



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA REDUCCIÓN DEL MANTO NIVAL EN
LA REGIÓN DE ATACAMA**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de
Geóloga.

Profesor Guía: Diego Aravena Noemi

Profesor Co-Guía: Dr. Juan Pablo Milana

Bárbara Constanza Díaz Rivera

Copiapó, Chile 2025



“Memoria es financiada por el Gobierno Regional de Atacama a través del Fondo de Innovación y Competitividad (FIC) FNDR 2019, mediante el proyecto TRAMPAS DE NIEVE”

Dedico este trabajo a mis padres, quienes me brindaron su apoyo incondicional en cada momento y en cada decisión en este viaje académico.

AGRADECIMIENTOS

En el umbral de este capítulo final, miro hacia atrás y observo un camino lleno de aprendizajes, amistades y experiencias que han modelado mi conocimiento y mi vida.

A mi familia, mi roca fundamental en cada momento de duda y mi mayor apoyo en cada paso. Su amor incondicional me impulsa a seguir mis metas y sueños cada día.

A mis profesores, guías en este viaje, con su pasión y dedicación, gracias por compartir su conocimiento y experiencias de vida. Agradezco al Dr. Juan Pablo Milana por su orientación en este proceso, a mis colegas y amigos en el proyecto.

A mis compañeros y mis amigos, cómplices de risas y desvelos en noches de terreno, cada conversación y proyectos en grupo, cada café compartido y completos con papas fritas.

Con el corazón lleno de gratitud, presento este trabajo como reflejo de todo lo aprendido.

RESUMEN

El estudio hidrológico nival es esencial para comprender la disponibilidad del recurso hídrico, especialmente en zonas áridas y montañosas como la Región de Atacama en Chile, donde el agua proveniente del derretimiento de nieve es crucial para el desarrollo de la comunidad. El siguiente estudio tiene como objetivo modelar la reducción del manto nival generado por nevadas singulares mediante la parametrización de curvas de agotamiento nival en las cuencas Endorreica entre Frontera y Vertiente, Río Copiapó y Río Huasco, utilizando datos del sensor MODIS para el período 2000-2020. Se busca además una correlación de los parámetros matemáticos de las curvas obtenidas con la respuesta hídrica, mediante datos de los caudales de las estaciones de monitoreo disponibles, para inferir el volumen de nieve caída.

Los resultados de 606 regresiones no lineales muestran que la reducción del manto nival en casi la totalidad de las nevadas del período en estudio está representada por una curva exponencial negativa cuyos parámetros matemáticos, como la tasa de decrecimiento “R0” reflejan características de la nevada como la velocidad de reducción del manto nival o tasa de retroceso con un promedio de -0,2472 entre mayo y octubre, y un valor promedio de -0,8357 entre noviembre y abril. En el análisis temporal se observa una marcada inestabilidad en la cobertura nival, cuyo comportamiento es sensible a variaciones climáticas anuales e influenciadas por fenómenos como El Niño, como el año 2002 y 2015 donde se observaron mayores coberturas nivales.

La respuesta hídrica en cada cuenca varía según la topografía y la altitud, destacando la cuenca Endorreica por su mayor área de cobertura nival y su correlación con altos valores de caudal, sin embargo, no se observa una tendencia con la tasa de retroceso que permita inferir patrones de volumen nival.

Palabras clave: Copiapó, Nieve, Curvas de reducción nival, Caudal.

TABLA DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS	4
RESUMEN	5
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	11
1.1 OBJETIVOS	13
1.1.1 Objetivos Generales	13
1.1.2 Objetivos Específicos.....	13
CAPITULO II: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	16
2.1 Hidrología nival	16
2.1.1 Definición de manto nival.....	17
2.1.1.1 Precipitación nival.....	17
2.1.2 Factores que inciden en la reducción del manto nival	18
2.1.2.1 Intercambio básico de energía.....	19
2.1.2.2 Sublimación	21
2.1.2.3 Transporte nival por viento	22
2.1.3 Equivalente de agua de nieve.....	24
2.2 Percepción remota.....	24
2.2.1 Sensores remotos.....	26
2.2.2 Percepción remota nival.....	28
2.2.2.1 Mapeo nival mediante observaciones por satélites de microondas pasivas.....	29
2.2.2.2 Mapeo nival mediante observaciones ópticas satelitales	31
2.2.2.2.1 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).....	32
2.2.2.3 Índice de Nieve de diferencia Normalizada (NDSI).....	34
CAPITULO III: METODOLOGÍA	37
3.1 Recopilación de información satelital de la cubierta de nieve	37
3.2 Post procesamiento de datos	41
3.3 Obtención de la Fracción Cubierta de Nieve (FSC) y Área Nival	44
3.4 Eliminación de data con cobertura nubosa.....	46
3.5 Ajuste de curva y obtención de parámetros	49
3.6 Selección y descarga de datos fluviométricos.....	52
CAPÍTULO IV: RESULTADOS	54
4.1. Área nival de las principales cuencas de la Región de Atacama	54

4.2. Curvas de agotamiento de las nevadas de las principales cuencas de la Región de Atacama.....	62
4.3. Correlación entre los parámetros de reducción y los caudales de las principales cuencas de la Región de Atacama.....	73
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN	80
5.1. Análisis de los resultados de área nival de las principales cuencas de la Región de Atacama.....	80
5.2. Análisis de los resultados de las curvas de reducción de las nevadas de las principales cuencas de la Región de Atacama	82
5.3. Análisis de los resultados de la correlación entre los parámetros de reducción y los caudales de las principales cuencas de la Región de Atacama	85
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES.....	87
ANEXOS	89
REFERENCIAS	190

TABLA DE FIGURAS

Figura 1. Cuencas hidrográficas de la región de Atacama definidas por la Dirección General de Agua. Cuencas analizadas en este estudio: Cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas (030), cuenca Río Copiapó (034) y cuenca Río Huasco (038). Tomada de Dirección General de Aguas (2007).	14
Figura 2. Principales factores en los procesos de precipitación líquida (lado izquierdo del cauce), y para procesos específicos de nieve (lado derecho). Adaptado de ILHM (2016).	16
Figura 3. Interacción de los flujos energéticos con el manto nival. $Q_{s\downarrow}$ y $Q_{s\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda corta incidente y reflejada respectivamente. Análogamente, $Q_{l\downarrow}$ y $Q_{l\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda larga incidente y reflejada respectivamente. Modificado de: Ceroni, 2017.	20
Figura 4. Mecanismos de transporte nival por viento. Modificado de: DeWalle y Rango, 2008.	23
Figura 5. Componentes de un sistema de teledetección espacial: (A) Fuente de energía. (B) Atmósfera; (C) Objeto de estudio; (D) Sensor; (E) Transmisión, recepción y procesamiento; (F) Interpretación y Análisis; (G) Aplicación. Fuente: https://testbook.com/physics/remote-sensing	25
Figura 6. A) Sensor pasivo de un satélite. B) Sensor activo de un satélite. Fuente: Bravo, 2017.	26
Figura 7. Espectro electromagnético. Fuente: Imagen tomada de la ChemWiki de UC Davis (Universidad de California en Davis), CC-BY-NC-SA 3.0.	27
Figura 8. Reflectancia espectral para diferentes tipos de cobertura de la superficie terrestre incluida la nieve. Fuente: Kogoli et al., 2012.	29
Figura 9. Emisividad espectral de la cubierta de nieve y otras superficies a 10, 22, 35 y 94 GHz. Fuente: Mätzler, 1994.	30
Figura 10. Cuadrícula de “MODIS Sinusoidal Grid”. Fuente: EOSDIS, NASA.	38
Figura 11. Vista de HDFviewer con las propiedades de la imagen MODIS h11v11, con fecha 22 de febrero del 2000. Elaboración propia.	39
Figura 12. Imagen GeoTIFF del gránulo h11v11 transformado desde la información HDF-EOS MOD10A1.	41
Figura 13. Archivo vectorial de las cuencas de la Región de Atacama aplicado a la imagen GeoTIFF con la información del NDSI. Elaboración propia.	42
Figura 14. Imagen vectorial a partir de la información ráster. La columna GRIDCODE corresponde al tipo de dato de la imagen MODIS. Elaboración propia.	43
Figura 15. Ejemplo tabla final de datos NDSI por cuenca principal de la Región de Atacama. Elaboración propia.	44
Figura 16. Ejemplo cálculo de FSC a partir del NDSI según ecuación ajustada para la Región de Atacama. Elaboración propia.	45
Figura 17. Ejemplo tabla final de área de cubierta de nieve. Elaboración propia.	46
Figura 18. Visualización de imagen MODIS del día 25 de marzo del año 2015 con el NDSI determinado por cada píxel en un día con presencia de cobertura nubosa. Obtenida desde el visualizador EOSDIS WORLDVIEW.	48

Figura 19. Visualización de imagen MODIS del día 27 de mayo del año 2015 con error en la determinación de píxeles con clasificación de NDSI. Obtenida desde el visualizador EOSDIS WORLDVIEW.....	48
Figura 20. Listado de funciones disponibles para ajustes de curva en software estadístico de datos OriginPro 2019b.....	50
Figura 21. Ejemplo de ajuste de curva o regresión no lineal con la ecuación Exponencial Exp2pMod1 para los días julianos 254 al 354 del año 2006 de la cuenca Altoandinas (030) con software OriginPro 2019b.....	51
Figura 22. Ubicación de las estaciones fluviométricas seleccionadas para la descarga caudales diarios desde la Red Hidrográfica Nacional de la DGA. Elaboración propia. ...	53
Figura 23. Distribución de datos descargados clasificados según tipo de píxel de acuerdo con el inventario oficial de Biblioteca Nacional de aguas (BNA) para las cuencas a) Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.....	54
Figura 24. Área nival diaria desde el año 2000 al 2020 para las cuencas a) Endorreica entre Frontera y Vertiente (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.	55
Figura 25. Distribución de datos excluyendo aquellos con presencia de cobertura nubosa, corrección de curvatura o datos erróneos para las cuencas a) Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.	56
Figura 26. Área nival diaria de los años 2001, 2006, 2011 y 2019 para las cuencas a) Endorreica entre Frontera y Vertiente (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.	57
Figura 27. Área promedio mensual del año 2000 al 2020 de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente (030), Río Copiapó (034) y Río Huasco (038). Elaboración propia.	58
Figura 28. Mapas de calor del promedio mensual del área nival desde el año 2000 al 2020 de la a) Cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), b) Cuenca Río Copiapó (034), y c) Cuenca Río Huasco (034). Elaboración propia.	60
Figura 29. Distribución de valores promedios máximos (en color azul) y mínimos (en color anaranjado) mensuales de área nival de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), cuenca Río Copiapó (034), y la cuenca Río Huasco (038). Elaboración propia.....	61
Figura 30. Distribución diaria del parámetro “R0” de las ecuaciones exponenciales que describen las nevadas de las tres cuencas principales de la Región de Atacama desde el año 2000 al 2020. Elaboración propia.....	65
Figura 31. Promedio total anual de “R0” desde el año 2000 al 2020 de las tres principales cuencas de la Región de Atacama. Elaboración propia.....	66
Figura 32. Promedio anual de “R0” desde el año 2000 al 2020 por cada cuenca, en azul la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), en anaranjado la cuenca Río Copiapó (034), y en gris la cuenca Río Huasco (038).	66
Figura 33. Distribución diaria del parámetro “A” de las ecuaciones exponenciales que describen las nevadas de las tres cuencas principales de la Región de Atacama desde el año 2000 al 2020. Elaboración propia.....	67
Figura 34. Promedio total anual de “A” desde el año 2000 al 2020 de las tres principales cuencas de la Región de Atacama. Elaboración propia.	68

Figura 35. Promedio anual de “A” desde el año 2000 al 2020 por cada cuenca, en azul la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), en anaranjado la cuenca Río Copiapó (034), y en gris la cuenca Río Huasco (038).	68
Figura 36. Distribución diaria-mensual del parámetro “Y0” de las ecuaciones exponenciales que describen las nevadas de las tres cuencas principales de la Región de Atacama desde el año 2000 al 2020. Elaboración propia.	69
Figura 37. Promedio total anual de “Y0” desde el año 2000 al 2020 de las tres principales cuencas de la Región de Atacama. Elaboración propia.	70
Figura 38. Promedio anual de “Y0” desde el año 2000 al 2020 por cada cuenca, en azul la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), en anaranjado la cuenca Río Copiapó (034), y en gris la cuenca Río Huasco (038).	70
Figura 39. Distribución temporal diaria de “R0” de las nevadas mayores de cada año por cada cuenca. En azul las nevadas de la cuenca 030, en anaranjado de la cuenca 034 y en negro de la cuenca 038. Elaboración propia.	71
Figura 40. Distribución temporal anual de “R0” de las nevadas mayores de cada año por cada cuenca. En azul las nevadas de la cuenca 030, en anaranjado de la cuenca 034 y en gris de la cuenca 038. Elaboración propia.	71
Figura 41. Gráfico temporal del área nival en hectáreas (columnas anaranjadas), parámetro de reducción nival “R0” (marcador azul) y promedio diario caudal (curva verde) en m ³ /s, desde el año 2000 al 2020 para la a) cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), b) cuenca Río Copiapó, y c) cuenca Río Huasco. Elaboración propia. .	74
Figura 42. Ejemplo del aumento simultáneo del caudal con el registro de la nevada y el parámetro “R0” en marzo de 2015, en la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030). Elaboración propia.	75
Figura 43. Ejemplo del aumento del caudal posterior al registro de la nevada y el parámetro “R0” en septiembre del 2007, en la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.	76
Figura 44. Ejemplo del registro de una nevada sin aumento de caudal en agosto de 2018, en la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente. Elaboración propia.	76
Figura 45. Ejemplo del aumento del caudal anterior al registro de la nevada y el parámetro “R0” en abril de 2018, en la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.	77
Figura 46. Ejemplo sin registro de caudal antes y después del registro de la nevada y el parámetro “R0” en abril de 2018, en la Endorreica entre Frontera y Vertiente. Elaboración propia.	77
Figura 47. Distribución temporal de la clasificación de las nevadas en relación con el comportamiento del caudal para las cuencas principales de la región de Atacama (030, 034 y 038) desde el año 2000 al 2020. En azul se indican las nevadas en las que el caudal aumenta antes del evento, en rojo el caudal aumenta posterior a la nevada, en gris el aumento es simultáneo, en amarillo cuando no se registra aumento de caudal, y en celeste y verde no hay registro del caudal. Elaboración propia.	78
Figura 48. Distribución temporal de la clasificación de las nevadas en relación con el comportamiento del caudal para (a) la cuenca Endorreica, (b) cuenca Río Copiapó, y (c) cuenca Río Huasco desde el año 2000 al 2020. En azul se observan las nevadas donde el caudal aumenta antes del evento, en rojo el caudal aumenta posterior a la nevada, en gris el aumento es simultáneo, en amarillo no se registra aumento de caudal, y en celeste y verde no hay registro del caudal. Elaboración propia.	79

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El estudio hidrológico nival cada vez toma más relevancia a nivel mundial debido a su importancia en la obtención del recurso hídrico altamente demandado cuya oferta cada vez es más escasa (DeWalle y Rango, 2008). En las regiones montañosas en los glaciares de montaña y en las cubiertas de nieve se puede evidenciar claramente los efectos del cambio climático haciendo su análisis una herramienta importante para la formulación de estrategias de distribución del recurso, especialmente en zonas áridas donde más del 90% de los caudales provienen del derretimiento del manto nival en temporada estival (FAO, 2014). Aunque existen numerosos estudios globales que modelan la acumulación de nieve en una variedad de ambientes y climas (Clark et al., 2011), la investigación en las regiones montañosas semiárida del hemisferio sur, como la cordillera de los Andes es limitada. Los estudios desarrollados en esta región han descrito, por ejemplo, la variabilidad interanual de la acumulación nival a partir de registros de estaciones meteorológicas (Masiokas et al., 2006). Asimismo Gascoin et al. (2013) aplicaron un modelo de transporte de nieve a una resolución de 500 m utilizando datos MODIS para cuantificar el efecto de la redistribución nival por viento en áreas glaciares en esta zona de los Andes. Por su parte Ayala et al. (2014), evidencian que la variabilidad y la reducción del manto nival están fuertemente controladas por la compleja interacción de gradientes altitudinales, eventos de deshielo en invierno, la redistribución por viento y la exposición a la radiación solar.

La mayor parte de recurso hídrico en los Andes centrales proviene del deshielo durante los años normales y húmedos, mientras que en años secos, los glaciares y permafrost desempeñan un papel importante (Ohlanders et al., 2013). La tendencia interanual del área de cobertura nival, así como del caudal de los ríos, es decreciente (Trefry et al., 2012), y sumando el aumento del consumo humano de este recurso, posicionan a esta región en un contexto de crisis hídrica severa. Por ello, el conocimiento relacionado a la distribución de la nieve se vuelve cada vez más relevante. Los estudios en la región de Atacama en los últimos años se han enfocado por ejemplo

en modelos de nieve distribuidos o “Snowmodel” en los Andes centrales (Gascoin et al., 2013) y modelos de balance de masa de nieve en la cuenca del río Copiapó (Jara, 2017).

En los últimos años la evolución diaria de la cobertura nival se ha monitoreado a través de imágenes satélites, utilizando productos como el MOD10A1 de MODIS (Hall y Riggs, 2007; Malmros et al., 2018). Los gráficos de cobertura nival obtenidos de la información satelital muestran en esta región una fuerte inestabilidad temporal de la cubierta de nieve, con un patrón de distribución y reducción de la cobertura de forma irregular (Zapata, 2016). Si observamos el comportamiento de la reducción nival en lugares más húmedos como por ejemplo en el valle del Elqui (CEAZA, 2024) o en la península Ibérica (Gascoin et al., 2014), la cobertura nival va creciendo irregularmente hasta un máximo, y con el advenimiento de la época de fusión comienza a decrecer. En regiones áridas, por el contrario, los gráficos de cobertura nivosa a escala diaria de las distintas subcuencas de la región de Atacama del estudio de Zapata (2016) muestran que una nevada puede desaparecer en cuestión de días, observándose que la tasa de retroceso de la cobertura varía según la intensidad del evento y las condiciones atmosféricas posteriores. Este comportamiento disímil motiva el estudio de las curvas de reducción de la cobertura nival, ya que se interpreta que la tasa de retroceso de la nieve puede aportar información sobre el espesor de la nevada. Este es un parámetro difícil de medir de forma continua debido al carácter remoto de la zona y a la falta de estaciones meteorológicas. Para estimar los volúmenes de nieve precipitada a partir de la tasa de retroceso, se analiza matemáticamente la reducción de la cobertura nival en las cuencas Altoandinas, Copiapó y Huasco, en la región de Atacama. Con las áreas cubiertas por nieve obtenidas diariamente desde imágenes MODIS (2000-2020), se construyen series temporales de cada evento de precipitación y posterior reducción. Luego, se ajustan ecuaciones mediante regresiones no lineales usando software estadístico. Estos modelos empíricos permiten avanzar en el conocimiento de procesos nivales en zonas remotas y mejorar la capacidad de predicción de la recarga hídrica en ambientes áridos como Atacama.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivos Generales

- Parametrizar matemáticamente la evolución y la tasa de reducción del manto nival asociado a eventos de precipitación sólida en la región de Atacama, con el fin de explorar su relación con el volumen de nieve acumulada.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Definir las ecuaciones que describen la evolución temporal del manto nival posterior a cada evento de precipitación, utilizando series diarias de cobertura nival derivadas de sensores satelitales.
- Identificar y caracterizar patrones estacionales de reducción del manto nival en las cuencas altoandinas de la región de Atacama.
- Analizar la relación entre la tasa de reducción del manto nival y los caudales de cabecera, evaluando su potencial vinculación con el volumen de nieve precipitada en cada cuenca.

1.2 ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio corresponde a las tres cuencas de la región de Atacama, denominadas y codificadas por la Dirección General de Aguas como: cuencas Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas (030), cuenca Río Copiapó (034) y la cuenca Río Huasco (038), de norte a sur respectivamente [Figura 1]. Estas unidades hidrográficas se encuentran ubicadas entre los paralelos 26° y 29°20' latitud sur, y entre los meridianos 70,10° y 69,08° longitud oeste. La cuenca Altoandinas (030) presenta una superficie total de 15.619,02 km², mientras que la cuenca Río Copiapó tiene una superficie de 18.704,07 km², y la cuenca Río Huasco 9.813,7 km² (DGA, 2007).

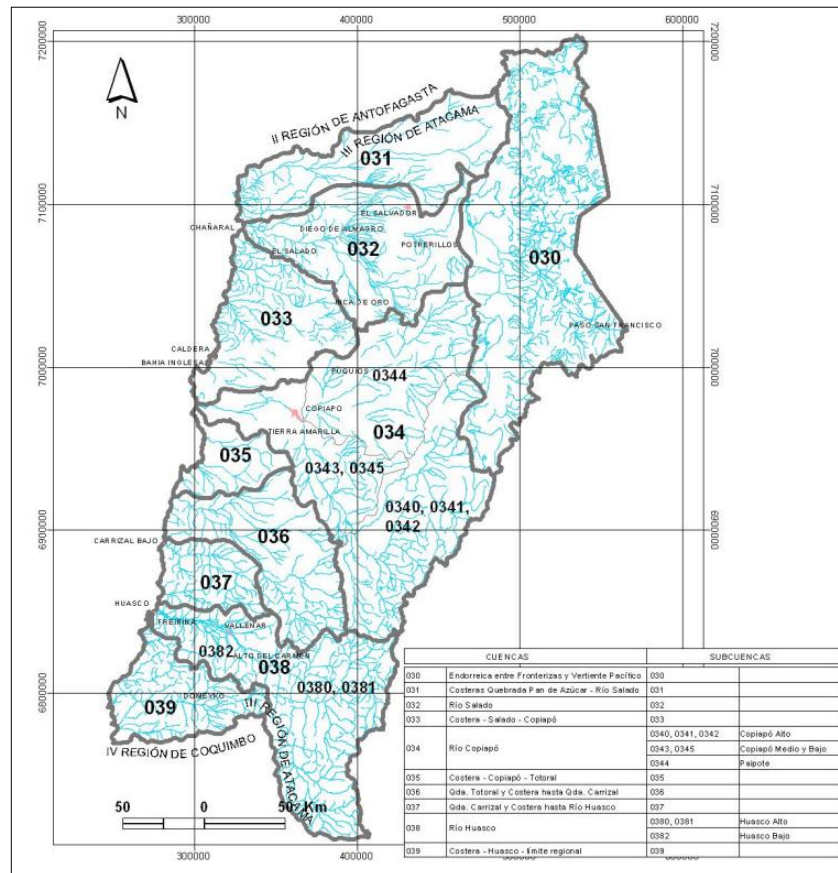


Figura 1. Cuencas hidrográficas de la región de Atacama definidas por la Dirección General de Agua. Cuencas analizadas en este estudio: Cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas (030), cuenca Río Copiapó (034) y cuenca Río Huasco (038). Tomada de Dirección General de Aguas (2007).

Las cuencas de la región de Atacama son parte del Sistema Hidrográfico Pacífico Seco que se encuentra limitado por la frontera con Perú por el norte (18° latitud Sur), hasta la cuenca del Limarí por el Sur (31° latitud Sur), y se caracteriza por la presencia de ríos de escurrimiento esporádico, régimen nivo-pluvial, y valles transversales (DGA, 1987).

Las características climáticas de la región de Atacama, según Juliá et al., 2008, la definen como una región árida, controlada por: (i) la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur el cual bloquea los frentes climáticos; (ii) la presencia del cordón montañoso Cordillera de los Andes y (iii) la corriente de Humboldt que enfría el aire y reduce la humedad disponible. De acuerdo con los valores de la línea base de la Base Digital del Clima del Ministerio de Medio Ambiente (2016), que contempla el promedio desde 1980 al 2010, los valles interiores de la Región de Atacama tienen un promedio de temperatura mínima invernal de 6,5°C, mientras que en cordillera se observa un promedio de -5,5°C. En cuanto al promedio de temperaturas máximas en valles interiores el promedio es de 24,5°C, y en cordillera de 10,9°C, observándose una gran variabilidad térmica entre día y noche. La zona se caracteriza por presentar bajas tasas de precipitación con valores entre 32,7 mm/año en valles interiores y 118 mm/año, según el MMA (2016).

El régimen hidrológico de las cuencas Río Copiapó y Río Huasco es nivo-pluvial (GORE, 2019), al igual que la cuenca Endorreica en donde predomina la precipitación sólida o nival de origen frontal (Rengifo, 2015), esta última posee caudales que abastecen de recurso hídrico a las comunidades remotas de la región cuya utilización corresponde a consumo poblacional y actividades económicas principales como agricultura. En la cuenca Río Copiapó y en la cuenca Río Huasco se observa una superposición de regímenes hidrológicos, en su principal afluente en la parte alta de la cuenca predomina un régimen nival, el cual al ir descendiendo es alimentado por aguas superficiales adoptando un régimen mixto (GORE, 2019).

CAPITULO II

REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1 Hidrología nival

La hidrología nival es la ciencia encargada de entender el comportamiento de la dinámica de la nieve y los factores que controlan las pérdidas, acumulación, derretimiento y la escorrentía derivada de la misma (Singh, 2001). Según Videla (2013), la nieve es un fenómeno meteorológico que consiste en la precipitación a baja temperatura de pequeños cristales de hielo, característica que se debe a su composición física y química, presentando una estacionalidad de acumulación y derretimiento, controladas por factores como la radiación, viento y la temperatura [Figura 2]. El nivel de incidencia de cada uno de estos factores permite predecir el comportamiento del recurso hídrico lo que permite una mejor administración para el desarrollo de la región.

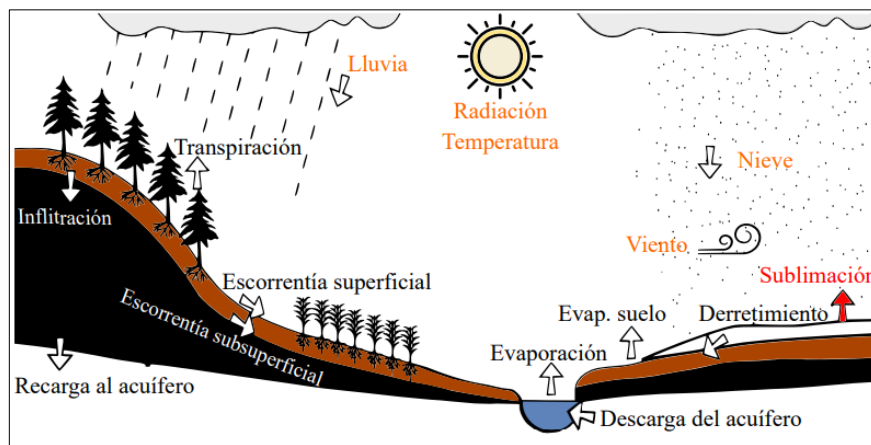


Figura 2. Principales factores en los procesos de precipitación líquida (lado izquierdo del cauce), y para procesos específicos de nieve (lado derecho). Adaptado de ILHM (2016).

En los Andes semiáridos, como la región de Atacama, la dinámica nival está controlada por las altas tasas de sublimación y el transporte eólico, además del flujo de radiación, baja humedad y la escasa vegetación (Gascoin et al., 2013; Ayala et al., 2023).

Estudios recientes han mostrado que la reducción del manto estacional de los Andes secos no depende únicamente de la fusión superficial, sino de la combinación entre fusión y sublimación dinámica amplificada por el viento en zonas expuestas (Jara, 2017; Gascoin et al., 2013).

2.1.1 Definición de manto nival

El manto nival se compone por una o más capas de nieve tras la acumulación de sucesivas nevadas en cierto periodo de tiempo dándole una característica verticalmente anisótropa y heterogénea. Físicamente el manto nival se compone de cristales de hielo, agua líquida y aire, y la proporción de estos elementos determina las propiedades de estado de un manto en particular y de los distintos estratos que lo conforman, a su vez esta se encuentra determinada por las características meteorológica particulares de cada nevada y de los procesos posteriores a la precipitación, como el transporte por viento y la sublimación (DeWalle y Rango, 2008). En las cuencas altoandinas de la región de Atacama, las acumulaciones sólidas suelen presentar una mayor variabilidad espacial que en cordilleras húmedas, debido al efecto combinado de disposición irregular y redistribución por viento sobre superficies de alto albedo como sales, lo que puede acelerar la desaparición parcial del manto nival en exposiciones solares directas (Gascoin et al., 2013; Ayala et al., 2023).

2.1.1.1 Precipitación nival

El comportamiento del manto nival depende tanto de los procesos que controlan la ocurrencia de nevadas y distribución en la cuenca en ese instante, como de los procesos posteriores a su depositación (Silva, 2022).

La ocurrencia de nevadas está controlada por factores climáticos y geográficos, como la latitud y la longitud además de la recirculación regional de las masas de aire (McKay y Gray, 1981). El régimen de temperatura de la región depende tanto de la latitud como de la longitud las cuales determinan zonas con temperaturas lo

suficientemente bajas para generar precipitaciones sólidas (INE, 2022; DMC, 2018). La temperatura del aire en general tiende a disminuir con la altitud, por lo que a mayor altura geográfica mayor es la ocurrencia de nevadas, mientras que las altitudes bajas el balance energético disminuye y a su vez la ocurrencia de precipitaciones sólidas (CIREN, 2001; Barry, 2008). La circulación de masas de aire húmedo también es un factor importante para la determinación de la ocurrencia de nevadas, ya que las precipitaciones sólidas requieren que estas masas de aire tengan un movimiento verticalmente ascendente que permita la saturación de vapor de agua (Garreaud, 2009). Este ascenso puede estar controlado por efectos orográficos en donde las masas de aire ascienden por efecto de una barrera topográfica, como la Cordillera de Los Andes a lo largo de Chile, en donde distintos factores controlan su magnitud, como la velocidad y dirección del viento, cuya componente perpendicular a la barrera topográfica incide directamente en el aumento del efecto de la circulación atmosférica (Garreaud et al., 1996; Viale et al., 2014). Por otro lado, los sistemas frontales como los frentes fríos generan nevadas más intensas, pero con menos extensión que los frentes cálidos (Viale et al., 2014). Si consideramos además la convergencia atmosférica, cada nevada tiene características únicas según diferentes factores por lo que la cantidad de nieve respecto a la altitud y latitud es altamente variable (Falvey et al., 2007).

2.1.2 Factores que inciden en la reducción del manto nival

Posterior a la precipitación sólida y su depositación, el manto nival puede experimentar diferentes procesos físicos altamente dinámicos que modifican su estructura interna, su conductividad térmica y permeabilidad, parámetros que determinan el régimen de temperatura y su capacidad de almacenamiento y liberación de agua líquida. Dentro de los factores que inciden en la evolución del manto nival se encuentra la temperatura y el intercambio de energía con el medio que determina los procesos de sublimación, evaporación y fusión, y la magnitud y dirección del viento el cual condiciona el transporte y redistribución del manto nival (DeWalle y Rango, 2008). En los Andes áridos, la ablación invernal por sublimación dinámica y el transporte eólico

tienen un rol proporcionalmente mayor que en otras cordilleras del mundo, y deben incorporarse explícitamente en los análisis (MacDonnell et al., 2013; Jara, 2017).

2.1.2.1 Intercambio básico de energía

El comportamiento del manto nival durante la temporada nival es termodinámicamente inestable con distintos cambios en su estructura interna desde su depositación hasta su completa fusión (Marks y Dozier, 1992a). Estos cambios están dominados por el intercambio de energía del manto nival, la atmósfera y la interacción con el suelo, cuya magnitud determina la existencia de ciclos de fusión y recongelamiento del manto nival, y la pérdida de masa por sublimación y/o evaporación (Marks et al., 1999; Marks y Winstral, 2001).

La teoría básica del intercambio de energía se muestra en la Figura 3 en la cual se observan los principales flujos de energía que interactúan con el manto nival. De los factores más importantes que participan en este intercambio corresponde a la radiación de onda corta relacionada con la radiación solar, y la de onda larga, que está asociada a la radiación que emiten los cuerpos, gases atmosféricos y nubes, en la superficie del manto y en la interfaz suelo-nieve. Por otro lado, la transferencia de flujos turbulentos de calor, relacionados con el calor sensible (transferencia de calor entre dos cuerpos a diferentes temperaturas) y calor latente (intercambio de energía por los cambios de fase entre los distintos estados del agua), también inciden en el balance de energía y por lo tanto condiciona los diferentes procesos y cambios del manto nival (DeWalle y Rango, 2008; W. Helgason y Pomeroy, 2012; Pomeroy y Essery, 1999).

El balance de energía de la cobertura nival queda definido por la Ecuación 1:

$$\Delta Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_n + Q_e + Q_r + Q_g - Q_m \quad (1)$$

, donde:

Q_{ns} corresponde a la radiación neta de onda corta o radiación solar,

Q_{nl} es la radiación neta de onda larga,

Q_e está asociada a flujos turbulentos de calor latente,

Q_r corresponde a la energía producto de la lluvia,

Q_g indica el intercambio de calor con el suelo,

Q_m es la pérdida del calor latente de fusión, y

Q_i es la variación de energía interna del manto nival [W/m^2].

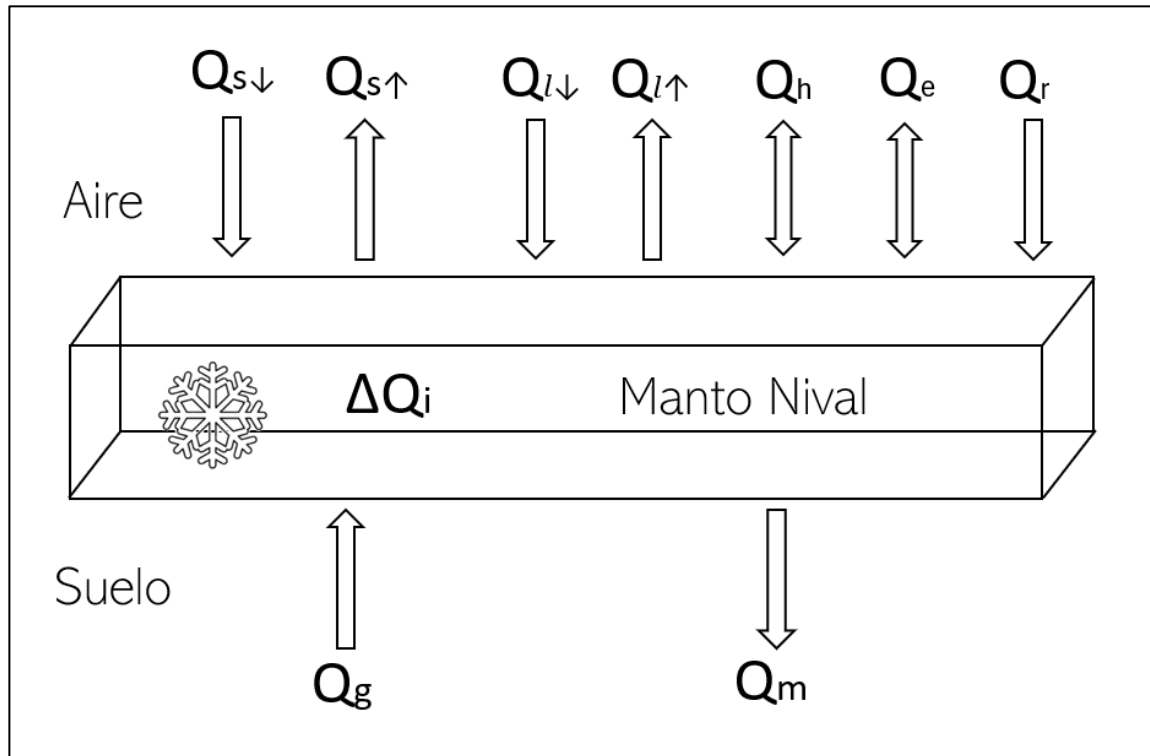


Figura 3. Interacción de los flujos energéticos con el manto nival. $Q_{s\downarrow}$ y $Q_{s\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda corta incidente y reflejada respectivamente. Análogamente, $Q_{l\downarrow}$ y $Q_{l\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda larga incidente y reflejada respectivamente. Modificado de: Ceroni, 2017.

Dentro del manto nival la temperatura suele ser muy variable con la profundidad, mientras que en la interfaz manto-suelo la temperatura alcanza los $0^\circ C$ debido al intercambio de calor, en la superficie esta se encuentra determinada por las oscilaciones diarias y estacionales de la temperatura del aire. Durante el periodo invernal, la nieve superficial se encuentra debajo del punto de fusión, sin embargo, a medida que nos acercamos al periodo estival la temperatura del aire aumenta y la del manto de

homogeneiza en torno a los 0°C, en esta instancia el manto alcanza su capacidad de retención de agua líquida empezando el proceso de fusión (DeWalle y Rango, 2008).

A los ciclos de fusión y recongelamiento por transferencia de calor se suman factores como el viento y la sublimación, los cuales también inciden en la variación de la estructura interna del manto nival y su densidad (DeWalle y Rango, 2008). Mientras que el viento puede comprimir la nieve fresca de baja densidad o empaquetando cristales en suspensión post depositación (SLF, s.f; Colbeck, 1997), la sublimación retrograda puede conducir al desarrollo de cristales de escarcha especialmente bajo condiciones de fuerte gradiente térmico (Amstrong, 1980; Garreaud, 2009). Estos procesos de metamorfismo de la nieve hacen que la densidad del manto nival sea altamente variable tanto en el tiempo como en el espacio generando un impacto en la capacidad de liberación de agua (SLF, s, f.; Climate Policity Watcher, 2022).

Las variables consideradas en el balance energético del manto nival, como la radiación de onda corta y el flujo de calor latente, influyen en la detección remota de la nieve y en el análisis de las curvas de reducción, ya que permiten explicar los patrones de fusión y reducción observados en el tiempo.

2.1.2.2 Sublimación

La sublimación de la nieve corresponde a la pérdida de agua de la capa de nieve debido a la transición de fase sólida a vapor de agua hacia la atmósfera, y puede ocurrir desde una superficie de nieve estática o en condiciones de depositación y/o redistribución por flujos de viento turbulentos. La sublimación se presenta bajo ciertas condiciones termodinámicas de baja presión y temperatura, y su intensidad depende directamente de las condiciones atmosféricas, por lo que las zonas con condiciones más favorables para la sublimación corresponden a las regiones polares y zonas de alta montaña (Videla, 2103). Estudios en el Ártico, la Antártida (Van Den Broeke, 1997) y en zonas alpinas (Wagnon et al., 2003; Strasser et al., 2008; MacDonals et al., 2009; Bernhardt et al., 2012; Gascoin et al., 2013; Vionnet et al., 2014; Zhou et al., 2014), han demostrado la importancia de la sublimación en el equilibrio hídrico. En general, las

tasas de sublimación se consideran menos que la fusión, sin embargo, en ambientes de alta montaña con características semiáridas la sublimación cumple un rol importante en el balance hídrico (MacDonell et al., 2013). En Chile en los glaciares Juncal Norte y Loma Larga se ha logrado estimar una tasa de sublimación por periodos anuales entre los 1,5 a 2 mm/día (Corripio et al., 2005; Falvey et al., 2009), con tasas de hasta 80 mm/año. En la zona andina del Norte Chico se encontraron tasas de 1,89 mm/día medidos (Kull et al., 2002) y en la región de Atacama se modeló la precipitación sólida que se sublima, la transportada y la derretida para la cuenca alta del río Copiapó evidenciando que las pérdidas nivales entre un 36% y un 78% por sublimación dinámica (o por viento) y por evaporación del manto nival de la nieve caída anualmente, con una tasa de hasta 150 mm/año (Jara, 2017).

2.1.2.3 Transporte nival por viento

El transporte de la nieve por viento es un factor que influye en la distribución espacial y derretimiento irregular del manto nival, propiciando el aumento de la tasa de sublimación. En la literatura sedimentológica se describen tres mecanismos principales de transporte de los granos de nieve, por saltación, suspensión y arrastre [ver Figura 4]. El mecanismo dominante depende directamente de la interacción con los factores meteorológicos, la superficie del manto nival y el tipo de suelo, siendo la suspensión y la saltación predominantes tanto al momento de evento de precipitación nival como en la redistribución de la nieve (DeWalle y Rango, 2008). De los principales factores que inciden en el tipo de transporte y su magnitud es la cantidad y la edad de la nieve, la magnitud del viento y la temperatura del aire.

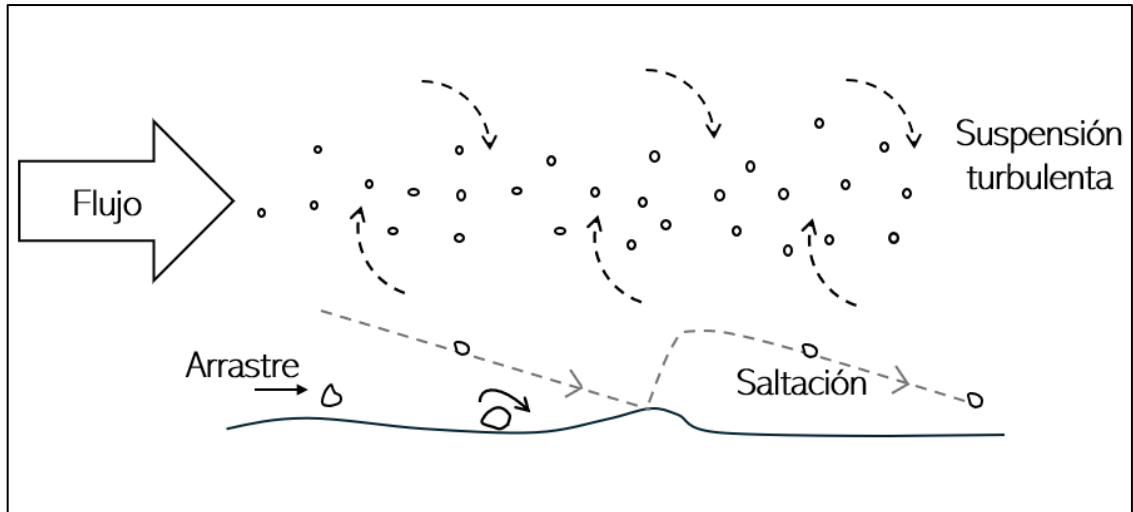


Figura 4. Mecanismos de transporte nival por viento. Modificado de: DeWalle y Rango, 2008.

El transporte de nieve por viento es uno de los principales mecanismos por el cual el manto nival pierde masa durante el invierno por sublimación ya que aumenta significativamente la superficie de contacto de los granos de nieve con el aire, y hacen que la presión de vapor en la superficie de la partícula sea mayor que la presión del aire. El estudio de Gascoin et al. (2013) refuerza que el viento es uno de los factores importantes que controla la redistribución espacial del manto y amplifica la sublimación dinámica de los Andes secos. Por otro lado, la radiación solar en los días despejados aporta energía adicional aumentando la tasa de sublimación (Schmidt, 1972).

2.1.3 Equivalente de agua de nieve

El equivalente de agua de nieve (SWE por sus siglas en inglés) es el valor que representa la cantidad de agua líquida que sería liberada de la fusión completa del manto nival. Este puede ser medido de forma directa o puede ser calculada a partir de la medición de profundidad y densidad del manto de nieve mediante la siguiente ecuación (DeWalle y Rango, 2008):

$$SWE = d(\rho_s/\rho_w) \quad (2)$$

, donde:

SWE= Equivalente de agua de nieve

d= Profundidad del manto nival [m]

ρ_s =Densidad del manto nival, [Kg/m³]

ρ_w = Densidad del agua líquida, 1×10^3 [Kg/m³].

La densidad del manto nival utilizada para el cálculo del SWE corresponde al valor promedio de la densidad de los distintos estratos del manto nival (DeWalle y Rango, 2008), los cuales corresponden a diferentes eventos de precipitación cada uno con diferentes características y magnitud de incidencia de los factores climáticos y procesos post depositación que inciden en la densidad de la nieve, incluyendo la propia disminución de la porosidad por compactación de la columna nival.

