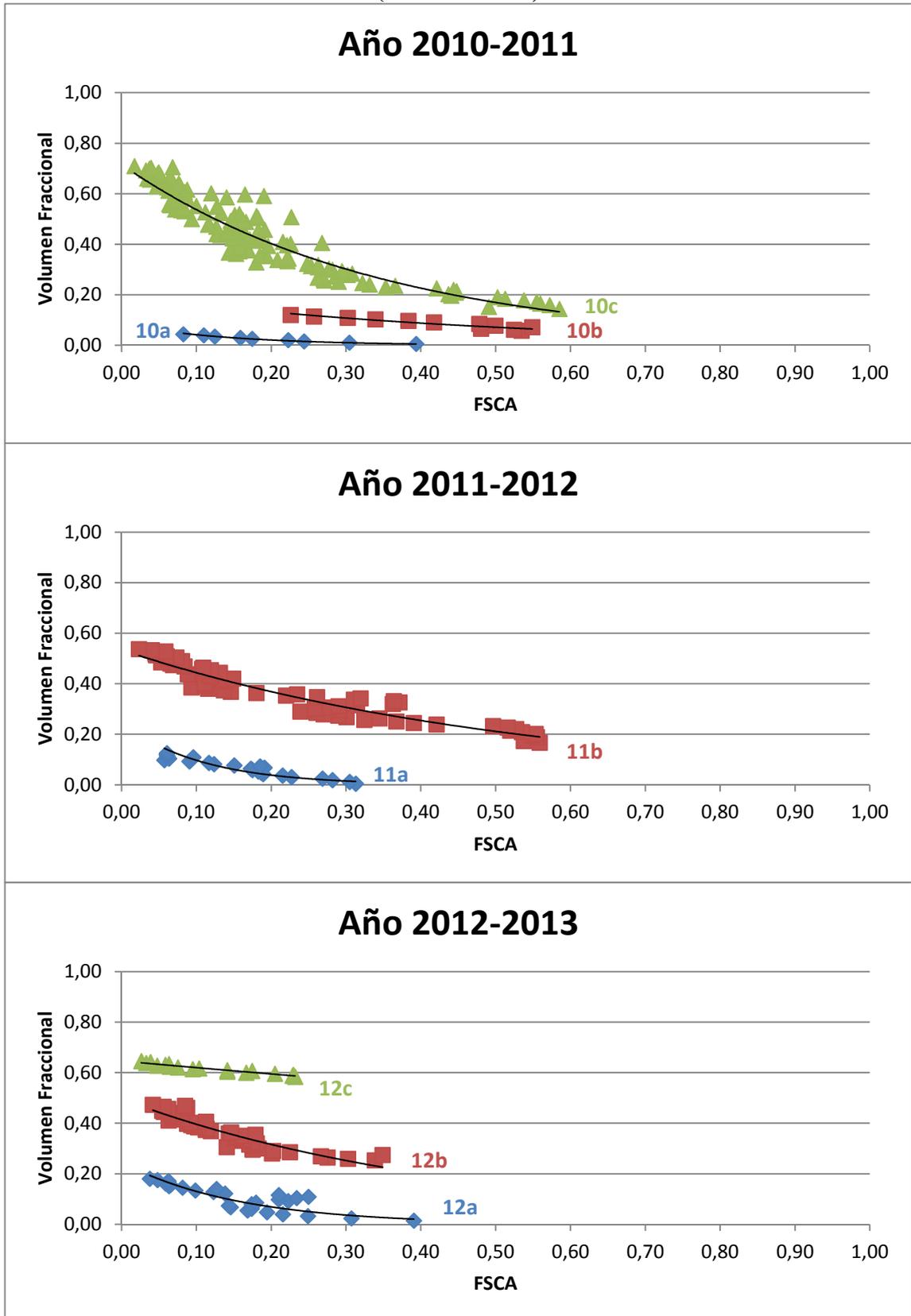
**Apéndice 10: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (FSCA>0,15)  
(Continuación)**



**Apéndice 10: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (FSCA>0,15)  
(Continuación)**



**Apéndice 10: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (FSCA>0,15)**  
**(Continuación)**



**Apéndice 10: Curvas de Agotamiento en la subcuenca de Pulido (FSCA>0,15)**  
**(Continuación)**