2.2 Percepción remota

El área cubierta de nieve es una variable hidrológica fundamental para la cuantificación y la estimación de recurso hídrico, por lo que el volumen y la precisión de la información meteorológica es relevante en el estudio hidrológico especialmente en zonas áridas. En regiones montañosas con poca accesibilidad y topografías complejas, como en la Cordillera de los Andes, la percepción remota o “Remote Sensing” permite obtener información nival de cuencas con escasez de estaciones meteorológicas que entreguen datos in situ (Cornwell et al., 2016).

La percepción remota o teledetección se define como la obtención de imágenes de un lugar geográfico mediante sensores remotos, permitiendo la adquisición de información de un objeto o elementos de él sin hacer contacto físico (Schulz y Engman, 2000). Dentro de los métodos más utilizados para la captación de información se encuentran los satélites, sin embargo, también es posible obtenerla mediante sensores en aviones y radares. Los sensores captan la radiación electromagnética reflejada o emitida a diferentes distancias, incluso más allá del espectro visible ampliando la información de obtenida con imágenes análogas [Figura 5]. La información obtenida con los sistemas de percepción remota se acopla a los Sistemas de Información Geográfica (SIG) para su procesamiento y análisis posterior.

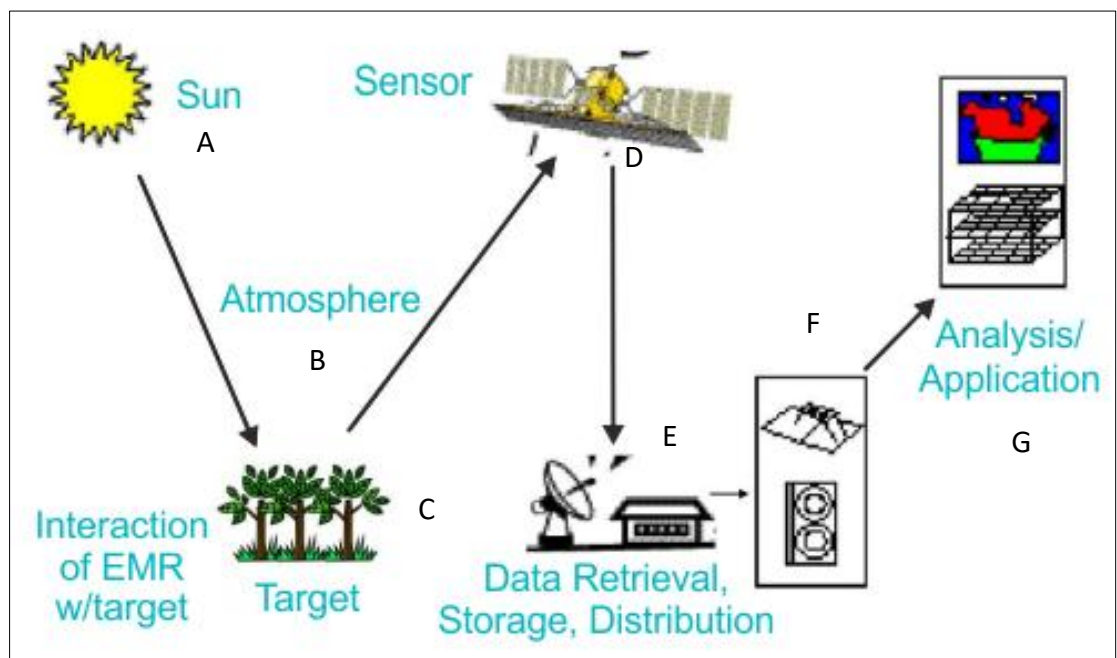


Figura 5. Componentes de un sistema de teledetección espacial: (A) Fuente de energía. (B) Atmósfera; (C) Objeto de estudio; (D) Sensor; (E) Transmisión, recepción y procesamiento; (F) Interpretación y Análisis; (G) Aplicación. Fuente: <https://testbook.com/physics/remote-sensing>

2.2.1 Sensores remotos

El tipo y cantidad de datos disponible, su cobertura espacial y temporal depende del tipo de sensor, estos pueden clasificarse según el emisor de energía que utilizan, la cual puede ser de origen natural (pasivos) o artificial (activos) [Figura 6]. Los sensores pasivos obtienen información de la energía electromagnética reflejada por la superficie de la tierra proveniente de fuentes naturales, usualmente el sol o emitida por el objeto de estudio. Por otro lado, los sensores activos poseen un emisor artificial de energía electromagnética que proporciona el haz energético el cual es captado posterior a su reflexión sobre la superficie u objeto de estudio (Bravo, 2017).

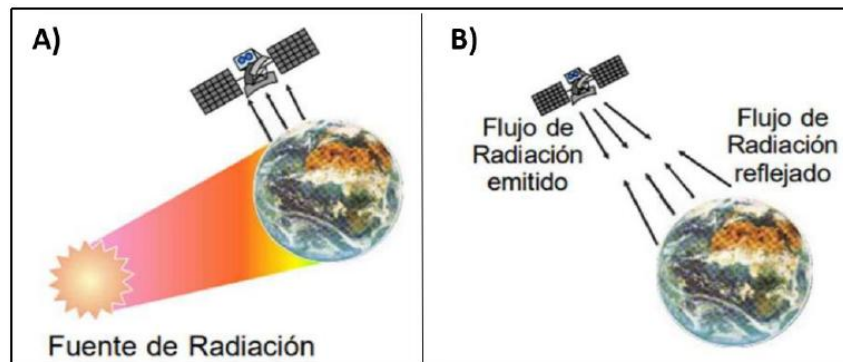


Figura 6. A) Sensor pasivo de un satélite. B) Sensor activo de un satélite. Fuente: Bravo, 2017.

Dentro de los sensores pasivos podemos encontrar imágenes satelitales de Landsat, ASTER, SENTINEL-2 y MODIS cada uno con diferentes bandas espectrales y resoluciones. Mientras que dentro de los sensores activos más utilizados podemos encontrar imágenes satelitales de Radar, SENTINEL-1 y LiDAR, los cuales miden el tiempo que demora un pulso energético en ir y volver al punto de emisión (Rodríguez y Arredondo, 2005).

Los sensores detectan longitudes de ondas del espectro electromagnético (EMR, sus siglas en inglés) que cada elemento emite y refleja en forma particular, dando así una firma espectral. La mayoría de los sensores transportados por los satélites son pasivos, y

usan como fuente de energía la radiación solar en todas las longitudes de onda, que van desde las ondas de Radio hasta los rayos Gamma. Cada parte del espectro que el sensor mide se denomina banda espectral y con la medición de esta es posible construir índices con sentido físico de manera que entregan información sobre el estado de una zona de estudio (Chuvienco, 1995). La Figura 7 muestra las longitudes de onda del espectro electromagnético. Las regiones más utilizadas en las técnicas de percepción remota corresponden a la región visible con tres bandas espectrales elementales (0,4-0,7 μm), infrarrojo o IR (0,7-14 μm) y microondas (1 mm en adelante).

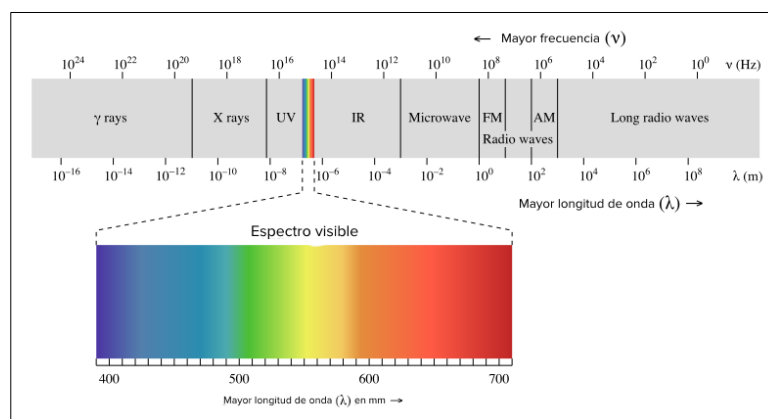


Figura 7. Espectro electromagnético. Fuente: Imagen tomada de la ChemWiki de UC Davis (Universidad de California en Davis), CC-BY-NC-SA 3.0.

La resolución de un sensor está determinada por cuatro diferentes resoluciones: espacial, temporal, radiométrica y espectral. Estas determinan el producto que se obtiene, por lo cual la selección del sensor depende del objeto de estudio y del nivel de datos que se quiera obtener (Rodríguez y Arredondo, 2005).

La resolución espacial, por ejemplo, corresponde a la distancia de la unidad mínima de información incluida en la imagen (píxel). A menor tamaño de píxel, mayor es la resolución espacial, esto ya que el sensor obtendrá más detalles del objeto. En cuanto a la resolución temporal, esta indica la periodicidad con la que el sensor adquiere los datos de una misma proporción de la superficie terrestre. La ciclicidad de la cobertura depende de las características orbitales de la plataforma y el diseño del sensor.

Según Rodríguez y Arredondo (2005), una resolución temporal alta corresponde a un ciclo de obtención de datos menor a 3 días, una resolución media entre 4 y 16 días, y una baja resolución temporal corresponde a ciclos mayores a 16 días.

2.2.2 Percepción remota nival

El manto nival es una característica importante de la superficie terrestre no solo por su aporte hídrico a las cuencas de régimen hidrológico nivo-pluvial suministrando el recurso necesario para las poblaciones y para la economía agrícola, sino que también influye directamente en la distribución de la radiación superficial, la energía y los balances hidrológicos. Es el componente de la criósfera con mayor variación estacional en extensión espacial.

La nieve está compuesta por una colección de granos de hielo y aire que, cuando está a 0°C, también tiene una fracción significativa de agua líquida (Dozier, 1989). Su estructura puede incluir partículas e impurezas químicas como polvo, polen, hollín y partes vegetales. La geometría de los granos de hielo, las inclusiones de agua líquida y las impurezas sólidas, condicionan las propiedades ópticas de la nieve y, en consecuencia, sus características espectrales (Chuvienco, 2010).

La cubierta nival presenta una reflectancia elevada en el espectro visible (0,4 a 0,7 μm), reduciéndose en el infrarrojo cercano (0,7 a 1,3 μm) y aún más en el infrarrojo medio (1,3 a 8 μm). La interacción entre la cobertura de nieve y la radiación electromagnética de diferentes frecuencias permite distinguir la nieve de otras superficies terrestres como el suelo, el agua y la vegetación [Figura 8], mediante observaciones por satélite basadas en diversas técnicas activas y pasivas (Dozier, 1989; Nolin, 2010). Los dos tipos de instrumentos utilizados para el seguimiento de las variaciones de la nieve a escala mundial se basan en (1) una combinación de las porciones visible e infrarroja, o (2) las microondas, del espectro electromagnético (Hall et al., 2002; Mätzler, 1994; Rango et al., 2000; Scherer et al., 2005; Schmugge et al., 2002).

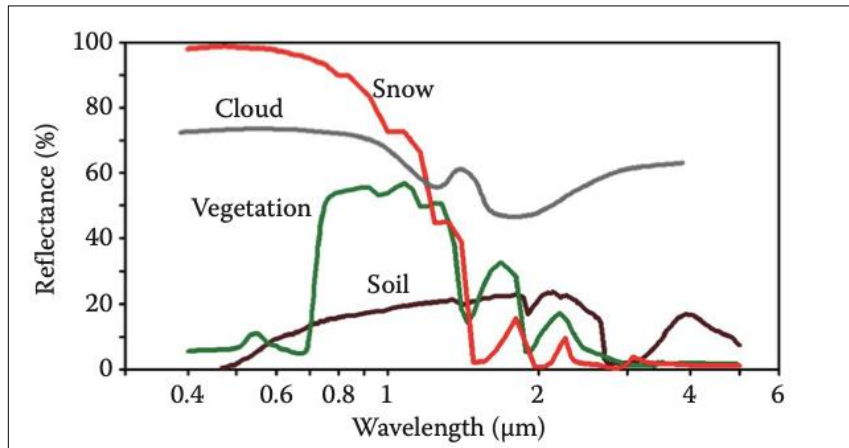


Figura 8. Reflectancia espectral para diferentes tipos de cobertura de la superficie terrestre incluida la nieve. Fuente: Kogoli et al., 2012.

2.2.2.1 Mapeo nival mediante observaciones por satélites de microondas pasivas

La capacidad de traspasar el manto nuboso de las bandas de microondas pasivas (MW) del espectro electromagnético nos permite obtener información relevante de la superficie terrestre (Woodhouse, 2006). Estas ondas son capaces de internarse en la parte profunda de la cubierta de nieve lo que permite la estimación de parámetros como SD, SWE y SCA, teniendo parámetros de longitud, emisividad y frecuencia para granos de nieve característicos según su tamaño y cristalización (Mätzler, 1994), ver Figura 9.

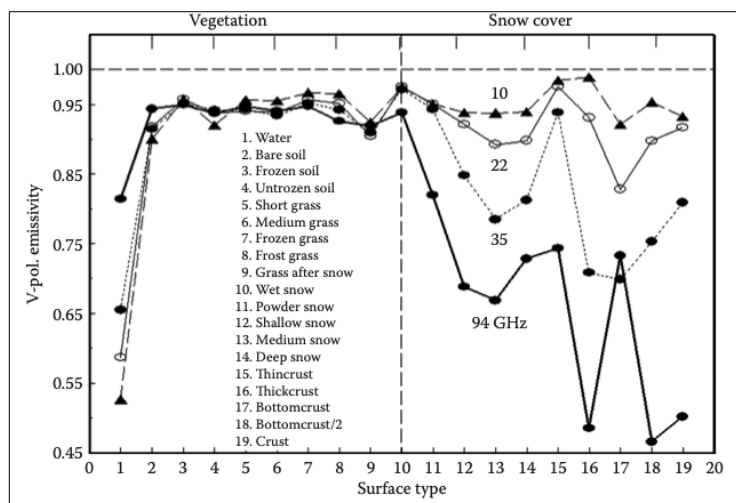


Figura 9. Emisividad espectral de la cubierta de nieve y otras superficies a 10, 22, 35 y 94 GHz. Fuente: Mätzler, 1994.

Los sensores que utilizan MW se encuentran a bordo de satélites de órbita polar, y en comparación con los sensores ópticos tienen una menor resolución espacial (Kongoli et al., 2012). La Tabla 1 muestra los principales sensores pasivos de MW por satélite que se utilizan para mapeo de cobertura nival a nivel global, junto con la resolución espacial media de cada instrumento. Por otro lado, existen sensores activos, como los instrumentos de radar de apertura sintética (SAR) los cuales entregan una mayor cantidad de datos, pero tienen un mayor consumo de energía.

Tabla 1. Principales sensores pasivos de MW por satélite.

Satélite MW	Misión	Fecha lanzamiento	IFOV*	Comentarios
SMMR	Nimbus	1978-1987	18-27 Km	
SSM/I	DMSP	1987- Presente	40-60 Km	
SSM/I/S	SMSP	2003- Presente	31-4 Km	Reemplazo de SSM/I
AMSR	ADEOS-II	2003- Presente	20-30 Km	
AMSR-E	EOS Aqua	2002-2011	8-14 Km	Modificación de AMSR
AMSR2	GCOM-W	En desarrollo		Misión futura JAXA
AMSU	NOAA-N	1998	48-74 Km	
	METOP-A	2004		

*Tamaños en la frecuencia del canal de la ventana del instrumento que se produce en el rango de 30 a 40 GHz, que se utiliza con mayor frecuencia para la recuperación de SD o SDE.

Fuente: Kongoli et al., 2012.

2.2.2.2 Mapeo nival mediante observaciones ópticas satelitales

Los instrumentos satelitales actuales en general obtienen observaciones en regiones espectrales centradas en el espectro visible en torno al 0,6 μm , y longitudes de onda infrarrojo en 1,6 μm y 3,7-3,9 μm , lo que permite identificar y cartografiar la nieve mediante algoritmos que se basan en la diferencia de ambos espectros (Kongoli et al., 2012).

Existen varios productos digitales basados en observaciones remotas en el espectro visible y el infrarrojo, algunos de los más utilizados son el Sistema Interactivo Multisensor de Cartografía de Nieve y Hielo (IMS) y los productos derivados del Espectroradiómetro de Imágenes de Resolución Moderada (MODIS). Desde 1972, la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) ha generado mapas semanales de la distribución de la nieve y el hielo, y en 1999 se implementó el IMS para facilitar el análisis de las imágenes por parte de los analistas (Ramsay, 1998). Desde el 2006, el IMS ha tenido acceso a varios productos automatizados de nieve y hielo generados en el NOAA y en la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA). El IMS se basa principalmente en imágenes visibles e infrarrojas cercanas, pero incluye datos e información de varias fuentes, actualmente es producido por el Centro Nacional del Hielo (NIC) con el apoyo del NOAA de Estados Unidos. Este software permite a analistas ver varias imágenes de satélite y productos derivados (de GOES, Himawari, METEOSAT, JPSS, POES, EOS, DMSO), radares, modelos y datos de estaciones terrestres con el fin de tomar una decisión informada sobre la cubierta de nieve y hielo sobre el hemisferio norte a 1 km, 4 km y 24 km de resolución (USNIC, 2022). Este software no se encuentra habilitado para el monitoreo del hemisferio sur. Por otro lado, desde el año 2000, la NASA ha elaborado mapas de cubierta de nieve a partir de las observaciones de Espectroradiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS) a bordo de los satélites Terra y Aqua (Hall et al., 2002), cuyos datos son ampliamente utilizados para el estudio del comportamiento del manto nival a nivel mundial.

2.2.2.2.1 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

El sensor MODIS es un instrumento a bordo de los satélites Terra y Aqua que orbitan alrededor del ecuador, por la mañana en el caso de Terra, y durante la tarde en el caso de Aqua. Mide la radiación de 36 bandas espectrales, incluyendo la parte visible, infrarroja cercana e infrarroja del espectro electromagnético que varían en longitud de onda de 0,4 μm y 14,4 μm . Toma imágenes de dos bandas a una resolución espacial de 250 m en nadir, 5 bandas a 500 m y las 29 bandas restantes a 1 km. Su patrón de escaneo a ± 55 grados en la órbita EOS de 705 km alcanza una franja de 2330 km proporcionando una cobertura global cada 1 o 2 días (NASA, 2022). Existen numerosos productos de datos derivados de las observaciones de MODIS los cuales describen diferentes características de la tierra, océanos y la atmósfera, los cuales son utilizados por diferentes científicos para el estudio de procesos y tendencias a escala local y mundial. Existen diferentes plataformas la obtención de los diferentes productos MODIS. Los datos del Nivel 1 y de la atmósfera están disponibles a través de la web de LAADS, mientras que los productos de tierra se encuentran en la U.S. Centro de datos del Servicio Geológico EROS (EDC). Los datos de la criósfera, cubierta de hielo, nieve y mar, están disponibles en el Centro Nacional de Datos de Nieve y Hielo (NSIDC). El conjunto de productos MODIS incluye mapas globales de la distribución de la cubierta de nieve generados en pasos temporales diarios, de 16 días y mensuales con una resolución espacial que va de 500 m a 20 km (NASA, 2022), los cuales se obtienen mediante un algoritmo automatizado que proporciona una buena resolución espacial (500 m), detección de nubes y cobertura frecuente (diaria en latitudes medias y altas) (Hall y Riggs, 2007; Hall et al., 1995, 2002; Riggs et al., 2006), el cual utiliza una diferencia normalizada, o NDSI.

La NASA proporciona diferentes productos de nieve jerarquizados basados en observaciones MODIS. Estos incluyen un producto de barridos Nivel 2; productos diarios de mosaico Nivel 3 y compuestos de 8 días que se mapean en una proyección sinusoidal y están disponibles en mosaicos de 10° de latitud y longitud; así como productos Nivel 3 diarios, compuestos de 8 días y mensuales disponibles en la Cuadrícula de Modelado Climático (latitud y longitud) con una resolución de $0,05^\circ$ (Hall

et al., 2002, 2005; Riggs et al., 2005, 2006). En la Tabla 2 se resumen los productos de nieve del sensor MODIS y sus especificaciones.

Tabla 2. Productos nivales del sensor MODIS.

Identificación	Título	Resolución espacial	Resolución temporal	Parámetros
MOD10_L2	Cubierta de nieve MODIS/Terra 5-Min L2 Swath 500m, versión 6	500 m	5 minutos	Cubierta de nieve
MYD10_L2	MODIS/Aqua Snow Cover 5-Min L2 Swath 500m, versión 6	500 m	5 minutos	Cubierta de nieve
MYD10A1	MODIS/Aqua Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid, versión 6	500 m	1 día	Albedo, Cubierta de nieve
MOD10A1	MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid, versión 6	500 m	1 día	Albedo, Cubierta de nieve
MYD10C1	MODIS/Aqua Snow Cover Daily L3 Global 0,05 grados CMG, versión 6	0,05 grados	1 día	Cubierta de nieve
MOD10C1	MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 0,05 grados CMG, versión 6	0,05 grados	1 día	Cubierta de nieve
MYD10A2	MODIS/Aqua Snow Cover 8-Day L3 Global 500m SIN Grid, versión 6	500 m	8 días	Cubierta de nieve
MOD10A2	MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m SIN Grid, versión 6	500 m	8 días	Cubierta de nieve
MYD10C2	MODIS/Aqua Snow Cover 8-Day L3 Global 0.05Deg CMG, versión 6	0,05 grados	8 días	Cubierta de nieve
MOD10C2	Cubierta de nieve MODIS/Terra 8 días L3 Global 0,05 grados CMG, versión 6	0,05 grados	8 días	Cubierta de nieve
MYD10CM	MODIS/Aqua Snow Cover Monthly L3 Global 0,05 grados CMG, versión 6	0,05 grados	1 mes	Extensión de nieve
MOD10CM	MODIS/Terra Snow Cover Monthly L3 Global 0.05Deg CMG, versión 6	0,05 grados	1 mes	Cubierta de nieve

Fuente: <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/>

Dentro del producto MODIS Snow-Cover podemos encontrar los productos MOD10A1 y MOD10_L2, y que corresponden a imágenes diarias de la cubierta de

nieve, y MOD10A2 y MYD10A2 que muestran la extensión máxima de la cubierta de nieve en un compuesto de 8 días. Los productos nivales de MODIS poseen en general una precisión mayor al 93% dependiendo de la cobertura terrestre (Hall et al., 2002; Hall y Riggs, 2007; Ault et al., 2006). Se puede observar una precisión hasta el 96% cuando no existen nubes, y solo un 41% cuando existen trazas de nieve, es decir, sectores con un espesor nival menor a 10 mm (Ault et al., 2006). Sin embargo, en zonas áridas y semiáridas como la región de Atacama, distintos estudios muestran que los sensores ópticos poseen limitaciones específicas para discriminar la nieve: (1) persistencia de nubes, (2) mixtura de píxeles en sensores de resolución moderada como MODIS, (3) confusión espectral con depósitos salinos y (4) presencia de frecuente de glaciares rocosos y superficies claras que introduzcan al error en los índices reflectivos (Gascoin et al., 2020)

2.2.2.3 Índice de Nieve de diferencia Normalizada (NDSI)

La obtención de los diferentes parámetros presentados por los productos nivales del mercado se basa en algoritmos automatizados que suelen incorporar pruebas de umbral que utilizan los valores de reflectancia y brillo observados por los satélites en las bandas espectrales, junto con índices espectrales específicos (Hall et al., 2002).

Existen diferentes índices para la detección de la cobertura de nieve, el primero descrito por Romanov et al., (2000) correspondiente al índice de Nieve (SI) está definido como la relación de la reflectancia en el visible (R_{vis}) y el IR medio (R_{mir}). Por otro lado, el algoritmo descrito por Hall et al., (2002) para la detección de nieve utiliza la diferencia normalizada entre la reflectancia en el visible y en el IR medio, denominada índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI):

$$NDSI = \frac{R_{vis} - R_{mir}}{R_{vis} + R_{mir}} \quad (2)$$

El NDSI corresponde a una medida de magnitud relativa cuyo valor oscila entre -1 y 1. La nieve pura se distingue por tener un alto NDSI, cercano a 1, el cual va

disminuyendo a medida que otras características de la superficie se mezclan en el píxel. Las nubes y las superficies terrestres sin nieve suelen presentar valores más bajos de SI y NDSI que la cobertura nival.

La cobertura nubosa afecta la precisión de los mapeos nivales ya que presentan características espectrales similares, y en procesos automatizados el algoritmo suele identificar nubes como píxeles con cubierta de nieve. En zonas boscosas, se puede aumentar la precisión y calidad e los mapas de cobertura nival utilizando otros índices como el índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), el cual se calcula utilizando la banda de Infrarrojo cercano y el espectro visible rojo, sin embargo, para lugares desérticos con poca vegetación este índice no logra mejorar el mapeo nival (Hall et al., 2012).

De los sensores pasivos utilizados para la detección de la cobertura nival, MODIS posee 36 bandas espectrales de las cuales es posible calcular diferentes índices como el NDSI. La Tabla 3 muestra las diferentes bandas del sensor, las longitudes de onda, la resolución espacial y los diferentes usos de cada una. Para el cálculo del NDSI el algoritmo utiliza la banda 4 (con una longitud de onda de 0,555 μm) y la banda 6 (con una longitud de onda de 1,640 μm) según la siguiente ecuación (Hall et al., 2002):

$$NDSI_{MODIS} = \frac{(banda_4 - banda_6)}{(banda_4 + banda_6)} \quad (3)$$

Tabla 3. Bandas espectrales del sensor MODIS.

Banda	Longitud de onda (nm)	Resolución (m)	Uso primario	Banda	Longitud de onda (nm)	Resolución (m)	Uso primario
1	620-670	250	Tierra/	20	3.660-3.840	1000	Superficies/
2	841-876	250	Nubes/	21	3.929-3.989	1000	Nubes/ T°
			Aerosoles				
			Límites				
3	459-479	500	Tierra/	22	3.929-3.989	1000	
4	545-565	500	Nubes/	23	4.020-4.080	1000	
5	1230-1250	500	Aerosoles	24	4.433-4.498	1000	Atmosférico
6	1628-1652	500	Propiedades	25	4.482-4.549	1000	T°
7	2105-2155	500		26	1.360-1.390	1000	Nubes cirrus
8	405-420	1000	Color del	27	6.535-6.895	1000	Vapor de
9	438-448	1000	Océano/	28	7.175-7.475	1000	agua
10	483-493	1000	Fitoplancton	29	8.400-8.700	1000	Propiedades

11	526–536	1000	/Biogeoquímica	30	9.580–9.880	1000	de nubes	
12	546–556	1000		31	10.780–11.280	1000	Ozono	
13	662–672	1000		32	11.770–12.270	1000	Superficie/ Nubes T°	
14	673–683	1000		33	13.185–13.485	1000	Tope de nubes Altitud	
15	743–753	1000		34	13.485–13.785	1000		
16	862–877	1000		35	13.785–14.085	1000		
17	890–920	1000		Atmosférico Vapor de agua	36	14.085–14.385	1000	
18	931–941	1000						
19	915–965	1000						

Fuente: <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>

Se tiene registro que aproximadamente el 70% de los detectores de la banda 6 de MODIS Aqua no se encuentran funcionales, por lo que los algoritmos de mapeo utilizan la banda 7 en reemplazo, cuya longitud de onda central es de 2,130 μm (Hall y Riggs, 2007).

CAPITULO III

METODOLOGÍA

3.1 Recopilación de información satelital de la cubierta de nieve

Para el análisis del comportamiento de la cubierta de nieve en las cuencas de la Región de Atacama se obtuvieron los datos diarios desde el satélite TERRA de la NASA, cuyo sensor MODIS detecta el tipo de albedo necesario para la detección nival.

Las imágenes satelitales obtenidas son procesadas por el Centro Nacional de Datos de Hielo y Nieve (NSDIC, siglas en inglés) del producto MOD10A1 MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500 m SIN Grid V006, el cual se encuentra disponible en la web de la NASA: Reverb (reverb.echo.nasa.gov). La cobertura de nieve se obtiene del conjunto de datos MODIS/Terra Snow Cover 5-Min L2 Swath 500 m (MOD10_L2). Cada mosaico MOD10A1 consiste en la mejor observación de barrido del día, seleccionada a partir de MOD10_L2. En esta versión, se proporciona la detección de la nieve en cada mapa como un valor de índice de diferencia normalizada (NDSI) entregando un producto no binario probabilístico de rango completo, desde -1 a 1 (Riggs et al., 2017), en lugar de una capa de nieve fraccional (FSC) calculado a partir un NDSI restringido a un rango mayor a 0,4, como lo entregaba la versión 5. Esta característica permite al usuario determinar con mayor precisión el FSC en el área de estudio mediante la aplicación de un algoritmo para derivar el FSC del NDSI que se puede adaptar a las condiciones locales de un área de estudio específica (Hall et al., 2019). En base a esta sugerencia del autor, en este estudio se adoptará un umbral calibrado para la región de Atacama.

Para realizar la descarga, el producto requiere la información geográfica del área de estudio, es decir, las coordenadas de la imagen a entregar. El sistema de coordenadas de los archivos HDF-EOF utilizado por MODIS, llamado “MODIS Sinusoidal Grid”, corresponde a cuadrículas cuyos intervalos horizontales van de 0 a 35 y verticales de 0 a

17 [Figura 10]. Para el área de estudio las coordenadas ingresadas fueron MODIS Tile SIN h11v11, h11v12 y h12v12, y su descarga se realizó mediante la aplicación WGET en Python de forma automatizada para un rango temporal del 2000 al 2020. Este rango temporal cubre el inicio de la serie Terra MODIS terminando en un año que cierre una serie temporal.

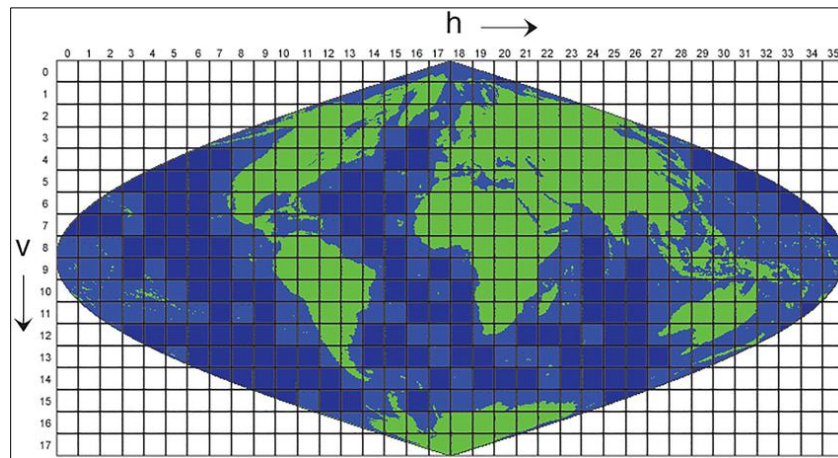


Figura 10. Cuadrícula de “MODIS Sinusoidal Grid”. Fuente: EOSDIS, NASA.

Esta descarga realizó mediante lenguaje de programación cargando líneas ejecutables que generaron archivos HDF desde el 24 de febrero del 2000 al 31 de diciembre 2020, con un total de 29.541 imágenes correspondientes a información de diversas coberturas. En la Figura 11 se observa un ejemplo del código utilizado para la descarga de 1 imagen.

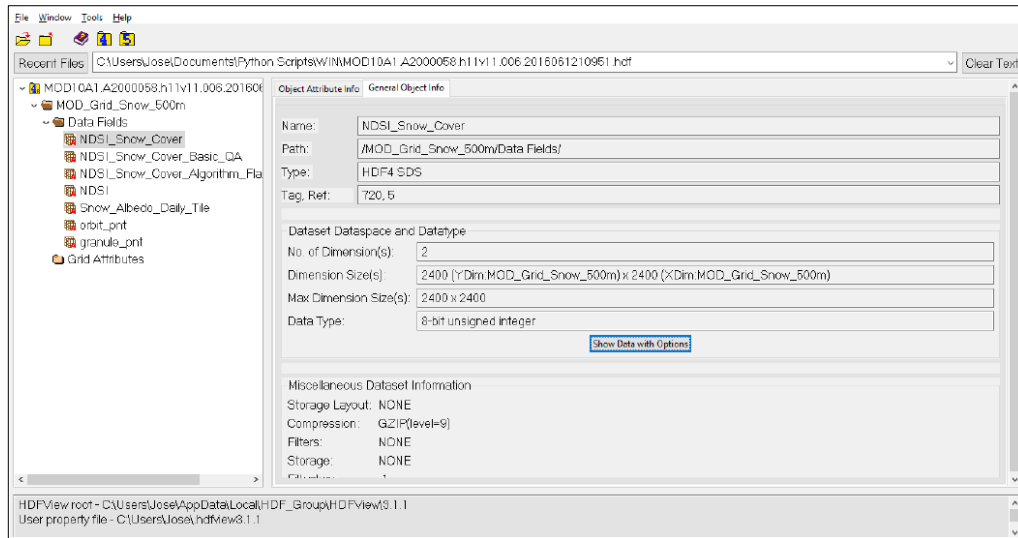


Figura 11. Vista de HDFviewer con las propiedades de la imagen MODIS h11v11, con fecha 22 de febrero del 2000. Elaboración propia.

Las diferentes coberturas de información del producto se detallan en la Tabla 4, obtenida desde <https://nsidc.org/data/MOD10A1>. Del conjunto de datos se utilizó “NDSI” para el análisis de la evolución del manto nival.

Tabla 4. Producto MODIS MOD10A1.

Conjunto de datos	Descripción
NDSI_Snow_Cover	Cubierta de nieve NDSI y otros resultados. Este valor se calcula para MOD10_L2 y se recupera cuando se selecciona la observación del día correspondiente. Los valores posibles son: <ul style="list-style-type: none"> • 0-100: Cobertura nival NDSI • 200: Datos ausentes • 201: sin decisión • 211: noche • 237: aguas continentales • 239: océano • 250: nube • 254: detector saturado • 255: relleno
NDSI_Snow_Cover_Basic_QA	Una estimación básica de la calidad del resultado del algoritmo. Este valor se calcula para MOD10_L2 y se recupera con la observación del día correspondiente. Los valores posibles son:

	<ul style="list-style-type: none"> • 0: óptimo • 1: bueno • 2: OK • 3: pobre (no se utiliza actualmente) • 211: noche • 239: océano • 255: entrada inutilizable o sin datos
NDSI_Snow_Cover_Algorithm_Flags_QA	<p>Banderas de bits que indican los resultados de la pantalla y la presencia de aguas continentales. Consultar la interpretación NDSI_Snow_Cover_Algorithm_Flags_QA para obtener una descripción. Estos indicadores se activan cuando se genera MOD10_L2 y se recuperan con la observación del día correspondiente. Los bits se ponen en on (1) como:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Bit 0: aguas continentales • Bit 1: Pantalla baja visible fallida. Detección de nieve invertida. • Bit 2: Pantalla NDSI baja fallida. Detección de nieve invertida. • Bit 3: Pantalla combinada temperatura/altura fallida. Significa: <ul style="list-style-type: none"> • Temperatura de brillo ≥ 281 K, altura de píxel < 1300 m, bandera activada, detección de nieve invertida a no nieve, o; • Temperatura brillo ≥ 281 K, altura de píxel ≥ 1300 m, bandera activada, detección de nieve NO invertida. • Bit 4: Reflectancia IR de onda corta (SWIR) anómalamente alta. Activada significa: <ul style="list-style-type: none"> • Píxel de nieve con $SWIR > 0.45$, activada corresponde a detección de nieve invertida a no nieve, o; • Píxel de nieve con $25\% < SWIR \leq 45\%$, indicador de condiciones de nieve inusuales, detección de nieve NO invertida. • Bit 5: Recambio • Bit 6: Recambio • Bit 7: Pantalla cenital solar fallida, incertidumbre aumentada.
NDSI	<p>NDSI bruto registrado en el intervalo 0-10.000. Los valores se escalan en 1x104. Este valor se calcula para MOD10_L2 y se recupera con la observación del día correspondiente.</p>
Snow_Albedo_Daily_Tile	<p>Albedo de nieve más otros resultados. Los valores posibles son:</p> <ul style="list-style-type: none"> • 1-100: albedo de nieve • 101: sin decisión • 111: noche • 125: tierra

- 137: aguas continentales
- 139: océano
- 150: nube
- 151: nube detectada como nieve
- 250: ausente
- 251: auto-sombreado
- 252: desajuste de máscara de tierra
- 253: fallo de BRDF
- 254: máscara de no producción.

Orbit_pnt	Indicador del número de órbita de la franja seleccionada como observación del día. El indicador hace referencia por índice a la lista de número de órbita escrita en el objeto de metadatos ORBITNUMBERARRAY en ArchiveMetadata.0.
Granule_pnt	Indicador del gránulo (franja) que se asignó al mosaico. El indicador hace referencia al valor correspondiente en el objeto de metadatos GRANULEPOINTEARRAY escrito en ArchiveMetadata.0. Consulte “Uso de granule_pnt” para obtener más información.

3.2 Post procesamiento de datos

Los archivos descargados en HDF contienen diferentes capas con niveles de información, por lo que para poder extraer solo el valor de NDSI se generó la extracción desde HDF a formato Raster GeoTIFF dando como resultado una imagen de la capa “NDSI_Snow_Cover” [Figura 12].

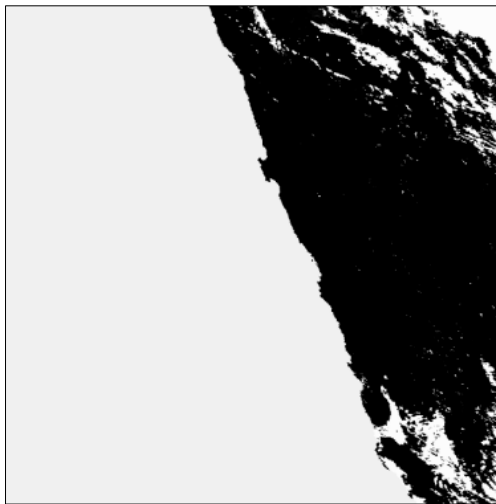


Figura 12. Imagen GeoTIFF del gránulo h11v11 transformado desde la información HDF-EOS MOD10A1.

Para delimitar el área de estudio a las cuencas principales de la región, se enmascararon las imágenes [Figura 13] con la información vectorial de las cuencas, subcuencas y subsubcuencas obtenida desde el Banco nacional de aguas (BNA) del sitio web de la institución de Infraestructura de Datos Geoespaciales (www.ide.cl).

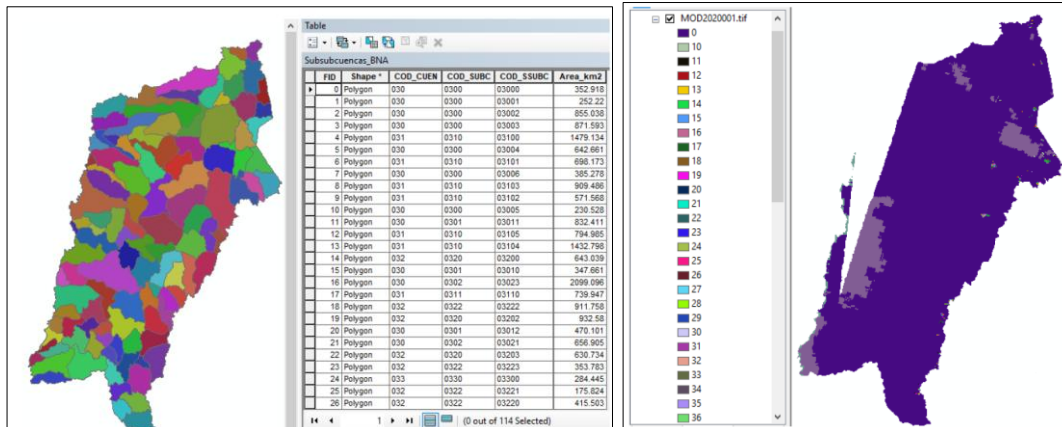


Figura 13. Archivo vectorial de las cuencas de la Región de Atacama aplicado a la imagen GeoTIFF con la información del NDSI. Elaboración propia.

Debido a la existencia de salares y glaciares, cuyo albedo es similar a la cobertura nival, se debió insertar además una máscara de salares y de glaciares obtenida desde la Biblioteca Nacional de aguas (BNA) dispuestos como mapas vectoriales, de igual forma se incluyeron los cuerpos de agua (lagunas). Con las imágenes enmascaradas para el área de estudio se realizó la conversión de los datos desde el formato Raster GeoTIFF a Vector, donde la información de cada píxel queda contenida en polígonos. En la Figura 14 se observa la distribución de la información en formato poligonal y la tabla de atributos por polígono en una tabla.



Figura 14. Imagen vectorial a partir de la información ráster. La columna GRIDCODE corresponde al tipo de dato de la imagen MODIS. Elaboración propia.

Para georreferenciar correctamente la cobertura nival en cada imagen se acoplaron todos los datos: NDSI, Subsubcuencas, Subcuencas y Cuencas; Salares, Glaciares y lagunas. El análisis de la reducción del manto nival requiere cuantificar el área final de cubierta en km² o hectáreas, por lo que se determinó el área por cada polígono lo que nos permitió visualizar el área por NDSI calculado.

Para la obtención final del archivo extraíble, los datos en formato .dbs fueron acoplados por medio de una sola tabla CSV mediante un algoritmo en Python y visualizados en un programa SQL, esto debido al gran volumen de datos. Para obtener una tabla de datos manejable en Excel, se utilizaron diferentes sentencias en SQL que nos permite acoplar datos promedios por polígono, en este caso para NDSI iguales en una misma cuenca. La tabla final acoplada y sinterizada contiene la tipificación del área (cubierta, Laguna, Salar o Glaciar), el código y el área de la cuenca correspondiente [Figura 15], el NDSI con valores de -1 a 1 (con intervalos de 0,05), su área en hectáreas, el año y día juliano.

	A	B	C	D	E	F	G
1	tipo	cuenca	area_c_ha	ndsi	area_ndsi_ha	año	dijuliano
2	Cubierta	30	1423844.69	-0.5	1373.81551	2000	55
3	Cubierta	30	1423844.69	-0.45	11678.303	2000	55
4	Cubierta	30	1423844.69	-0.4	38944.0474	2000	55
5	Laguna	30	14495.6264	-0.4	28.9523606	2000	55
6	Salar	30	115242.924	-0.4	285.384482	2000	55
7	Cubierta	30	1423844.69	-0.35	74295.1618	2000	55
8	Glaciar	30	9077.60075	-0.35	84.9271472	2000	55
9	Laguna	30	14495.6264	-0.35	85.727827	2000	55
10	Salar	30	115242.924	-0.35	556.028455	2000	55
11	Cubierta	30	1423844.69	-0.3	123036.322	2000	55
12	Glaciar	30	9077.60075	-0.3	59.7434422	2000	55
13	Laguna	30	14495.6264	-0.3	148.749251	2000	55
14	Salar	30	115242.924	-0.3	1436.96512	2000	55
15	Cubierta	30	1423844.69	-0.25	174672.428	2000	55
16	Glaciar	30	9077.60075	-0.25	31.7570651	2000	55
17	Laguna	30	14495.6264	-0.25	264.813247	2000	55
18	Salar	30	115242.924	-0.25	6798.24307	2000	55
19	Cubierta	30	1423844.69	-0.2	221728.328	2000	55
20	Glaciar	30	9077.60075	-0.2	59.4590776	2000	55
21	Laguna	30	14495.6264	-0.2	425.867515	2000	55
22	Salar	30	115242.924	-0.2	17061.0123	2000	55
23	Cubierta	30	1423844.69	-0.15	215739.769	2000	55
24	Glaciar	30	9077.60075	-0.15	75.8027803	2000	55
25	Laguna	30	14495.6264	-0.15	844.304539	2000	55

Figura 15. Ejemplo tabla final de datos NDSI por cuenca principal de la Región de Atacama. Elaboración propia.

3.3 Obtención de la Fracción Cubierta de Nieve (FSC) y Área Nival

Para determinar la Fracción Cubierta de Nieve (FSC) basándonos en el índice de Nieve de Diferencia Normalizada, el cual se entiende como la probabilidad de existencia de nieve, se determinó el umbral mínimo del índice permitiendo así realizar la conversión mediante una ecuación entre la relación NDSI/FSC.

Si bien el rango de valores del índice va desde -1 a 1, el Centro Nacional de Datos de Nieve y Hielo (NSIDC) de la NASA considera que un píxel con $NDSI > 0,0$ tiene algo de nieve presente, y uno con $NDSI \leq 0,0$ corresponde a una superficie terrestre. Autores como Dozier, 1989; Hall y Riggs, 2007; Sankey et al., 2015, proponen un valor de 0,4 como umbral a escala mundial desde el cual hay presencia nival en el píxel, el cual tiene una precisión de 85% al 95% según Hall et al., 2001, sin embargo, estudios observan que este valor no es muy preciso a escala local (Härer et al., 2016). Tras esta observación otros autores han calibrado manualmente o con métodos de comparación de datos en terreno en zonas locales, de los cuales se han observado

grandes desviaciones del umbral estándar de Dozier, los cuales oscilan entre 0,18 y 0,7 (Burns y Nolin, 2014; Härer et al., 2016; Maher et al., 2012; Racoviteanu et al., 2009; Silverio y Jaquet, 2009; Yin et al., 2013).

En la versión del producto MODIS utilizado en este estudio, sugiere a los usuarios determinar un umbral propio según la zona del análisis. Es por esta razón que para determinar el FSC y el área nival de las principales cuencas de la Región de Atacama, se realizó una correlación entre el mapeo manual de la nieve con imágenes de alta resolución de Sentinel-2 con el NDSI del producto de MODIS. Se utilizaron 54 áreas de entrenamiento en 3 diferentes alturas geográficas (4000, 4600 y 5200 m.s.n.m.), en las tres cuencas de la región de Atacama, y en épocas diferentes (junio a julio, agosto y septiembre) de los inviernos de 2017 y 2019, los que fueron húmedos y secos respectivamente. Esta correlación da como resultado una ecuación general de conversión de NDSI a FSC (4), que definen píxeles de nieve para NDSI entre -0,2 y 0,9.

$$FSC = 90.056 * NDSI + 18.678 \quad R2 = 0,5222 \quad (4)$$

En la Figura 16 se observa un ejemplo el cálculo del FSC para cada NDSI dentro del rango definido anteriormente.

FRACTIONAL SNOW COVER								FSC= 90,056* NDSI_P + 18,678		R2=0,5222
TIPO	CUENCA	ÁREA_C_Ha	NDSI	ÁREA_NDSI_Ha	AÑO	DIA_JULIANO	FSC			
Cubierta	30	1423844.687	-0.2	221728.3278	2000	55	0.6668			
Cubierta	30	1423844.687	-0.15	215739.7694	2000	55	5.1696			
Cubierta	30	1423844.687	-0.1	179480.0793	2000	55	9.6724			
Cubierta	30	1423844.687	-0.05	114617.1753	2000	55	14.1752			
Cubierta	30	1423844.687	0	55474.35936	2000	55	18.678			
Cubierta	30	1423844.687	0.05	29205.75315	2000	55	23.1808			
Cubierta	30	1423844.687	0.1	13596.45181	2000	55	27.6836			
Cubierta	30	1423844.687	0.15	6481.219101	2000	55	32.1864			
Cubierta	30	1423844.687	0.2	2912.406199	2000	55	36.6892			
Cubierta	30	1423844.687	0.25	1995.273345	2000	55	41.192			
Cubierta	30	1423844.687	0.3	1938.497802	2000	55	45.6948			
Cubierta	30	1423844.687	0.35	1468.851154	2000	55	50.1976			
Cubierta	30	1423844.687	0.4	1758.933074	2000	55	54.7004			
Cubierta	30	1423844.687	0.45	1750.178075	2000	55	59.2032			
Cubierta	30	1423844.687	0.5	1118.647731	2000	55	63.706			
Cubierta	30	1423844.687	0.55	1381.90211	2000	55	68.2088			
Cubierta	30	1423844.687	0.6	1515.349066	2000	55	72.7116			
Cubierta	30	1423844.687	0.65	1407.086224	2000	55	77.2144			
Cubierta	30	1423844.687	0.7	402.0219471	2000	55	81.7172			
Cubierta	30	1423844.687	0.8	4.878676632	2000	55	90.7228			
Cubierta	30	1423844.687	-0.2	254161.2984	2000	56	0.6668			
Cubierta	30	1423844.687	-0.15	216908.1334	2000	56	5.1696			

Cantidad de Datos		154,711
Cuenca Altoandina (030)		
Fechas		
Desde	55/2000	
Hasta	45/2021	
NDSI		
Desde	-0.2	
Hasta	0.9	

Figura 16. Ejemplo cálculo de FSC a partir del NDSI según ecuación ajustada para la Región de Atacama. Elaboración propia.

Para obtener el área de la cubierta de nieve total por día, se utilizó la siguiente ecuación:

$$= [FSC]\% * [\text{ÁREA_NDSI_Ha}] \quad (5)$$

, con esta expresión se obtuvo el área de cubierta nival por cada valor NDSI cuya sumatoria corresponde al área cubierta total por día, como se observa en la Figura 17 como ejemplo.

AÑO	DIA_JULIANC	Suma de ÁREA_NIEVE_Ha
2000	55	78908.63569
2000	56	54677.18777
2000	57	47678.81986
2000	58	52057.83048
2000	59	38859.29288
2000	60	51387.95103
2000	61	40039.46097
2000	62	47088.87421
2000	63	47572.79054
2000	64	38964.3623
2000	65	51437.72046
2000	66	36797.47668
2000	67	29619.06291
2000	68	40961.57178
2000	69	57126.6179
2000	70	50991.8878
2000	71	52261.69618
2000	73	38524.64798
2000	74	57164.02313
2000	77	41963.33329
2000	78	44267.57818
2000	79	43835.01912

Figura 17. Ejemplo tabla final de área de cubierta de nieve. Elaboración propia.

3.4 Eliminación de data con cobertura nubosa

La presencia de nubosidad en las imágenes es una de las mayores problemáticas al momento de definir un píxel con nieve. Esto se debe a que la reflectancia generada por algunas nubes es similar a la generada por la cubierta de nieve. Los productos de MODIS, como MOD10_L2 que incluye información bruta de nieve, contienen bandas y flags que indican la presencia de nubes, representadas en bits en las capas de calidad (Quality Assessment-QA). Cuando se genera el producto MOD10A1 (nivel 3), correspondiente a un resumen diario, se utiliza esta información de calidad y detección de nubes del L2 para decidir si su píxel está cubierto de nubes. Sin embargo, algunos

problemas comunes en la máscara de nubes incluyen la confusión entre nubes blancas o tipo “palomitas de maíz” y nieve, lo que genera falsos positivos; las sombras proyectadas por las nubes pueden ser clasificadas erróneamente como ausencia de nieve o superficie sin datos; algunas nubes delgadas o cirros pueden no ser detectadas correctamente; en productos agregados (como MOD10A1) la máscara no siempre es explícita, puede que esos píxeles aparezcan como sin datos o con valores dudosos, entre otros (Hall et al., 2002). Algunos autores como Zapata (2016) han realizado propuestas metodológicas para la eliminación de nubes no detectadas por las máscaras de algunos productos satelitales, sin embargo, la corrección se basa en la generación de promedios tanto temporales como espaciales, haciendo que su análisis sea en base a datos no reales.

Para este estudio se realizó una revisión manual de imágenes MODIS a través del visualizador EOSDIS WORLDVIEW de la NASA, para identificar errores en los datos debido a la presencia de cobertura nubosa, además de errores en la detección y clasificación de píxeles como se observa en la Figura 18 y Figura 19, e imágenes con corrección de curvatura. Los datos de área nival calculados en días con cobertura nubosa fueron clasificados como: (1) “CON_NUBE” toda imagen con cubierta nubosa visible que se encuentre afectando más del 10% del área de la cuenca, y (2) “CON_ERROR” aquellas con una incorrecta clasificación visual de píxeles. Los datos con estos criterios fueron eliminados de la tabla de datos para el análisis.

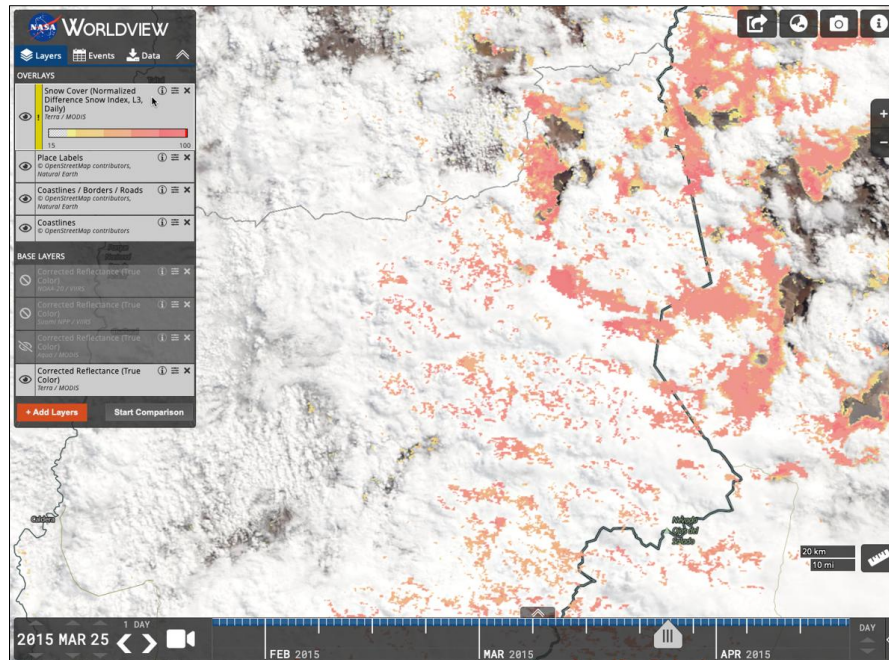


Figura 18. Visualización de imagen MODIS del día 25 de marzo del año 2015 con el NDSI determinado por cada píxel en un día con presencia de cobertura nubosa. Obtenida desde el visualizador EOSDIS WORLDVIEW.

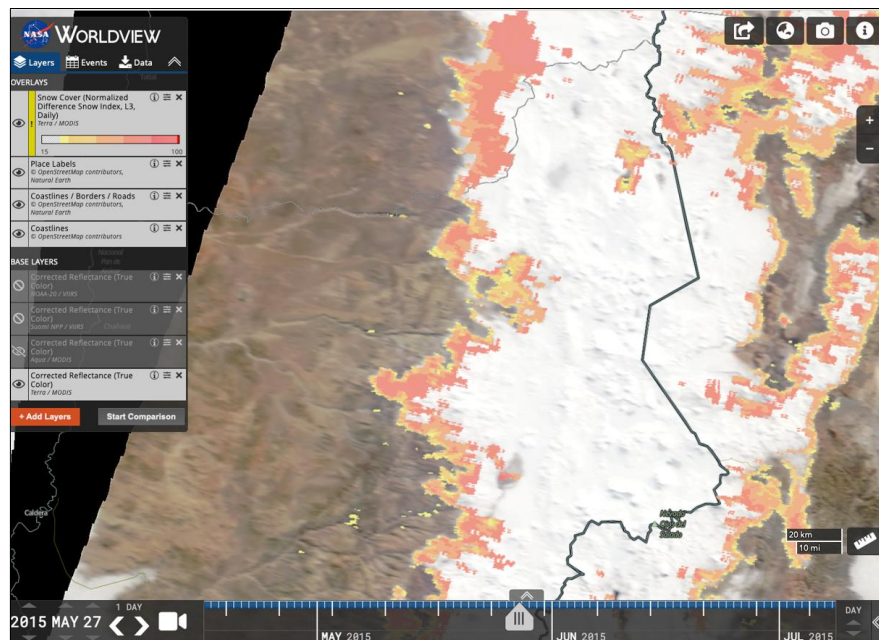


Figura 19. Visualización de imagen MODIS del día 27 de mayo del año 2015 con error en la determinación de píxeles con clasificación de NDSI. Obtenida desde el visualizador EOSDIS WORLDVIEW.

3.5 Ajuste de curva y obtención de parámetros

La parametrización de las curvas de reducción del manto nival permite la cuantificación del comportamiento de la cobertura de nieve y su relación con los diferentes factores que controlan su alta variabilidad año a año. Las “curvas de agotamiento” han sido utilizadas históricamente para predecir la escorrentía basándose en estimaciones de derretimiento usando, por ejemplo, índices de temperatura (Luce et al., 2004). Originalmente este término fue utilizado por Anderson (1973) y relaciona el área cubierta por nieve con el derretimiento de nieve acumulado. Sin embargo, el nombre también ha sido utilizado para describir funciones que relacionan el área cubierta de nieve con la fecha, días-grado acumulados, derretimiento, área de la cuenca o el equivalente en agua de nieve (Martinec, 1985; Buttle y McDonnell, 1987; Brubaker et al., 1996, citados por Luce et al., 2004).

Luego de identificar y eliminar los datos erróneos, se graficaron los datos anualmente para visualizar de manera general la distribución y detectar los eventos nivales correspondientes a cada año por cuenca. Esto permitió calcular la ecuación que describe dichos eventos y asociar los parámetros matemáticos a la disminución del manto nival en la curva de agotamiento. Para definir qué tipo de curva representa las nevadas, se extrajeron los segmentos correspondientes a cada evento y se ingresaron al software estadístico de datos OriginPro 2019b que facilita la creación de gráficos científicos y el análisis de datos, incluyendo del ajuste de curvas y la detección de datos erráticos. Origin utiliza el ajuste de mínimos cuadrados no lineales basado en el algoritmo de Levenberg-Marquardt, y cuenta con una amplia variedad de funciones para generar el ajuste más adecuado según los datos [Figura 20], además de permitir la previsualización de la fórmula y los parámetros ajustados.

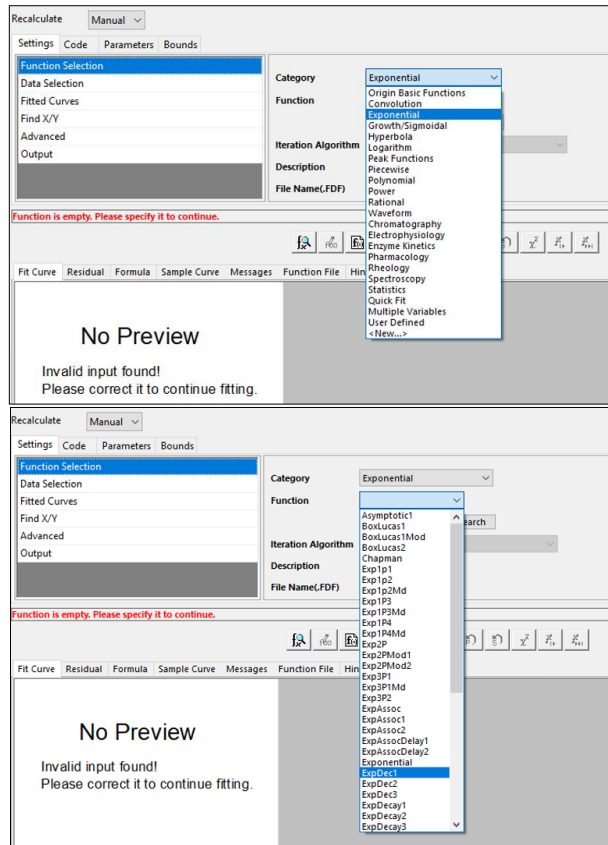


Figura 20. Listado de funciones disponibles para ajustes de curva en software estadístico de datos OriginPro 2019b.

Seleccionada la ecuación, el programa entrega un gráfico con los datos, la curva ajustada y un recuadro con la ecuación, los parámetros, los errores y R², como se observa en la Figura 21. Esta información fue tabulada en secuencia temporal para el análisis posterior.

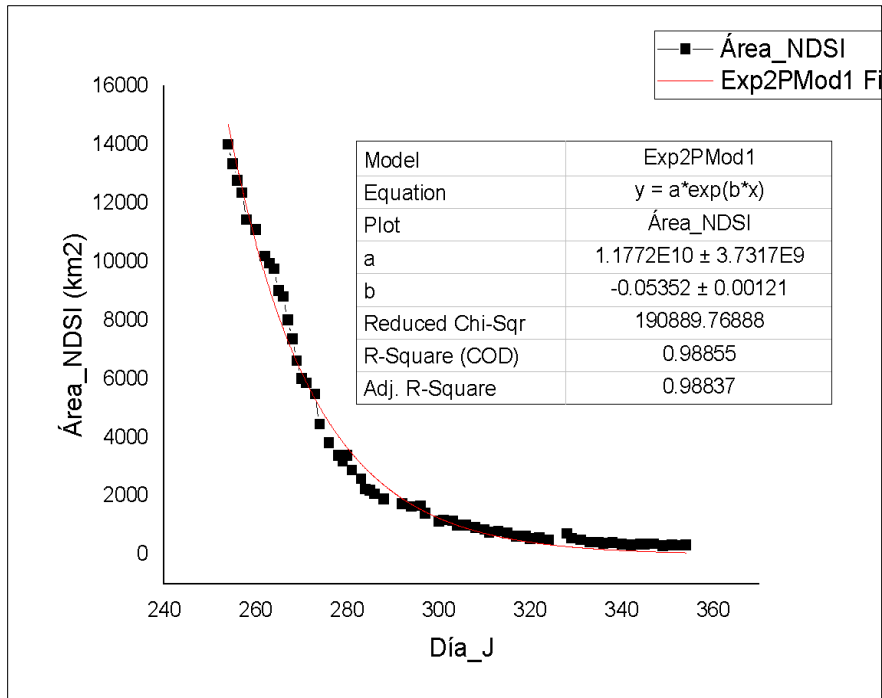


Figura 21. Ejemplo de ajuste de curva o regresión no lineal con la ecuación Exponencial Exp2pMod1 para los días julianos 254 al 354 del año 2006 de la cuenca Altoandinas (030) con software OriginPro 2019b.

El software cuenta con más de treinta ecuaciones no lineales exponenciales, para la selección de la ecuación más representativa se hicieron ajuste de curva con las siguientes funciones no lineales: “Exponential” y “Exp2pMod1”, donde la ecuación “Exponential” resultó ser la más adecuada con un coeficiente de determinación (R^2) promedio de 0,9264, superior a 0,7244 de la ecuación “Exp2pMod1”, describiendo de manera precisa los segmentos identificados para el análisis.

La ecuación exponencial que modela la reducción nival de cada segmento (6) incluye tres parámetros principales: “A” y “ Y_0 ”, que representan los valores inicial y final de la nevada respectivamente, y “R0”, que corresponde a la tasa de retroceso en este contexto. Esta tasa determina la velocidad a la que la nieve acumulada inicialmente disminuye con el paso del tiempo.

$$Y = y_0 + Ae^{R_0x} \quad (6)$$

Antes de crear gráficos de correlación entre los parámetros de las ecuaciones, se excluyeron las nevadas que tenían valores negativos de R^2 . Estos valores correspondían a nevadas con muy pocos datos, lo que dificulta la definición precisa de una curva exponencial. Además, se descartaron las ecuaciones en las que el valor final (Y_0) o inicial (A) era negativo, y los valores R_0 positivos ya que estos describen una curva de crecimiento exponencial y no una reducción.

3.6 Selección y descarga de datos fluviométricos

La reducción del área nival es un proceso complejo que involucra muchos factores meteorológicos y características propias de la nevada. El objetivo del análisis involucra datos explícitos que describe una característica de la nevada como la profundidad nival. Este es un factor de terreno que, por el difícil acceso a las áreas, existe poca disponibilidad de datos que sean sostenibles en el tiempo que permitan realizar una correlación. Por otro lado, el caudal es un dato disponible en línea en diferentes estaciones dentro de cada cuenca que, de forma implícita y según su ubicación, nos entrega el volumen de nieve caído.

Para la descarga de datos diarios de caudales se seleccionaron las estaciones de la Red Hidrométrica Nacional ubicadas en la parte más alta de cada cuenca, sin interacción con otros afluentes para no ingresar nuevas variables a los análisis. En la Figura 22 se muestra la ubicación de las estaciones seleccionadas por cada cuenca para la descarga de datos de caudales diarios en m^3/s .

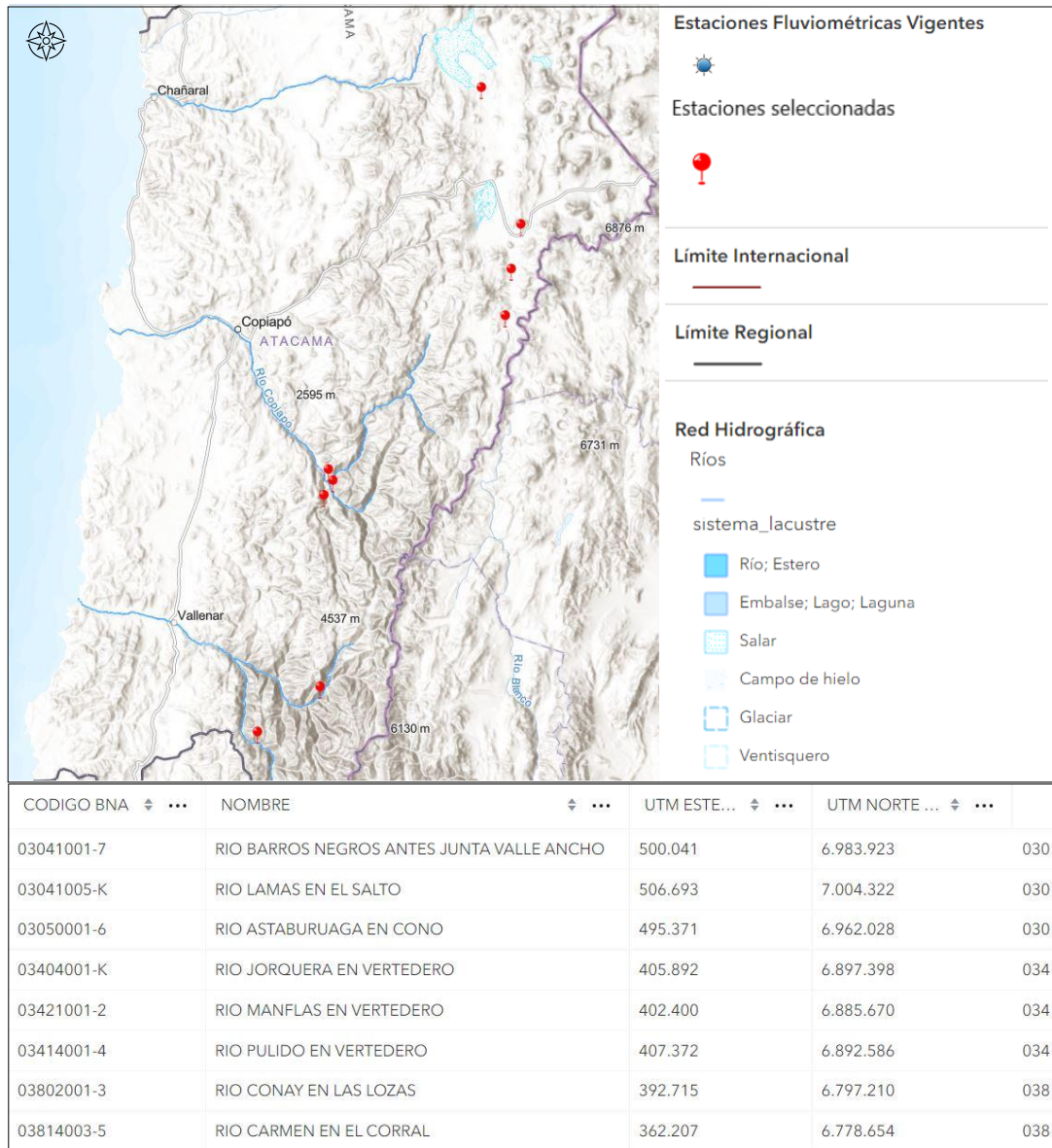


Figura 22. Ubicación de las estaciones fluviométricas seleccionadas para la descarga caudales diarios desde la Red Hidrográfica Nacional de la DGA. Elaboración propia.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

4.1. Área nival de las principales cuencas de la Región de Atacama

Se descargaron un total de 1.535.381 datos de área nival desde el producto de MODIS MOD10A1 desde el 24 de febrero del año 2000 al 31 de diciembre del 2020 correspondientes a área total por cada valor de NDSI. De este conjunto de datos, se identificaron 177.635 correspondientes a salares, 354.672 registros correspondientes a lagunas, 431.243 registros correspondientes a glaciares y 571.831 registros de cubierta.

Según la máscara aplicada, en la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente, el 28% corresponde a datos de cubierta [ver Figura 23], mientras que en la cuenca del Río Copiapó y la cuenca Río Huasco, este porcentaje asciende a un 46% y un 45% respectivamente (ver Figura 23 b) y Figura 23 c)).

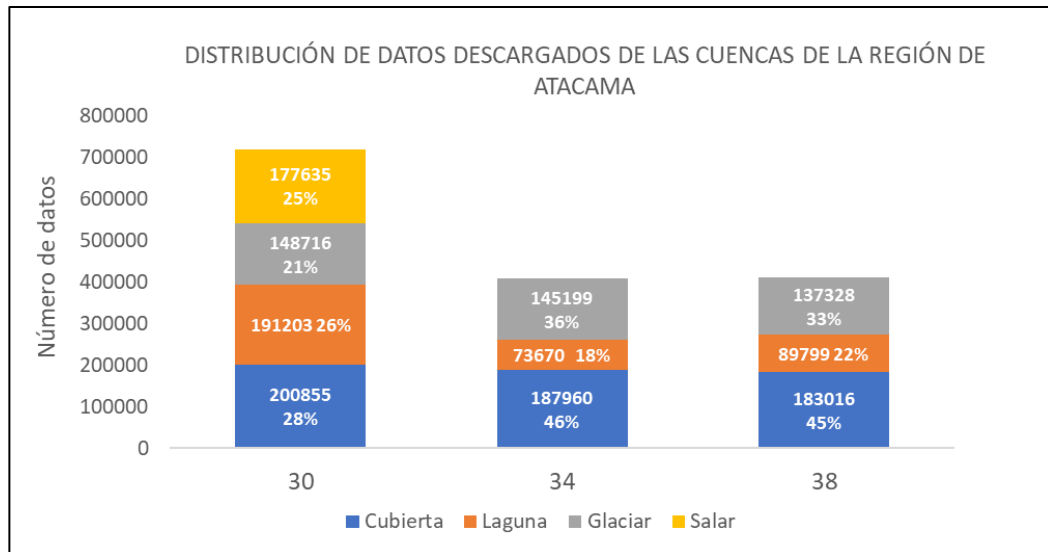


Figura 23. Distribución de datos descargados clasificados según tipo de píxel de acuerdo con el inventario oficial de Biblioteca Nacional de aguas (BNA) para las cuencas a) Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.

Se obtuvieron en total 444.869 datos nivales de cubierta con un NDSI entre -0,2 y 0,9. En la Figura 24, se muestra un gráfico de área nival por cuenca de todos los años en estudio, donde la cuenca Endorreicas entre frontera y vertiente (030) tiene una mayor extensión de área cubierta de nieve.

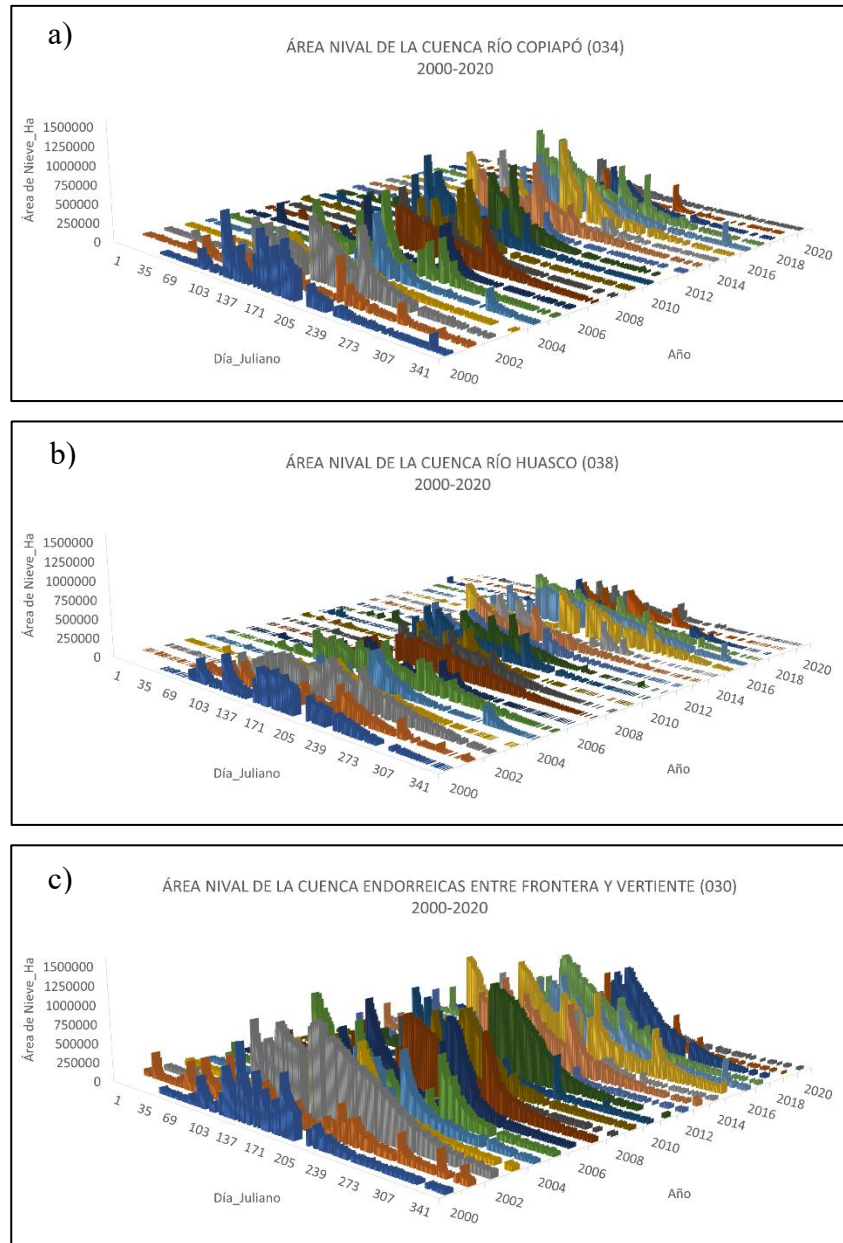


Figura 24. Área nival diaria desde el año 2000 al 2020 para las cuencas a) Endorreica entre Frontera y Vertiente (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.

De la eliminación de los datos incorrectos se obtuvo un conjunto de datos compuesto por 11.009 registros del área nival (ver Figura 25), distribuidos en 4.030 registrados para la cuenca Altoandinas (030), 3.534 para la cuenca del Río Copiapó (034) y 3.445 para la cuenca del Río Huasco (038).

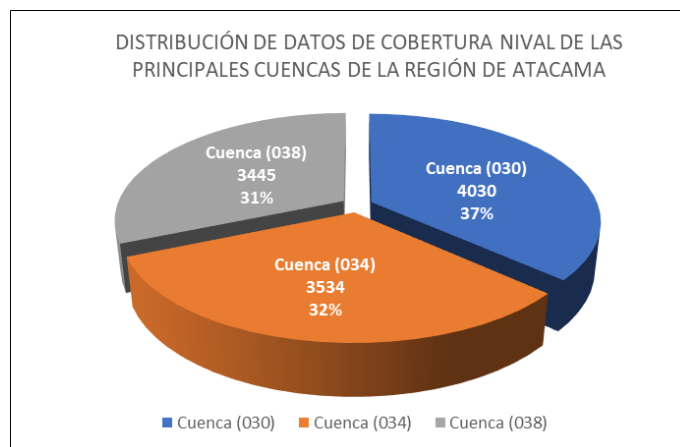


Figura 25. Distribución de datos excluyendo aquellos con presencia de cobertura nubosa, corrección de curvatura o datos erróneos para las cuencas a) Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.

Al observar una serie temporal completa y depurada, es posible visualizar de manera clara el comportamiento las nevadas con una reducción principalmente exponencial del área nival. En la Figura 26 se pueden observar los eventos nivales de las 3 cuencas en estudio de algunos años en particular para mejor visualización, ver Anexo 1, 2 y 3 para revisar los gráficos de cada año, donde se observa que dominan los eventos de precipitación sólida y posterior reducción sin nevadas de recarga en los días próximos.

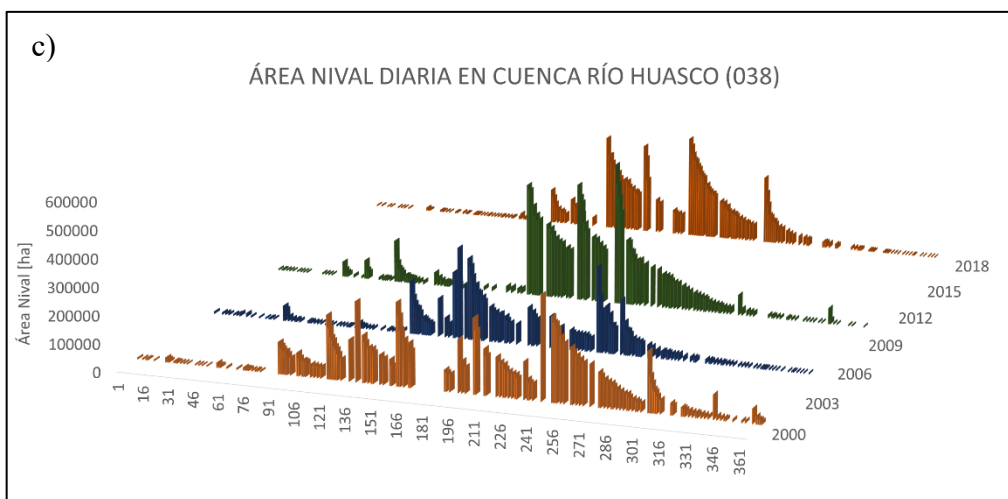
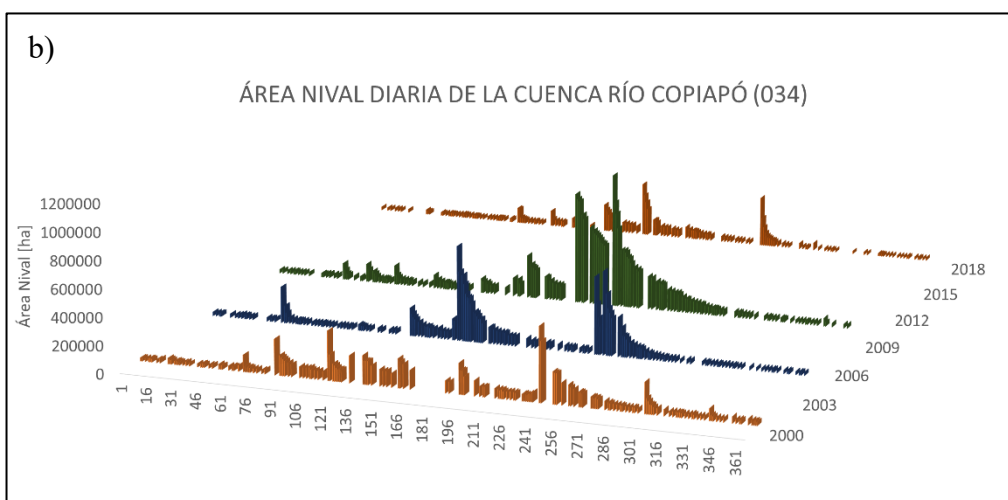
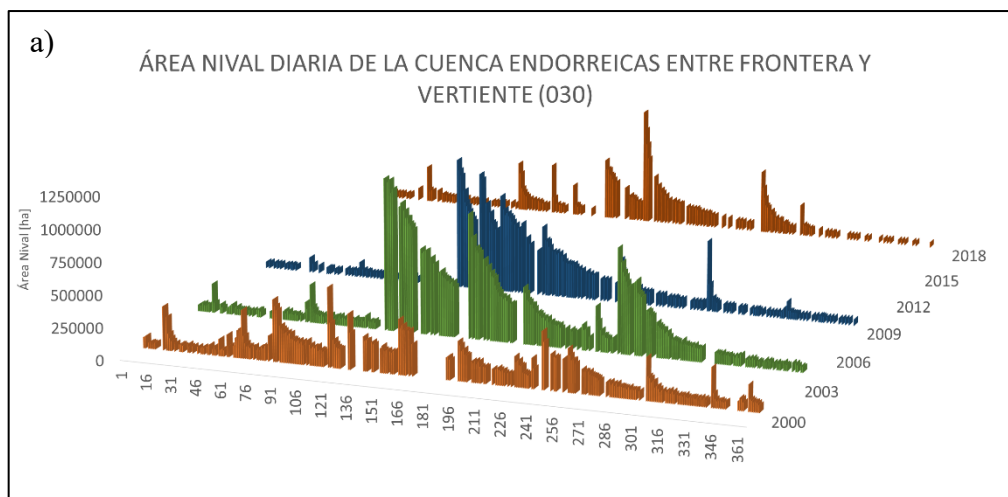


Figura 26. Área nival diaria de los años 2001, 2006, 2011 y 2019 para las cuencas a) Endorreica entre Frontera y Vertiente (030); b) Río Copiapó (034); c) Río Huasco (038). Elaboración propia.

El promedio del área nival de cada cuenca se representa en la Figura 27, donde se puede apreciar que las nevadas en promedio comienzan en el mes de marzo y la reducción del manto de nieve comienza a partir de agosto para las 3 cuencas de la región de Atacama en análisis.

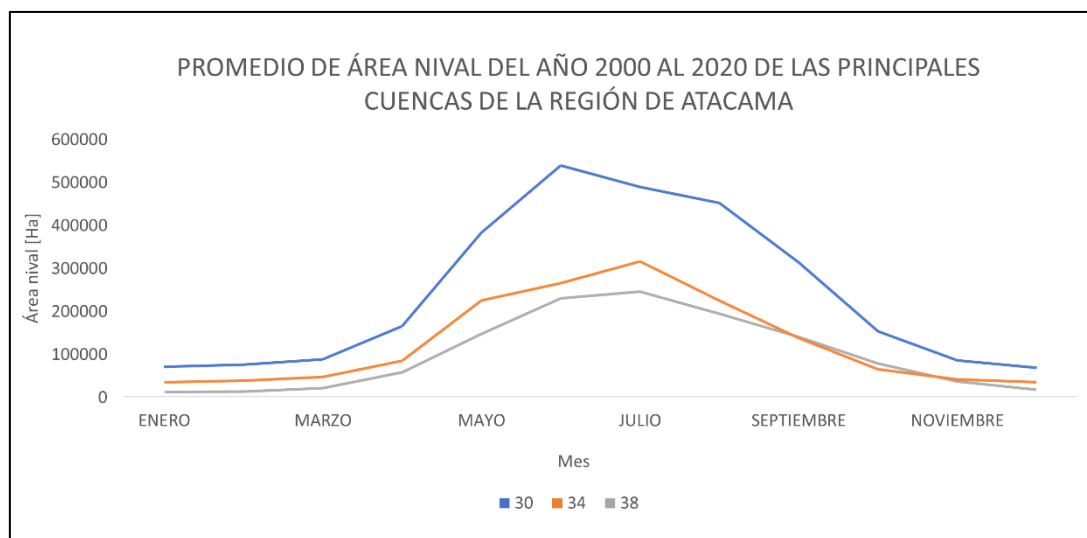


Figura 27. Área promedio mensual del año 2000 al 2020 de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente (030), Río Copiapó (034) y Río Huasco (038). Elaboración propia.

Los mapas de calor del promedio de área mensual de cada cuenca (Figura 28) nos muestran años particulares como el año 2015 en donde se observa una cobertura nival importante en el mes de marzo en comparación a los otros años para las 3 cuencas. En los años 2002, 2011 y 2017 presentan los valores promedios más altos en los meses de junio y julio en las cuencas 030 y 034 (Figura 18a, y Figura 28b respectivamente), mientras que en la cuenca del Río Huasco (Figura 18c) entre los meses de mayo y julio. Por otro lado, en los años 2015 y 2016 el mapa de calor muestra que la cobertura de área nival se mantiene sobre el promedio hasta el mes de diciembre. No se observa una tendencia clara de desplazamiento de la curva del inicio del periodo de nevadas entre los años 2000 al 2020.

a)

PROMEDIO MENSUAL CUENCA ENDORREICAS ENTRE FRONTERA Y VERTIENTE (030)												
Mes	ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DECIEMBRE
2000		53928	44416	128970	295612	493141	371291	261236	115550	58161	52911	48715
2001	93277	76214	201545	191565	223410	297185	182523	167783	212793	111603	79158	90041
2002	55774	61039	63211	128272	712754	883604	1101334	871092	615686	345606	178480	103565
2003	72320	59853	59900	74198	470637	447023	409222	586522	252257	129396	83277	63624
2004	57735	59495	63847	97603	106665	76433	350343	538193	279916	122315	90614	55670
2005	65053	57705	80472	211544	784273	566335	346301	175366	401950	190790	80899	59062
2006	55449	81561	51481	55111	379788	732457	260717	281435	796183	157582	71001	53560
2007	65837	81723	52184	149322	452116	656102	824036	568718	538016	259789	115508	72537
2008	79092	64910	60766	66304	202743	532250	364043	183905	183708	73174	54405	52130
2009	61235	103089	87632	66949	133320	352496	679666	534444	181772	88120	59760	51677
2010	56813	53841	57625	55276	704466	518329	269822	166585	85813	116086	62397	52210
2011	51666	123925	110653	122888	168141	427710	1101047	800809	329328	135756	74389	61326
2012	86515	72698	57201	314741	275181	356819	181670	179410	98805	64698	54101	51549
2013	109325	97947	54188	59351	473780	771281	686111	517249	337513	157200	79557	68516
2014	62892	49688	61770	69543	404402	410981	171014	205681	134290	82061	50462	46992
2015	47267	76946	576045	732704	572485	859603	729685	570551	290072	300929	174321	104088
2016	68505	58916	56798	173079	411017	827368	580623	470670	278477	140560	92043	90390
2017	92331	94437	87598	119402	495530	1036453	786353	569398	278202	120341	72002	54823
2018	55170	82669	60435	82009	121287	126463	540755	871341	419931	198335	98117	59782
2019	58245	84816	52366	149539	91090	381594	209210	103892	168859	82433	45609	41896
2020	71876	53839	62115	61511	53168	348265	168047	100010	87027	58402	48073	43347

b)

PROMEDIO MENSUAL CUENCA RIO COPIAPÓ (034)												
Mes	ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DECIEMBRE
2000		31126	26204	82554	314528	318695	443057	225337	101104	42635	30775	34187
2001	29062	30624	81427	110210	139097	161851	120999	106571	134053	66301	40820	38504
2002	29060	38593	35190	104052	285757	334386	607655	439601	295325	123529	61386	36966
2003	29568	29517	28965	47473	148376	137121	224170	171572	79089	44038	29766	26634
2004	28333	30864	34024	47002	47799	47506	276086	253457	69093	37572	84167	37602
2005	32822	29760	37925	135859	252867	230363	351175	148740	213255	71995	40034	30837
2006	30442	60046	31427	36061	102471	257299	70659	169347	162145	34570	28197	26725
2007	31421	42927	31598	41778	305192	396551	398942	273052	273180	129664	55559	35931
2008	35686	37161	36165	34829	153985	317467	222679	128379	104805	41330	29997	28005
2009	33918	41556	38493	34335	138873	244590	429914	217573	52004	35777	30723	29541
2010	49012	33236	31110	33670	453603	442909	225070	164747	120941	48337	32291	29162
2011	29326	57729	55254	52509	75914	171881	574925	401948	113205	47306	31729	35062
2012	33915	37701	34065	179935	144322	159696	76676	125551	49588	35315	30725	30267
2013	35540	36363	32619	35686	410632	354057	442038	298688	143693	78732	42631	32022
2014	34468	30179	34717	38295	385131	225179	89071	51629	98764	54177	28769	27831
2015	29349	36727	272093	294057	186935	153280	502893	395781	164601	97102	56969	35519
2016	29146	26732	36568	103448	289666	414221	309823	239014	145175	79150	45176	56215
2017	34699	33331	38517	34414	558109	636201	359584	334380	199101	95025	43466	29375
2018	28939	30710	29148	56418	96274	127498	276324	237209	84217	55642	30221	24463
2019	25848	28038	27452	50051	45396	155631	77898	40938	83712	28312	21462	21554
2020	47270	30127	26464	33430	33808	251356	116430	72403	43783	30849	26021	23627

c)

PROMEDIO MENSUAL CUENCA RIO HUASCO (038)												
Mes	ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE
2000		8877	7136	94486	204915	216237	375615	273205	179710	83046	31711	10580
2001	7988	8771	38818	91469	134568	171015	141025	118055	209168	82363	34071	22698
2002	7859	9827	6529	90664	207059	316914	382896	366643	282567	164954	84785	31751
2003	12125	16482	7363	14177	100560	123784	259187	138517	91529	41107	13225	6810
2004	7947	9172	5915	25406	66455	52085	189900	227872	59999	19665	76377	17282
2005	7576	9900	24994	111915	276371	279573	280090	229325	193418	113119	51157	16823
2006	9326	16013	7685	10494	94906	184022	101507	108318	84121	22449	10127	6311
2007	6118	6373	6465	10924	167242	268734	311634	256892	185119	111647	42420	14959
2008	7796	8309	15423	9862	74739	276908	265821	224771	160756	71091	21217	8305
2009	13719	16511	19404	10006	101150	203311	252894	127710	43131	17575	7750	5897
2010	22921	9586	6893	9503	214751	310187	194911	140562	138903	43467	14302	7347
2011	6039	24193	32273	21148	17339	248221	262367	241830	76881	30646	9861	13385
2012	7786	14008	7431	126896	116446	216724	131132	167645	82067	34879	15460	7926
2013	11188	9595	10161	8782	251530	221193	244102	167939	92750	49455	19506	7877
2014	8367	6286	8493	9968	134658	233770	117318	38798	141351	50655	7737	5703
2015	5964	9158	143329	151482	81590	59559	330322	404211	260615	208026	96319	34444
2016	10993	7359	12557	118684	258214	409126	339130	291740	220031	139428	68491	45606
2017	13710	8971	10605	12193	391937	379623	290994	274880	184673	102835	48735	14436
2018	15421	7489	6914	14734	47124	250941	135765	65781	27501	88577	25009	7780
2019	5688	6978	6333	34492	55159	221818	211391	136033	95167	24512	8375	4952
2020	8319	9283	6966	18318	13599	217170	139143	71804	53820	21426	6956	5052

Figura 28. Mapas de calor del promedio mensual del área nival desde el año 2000 al 2020 de la a) Cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), b) Cuenca Río Copiapó (034), y c) Cuenca Río Huasco (034). Elaboración propia.

Los valores máximos de los promedios mensuales de área nival proporcionaron una indicación implícita del volumen de reducción nival en cada año desde el 2000 hasta el 2020. La Figura 29 muestra los valores promedios mensuales máximos en color azul y los valores mínimos en color anaranjado para las cuencas 030 (Figura 29a), 034 (Figura 29b) y 038 (Figura 29c). En la cuenca endorreica, los años 2002, 2007 y 2011 muestran que los promedios mínimos y máximos son muy similares, indicando una menor reducción del manto nival en comparación con otros años donde la diferencia es cercana al 50% o más, como en los años 2004, 2009 y 2014. En la cuenca Río Copiapó, se observa una predominante reducción de gran parte del área precipitada en todos los años, exceptuando el 2002, 2007, 2011 y 2017, donde esta es menor. Por otro lado, en la cuenca Río Huasco, el año con menor reducción es 2016, mientras que se repiten los años con mayor reducción como el 2004, 2009 y 2014.

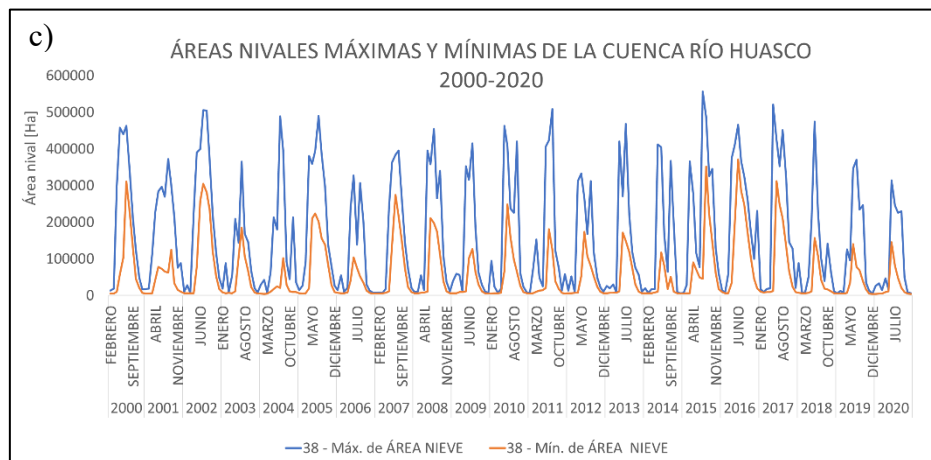
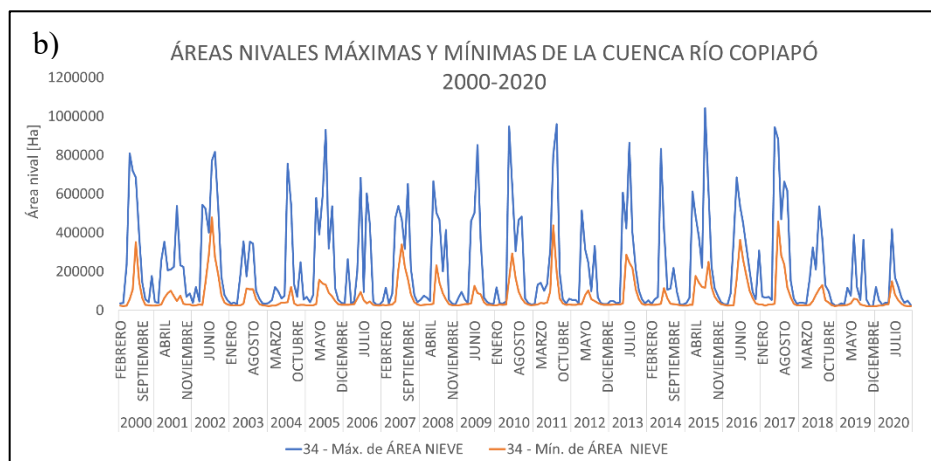
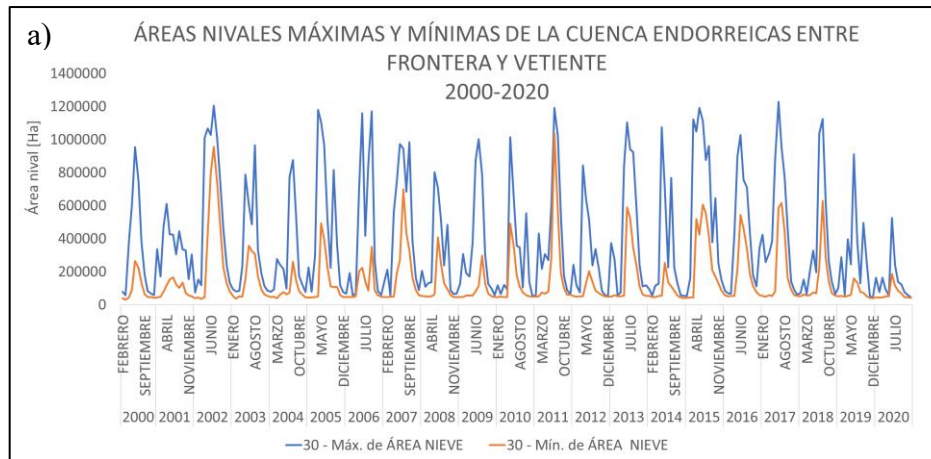


Figura 29. Distribución de valores promedios máximos (en color azul) y mínimos (en color anaranjado) mensuales de área nival de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), cuenca Río Copiapó (034), y la cuenca Río Huasco (038). Elaboración propia.

4.2. Curvas de agotamiento de las nevadas de las principales cuencas de la Región de Atacama

En los Anexos 1, 2 y 3 se encuentran los gráficos temporales de cada año para cada cuenca respectivamente, los cuales permiten identificar claramente el comienzo de las nevadas y su posterior proceso de reducción. Durante el periodo comprendido entre el año 2000 y el 2020, se identificaron un total de 606 segmentos desde el inicio de una nevada hasta el inicio de la siguiente. De estos segmentos, 211 corresponden a la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente, 200 a la cuenca Río Copiapó, y 195 a la cuenca Río Huasco. El análisis del número de nevadas por mes, como se observa en la Figura 30, revela que durante el periodo comprendido entre el año 2000 y el 2020 para toda la región, los meses con mayor cantidad de nevadas acumuladas son abril y mayo. En contraste, los meses de noviembre y diciembre muestran registros de nevadas de hasta 7 eventos. Al revisar la evolución temporal, se destaca el año 2001 por presentar un alto número de nevadas, superando las 30, al igual que los años 2004, 2005, 2008, 2009, 2017 y 2018 (Figura 31). No se observa una tendencia clara de aumento o disminución en el número de nevadas a lo largo del periodo analizado en toda la extensión de la región. Al desglosar los datos del número de nevadas por cuenca, como se muestra en la Figura 32, se aprecia que el número de nevadas es comparable en las tres cuencas, excepto en los años como 2004, 2012 y 2016, en los cuales algunas cuencas registran la mitad de las nevadas en comparación con las otras. Sin embargo, tampoco es posible identificar patrones discernibles por cuenca entre los años 2000 y 2020.

Los segmentos nivales se caracterizan por experimentar una rápida reducción en los primeros días posteriores a la precipitación sólida, mostrando un patrón de reducción exponencial negativo hasta el inicio de la próxima nevada.

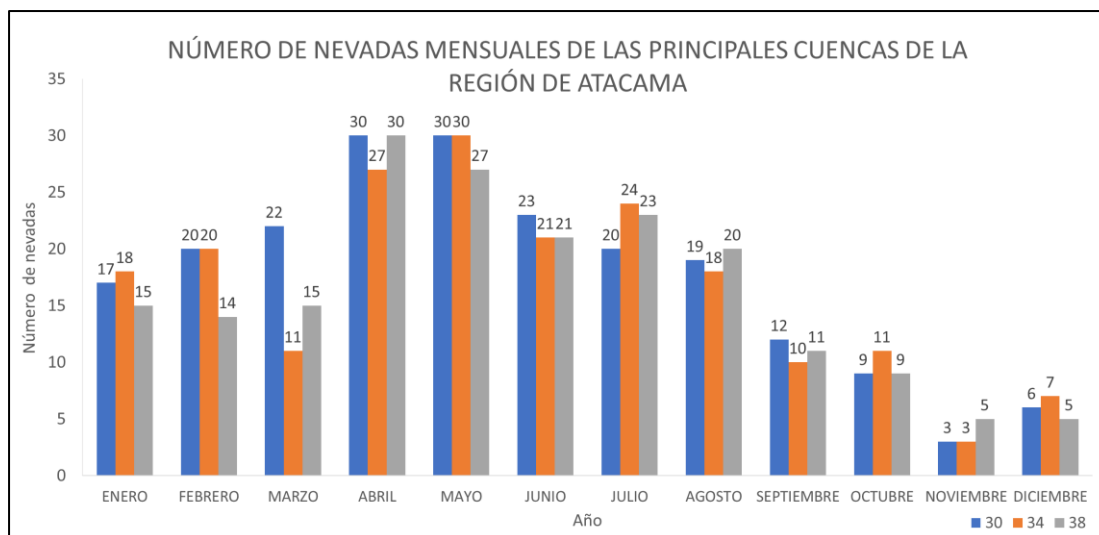


Figura 30. Distribución mensual del número de nevadas acumuladas desde el año 2000 al 2020 de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030) en color azul, cuenca Río Copiapó (034) en color anaranjado, y la cuenca Río Huasco (038) en color gris. Elaboración propia.

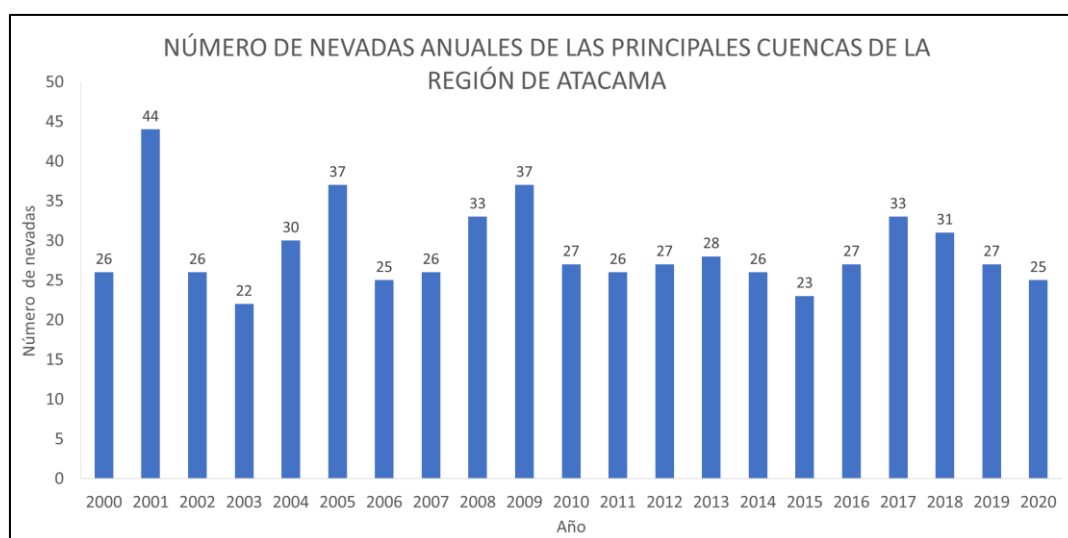


Figura 31. Evolución temporal desde el año 2000 al 2020 del número de nevadas acumuladas de las tres cuencas principales de la Región de Atacama. Elaboración propia.

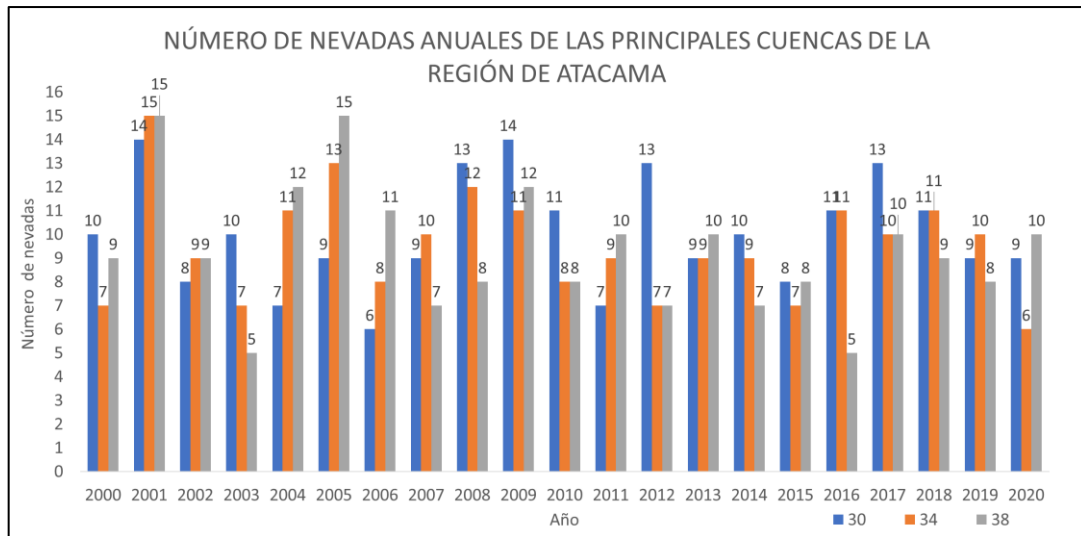


Figura 32. Evolución temporal desde el año 2000 al 2020 del número de nevadas acumuladas de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030) en color azul, cuenca Río Copiapó (034) en color anaranjado, y la cuenca Río Huasco (038) en color gris. Elaboración propia.

Se realizaron 606 regresiones no lineales utilizando la ecuación (6) para ajustar las curvas, obteniendo así las ecuaciones específicas de cada proceso de reducción nival, junto con los coeficientes de determinación (R^2). Del total de regresiones se analizan 532 ecuaciones descartando 74 segmentos correspondientes a los valores negativos de R^2 ; Y_0 ; y A, además de los valores positivos de R_0 . La Figura 30 presenta la distribución diaria del parámetro “ R_0 ” para todas las nevadas modeladas, destacando una marcada tendencia hacia valores cercanos a 0 desde mediados de mayo hasta fines de octubre. Esta tendencia se observa consistentemente en las tres cuencas analizadas. Durante este período, el promedio del parámetro “ R_0 ” es de -0,2472, en contraste con el período de noviembre a abril, donde el promedio es de -0,8357.

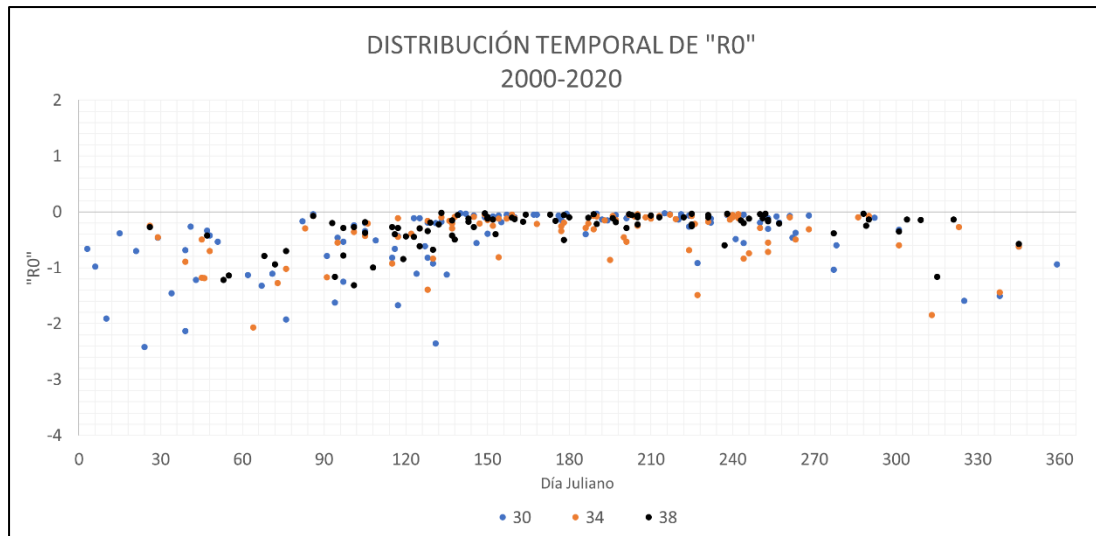


Figura 30. Distribución diaria del parámetro “R0” de las ecuaciones exponenciales que describen las nevadas de las tres cuencas principales de la Región de Atacama desde el año 2000 al 2020. Elaboración propia.

En cuanto a la tasa de retroceso, el valor promedio de R0 para el periodo 2000-2020 indica una reducción del manto nival más rápido en la cuenca Endorreica (-0,5167) en comparación con el Río Copiapó (-0,4022) y, notablemente, con el Río Huasco (-0,2987). Al graficar el promedio anual de “R0” desde el año 2000 hasta el 2020, podemos notar que los años 2006, 2013 y 2015 presentan valores cercanos a 0, mientras que los años 2001 y 2019 muestran valores cercanos a -0,5 (ver Figura 31). Al desglosar estos valores promedio por cuencas, destacan el año 2002 para la cuenca 030 con un valor cercano a -2, así como los años 2017 y 2019 con valores cercanos a -1. Por otro lado, se observan valores cercanos a 0 para las tres cuencas durante el año 2015 (ver Figura 32).

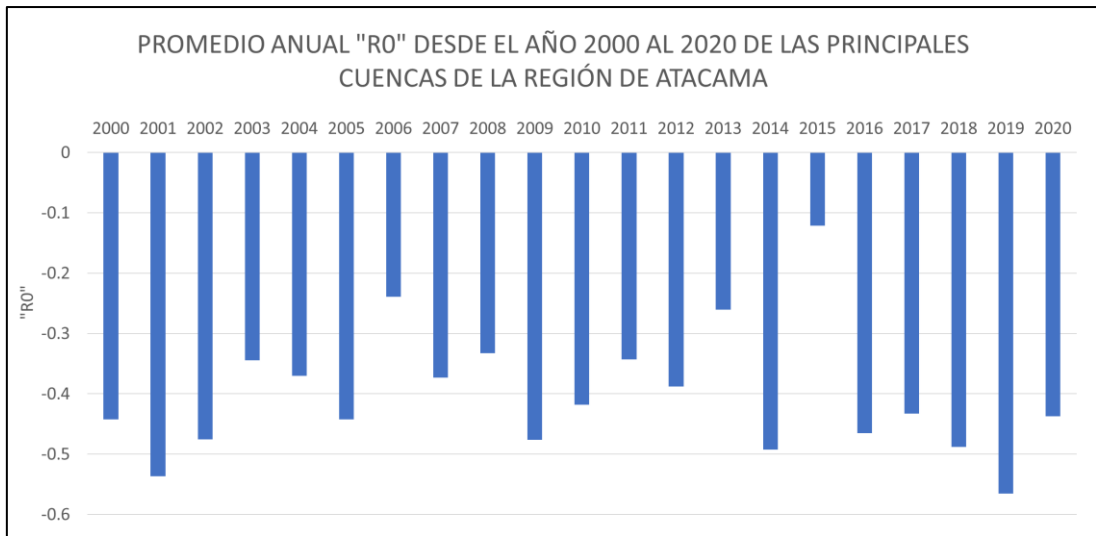


Figura 31. Promedio total anual de “R0” desde el año 2000 al 2020 de las tres principales cuencas de la Región de Atacama. Elaboración propia.

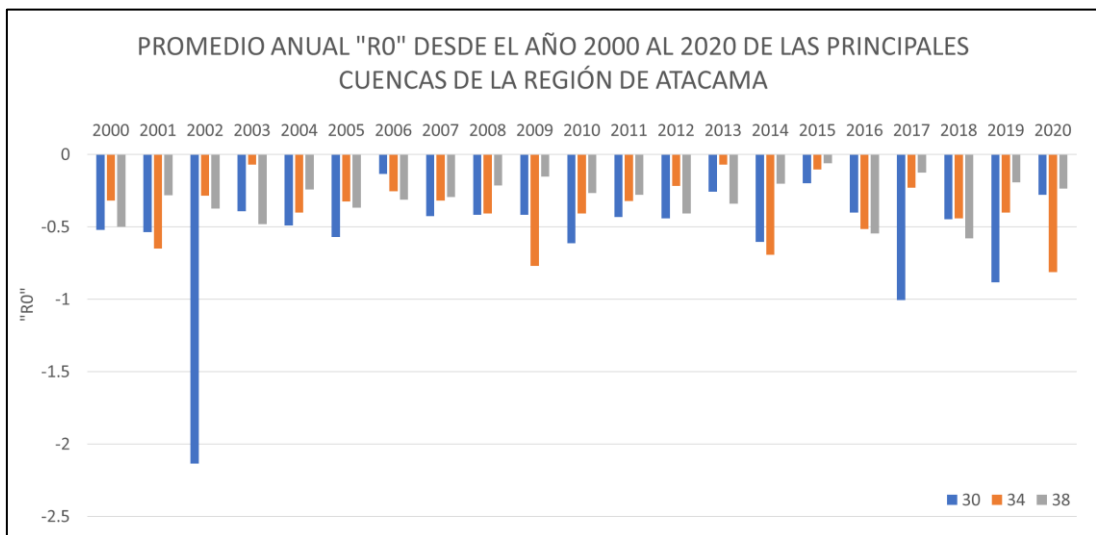


Figura 32. Promedio anual de “R0” desde el año 2000 al 2020 por cada cuenca, en azul la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), en anaranjado la cuenca Río Copiapó (034), y en gris la cuenca Río Huasco (038).

La distribución temporal de “A”, que refleja el área inicial de la nevada en la curva modelada, no exhibe una tendencia definida en su comportamiento diario-mensual (Figura 33). No obstante, se destacan áreas iniciales más amplias en la cuenca 030 y áreas iniciales más reducidas en la cuenca 038. En el mes de enero se observa una nevada particular con un valor inicial que no se observa en otros meses en el registro

histórico estudiado. La cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030) exhibe consistentemente la mayor magnitud de eventos de nevada, con un área nival inicial promedio (parámetro A) de 623.003 hectáreas, superando significativamente el promedio de la cuenca del Río Copiapó (410.552 Ha) y del Río Huasco (243.270 Ha). Este indicador de magnitud subraya la concentración de eventos nivales mayores en la cuenca endorreica.

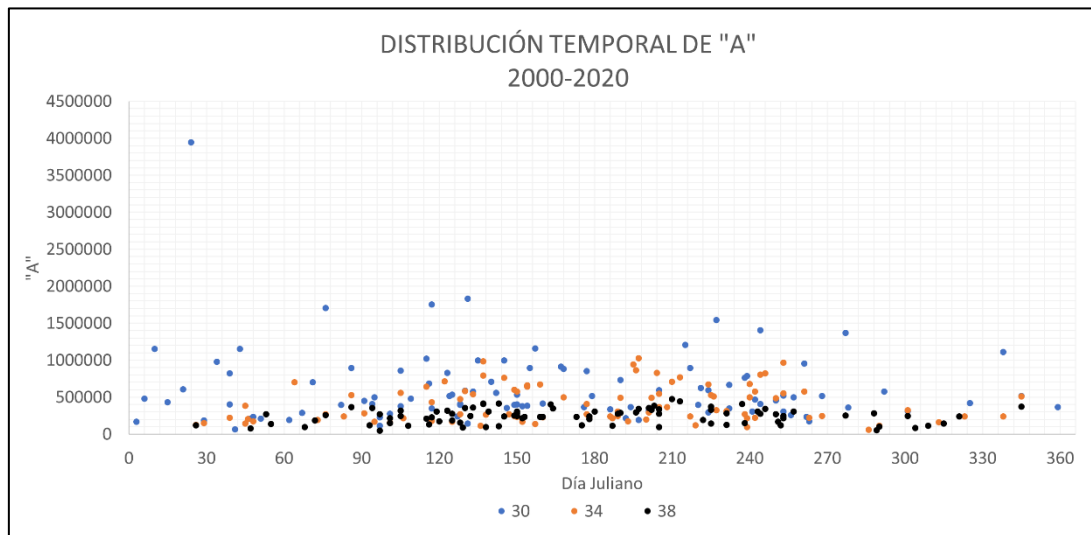


Figura 33. Distribución diaria del parámetro “A” de las ecuaciones exponenciales que describen las nevadas de las tres cuencas principales de la Región de Atacama desde el año 2000 al 2020. Elaboración propia.

En la Figura 34, el gráfico muestra el promedio anual del área inicial de las nevadas modeladas para el total de las tres cuencas en estudio desde el año 2000 al 2020. Los años con mayor área nival promedio son el año 2000, 2005, 2010, 2015, 2017 y 2019, siendo estos dos últimos los valores promedios más altos. Por el contrario, el año 2020 tiene el promedio de “A” más bajo de la serie temporal anual. Los promedios anuales por cuenca (Figura 35) en todos los años son mayores para la cuenca Endorreica Entre Frontera y Vertiente (030) exceptuando el año 2009 donde la cuenca Río Copiapó (034) tiene un valor promedio mayor. La cuenca Río Huasco (038) presenta las nevadas con menor área inicial desde el 2000 al 2020 exceptuando los años 2016 y 2020 cuyo valor es mayor que la cuenca Río Copiapó.

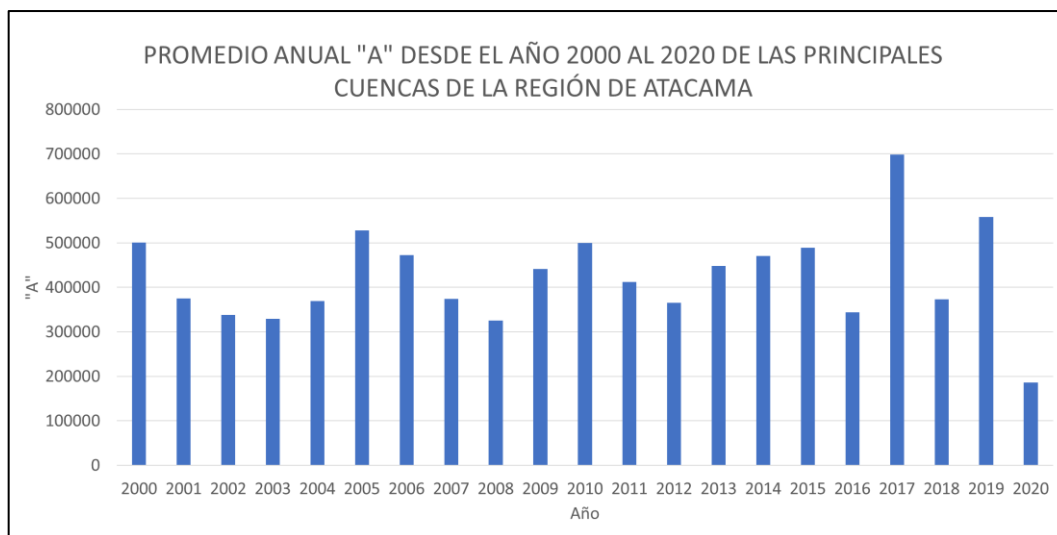


Figura 34. Promedio total anual de “A” desde el año 2000 al 2020 de las tres principales cuencas de la Región de Atacama. Elaboración propia.

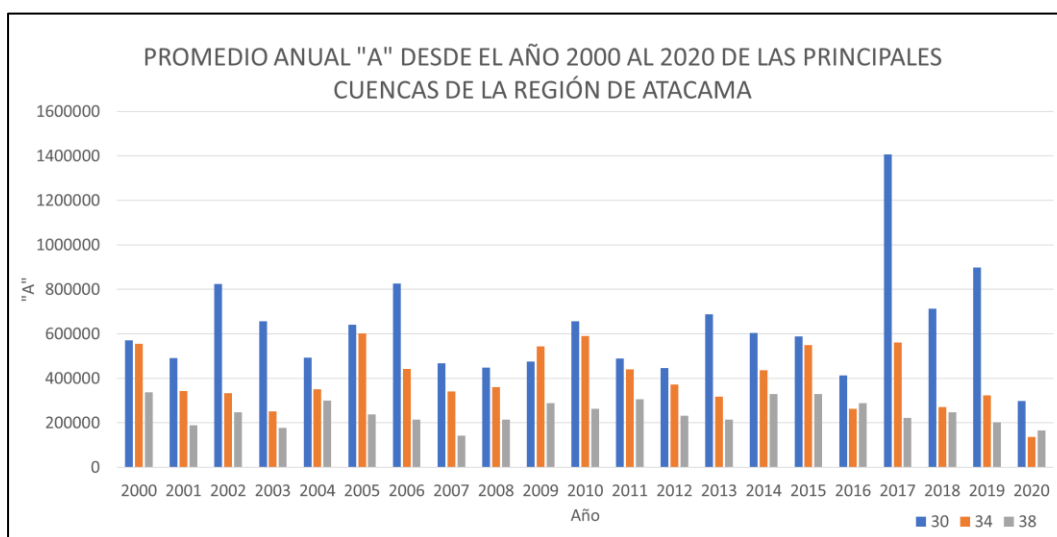


Figura 35. Promedio anual de “A” desde el año 2000 al 2020 por cada cuenca, en azul la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), en anaranjado la cuenca Río Copiapó (034), y en gris la cuenca Río Huasco (038).

El parámetro “Y0” de las ecuaciones modeladas representa el valor final de la nevada antes del comienzo de la próxima. En el gráfico de distribución temporal diaria (Figura 36) se observa que entre mayo y agosto el área final de la nevada es mayor y su comportamiento se repite en para las tres cuencas estudiadas. Para estos meses el promedio total de los 21 años es de 133.423 hectáreas, y para los meses entre septiembre y abril el promedio desciende a 53.554 hectáreas.

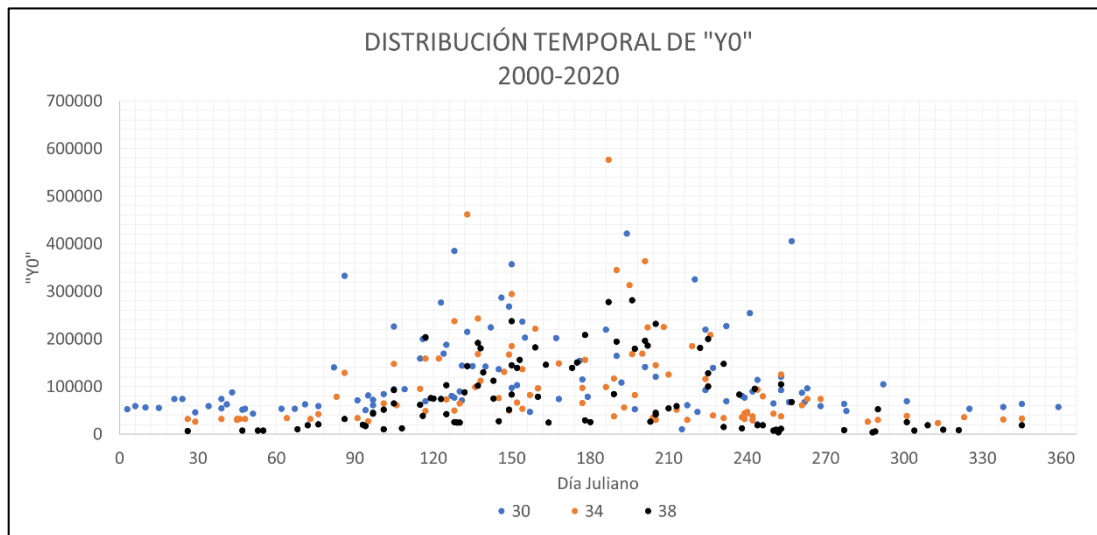


Figura 36. Distribución diaria-mensual del parámetro “Y0” de las ecuaciones exponenciales que describen las nevadas de las tres cuencas principales de la Región de Atacama desde el año 2000 al 2020. Elaboración propia.

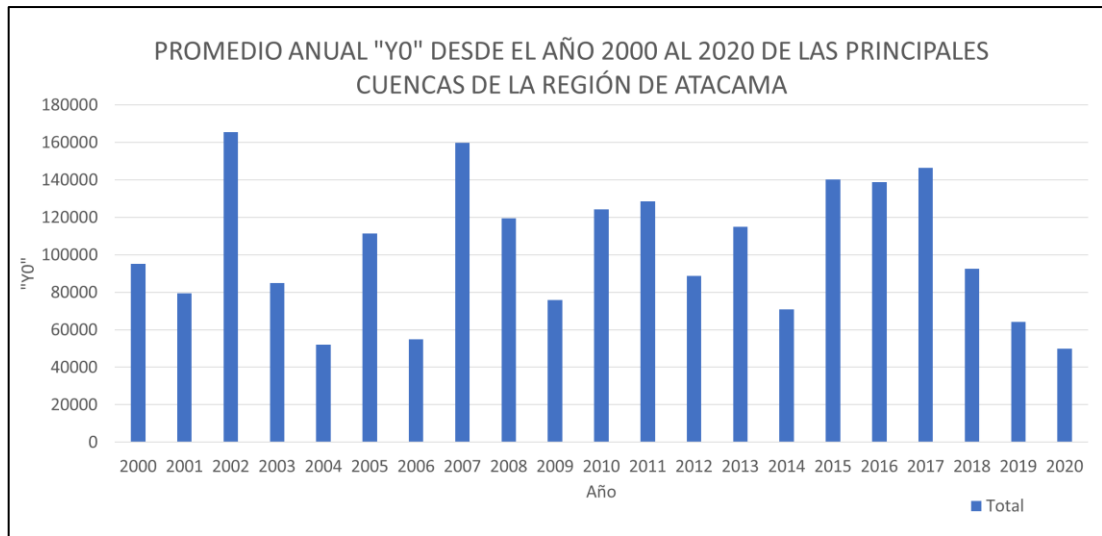


Figura 37. Promedio total anual de “Y0” desde el año 2000 al 2020 de las tres principales cuencas de la Región de Atacama. Elaboración propia.

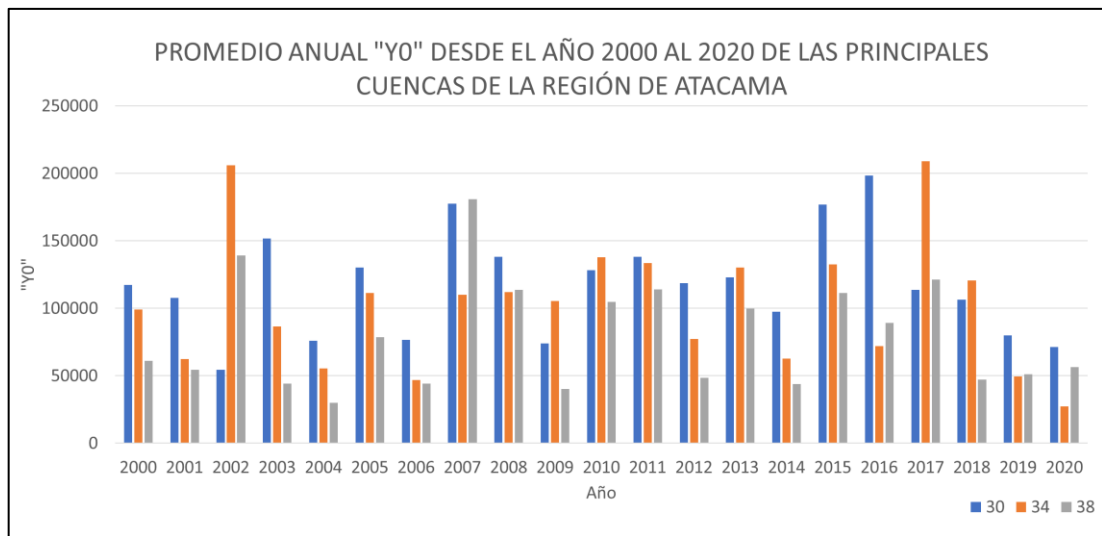


Figura 38. Promedio anual de “Y0” desde el año 2000 al 2020 por cada cuenca, en azul la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), en anaranjado la cuenca Río Copiapó (034), y en gris la cuenca Río Huasco (038).

Se detecta la nevada con el área nival inicial más extensa de cada año por cada cuenca para analizar su progresión temporal. En la Figura 39 se presenta la distribución diaria a lo largo del tiempo, donde las nevadas predominan entre abril y septiembre, con mayor incidencia en mayo y julio. Se destaca una nevada con un “R0” cercano a -2 en

febrero del 2002 (Figura 40). En el gráfico anual que abarca desde 2000 hasta 2020, no se evidencia un patrón consistente en el comportamiento de las tres cuencas, ya sea dentro del mismo año o a lo largo de los años.

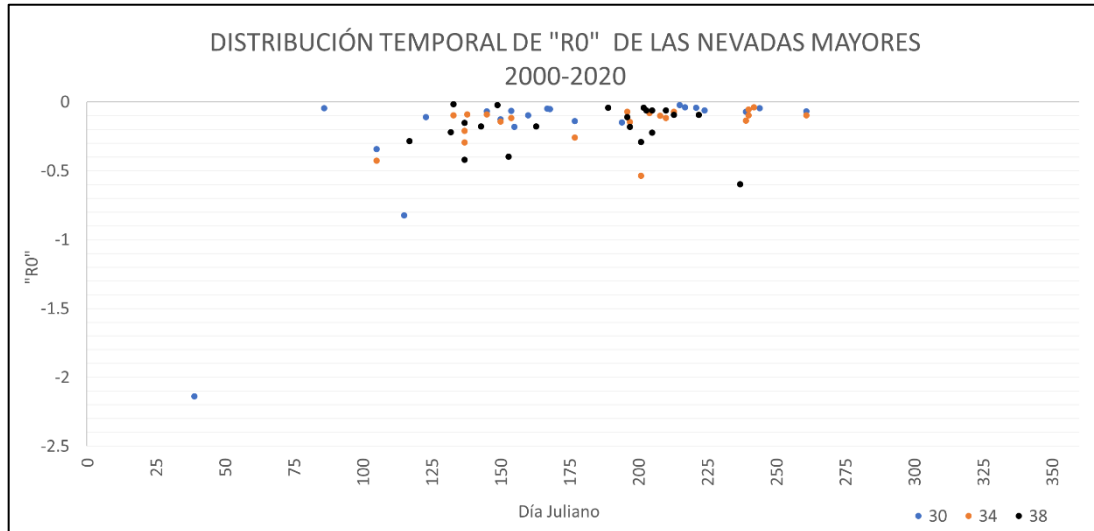


Figura 39. Distribución temporal diaria de “R0” de las nevadas mayores de cada año por cada cuenca. En azul las nevadas de la cuenca 030, en anaranjado de la cuenca 034 y en negro de la cuenca 038. Elaboración propia.

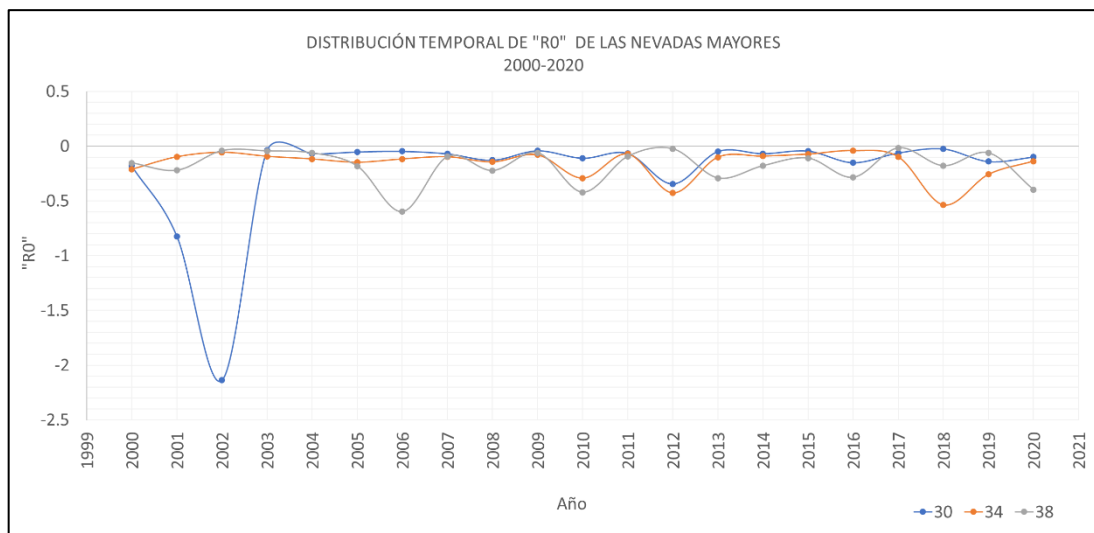


Figura 40. Distribución temporal anual de “R0” de las nevadas mayores de cada año por cada cuenca. En azul las nevadas de la cuenca 030, en anaranjado de la cuenca 034 y en gris de la cuenca 038. Elaboración propia.

Basándonos en la identificación de las nevadas con mayor contribución nival (ver Anexo 7), se deriva una ecuación promedio para cada cuenca estudiada en relación con las nevadas durante la temporada de otoño-invierno. Para la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), la ecuación que modela las nevadas con la mayor área nival inicial es:

$$Y = 162499,1172 + 815512,189e^{-0,225315238x} \quad (7)$$

, mientras que para la cuenca Río Copiapó (034), la ecuación que las describe es:

$$Y = 132485,3475 + 593874,026e^{-0,155899048x} \quad (8)$$

, por último, la ecuación para la cuenca Río Huasco,

$$Y = 131501,7101 + 336321,6688e^{-0,177570952x} \quad (9)$$

Por otro lado, las ecuaciones que caracterizan las nevadas durante de la época estival en promedio para cada cuenca son:

$$Y = 86803,47618 + 661508,6779e^{-0,906561053x} \quad (10), \text{ para la cuenca 030.}$$

$$Y = 53901,80751 + 296765,911e^{-0,76012125x} \quad (11), \text{ para la cuenca 034.}$$

$$Y = 37620,90722 + 159690,0102e^{-0,59092x} \quad (12), \text{ para la cuenca 038.}$$

4.3. Correlación entre los parámetros de reducción y los caudales de las principales cuencas de la Región de Atacama.

Desde la Dirección General de Aguas (DGA) se obtuvieron datos fluviométricos de la Red Hidrométrica Nacional para el período comprendido entre los años 2000 y 2020. En el caso de la cuenca Endorreica (030), se recopiló datos de 3 estaciones, con un total de 14.907 mediciones diarias con un promedio de caudal de 0,212 m³/s. Para la cuenca del Río Copiapó (034), se registraron 21.218 mediciones de 3 estaciones, con un caudal promedio de 0,802 m³/s. Mientras que para la cuenca del Río Huasco (038), se obtuvieron un total de 14.114 mediciones con un caudal promedio de 1,875 m³/s de 2 estaciones (ver Anexo 8, 9 y 10). Se observan días sin datos.

Para realizar el análisis temporal y la correlación con los datos de áreas nivales y los parámetros matemáticos de las ecuaciones, se calculó el promedio diario por día de las estaciones por cuenca y se representó gráficamente junto con el parámetro “R0” y el área nival (Figura 41).

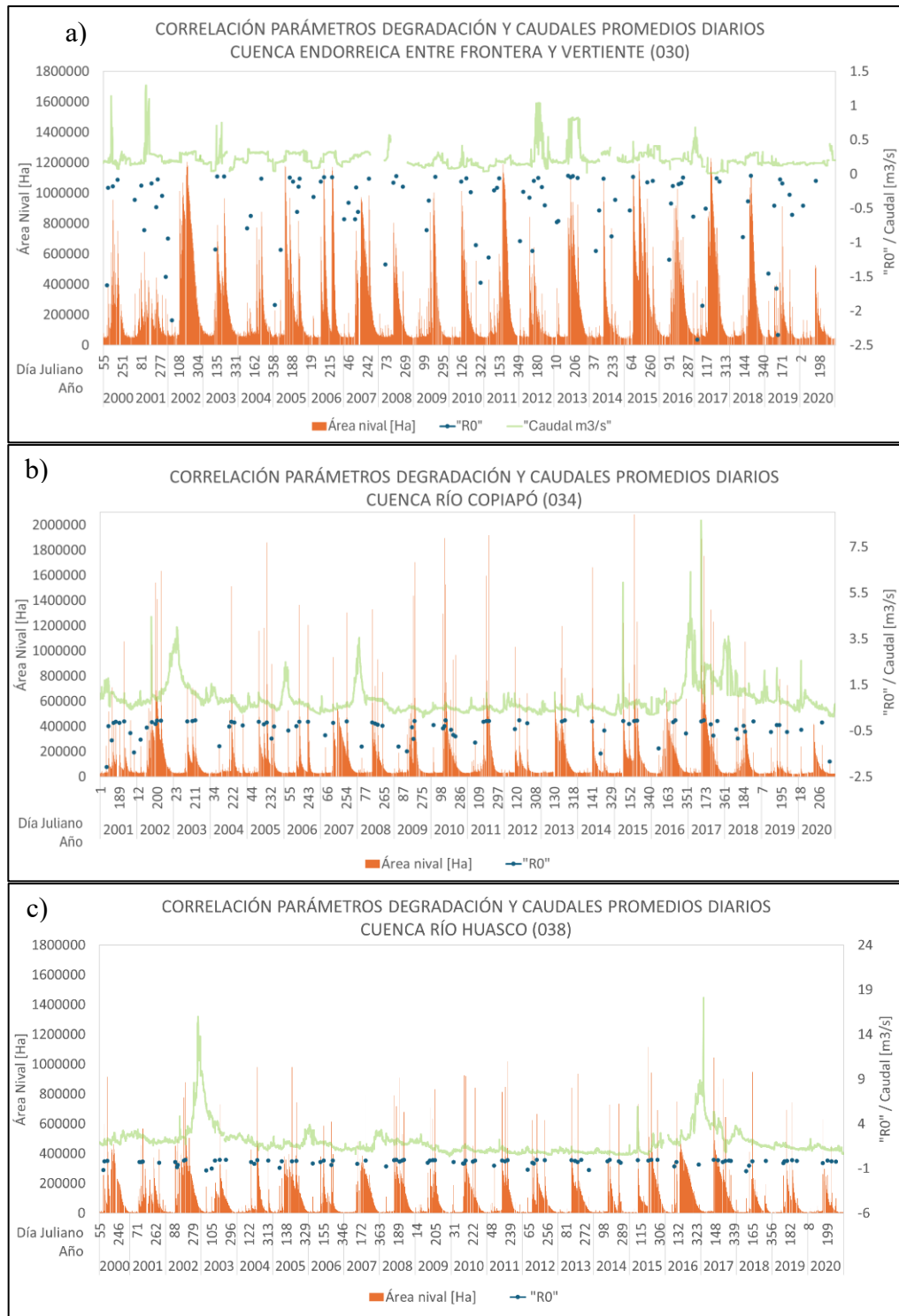


Figura 41. Gráfico temporal del área nival en hectáreas (columnas anaranjadas), parámetro de reducción nival “R0” (marcador azul) y promedio diario caudal (curva verde) en m3/s, desde el año 2000 al 2020 para la a) cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), b) cuenca Río Copiapó, y c) cuenca Río Huasco. Elaboración propia.

De la revisión anual del comportamiento del caudal en las nevadas modeladas se identifican cinco patrones: (i) nevadas con un aumento simultáneo del caudal (Figura 42), (ii) nevadas con un aumento del caudal posterior (Figura 43), (iii) nevadas sin aumento de caudal (Figura 44), (iv) nevadas en las que el caudal aumenta antes de la nevada (Figura 45), y (v) nevadas sin registro de aumento del caudal durante o después de las nevadas (Figura 46). Se registraron 8 nevadas con aumento de caudal simultáneo del caudal en la cuenca Altoandinas (030), por otro lado, en número de nevadas asciende a 18 y 22 para las cuencas Río Copiapó (034) y Río Huasco (038) respectivamente. En cuanto a las nevadas que presentaron un aumento posterior del caudal, se observaron 18 en la cuenca Altoandinas (030), 10 en la cuenca Río Copiapó (034) y 6 en la cuenca Río Huasco (038).

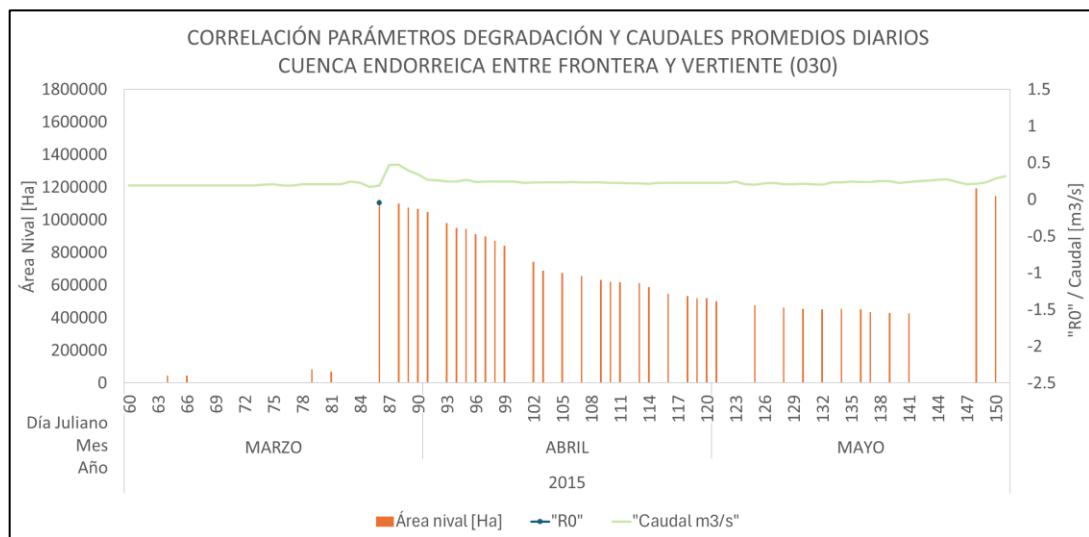


Figura 42. Ejemplo del aumento simultáneo del caudal con el registro de la nevada y el parámetro “R0” en marzo de 2015, en la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030). Elaboración propia.

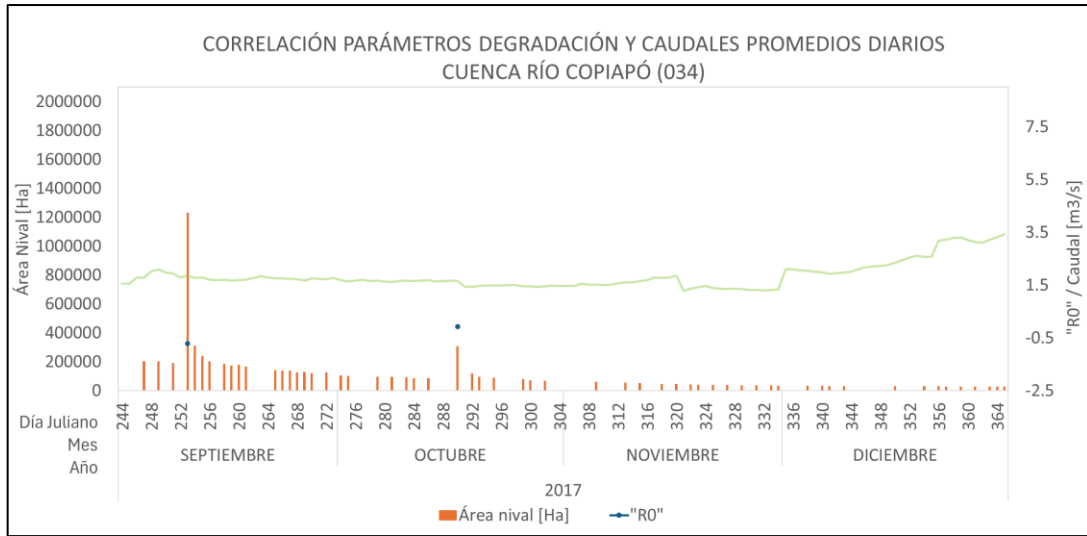


Figura 43. Ejemplo del aumento del caudal posterior al registro de la nevada y el parámetro "R0" en septiembre del 2007, en la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.

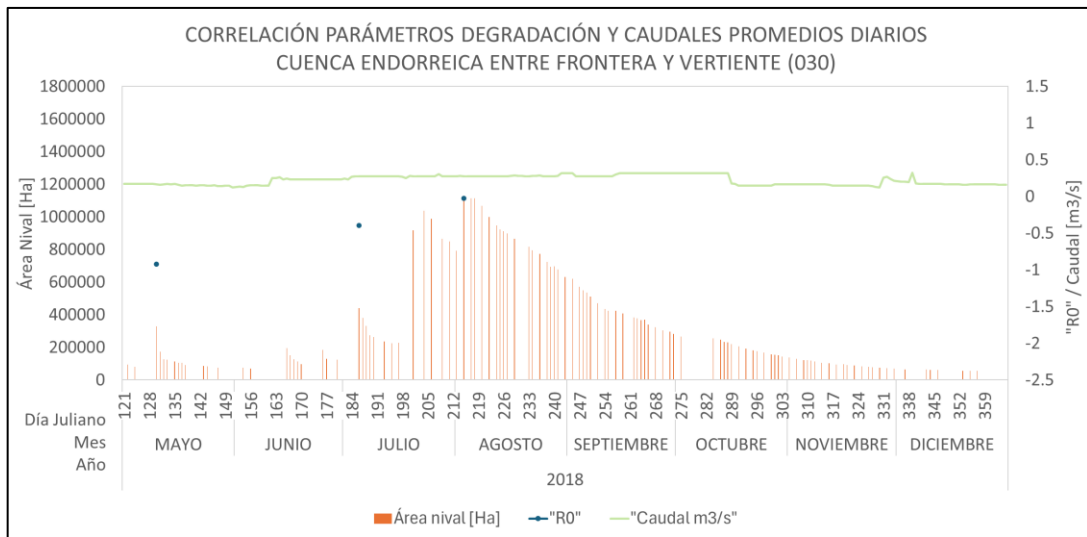


Figura 44. Ejemplo del registro de una nevada sin aumento de caudal en agosto de 2018, en la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente. Elaboración propia.

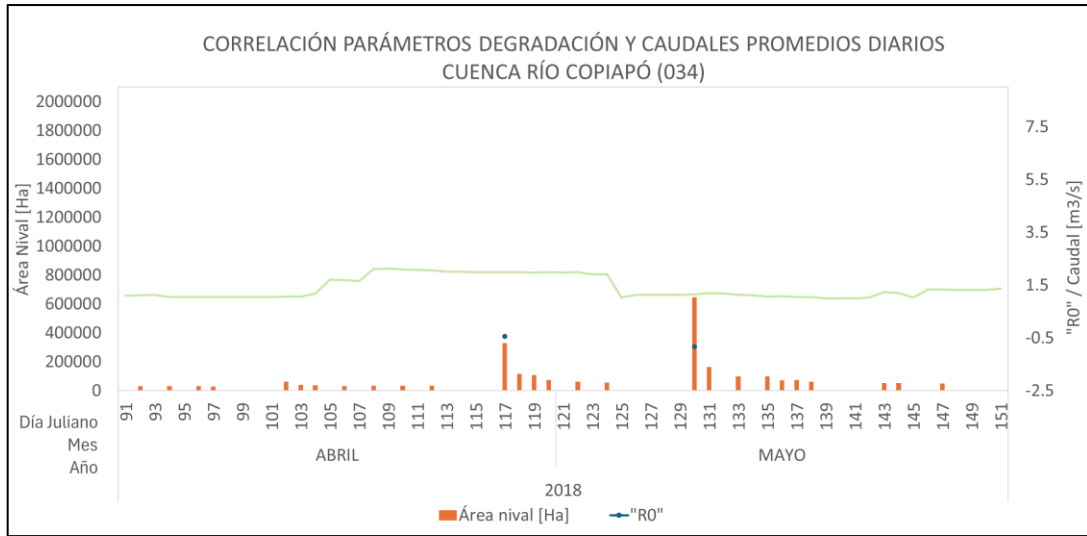


Figura 45. Ejemplo del aumento del caudal anterior al registro de la nevada y el parámetro "R0" en abril de 2018, en la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.

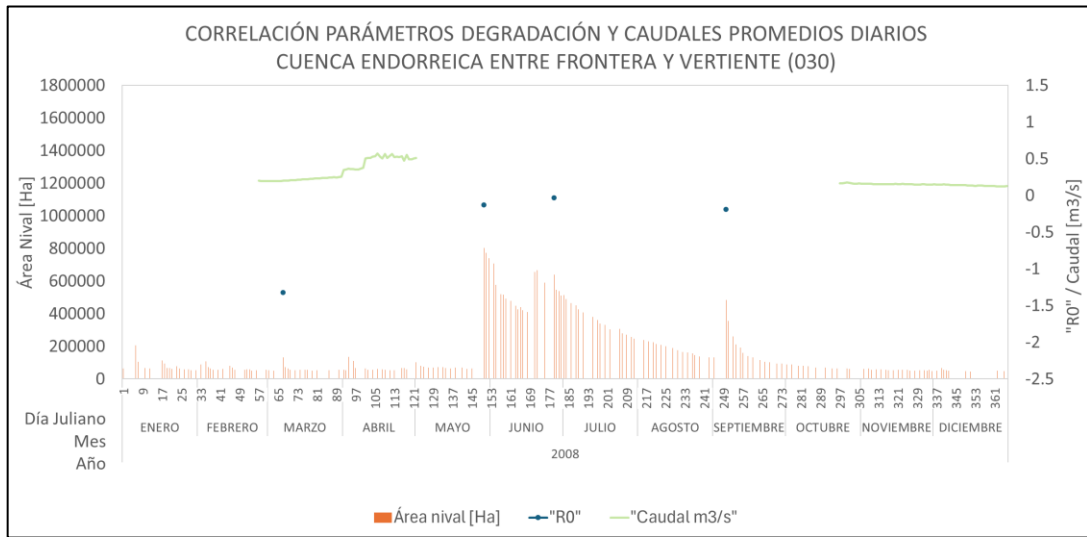


Figura 46. Ejemplo sin registro de caudal antes y después del registro de la nevada y el parámetro "R0" en abril de 2018, en la Endorreica entre Frontera y Vertiente. Elaboración propia.

Las nevadas se clasificaron según el momento del aumento del caudal y se distribuyeron en un gráfico temporal en función de "R0". Los resultados para todo el conjunto de datos en análisis muestran que no hay una tendencia clara en las clasificaciones descritas (Figura 47). Se observa la misma situación en los gráficos separados por cuencas (Figura 48).

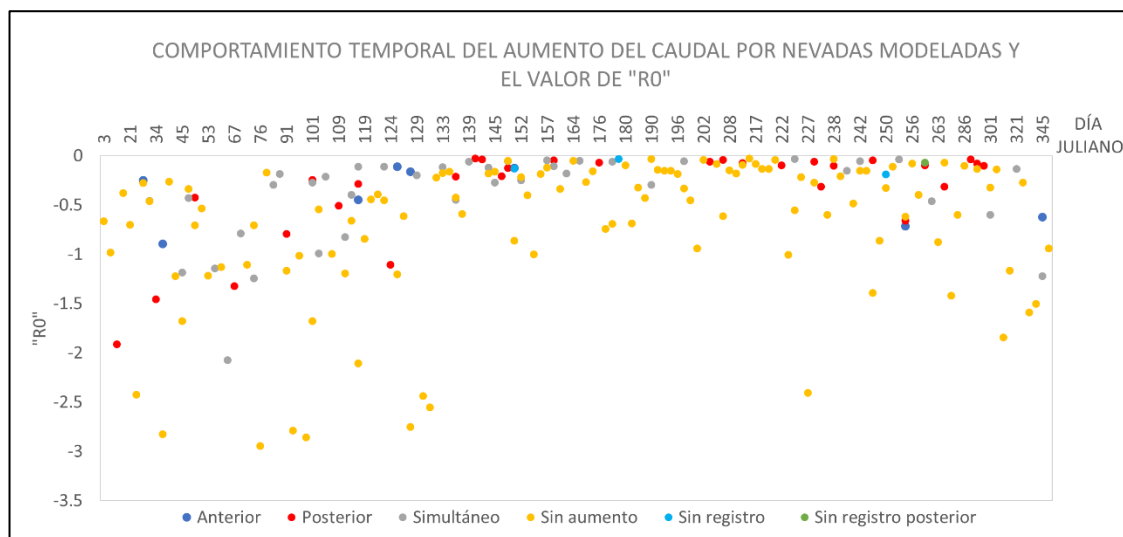


Figura 47. Distribución temporal de la clasificación de las nevadas en relación con el comportamiento del caudal para las cuencas principales de la región de Atacama (030, 034 y 038) desde el año 2000 al 2020. En azul se indican las nevadas en las que el caudal aumenta antes del evento, en rojo el caudal aumenta posterior a la nevada, en gris el aumento es simultáneo, en amarillo cuando no se registra aumento de caudal, y en celeste y verde no hay registro del caudal. Elaboración propia.



Figura 48. Distribución temporal de la clasificación de las nevadas en relación con el comportamiento del caudal para (a) la cuenca Endorreica, (b) cuenca Río Copiapó, y (c) cuenca Río Huasco desde el año 2000 al 2020. En azul se observan las nevadas donde el caudal aumenta antes del evento, en rojo el caudal aumenta posterior a la nevada, en gris el aumento es simultáneo, en amarillo no se registra aumento de caudal, y en celeste y verde no hay registro del caudal. Elaboración propia.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

A continuación, se presenta un análisis de los patrones temporales de la reducción del manto nival identificados a partir del modelamiento matemático de la disminución del área nival de cada evento de precipitación sólida de las cuencas de la Región de Atacama desde el 2000 al 2020. Además, se explora la correlación de estos patrones con el volumen de recurso hídrico de forma implícita. Se consideraron factores como la variabilidad interanual de la cobertura nival y las diferencias en la reducción nival y respuesta hídrica entre cuencas.

5.1. Análisis de los resultados de área nival de las principales cuencas de la Región de Atacama

A partir de los datos obtenidos de las tres cuencas clave de la región de Atacama, en general la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente presenta una mayor extensión de área cubierta de nieve, consistente con la distribución altitudinal de esta cuenca respecto a la cuenca Río Copiapó y Río Huasco [Figura 24].

El análisis temporal muestra que las nevadas comienzan generalmente en marzo y su reducción se inicia a partir de agosto, lo que coincide con estudios previos sobre el comportamiento nival en regiones áridas y semiáridas, donde la acumulación de nieve es estacional y tiende a desaparecer en los meses de verano (Saavedra et al., 2018). Además, los eventos de precipitación sólida y la posterior reducción del manto de nieve sin recarga en los días posteriores es un patrón típico en áreas con alta radiación solar, fuertes vientos y baja humedad atmosférica, donde la sublimación dinámica juega un rol fundamental (Gascoin et al., 2013).

Los mapas de calor del área nival [Figura 28] destacan años específicos con mayor cobertura nival, como el 2015, que coincide con un evento de El Niño de los más intensos del siglo, aumentando las precipitaciones en el norte de Chile (Ortega et al., 2019). Según Favier et al. (2009), los años de El Niño tienden a incrementar las

precipitaciones en la región andina, lo que explica la mayor cantidad de nieve observada ese año. Además, los años 2002, 2011 y 2017 también muestran mayor acumulación nival, sugiriendo también la posible influencia de eventos climáticos como el ENSO en la dinámica de las nevadas en esta región. Estudios como el realizado por Masiokas et al., (2006) correlaciona los altos niveles de acumulación de nieve con estos eventos donde la correlación con datos de SST y SLP con índices climáticos a gran escala corroboran una influencia relacionada con el ENSO del pacífico.

Por otro lado, la reducción del manto nival varía considerablemente entre los años analizados. Años como 2004, 2009 y 2014 presentan una alta tasa de reducción del área nival, lo cual podría estar relacionado con periodos de alta radiación solar o temperaturas inusualmente cálidas que aceleran la reducción y vientos que generan sublimación dinámica del manto de nieve, un patrón observado también en otras regiones de montaña (Gascoin et al., 2013).

A pesar del análisis detallado de los datos MODIS y la resolución temporal que ofrece, es importante resaltar las limitaciones asociadas a la mixtura de píxeles, que genera que una fracción importante quede clasificada como nubes o sin información de nieve, y la pérdida de datos por ajustes de curvatura orbital. Estas observaciones afectan la precisión en la estimación del área nival en algunos días. Esta situación ya ha sido reportada en varios estudios previos que utilizan datos satelitales, donde la interferencia de las nubes presenta uno de los mayores desafíos para la estimación de este recurso hídrico (Hall et al., 2002). Para mitigar este problema, se eliminaron los días con datos anómalos, lo cual redujo el conjunto de datos a 11.009 registros y permitió una representación más precisa del comportamiento nival. No obstante, a pesar de esta corrección, se logra observar claramente las nevadas mayores de cada año analizado. La ausencia de una tendencia clara en el desplazamiento del inicio del periodo de nevadas entre 2000 y 2020 representa un hallazgo relevante. Este resultado indica que, aunque existe una variabilidad interanual, no se observa un patrón significativo de cambio en la estacionalidad de las nevadas. Este hallazgo contrasta con estudios previos que señalan una reducción en la duración de la temporada nival en zonas montañosas, atribuida al

calentamiento global (Saavedra et al., 2018; Garreaud et al., 2019). Estudios previos en la región andina han demostrado resultados similares en cuanto a la alta variabilidad interanual de la cobertura nival y su relación con fenómenos climáticos como el ENSO (Masiokas et al., 2006).

En el estudio realizado en la alta cuenca del Río Copiapó por Zapata (2016), que analiza la relación entre la cobertura de nieve y la respuesta hidrológica en la cuenca alta del Río Copiapó, muestra una relación directa entre la extensión de cobertura nivosa y los caudales, y una considerable variabilidad interanual en la cobertura nivosa, que impacta la disponibilidad de agua en la cuenca, especialmente en periodos secos. Este último resultado es consistente con lo observado en este estudio, sin embargo, el autor también identifica una disminución en la duración y extensión de la cobertura de nieve en algunos años, sugiriendo posibles efectos del cambio climático en el régimen nival de la zona, contrariamente a lo obtenido en este estudio. Si bien se observa una variabilidad interanual, no hay un patrón claro en la estacionalidad de las nevadas que podría que sugerir un cambio sistemático de la cobertura nivosa o de la dinámica hidrológica lo que se puede deber a la extensión de las áreas de estudio. Esto podría sugerir un mayor efecto en los cambios estacionales en microcuencas que a nivel regional.

5.2. Análisis de los resultados de las curvas de reducción de las nevadas de las principales cuencas de la Región de Atacama

En el análisis de la frecuencia y la temporalidad de las nevadas se observaron 532 segmentos de nieve en las cuencas analizadas, con una frecuencia mayor en los meses de otoño e invierno, especialmente en abril y mayo, lo cual es congruente con estudios realizados en otras cuencas áridas de Chile y Argentina, que indican una mayor frecuencia de nevadas en estos meses debido a las condiciones climáticas estacionales (Favier et al., 2009). Estos patrones de temporalidad en las nevadas resultan fundamentales, ya que la nieve acumulada durante el otoño contribuye significativamente a las reservas de agua almacenadas en forma de nieve hasta la primavera (Viale et al., 2019).

Sin embargo, los datos también muestran eventos de nevadas, aunque en menor cantidad, durante los meses de verano (noviembre y diciembre), un fenómeno que podría asociarse al Monzón Tropical o Invierno Altiplánico (Lopez et al., 2008), que tienden a incrementar la humedad y las temperaturas en el norte de Chile, causando precipitaciones en meses cálidos.

En cuanto al modelamiento del agotamiento o reducción nival, el uso de regresiones exponenciales permitió modelar de manera precisa con un coeficiente de determinación (R^2) alto, lo que respalda la utilización de esta metodología en estudios de dinámica nival (Gascoin et al., 2019). Los valores promedio de la tasa de retroceso nival “R0” muestran una marcada diferencia entre los meses de invierno y verano. Entre mayo y octubre, los valores de “R0” son más cercanos a cero, lo que sugiere una reducción más lenta o una menor ablación. Esto se alinea con las observaciones de estudios previos en la cordillera de los Andes, donde los meses de invierno, al presentar temperaturas más bajas, favorecen la conservación de la nieve (Pellicciotti et al., 2008). Por otro lado, los valores de “R0” más negativos observados entre noviembre y abril indican un agotamiento acelerado de la nieve en estos meses más cálidos. En el caso de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente (030), el promedio de “R0” fue de -0.5167, evidenciando una reducción moderadamente rápida en comparación con la cuenca Río Huasco (038), que mostró un promedio más bajo (-0,2987), lo cual podría ser atribuible a la menor cantidad de precipitación sólida y a temperaturas más altas en esta cuenca, que favorecen una sublimación y fusión más aceleradas.

En el análisis de la variabilidad de la extensión inicial de las nevadas, el parámetro “A”, que corresponde a un indicador directo de intensidad de las nevadas, mostró una variabilidad significativa entre cuencas y años. En general, la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente presentó los valores de área inicial más amplios, mientras que la cuenca del Río Huasco mostró valores más bajos. Este comportamiento es coherente con la variabilidad geográfica y topográfica de cada cuenca, ya que el Río Huasco se encuentra a menores altitudes promedio, lo que limita la acumulación de nieve en comparación con áreas más altas (Masiokas et al., 2020). Por otro lado, el

parámetro “Y0”, que se interpreta como el área persistente residual y la persistencia del manto nival, muestra que los meses entre mayo y agosto tienen un valor promedio superior en comparación con los meses entre septiembre y abril. Este patrón refleja una mayor permanencia de la nieve en invierno y una rápida ablación en verano, lo cual es consistente con los patrones de nevadas en otras regiones semiáridas de montaña (Gascoin et al., 2013). En el análisis del promedio anual por cuenca se destaca el año 2002 donde el área de nieve residual es mayor en las cuencas 030 y 034 lo que se puede interpretar como un año con mayor permanencia de nieve en menor altitud, esto se repite pero con menor brecha en el año 2017. En ambos años mencionados para la cuenca altoandina si bien observamos nevadas más intensas, la nieve residual en promedio es mucho menor, lo que se puede interpretar como años con una mayor ablación donde los factores que inciden se pueden determinar con datos de las estaciones en esta cuenca.

Algunos estudios han señalado que las áreas de menor altitud tienden a registrar nevadas de menor extensión y duración debido a la influencia de temperaturas más altas y a la menor cantidad de humedad disponible en el ambiente, lo que es consistente con los resultados obtenidos. Los resultados de los patrones de reducción de nieve anual indican que ciertos años, como 2002 y 2015, presentaron valores promedio de “R0” y “A” que se desviaron notablemente del comportamiento promedio. En el año 2002, por ejemplo, se observó un valor inicial elevado y una tasa de retroceso acelerado, lo cual podría estar relacionado con un evento de El Niño que influenció las nevadas en esta región (Viale y Garreaud, 2015; Ortega et al., 2019). Asimismo, el año 2015, caracterizado por valores promedio de “A” altos en todas las cuencas, se correlaciona con estudios que documentan un aumento en la precipitación durante dicho año en el norte de Chile, vinculado también a un evento de El Niño (Garreaud et al., 2017).

Finalmente, el análisis comparativo entre los años de estudio no evidenció una tendencia clara de aumento o disminución en la frecuencia de nevadas, lo cual podría sugerir que los cambios observados están más vinculados a fenómenos climáticos interanuales que a una tendencia a largo plazo asociada al cambio climático.

5.3. Análisis de los resultados de la correlación entre los parámetros de reducción y los caudales de las principales cuencas de la Región de Atacama

Los datos recopilados de las estaciones hidrométricas muestran variaciones significativas en el caudal promedio de cada cuenca:

Cuenca Endorreica (030): 14.907 mediciones con un caudal promedio de 0,212 m³/s.

Cuenca Río Copiapó (034): 21.218 mediciones con un caudal promedio de 0,802 m³/s.

Cuenca Río Huasco (038): 14.114 mediciones con un caudal promedio de 1,875 m³/s.

Esta variabilidad en los caudales muestra una correlación directa con las características geográficas e hídricas de cada cuenca. La cuenca del Río Huasco, con el caudal promedio más alto, podría estar influenciada por su mayor exposición a precipitaciones y áreas de captación más amplias (GORE, 2019). Por otro lado, se identificaron cinco patrones en la relación entre las nevadas y el caudal, destacando:

1. **Aumento simultáneo del caudal con la nevada:** Un fenómeno registrado mayormente en las cuencas del Río Copiapó y Río Huasco, con 18 y 22 eventos, respectivamente. Estudios previos indican que la rápida respuesta del caudal durante las nevadas intensas puede estar relacionada con la topografía empinada y el escurrimiento rápido en áreas con baja capacidad de infiltración (Kundzewicz et al., 2018).
2. **Aumento del caudal posterior a la nevada:** Se observó un retraso en el aumento de caudal en 18 eventos de la cuenca Endorreica, 10 en Río Copiapó y 6 en Río Huasco. Este patrón podría estar influenciado por procesos de descongelamiento gradual de la nieve, que afecta el tiempo de respuesta en los caudales. Este comportamiento sugiere que el deshielo es más gradual debido a temperaturas ambientales más estables, lo cual permite un aumento de caudal diferido (Viviroli et al., 2011).
3. **Nevadas sin aumento de caudal:** Este comportamiento, registrado en varias ocasiones, destaca la capacidad de absorción de ciertas áreas del suelo y la posible pérdida de agua a través de la infiltración profunda. La falta de aumento

en el caudal después de nevadas en regiones áridas puede indicar un fenómeno de pérdida de agua por infiltración.

4. **Aumento de caudal antes de la nevada:** Aunque menos común, se observó un aumento previo en algunas nevadas. Este fenómeno podría estar asociado a lluvias previas o a la acumulación de nieve en las áreas altas que comienza a derretirse antes del evento de nevada principal (Huss y Hock, 2018).
5. **Nevadas sin registro de aumento de caudal antes o después del evento:** La falta de registro durante los eventos de precipitación sólida puede sugerir problemas en los sensores o al congelamiento del agua en el sector de la estación.

El análisis temporal, con la incorporación del parámetro de reducción “R0” y el área nival, no mostró una tendencia clara en la variabilidad climática en la región, con una alta irregularidad en los eventos de precipitación sólida y en la respuesta del caudal. Es importante destacar que este parámetro es derivado del ajuste de curva de la reducción del manto nival a un modelo exponencial. Por definición, este parámetro es un indicador de la tasa a la que el área cubierta de nieve disminuye, y no representa un proxy directo para el volumen de precipitación nival. La relación irregular entre la cobertura de nieve y el caudal, además de la variabilidad interanual, está fuertemente influenciada por procesos hidrológicos críticos en zonas áridas y semiáridas que no son capturados por la tasa de reducción del área nival R0, como la sublimación dinámica. La falta de tendencia clara en los gráficos por cuenca también sugiere que la topografía y la distribución geográfica de las cuencas juegan un rol importante en la hidrodinámica de cada una (Ayala et al., 2014), por lo que solo con esta relación de variables no es posible asociar estos parámetros matemáticos que describen la curva de deshielo con el volumen de nieve caída.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

El presente estudio cumplió con el objetivo general de parametrizar matemáticamente la evolución del manto nival en las principales cuencas de la Región de Atacama durante el periodo 2000-2020, generando ecuaciones regionales de reducción del manto nival basadas en imágenes MODIS para ambientes áridos y semiáridos. Este aporte metodológico constituye un avance relevante, ya que propone una forma sistemática de parametrizar eventos nivales singulares a partir de series satelitales, lo que abre la posibilidad de aplicar este enfoque en otros sectores de los Andes áridos y/o realizar correlaciones con datos meteorológicos.

En primer lugar, se ajustaron las ecuaciones que describen la dinámica de cada evento de reducción del manto nival a través de regresiones exponenciales negativas. La elección de esta función se fundamentó en su alto desempeño estadístico, con coeficientes de determinación elevados y criterios de descarte claros donde se conservaron únicamente curvas con parámetros consistentes y R^2 positivos. Los parámetros obtenidos, como “A” se interpreta como el área inicial de la nevada y su intensidad, “R0” corresponde a la tasa de retroceso del manto nival, mientras que “Y0” se interpreta como el área de nieve persistente o la duración del evento, los cuales permitieron cuantificar la evolución de cada nevada. Estos reflejaron una reducción nival lenta en invierno y acelerada en primavera-verano, coherente con la influencia térmica de la región. Es importante destacar que estos parámetros representan una aproximación indirecta al comportamiento del volumen nival, y no implican una estimación directa. Asimismo, se observaron diferencias hidrológicas entre cuencas, pero sin atribuir de forma concluyente los mayores caudales de la cuenca del Río Huasco únicamente a mayor precipitación, pues dichas variaciones también podrían atribuirse a diferencias topográficas.

En segundo lugar, se establecieron patrones de reducción estacional del manto nival, caracterizados por una acumulación en otoño e invierno y un agotamiento acelerado en los meses cálidos. Estos patrones, aunque recurrentes, no presentaron

cambios sistemáticos en el período 2000-2020, lo que indica que la variabilidad responde principalmente a la interacción entre radiación, temperatura, sublimación dinámica y patrones atmosféricos como ENSO, sin embargo, debido a la ausencia de un análisis entrega los parámetros nivales y los índices ENSO, esta relación corresponde a una interpretación plausible mencionada por otros autores como Ayala et al., 2014; Masiokas et al., 2006; y Garreaud et al., 2019, entre otros. Asimismo, aunque las tres cuencas presentan una estacionalidad similar, difieren en la magnitud y persistencia del área nival, lo que refleja posibles contrastes topográficos y climáticos propios de cada sistema.

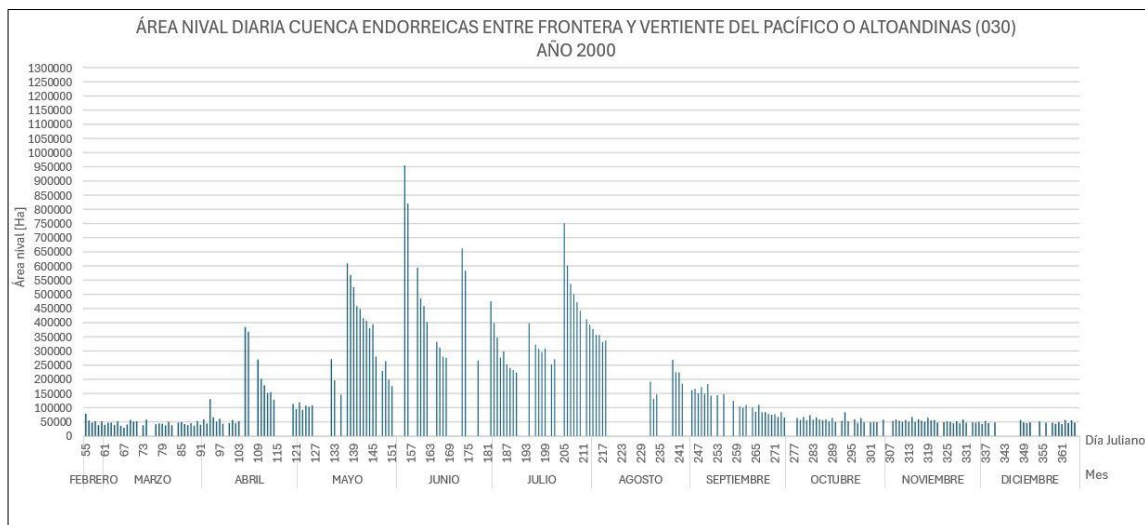
Aunque el uso de imágenes satelitales permitió caracterizar la cobertura nival de la región, se identificaron limitaciones asociadas a la interferencia de nubes y a la resolución espacial. Si bien el procedimiento de depuración manual permitió eliminar días contaminados por nubes, con sombras o errores de clasificación, ello implicó una reducción de la continuidad temporal, y la eliminación de ecuaciones que no cumplían con los criterios definidos, afectando la sensibilidad del análisis y la representación completa de ciertos eventos. Por ello, se recomienda complementar la detección remota con sistemas de monitoreo automatizado en terreno, modelos de mayor resolución espacial y el uso de drones, lo que permitiría reducir la incertidumbre en las proyecciones y optimizar la gestión hídrica.

Aunque el uso de imágenes MODIS permitió caracterizar la dinámica del manto nival de manera consistente, se requiere de mediciones en terreno de SWE y de estaciones nivométricas para validar las curvas de reducción obtenidas.

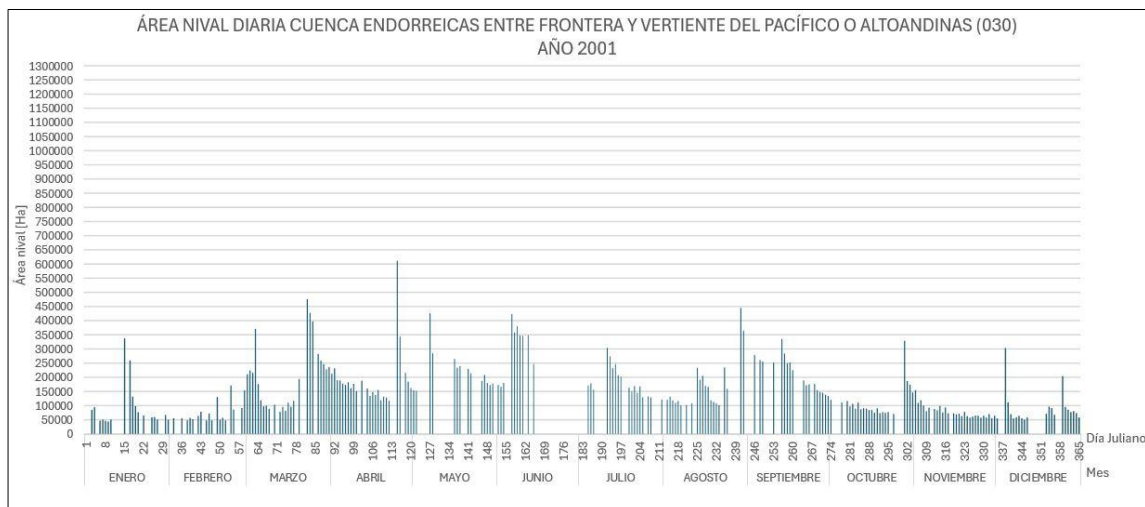
Los resultados obtenidos aportan un marco metodológico aplicable a la gestión de recursos hídricos, al proveer una descripción cuantitativa de la reducción nival en zonas áridas andinas. Este avance constituye una base útil para el desarrollo de modelos predictivos orientados a mejorar la planificación hídrica, especialmente en un contexto de alta variabilidad climática y creciente presión sobre las fuentes de agua en la Región de Atacama.

ANEXOS

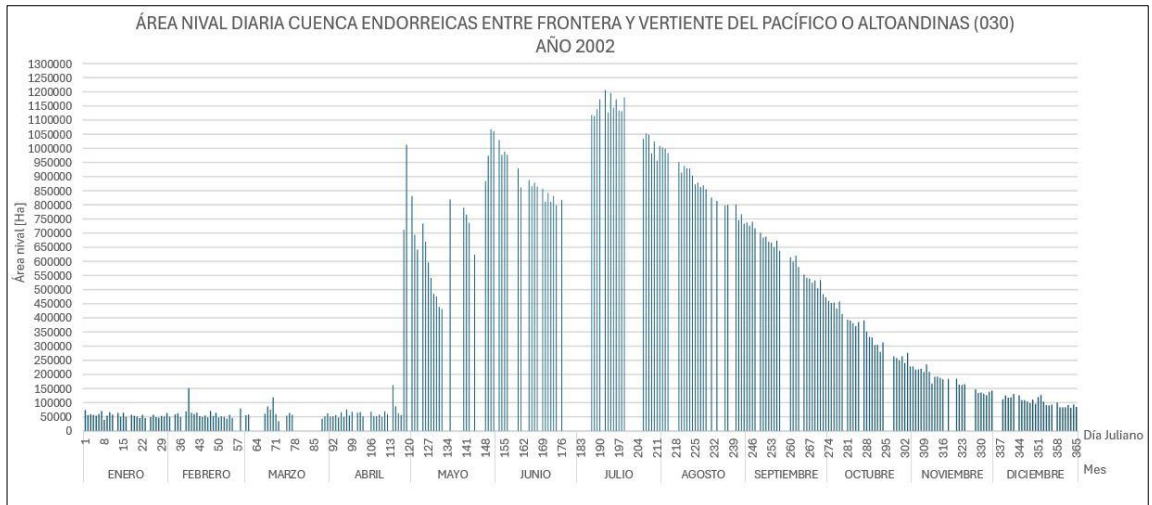
ANEXO 1. Área nival diaria de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas (030) desde el año 2000 al 2020



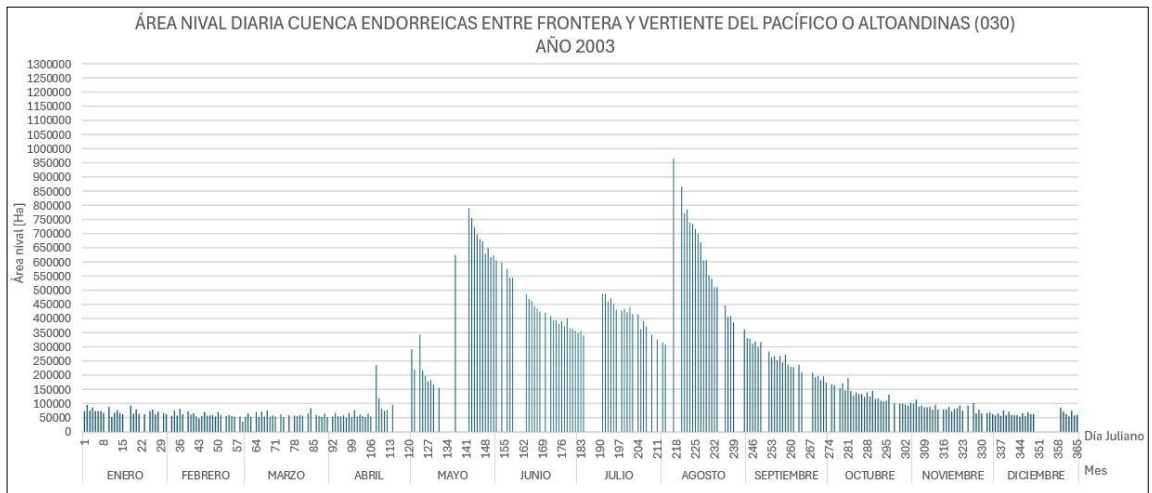
Anexo 1.1. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2000. Elaboración propia.



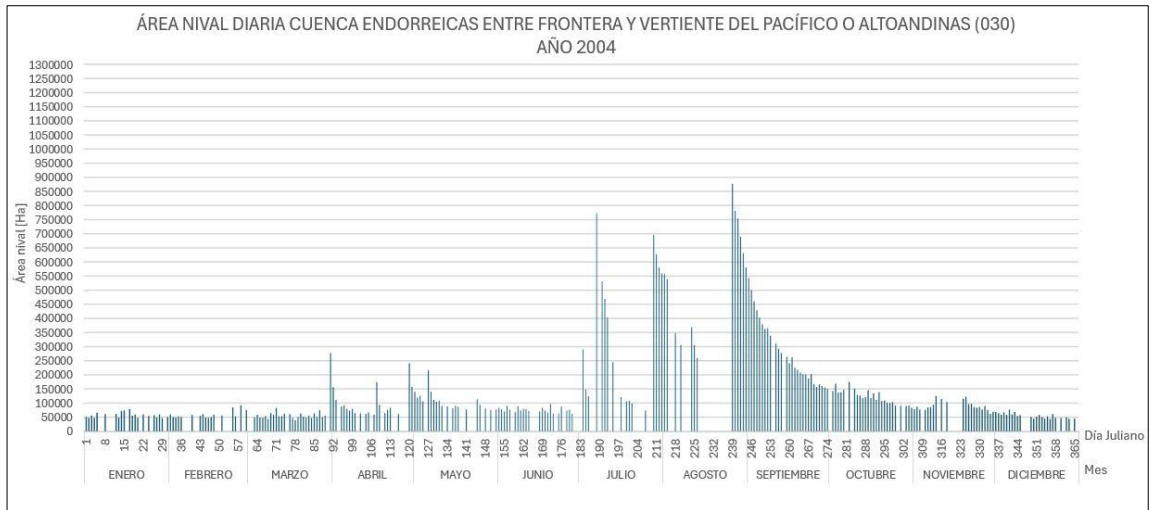
Anexo 1.2. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2001. Elaboración propia.



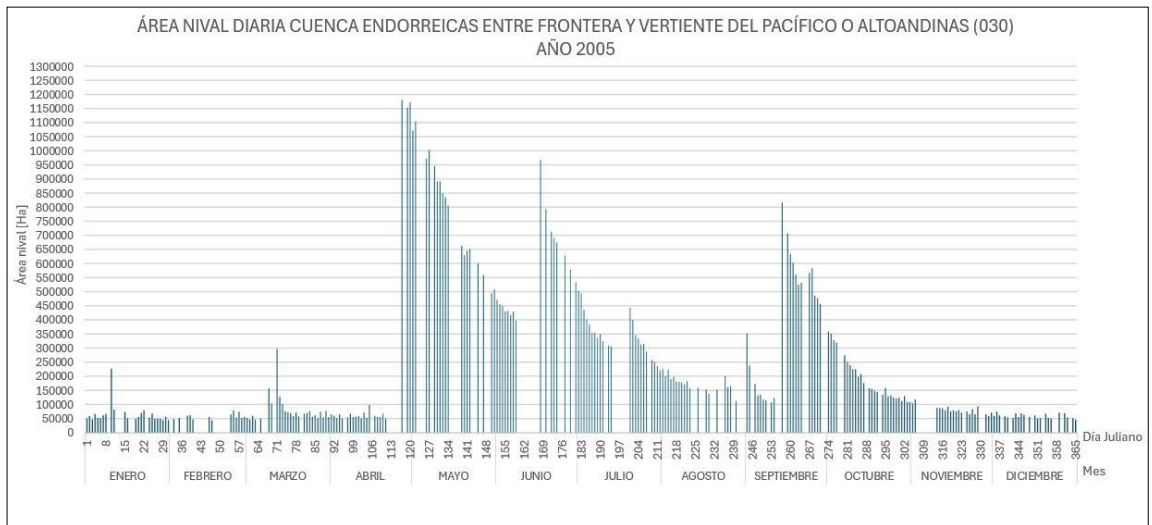
Anexo 1.3. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2002. Elaboración propia.



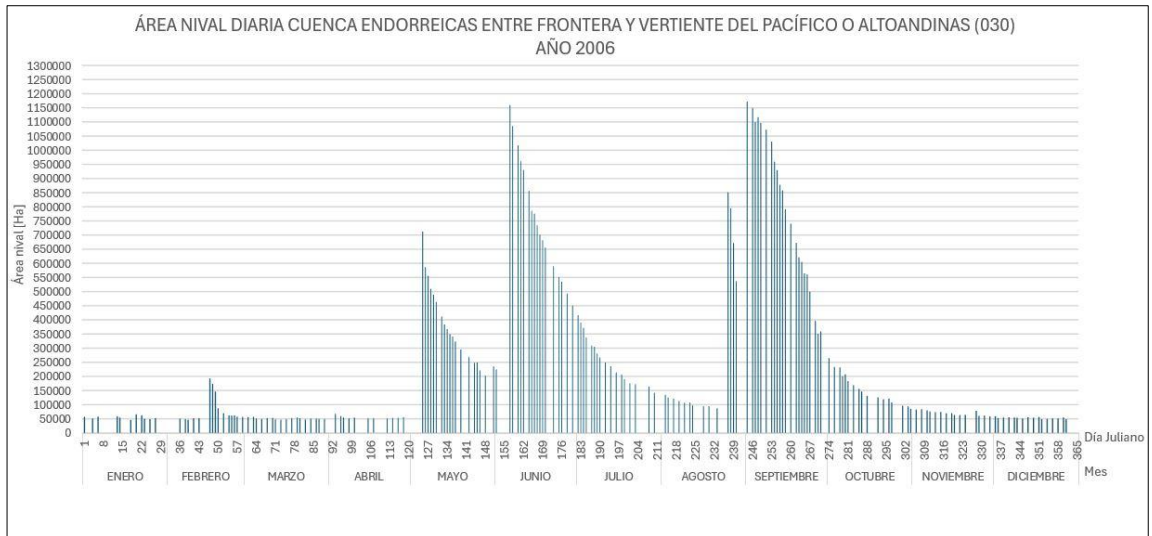
Anexo 1.4. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2003. Elaboración propia.



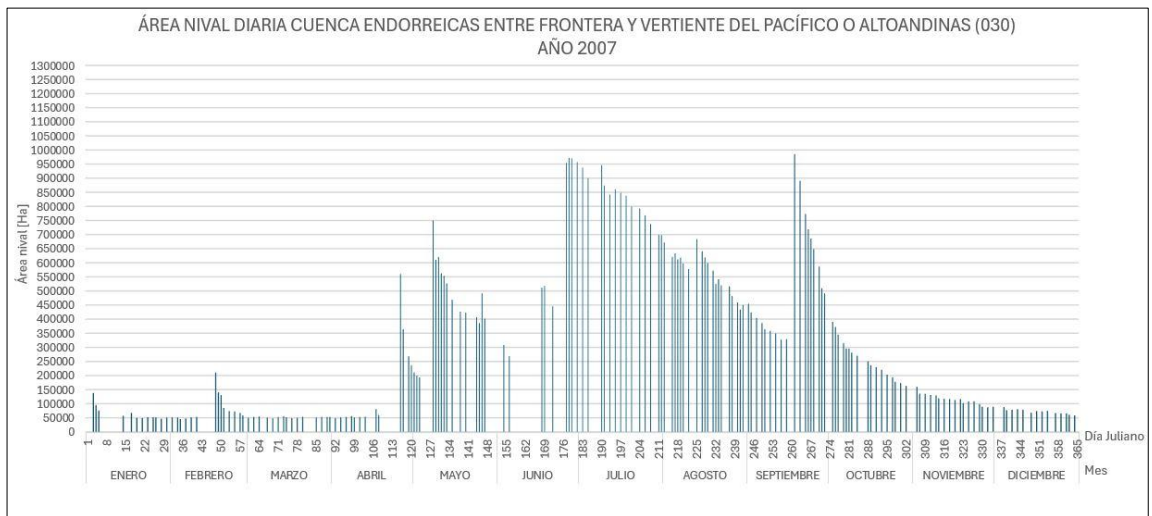
Anexo 1.5. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2004. Elaboración propia.



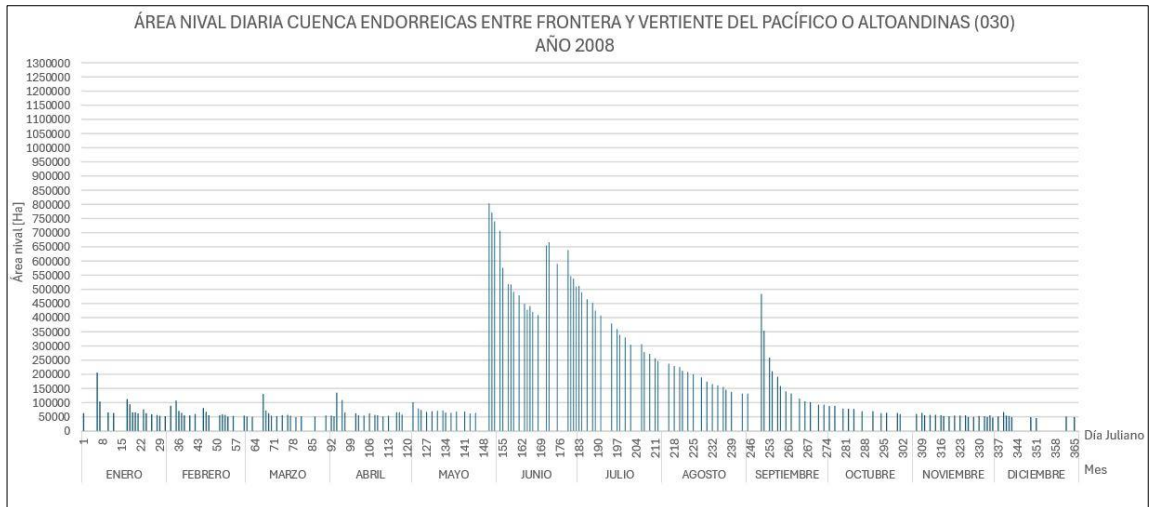
Anexo 1.6. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2005. Elaboración propia.



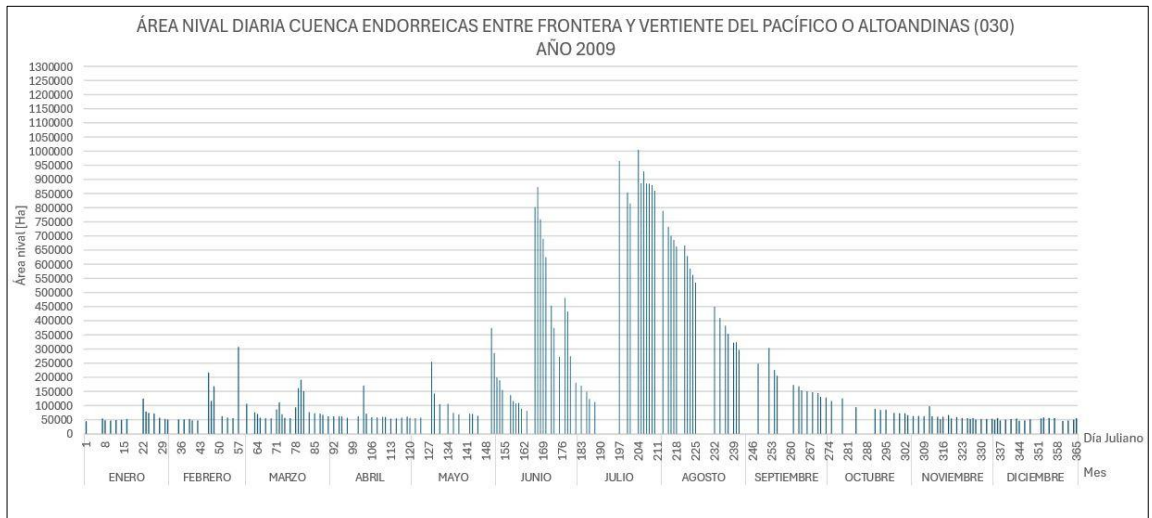
Anexo 1.7. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2006. Elaboración propia.



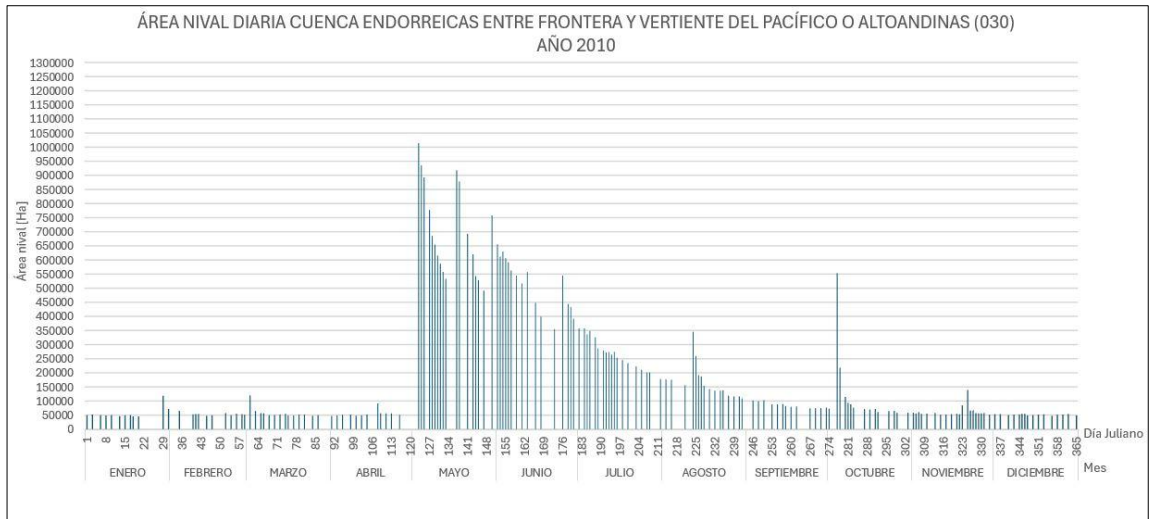
Anexo 1.8. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2007. Elaboración propia.



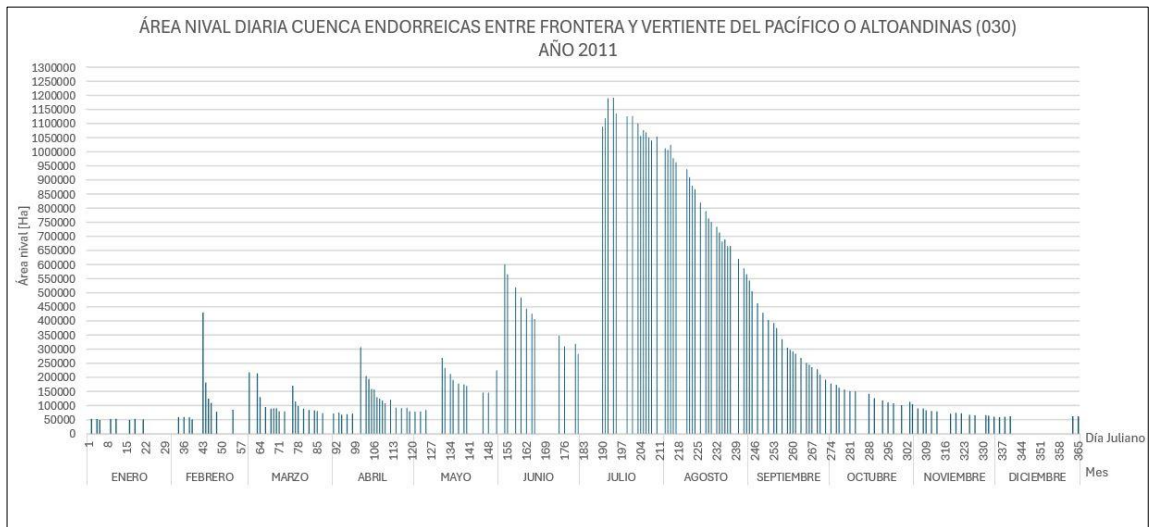
Anexo 1.9. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2008. Elaboración propia.



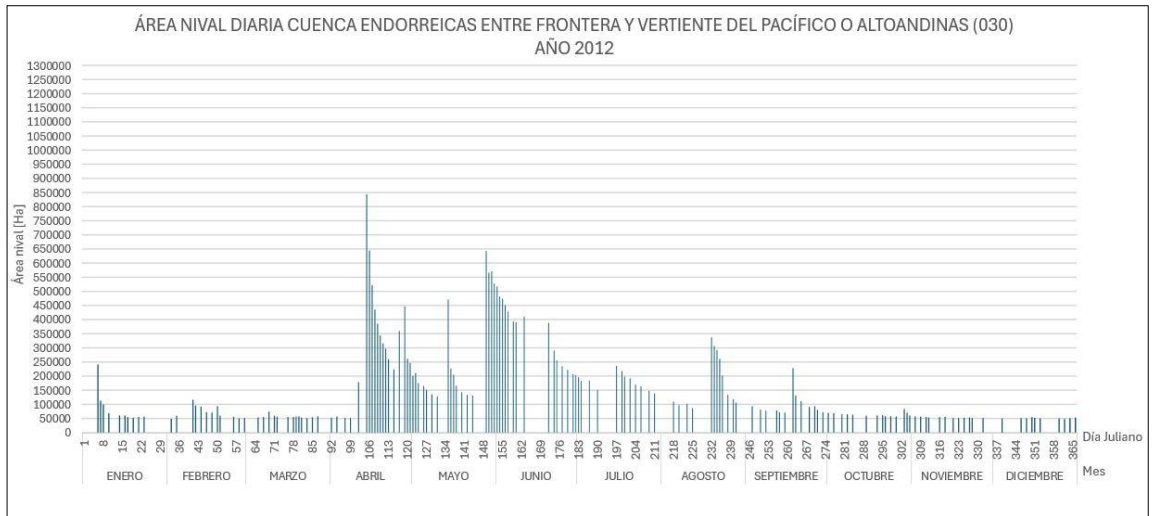
Anexo 1.10. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2009. Elaboración propia.



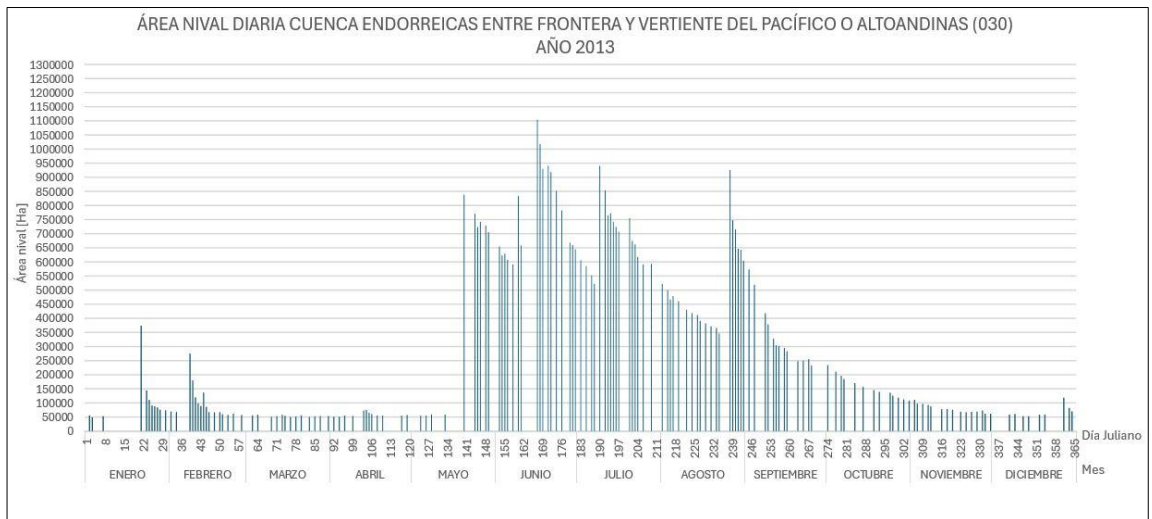
Anexo 1.11. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2010. Elaboración propia.



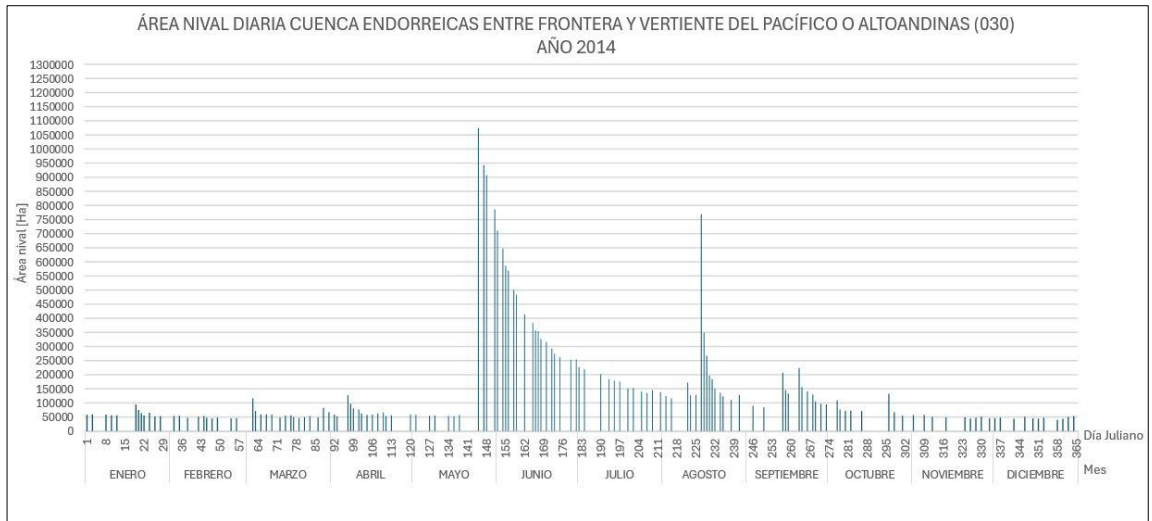
Anexo 1.12. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2011. Elaboración propia.



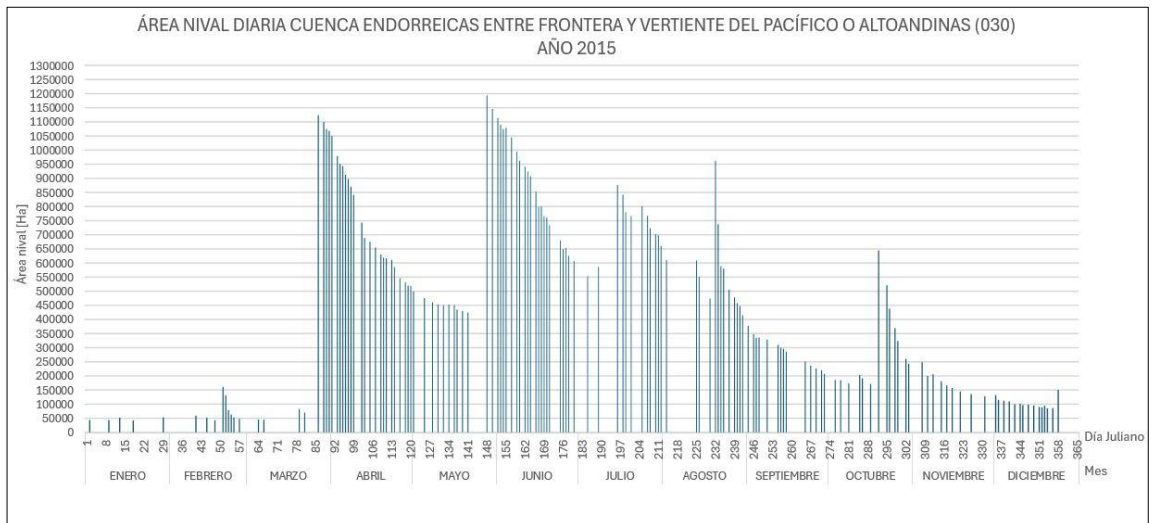
Anexo 1.13. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2012. Elaboración propia.



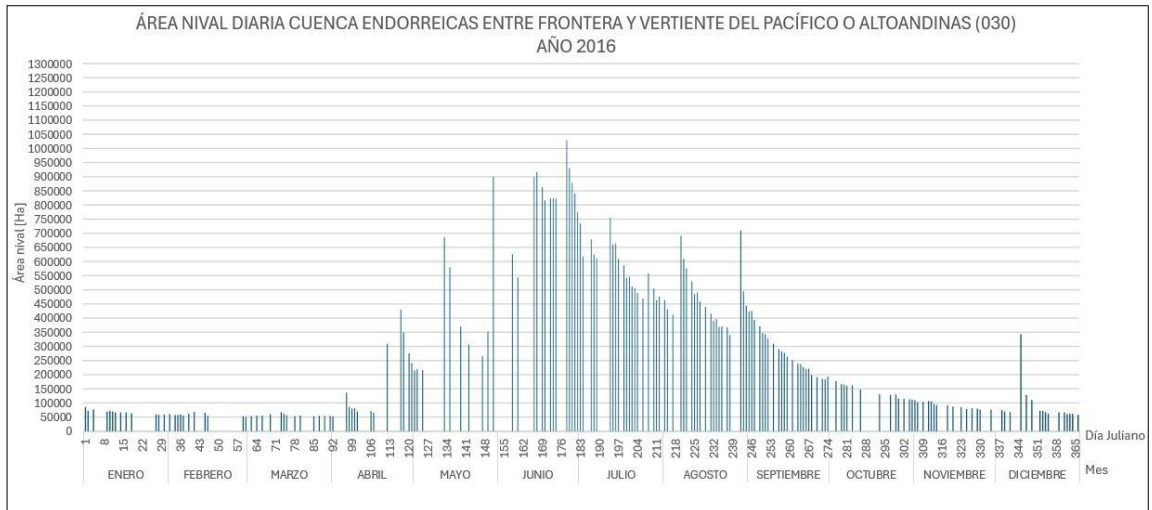
Anexo 1.14. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2013. Elaboración propia.



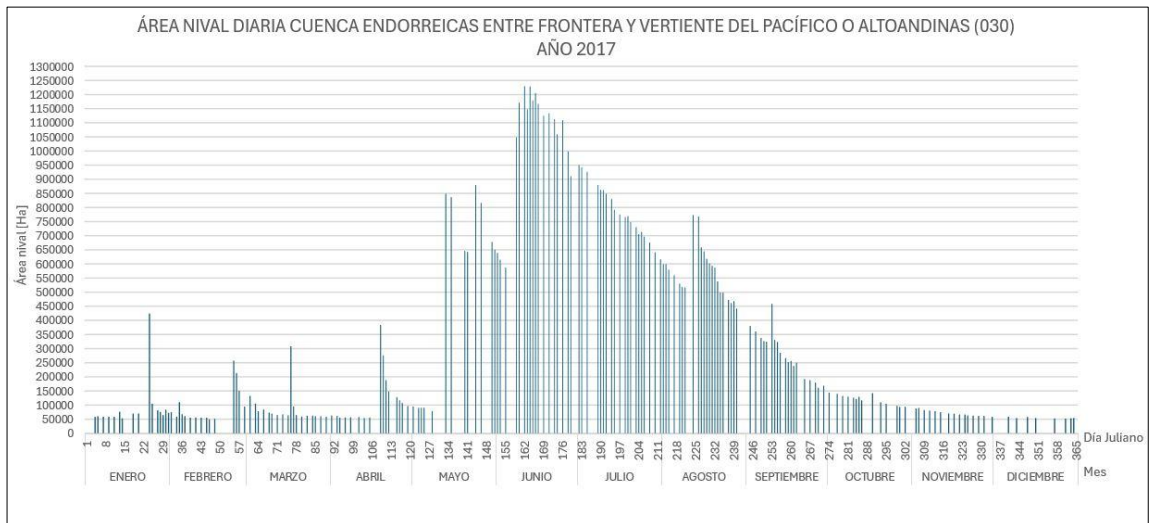
Anexo 1.15. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2014. Elaboración propia.



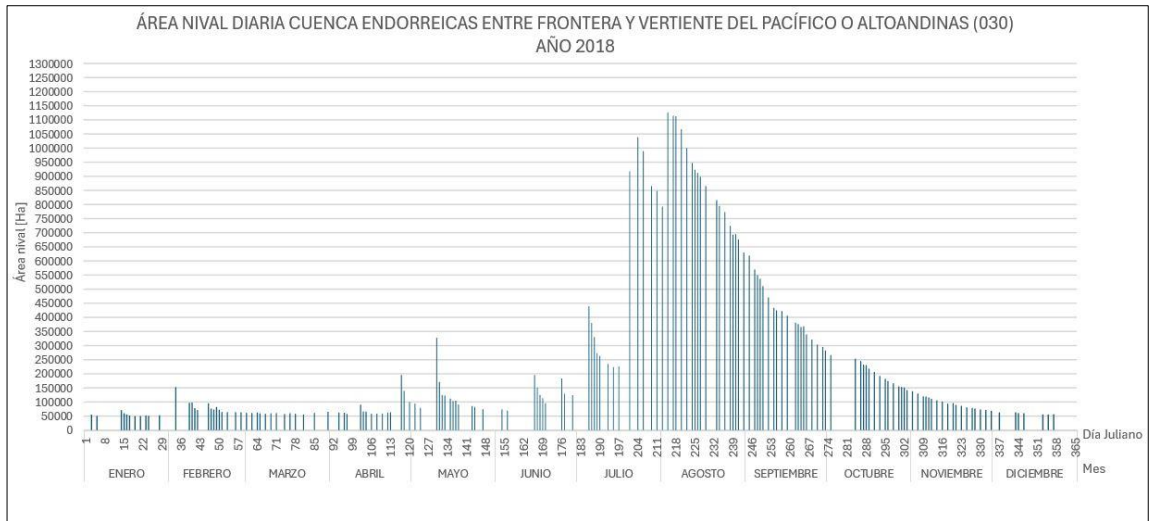
Anexo 1.16. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2015. Elaboración propia.



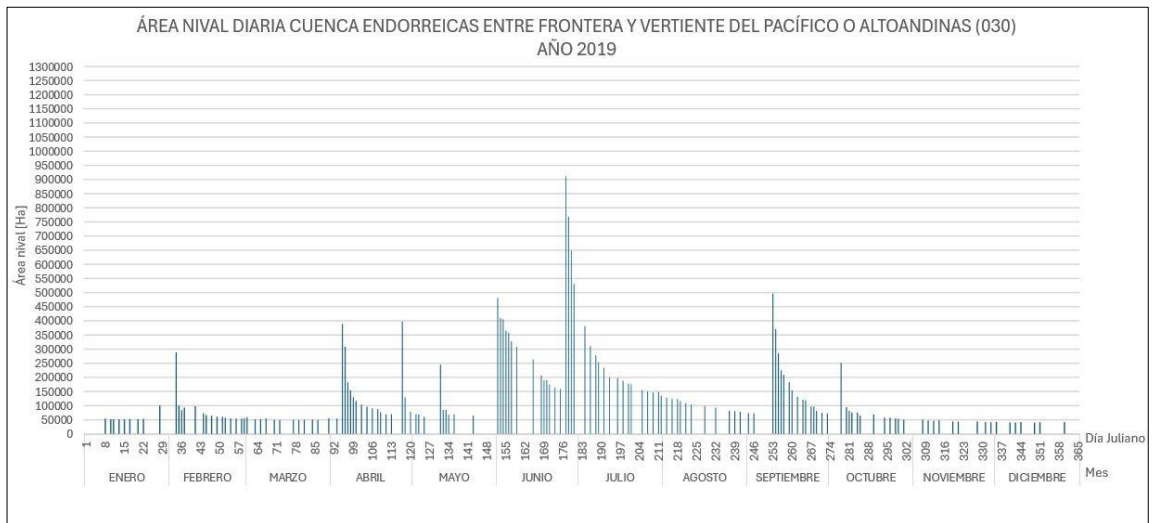
Anexo 1.17. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2016. Elaboración propia.



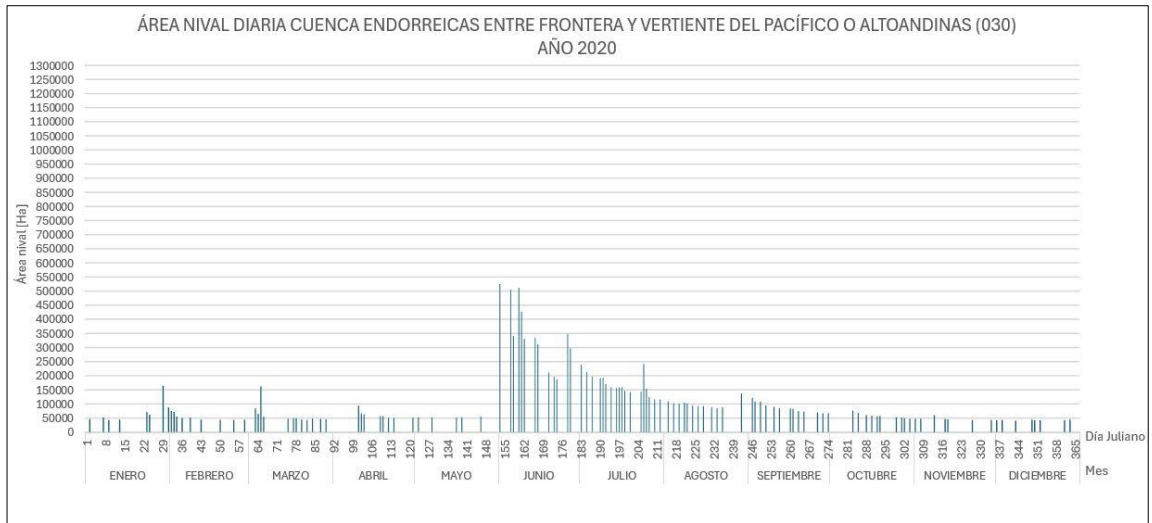
Anexo 1.18. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2017. Elaboración propia.



Anexo 1.19. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2018. Elaboración propia.

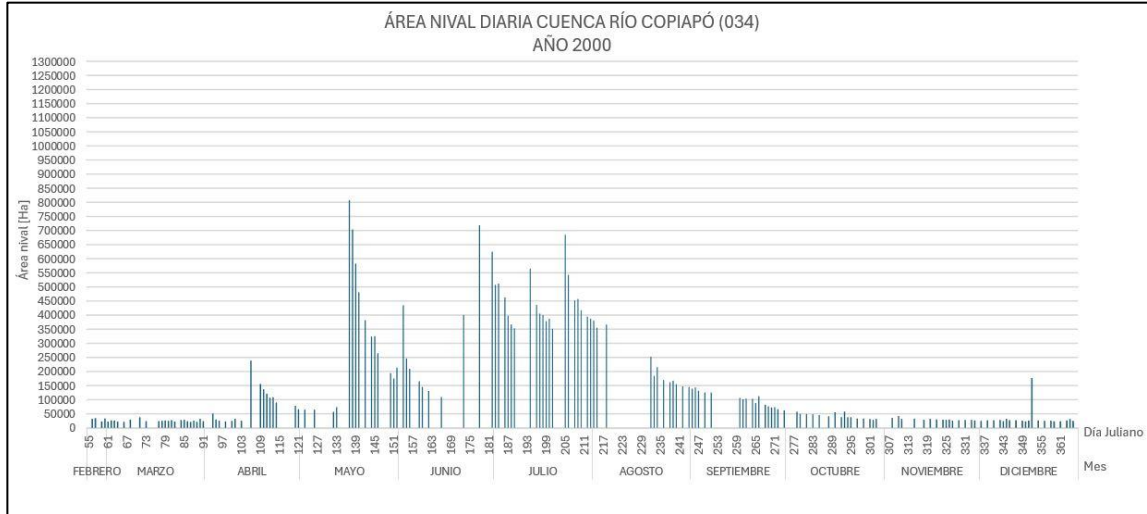


Anexo 1.20. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2019. Elaboración propia.

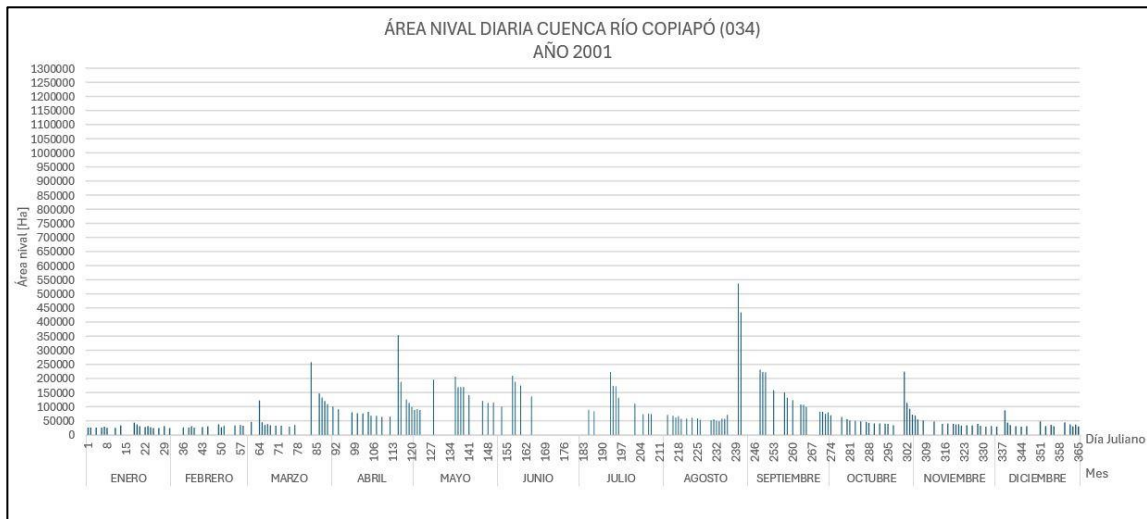


Anexo 1.21. Cobertura nival diaria de la cuenca Endorreica entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas del año 2020. Elaboración propia.

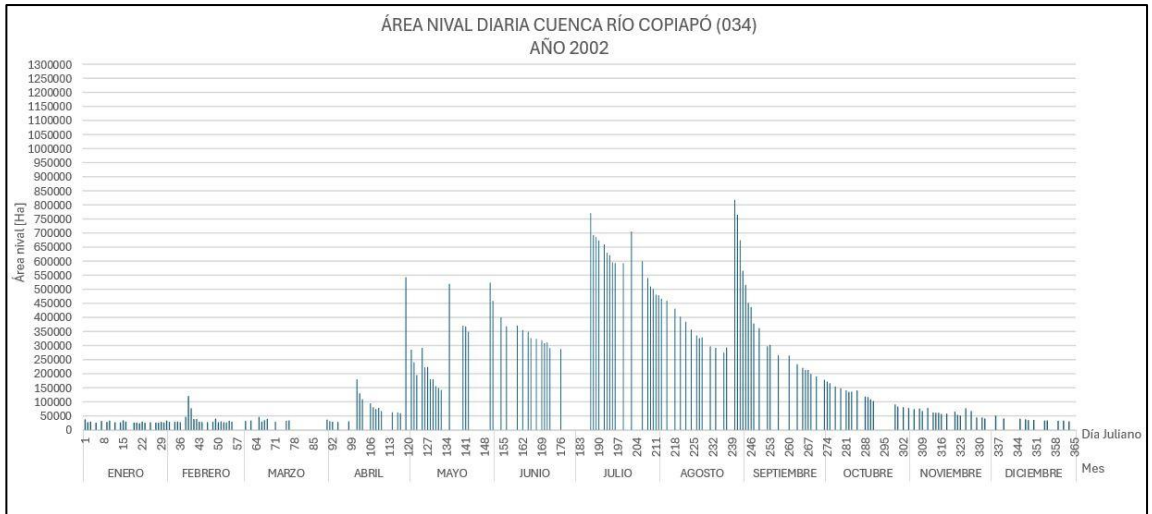
ANEXO 2. Área nival diaria de la cuenca Río Copiapó (034) desde el año 2000 al 2020



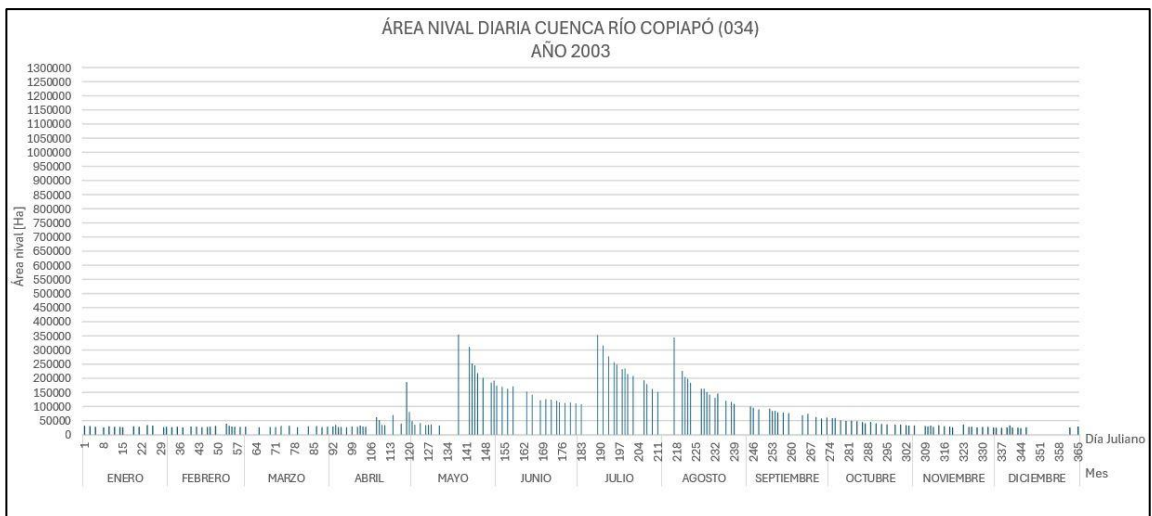
Anexo 2.1. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2000. Elaboración propia.



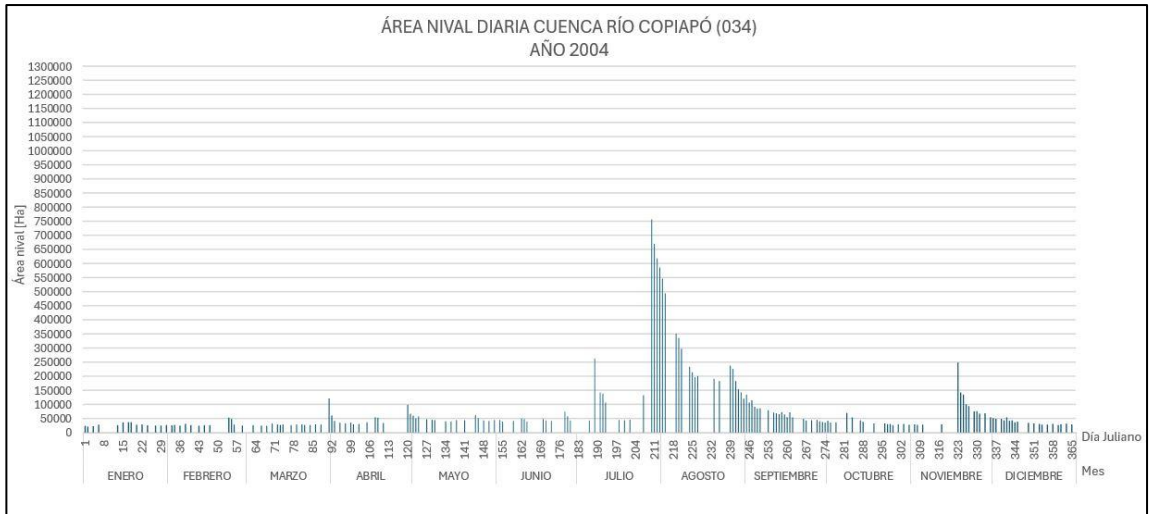
Anexo 2.2. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2001. Elaboración propia.



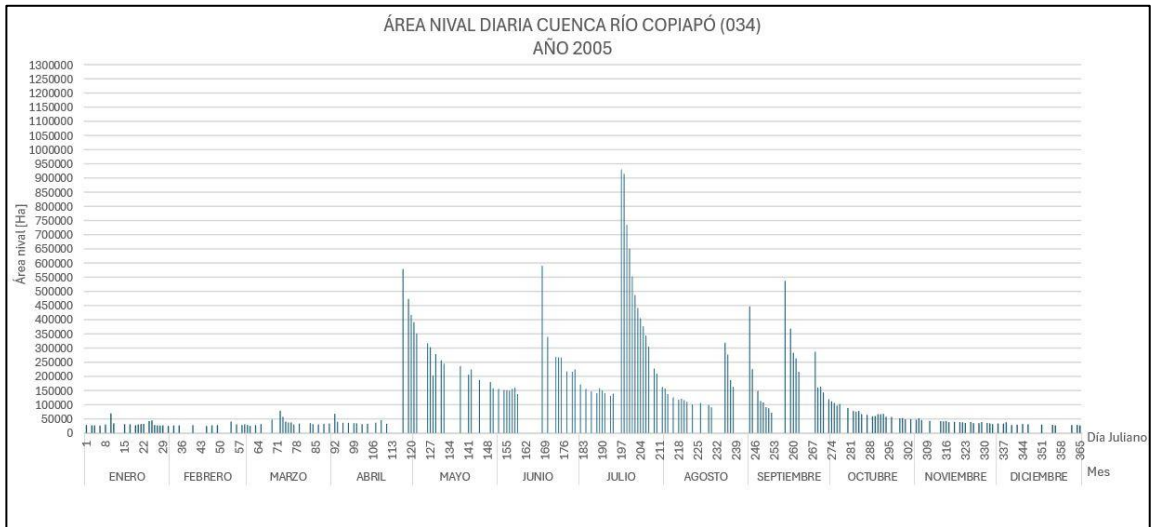
Anexo 2.3. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2002. Elaboración propia.



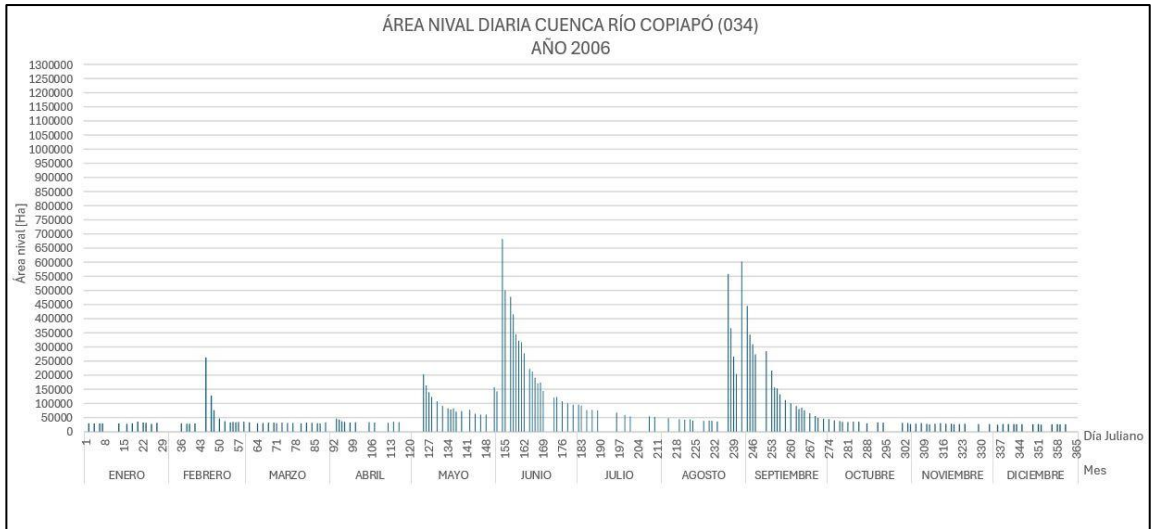
Anexo 2.4. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2003. Elaboración propia.



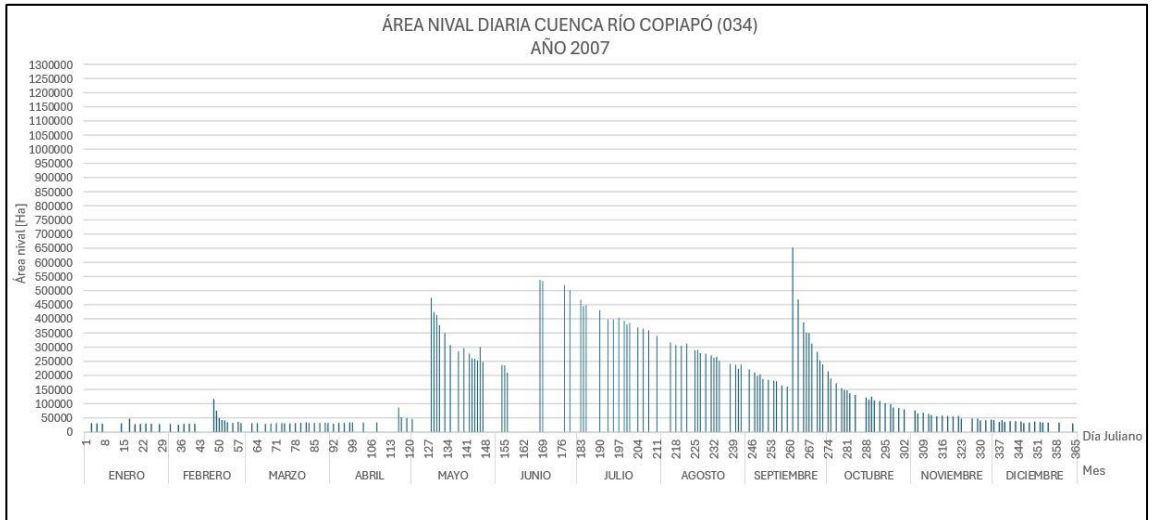
Anexo 2.5. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2004. Elaboración propia.



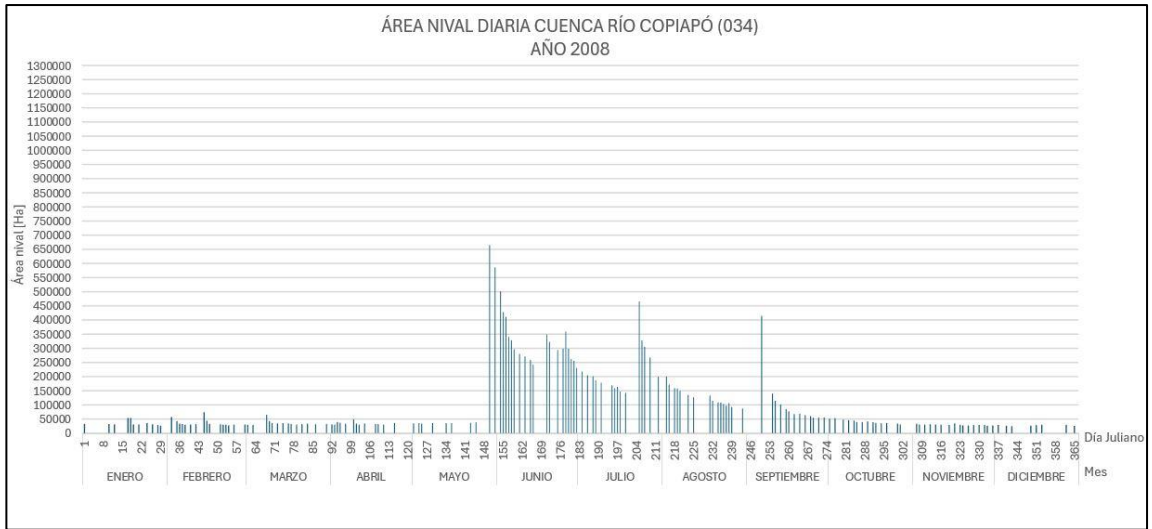
Anexo 2.6. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2005. Elaboración propia.



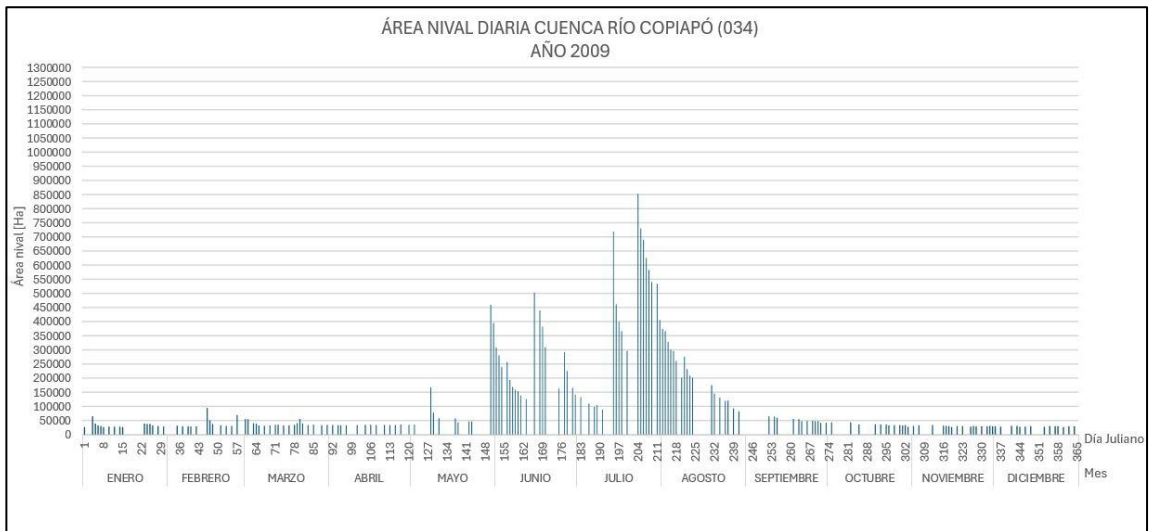
Anexo 2.7. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2006. Elaboración propia.



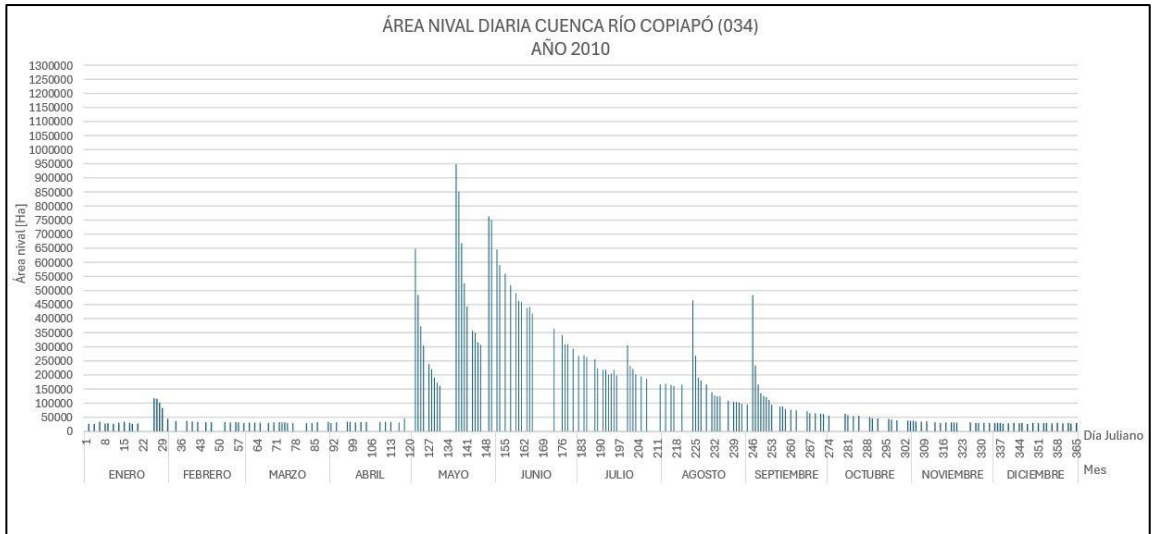
Anexo 2.8. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2007. Elaboración propia.



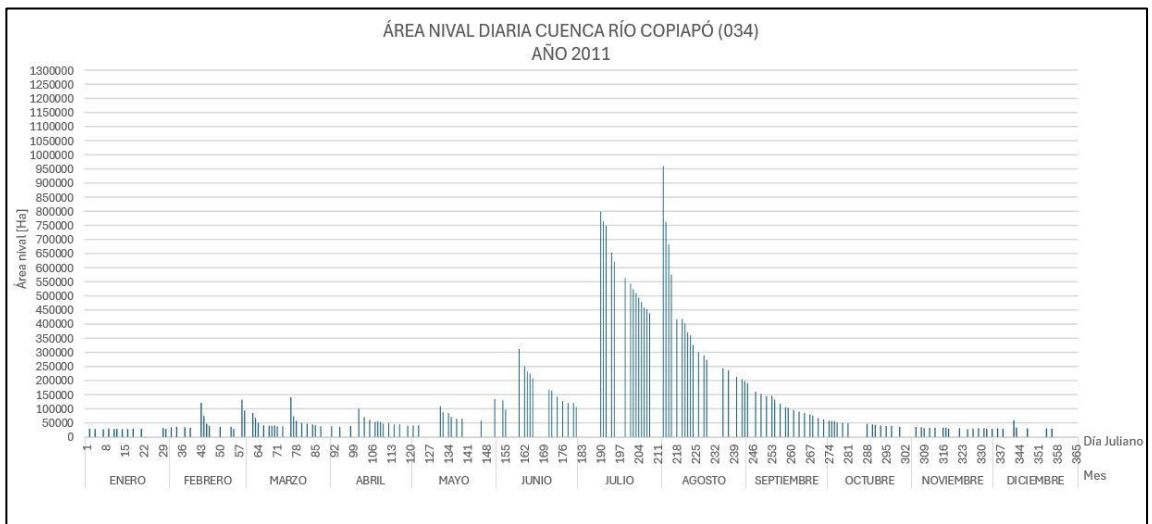
Anexo 2.9. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2008. Elaboración propia.



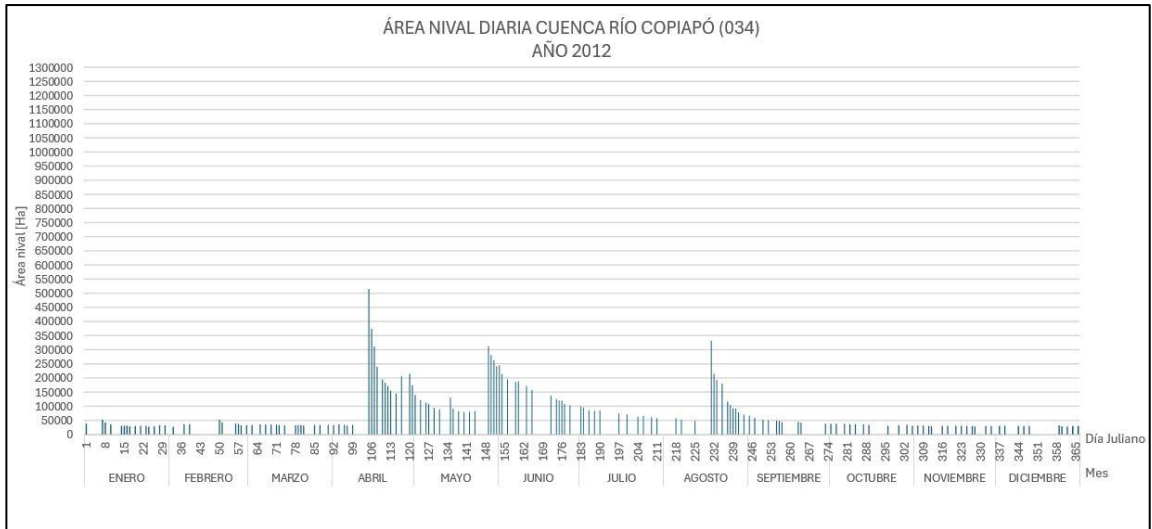
Anexo 2.10. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2009. Elaboración propia.



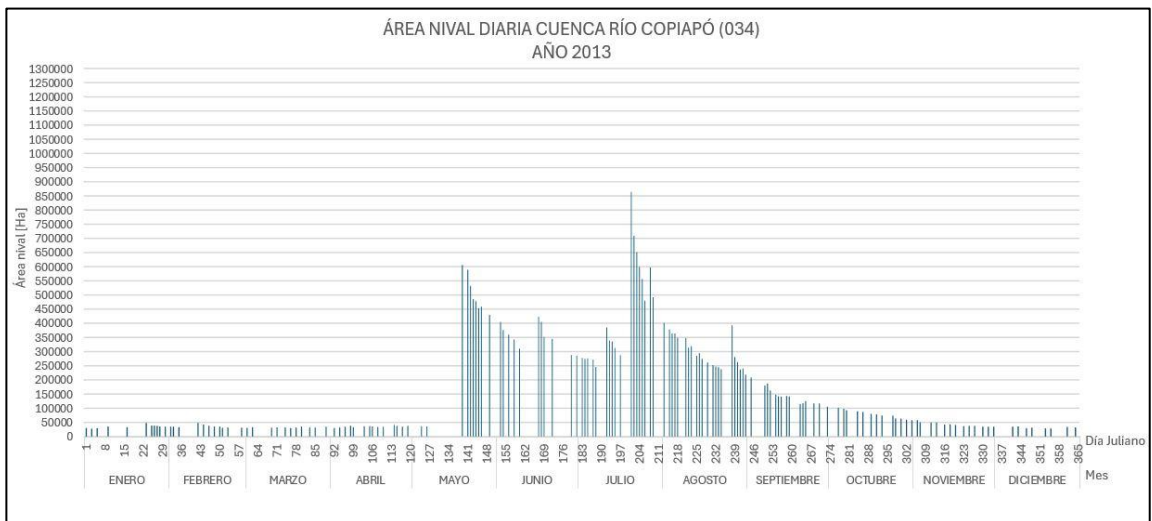
Anexo 2.11. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2010. Elaboración propia.



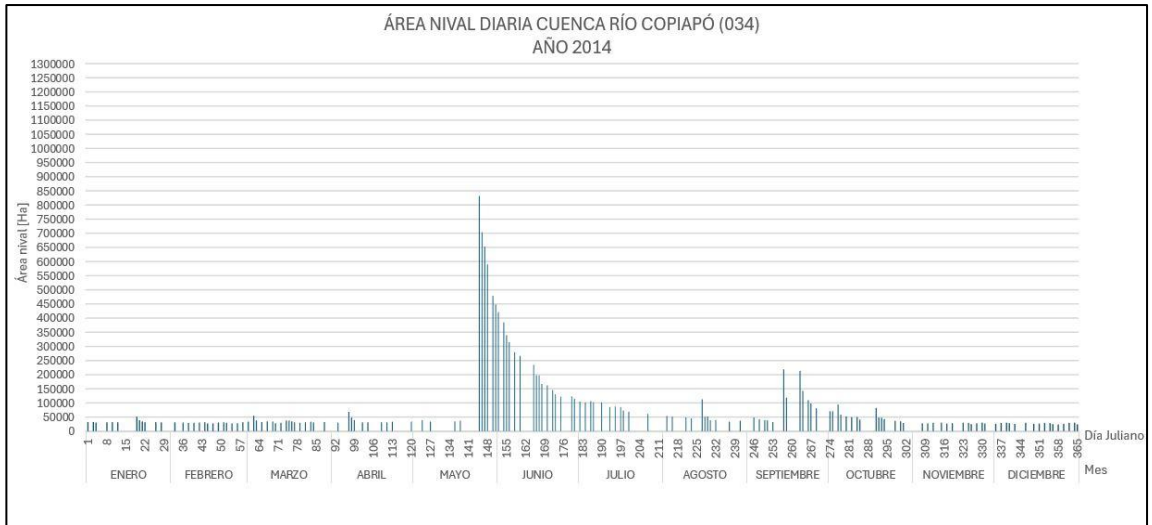
Anexo 2.12. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2011. Elaboración propia.



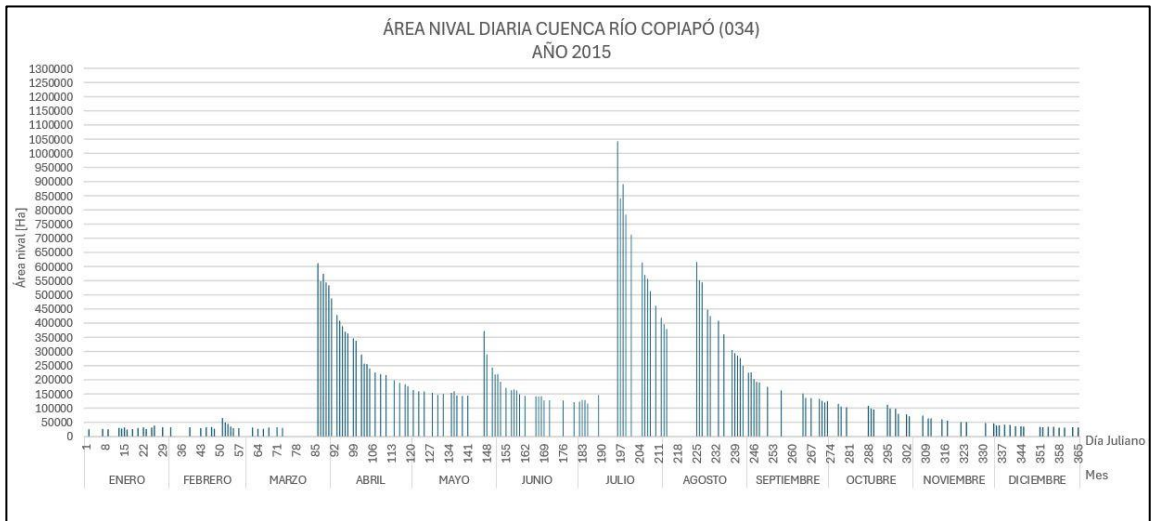
Anexo 2.13. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2012. Elaboración propia.



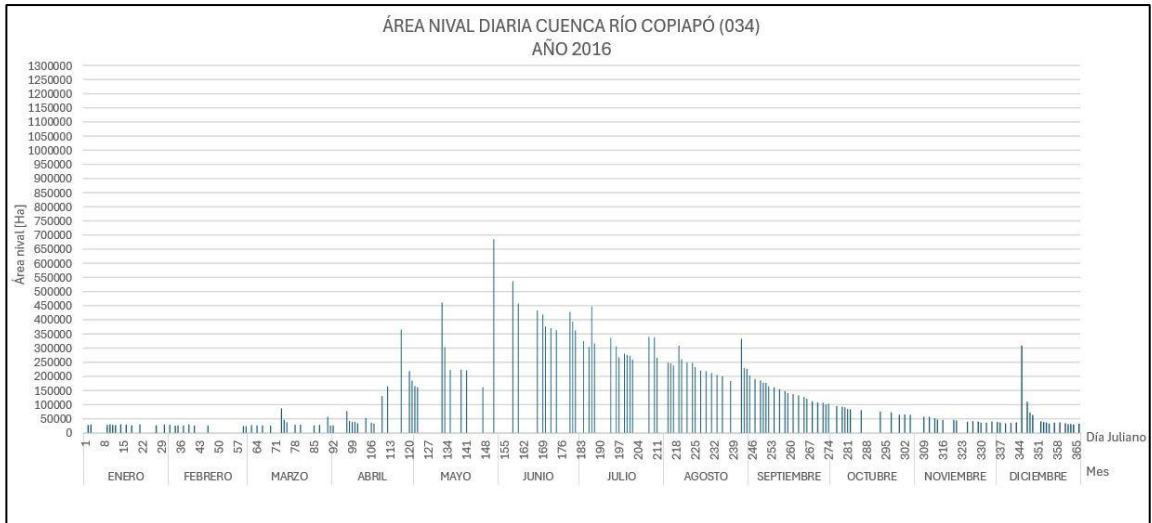
Anexo 2.14. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2013. Elaboración propia.



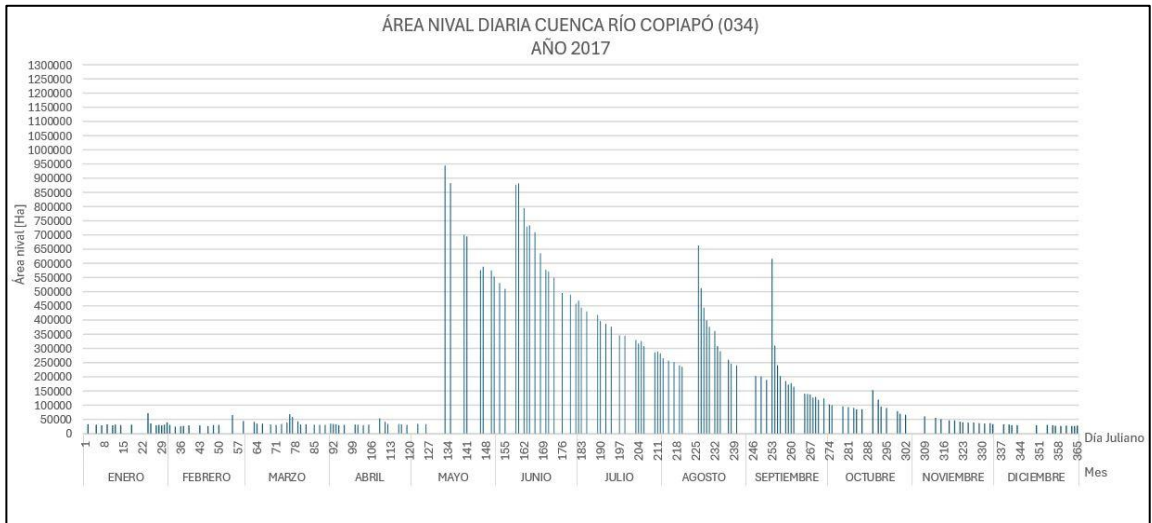
Anexo 2. 15. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2014. Elaboración propia.



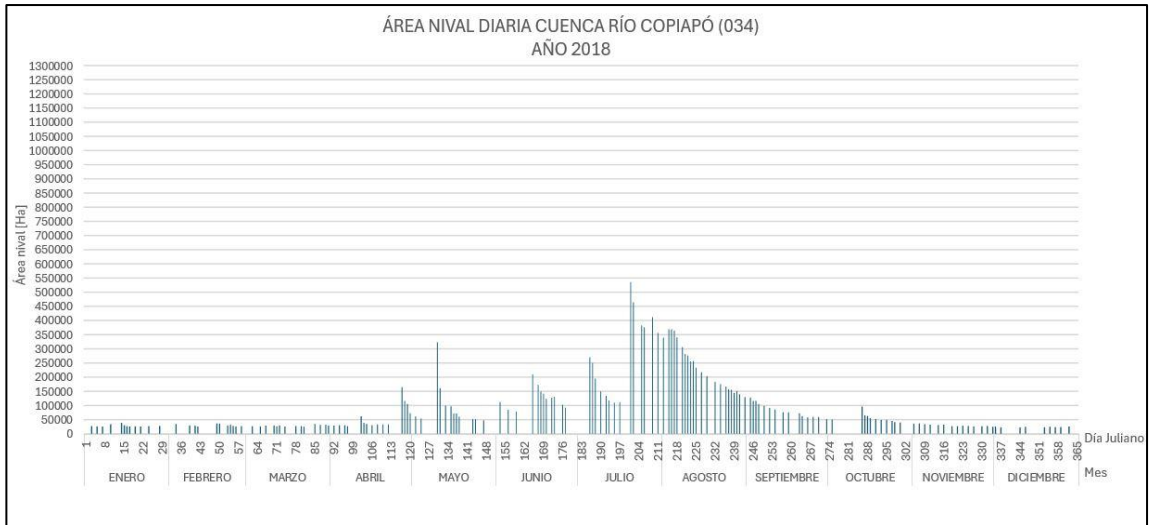
Anexo 2.16. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2015. Elaboración propia.



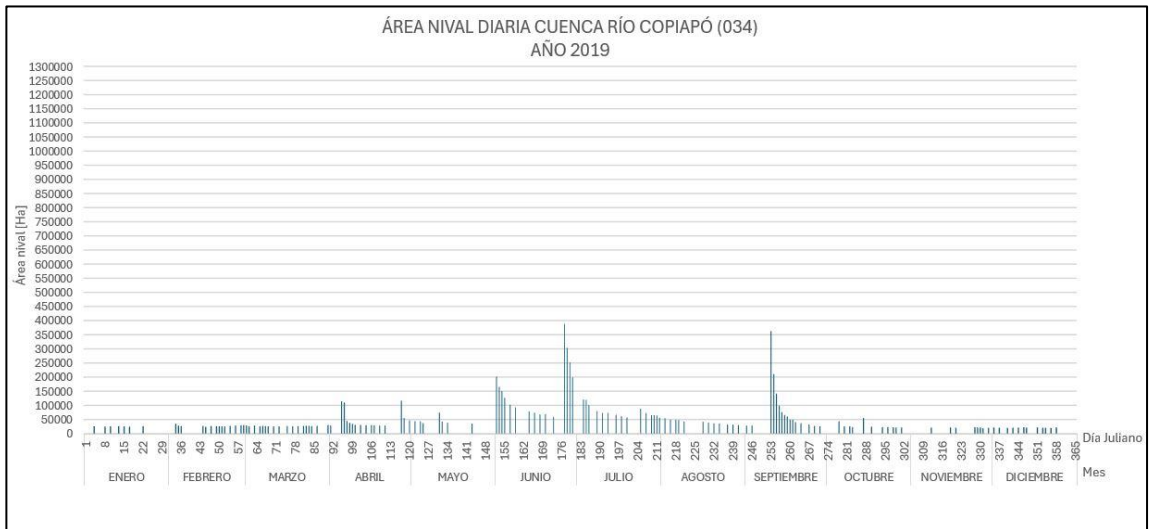
Anexo 2.17. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2016. Elaboración propia.



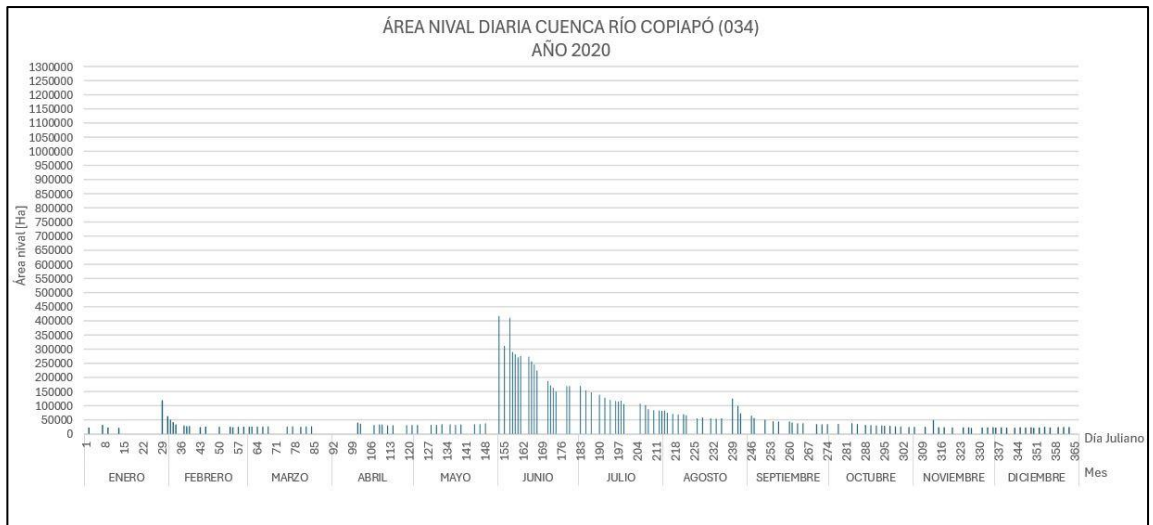
Anexo 2.18. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2017. Elaboración propia.



Anexo 2.19. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2018. Elaboración propia.

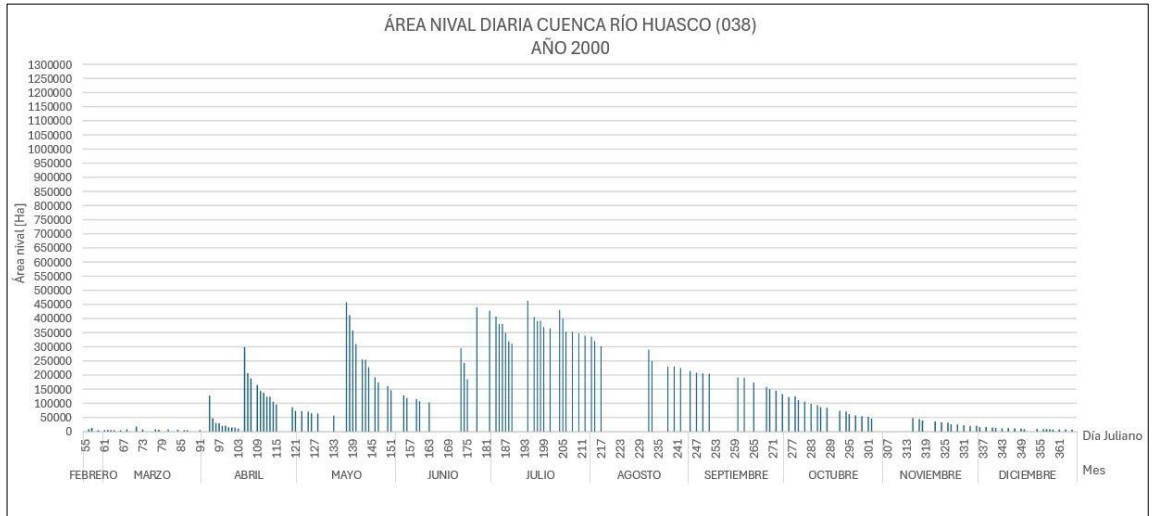


Anexo 2.20. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2019. Elaboración propia.

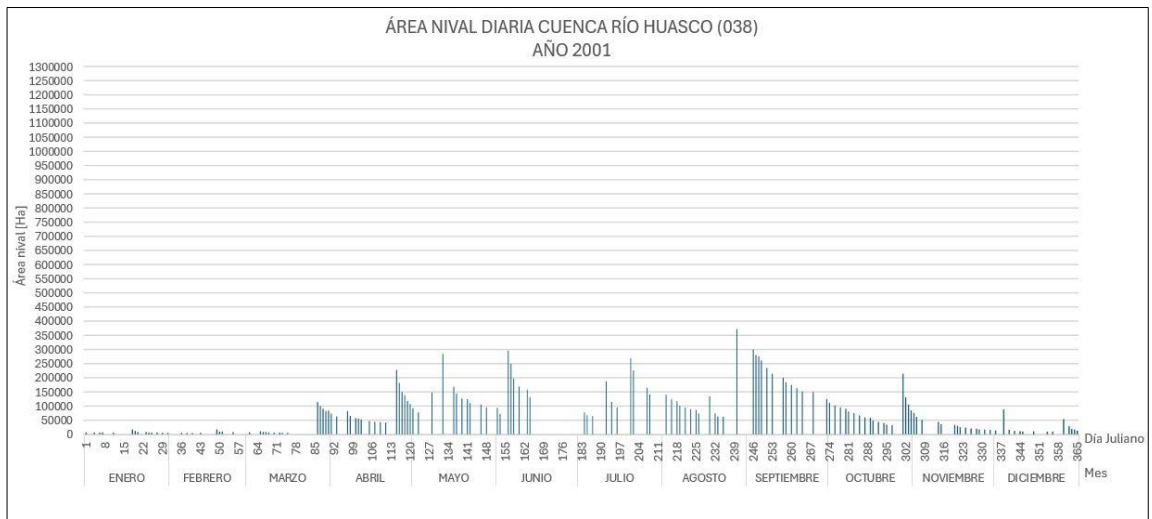


Anexo 2.21. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Copiapó del año 2020. Elaboración propia.

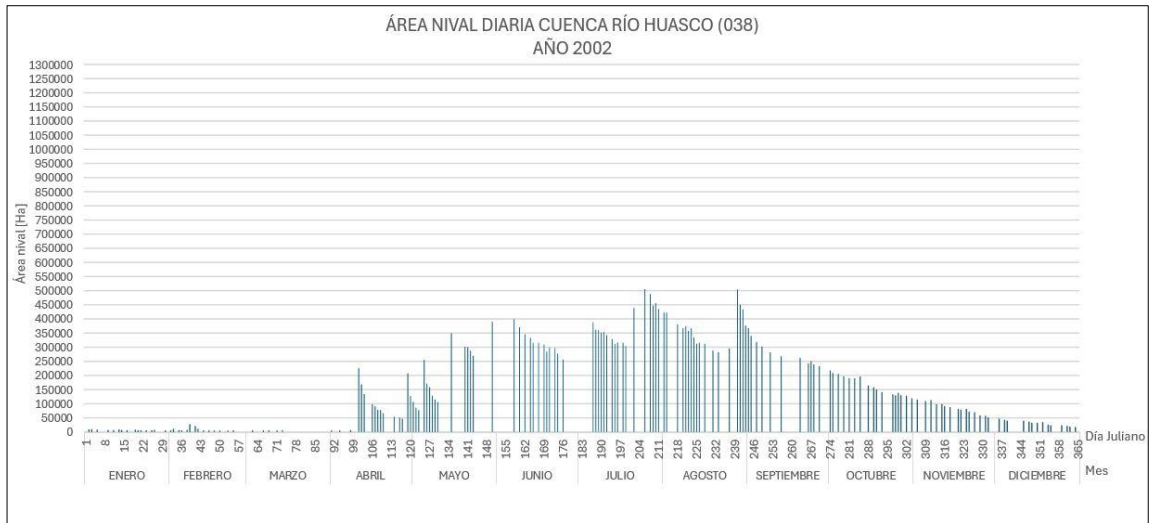
ANEXO 3. Área nival diaria de la cuenca Río Huasco (038) desde el año 2000 al 2020



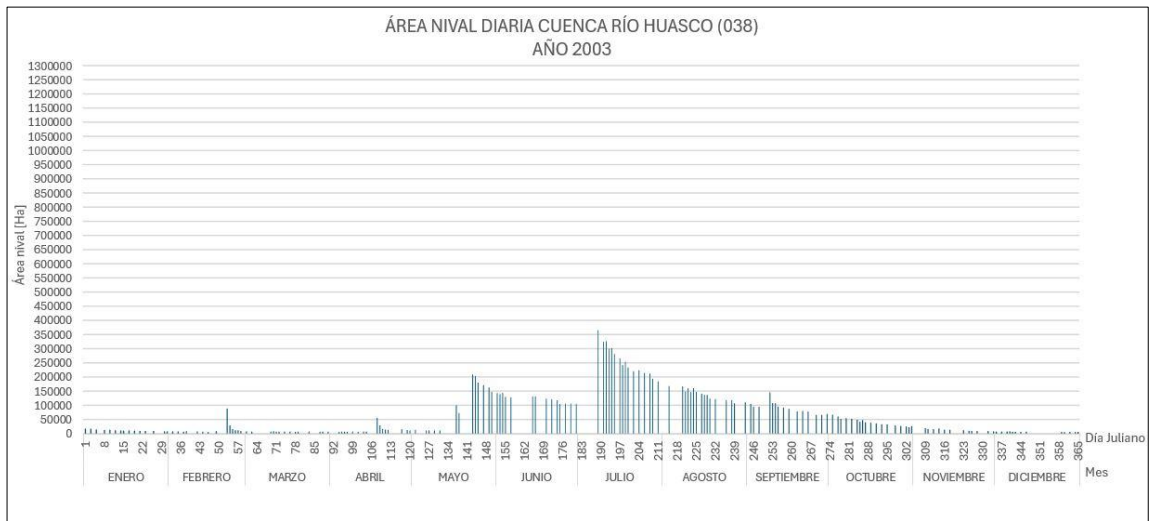
Anexo 3.1. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2000. Elaboración propia.



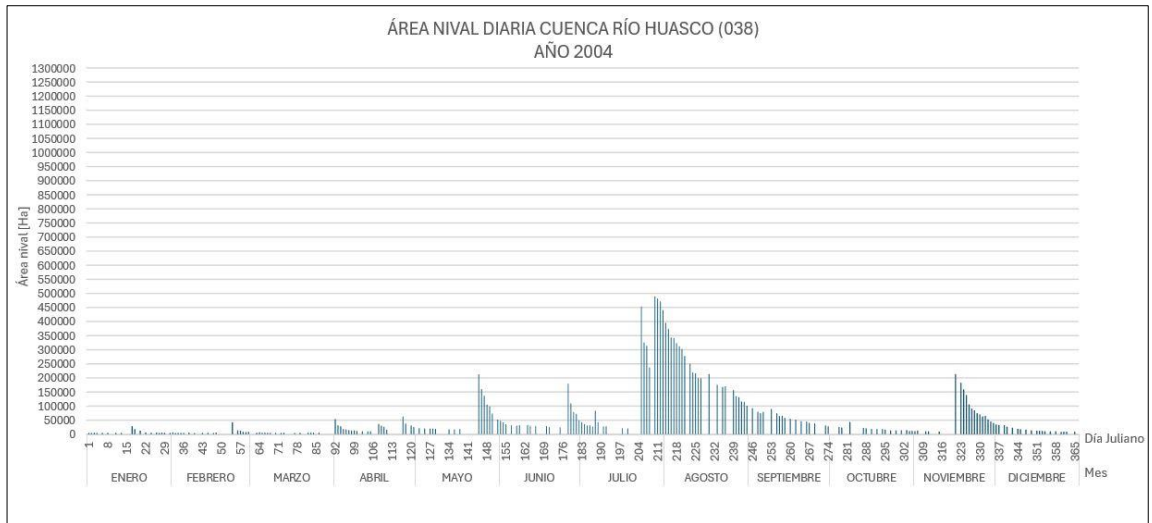
Anexo 3.2. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2001. Elaboración propia.



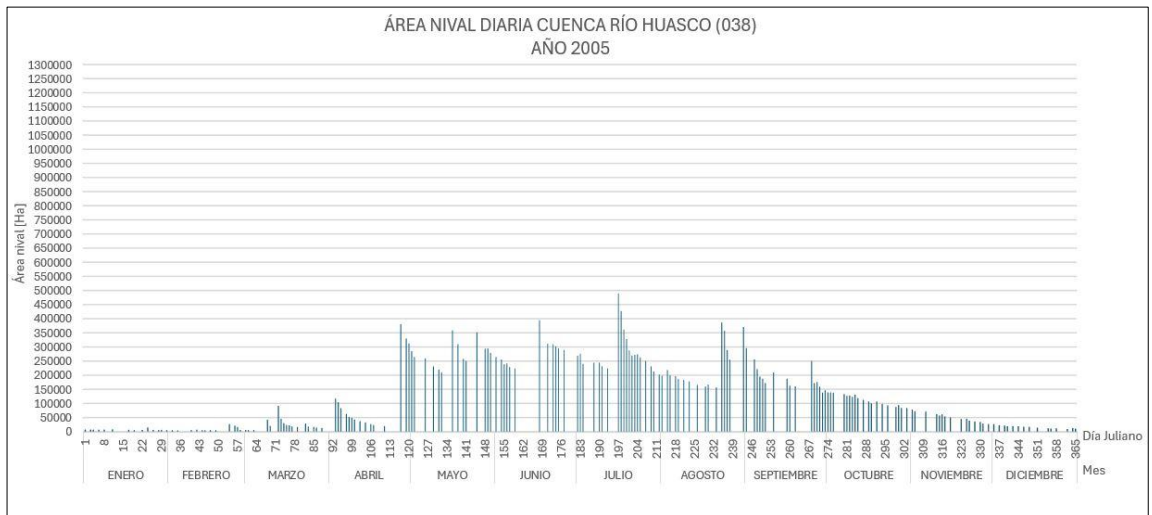
Anexo 3.3. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2002. Elaboración propia.



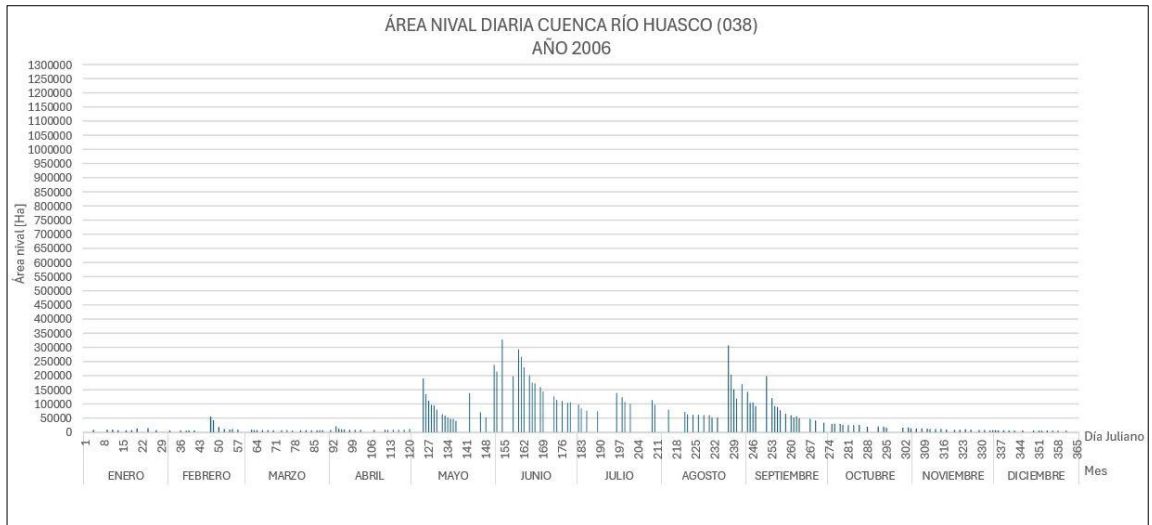
Anexo 3.4. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2003. Elaboración propia.



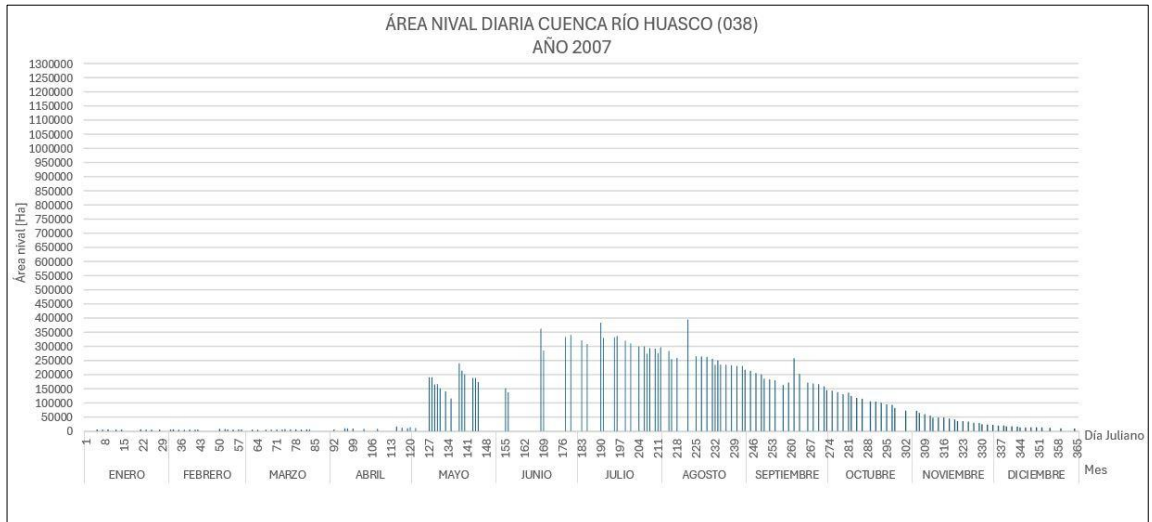
Anexo 3.5. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2004. Elaboración propia.



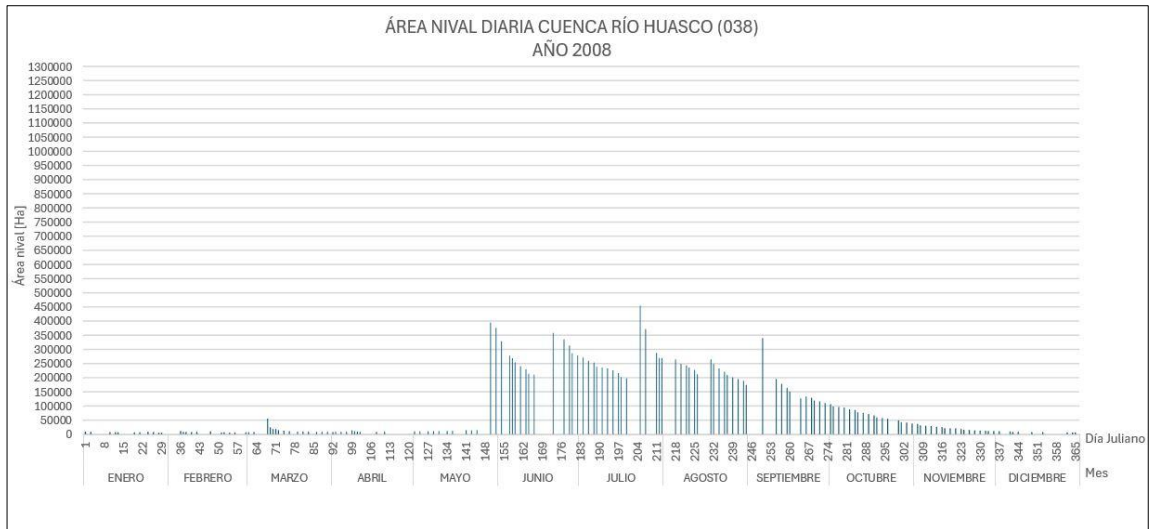
Anexo 3.6. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2005. Elaboración propia.



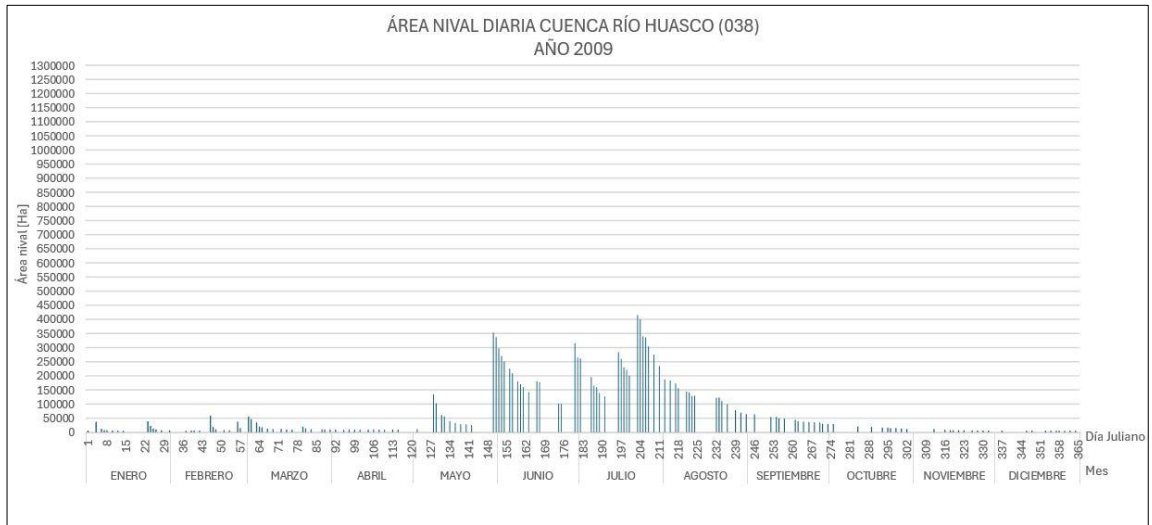
Anexo 3.7. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2006. Elaboración propia.



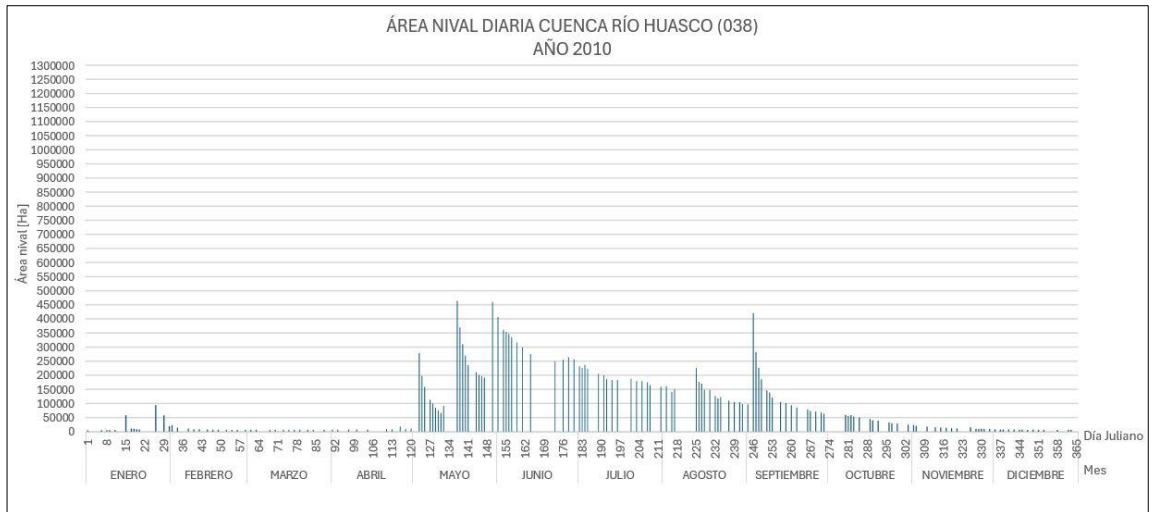
Anexo 3.8. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2007. Elaboración propia.



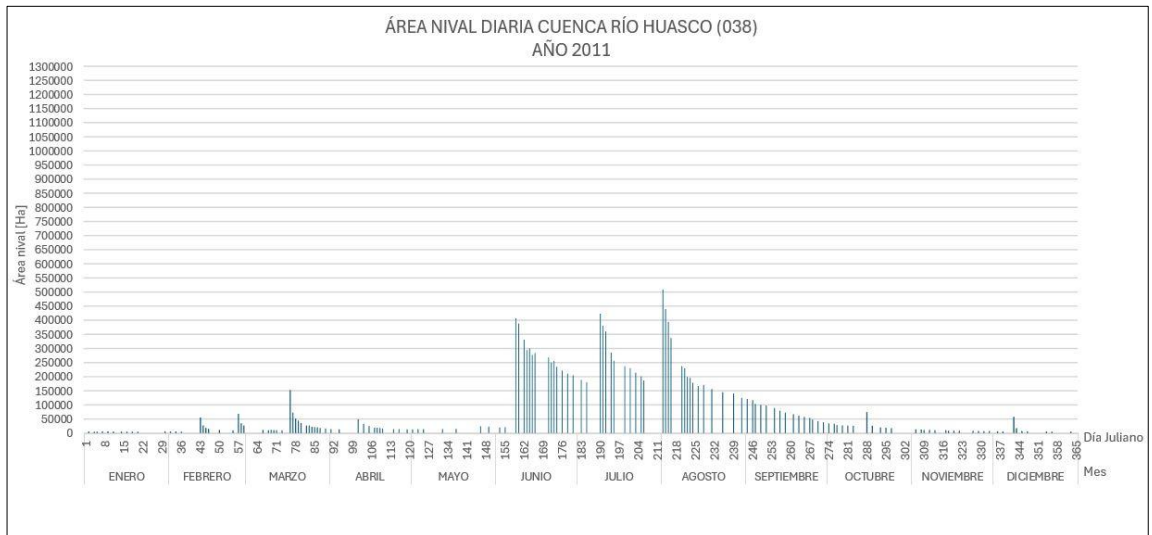
Anexo 3.9. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2008. Elaboración propia.



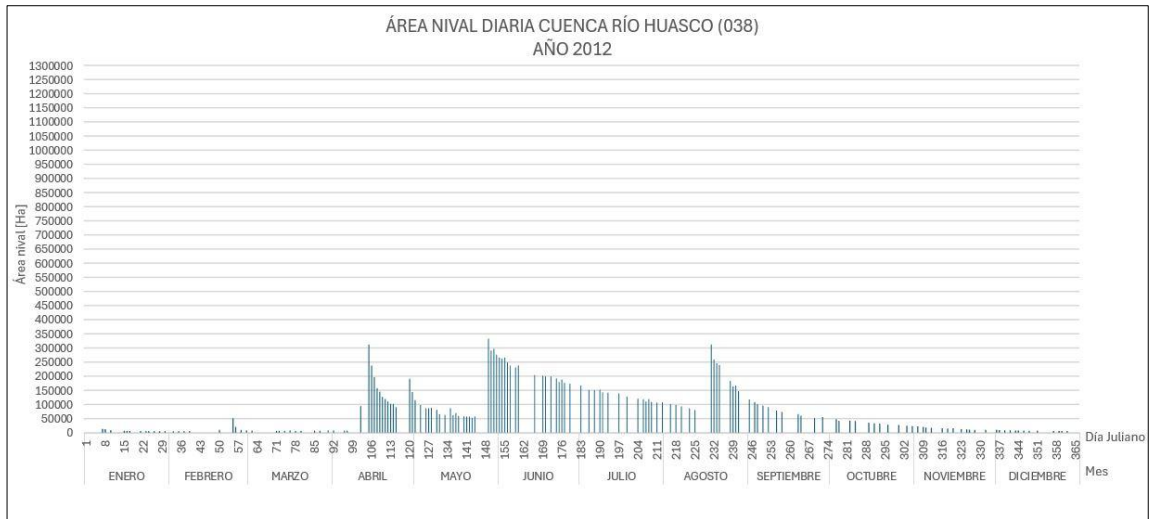
Anexo 3.10. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2009. Elaboración propia.



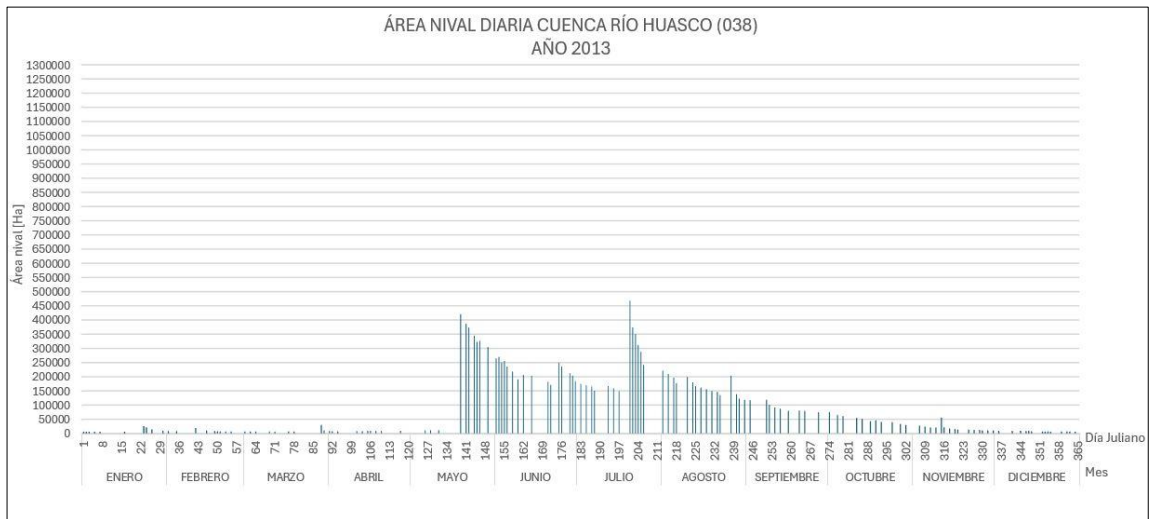
Anexo 3.11. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2010. Elaboración propia.



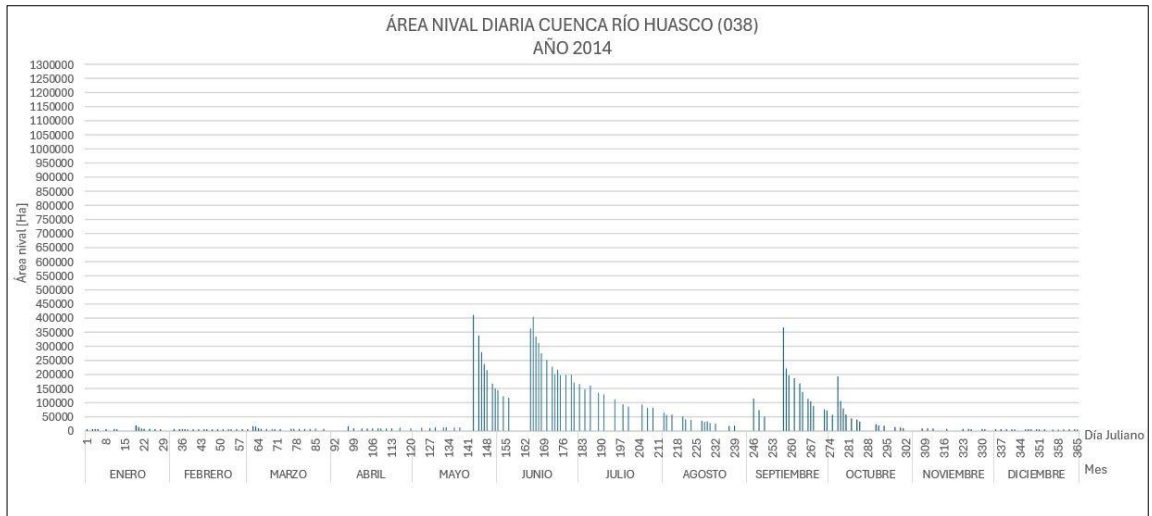
Anexo 3.12. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2011. Elaboración propia.



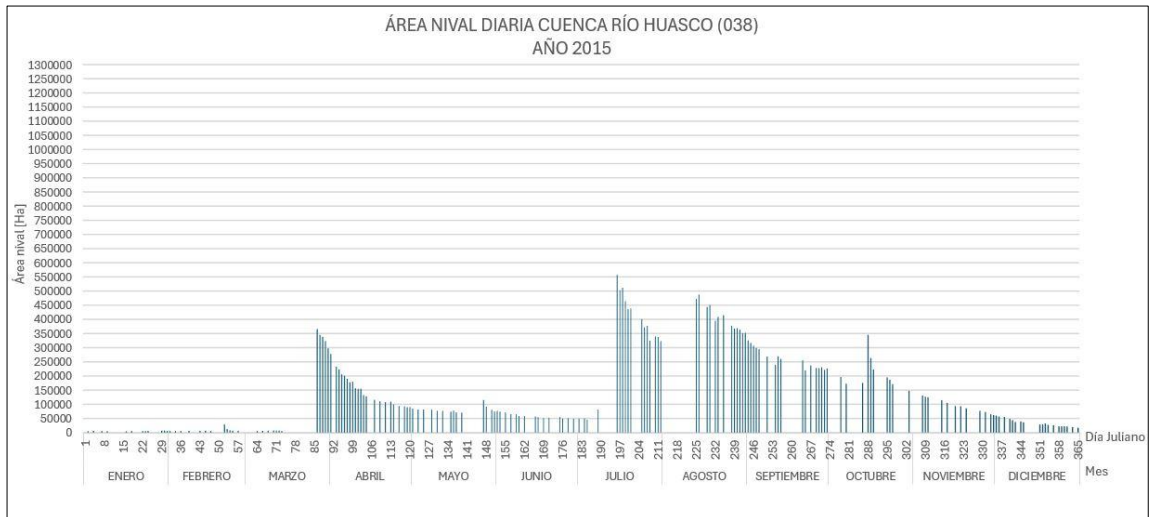
Anexo 3.13. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2012. Elaboración propia.



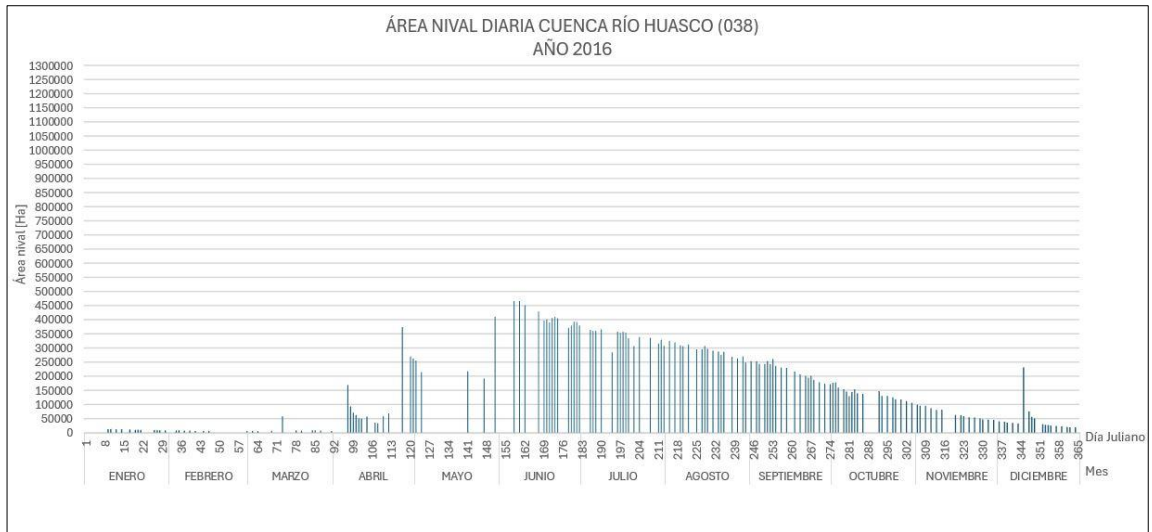
Anexo 3.14. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2013. Elaboración propia.



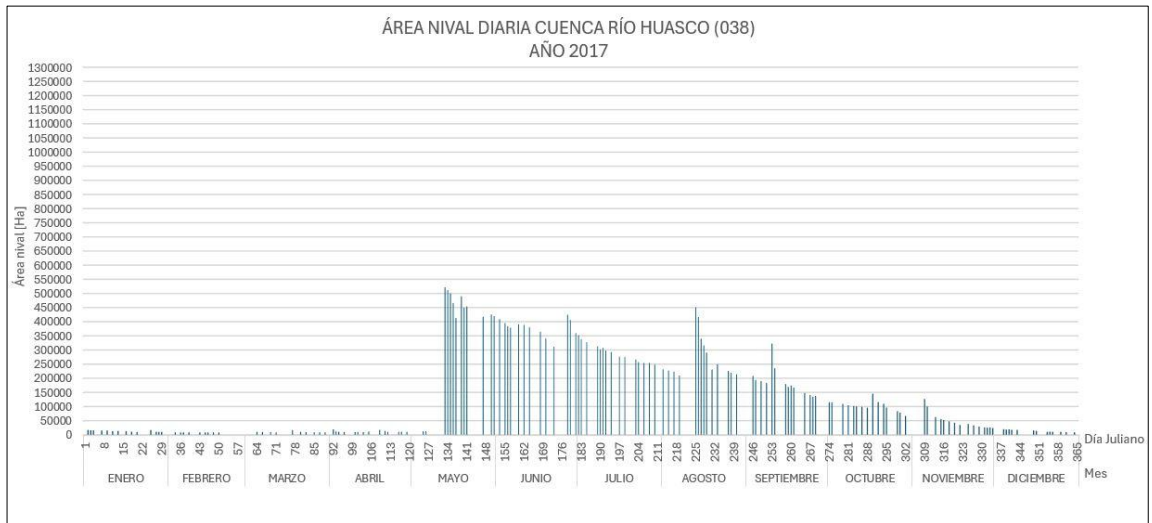
Anexo 3.15. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2014. Elaboración propia.



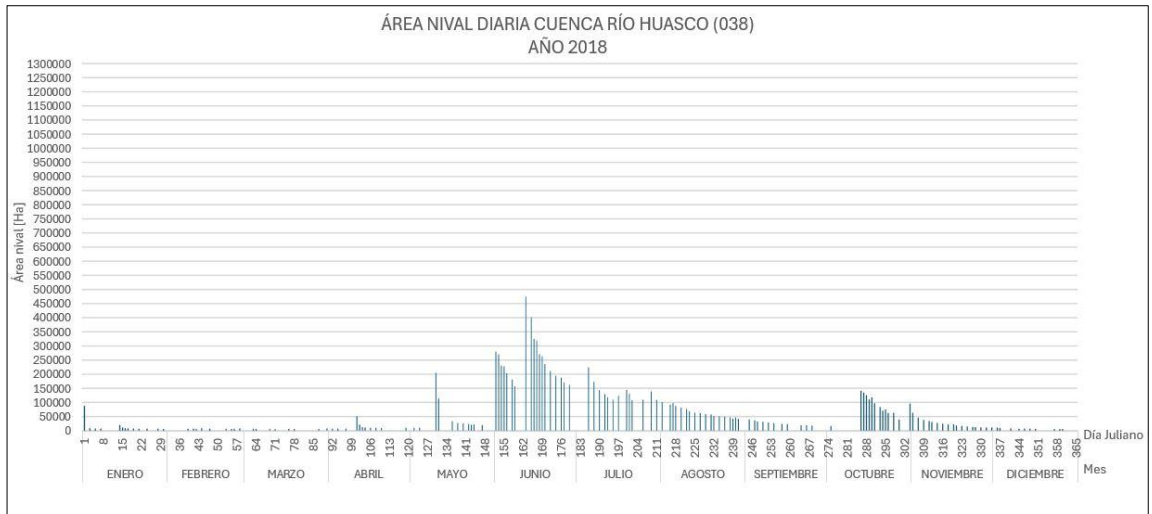
Anexo 3.16. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2015. Elaboración propia.



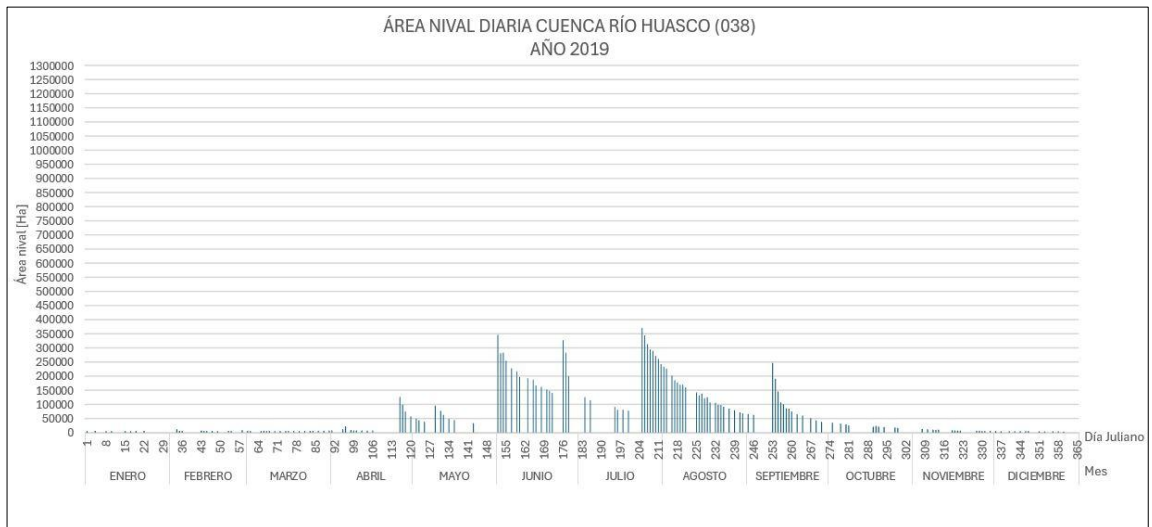
Anexo 3.17. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2016. Elaboración propia.



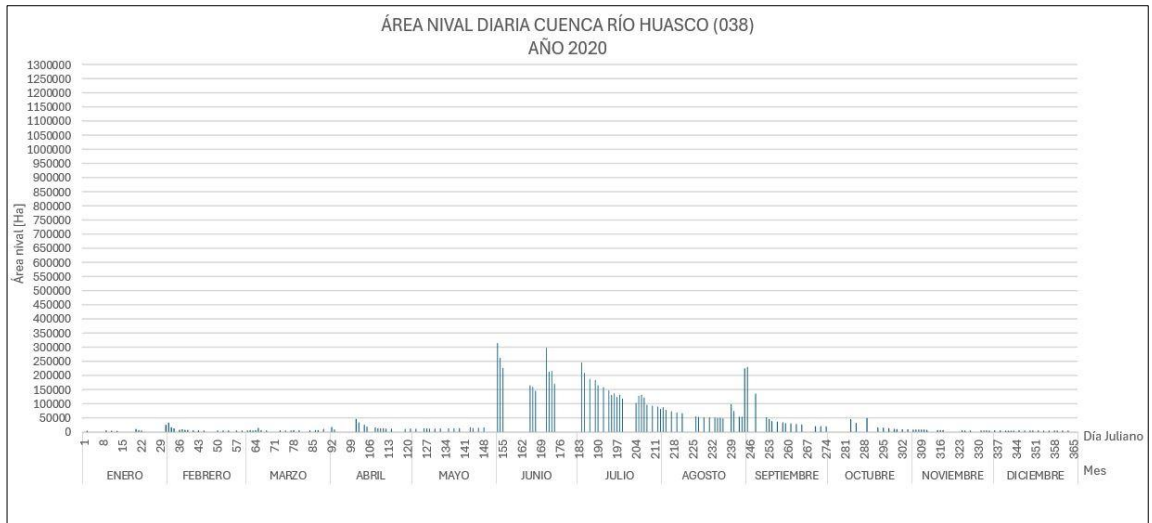
Anexo 3.18. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2017. Elaboración propia.



Anexo 3.19. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2018. Elaboración propia.

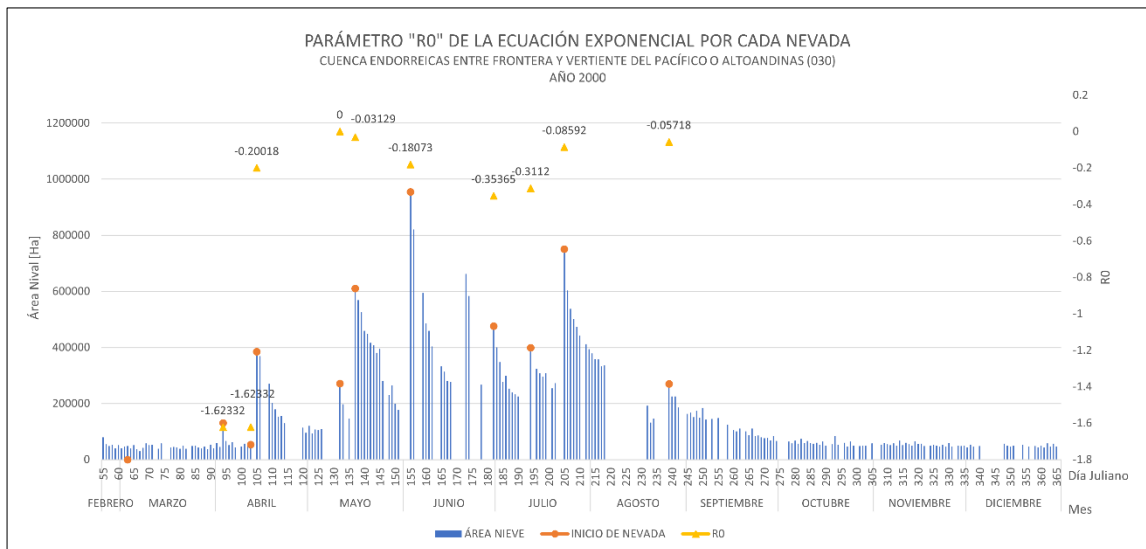


Anexo 3.20. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2019. Elaboración propia.

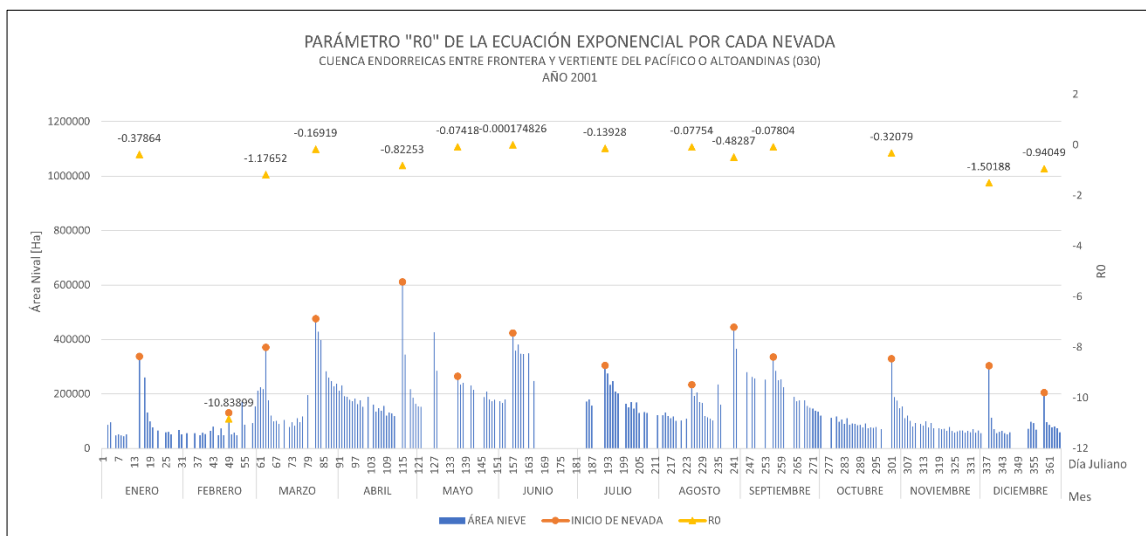


Anexo 3.21. Cobertura nival diaria de la cuenca Río Huasco del año 2020. Elaboración propia.

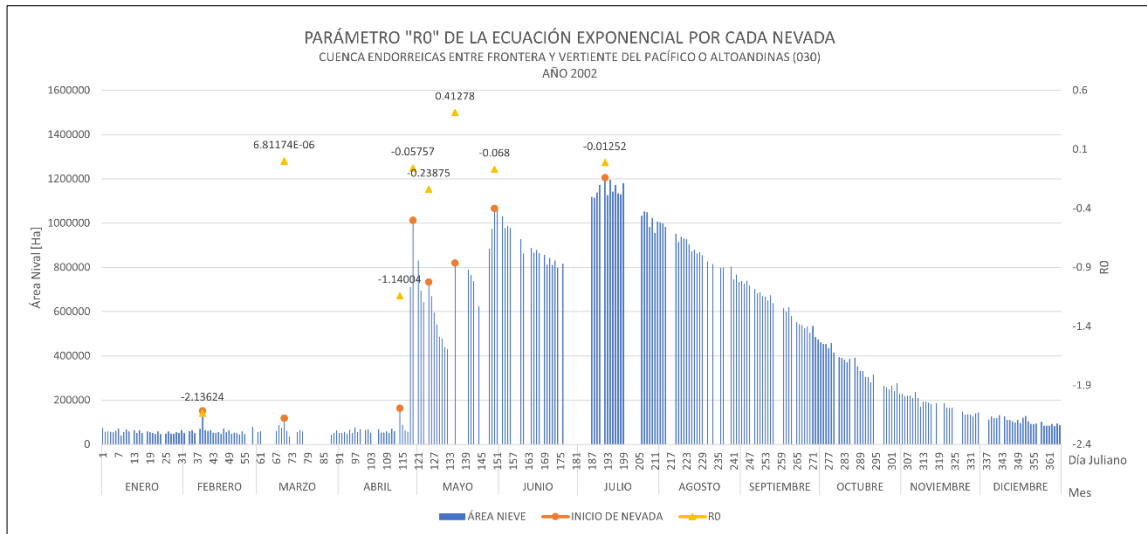
ANEXO 4. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas (030) desde el año 2000 al 2020



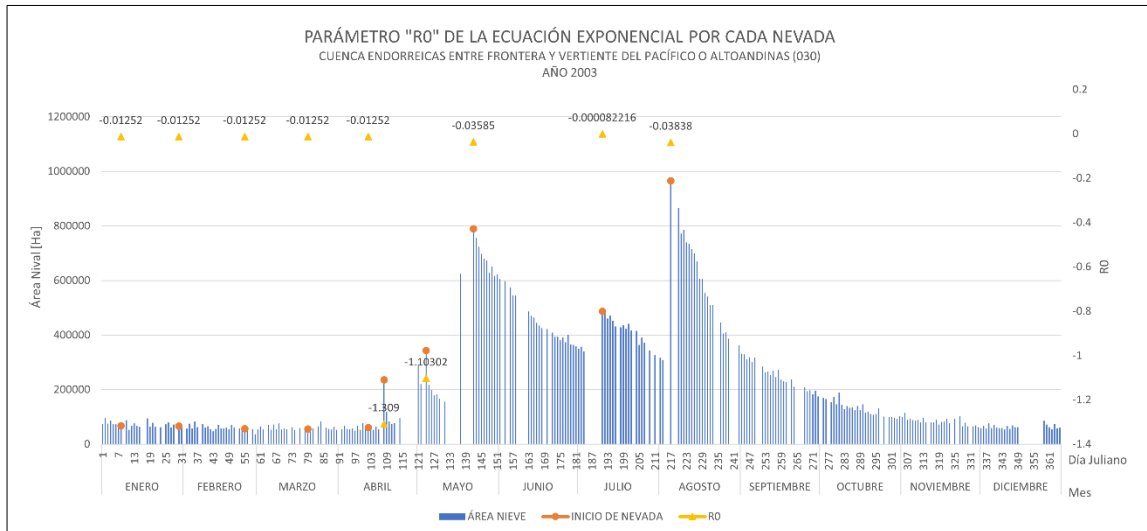
Anexo 4.1. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2000 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



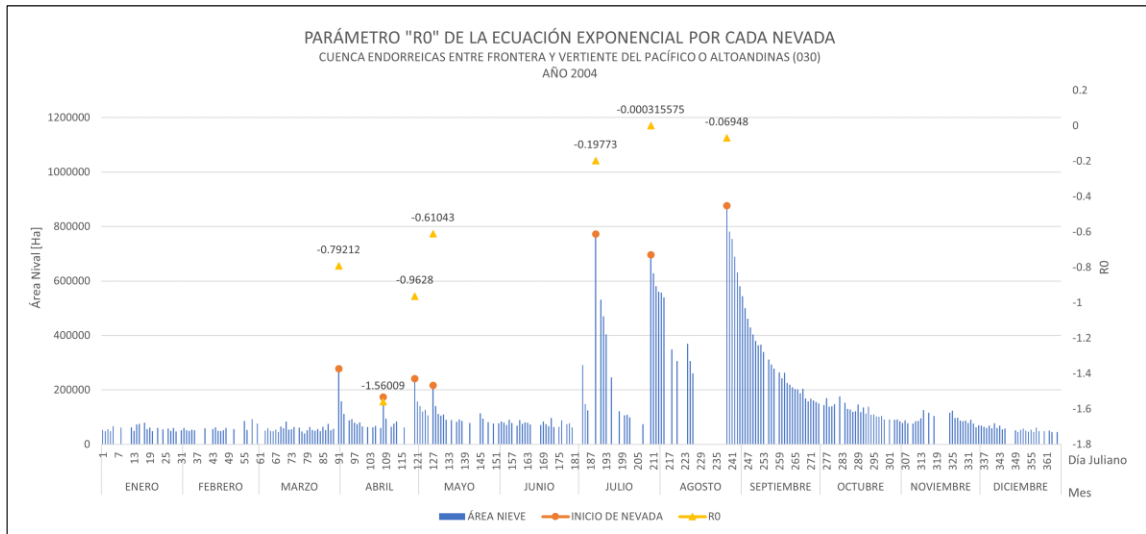
Anexo 4.2. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2001 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



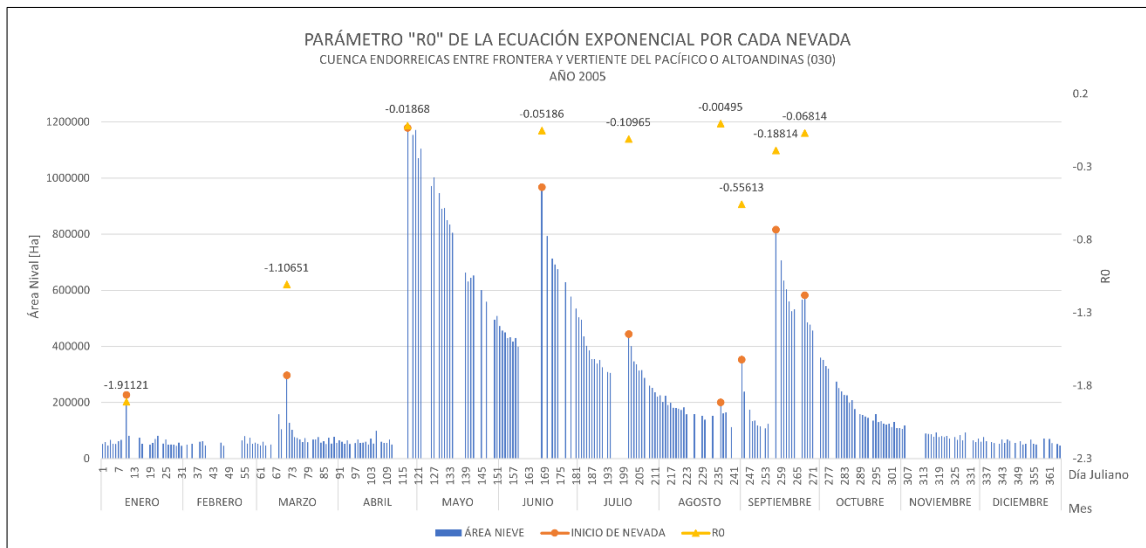
Anexo 4.3. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2002 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



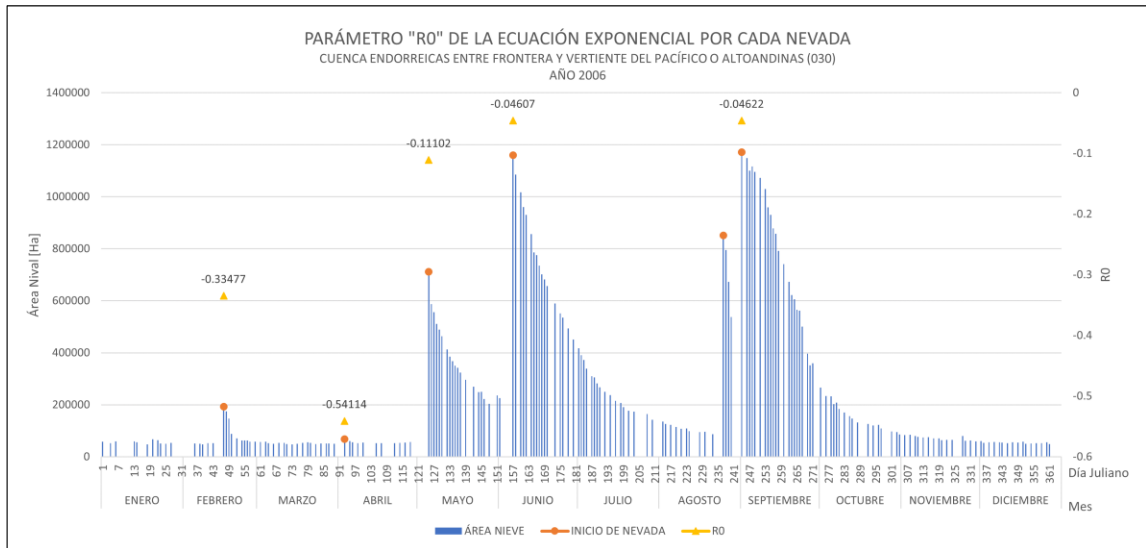
Anexo 4.4. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2003 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



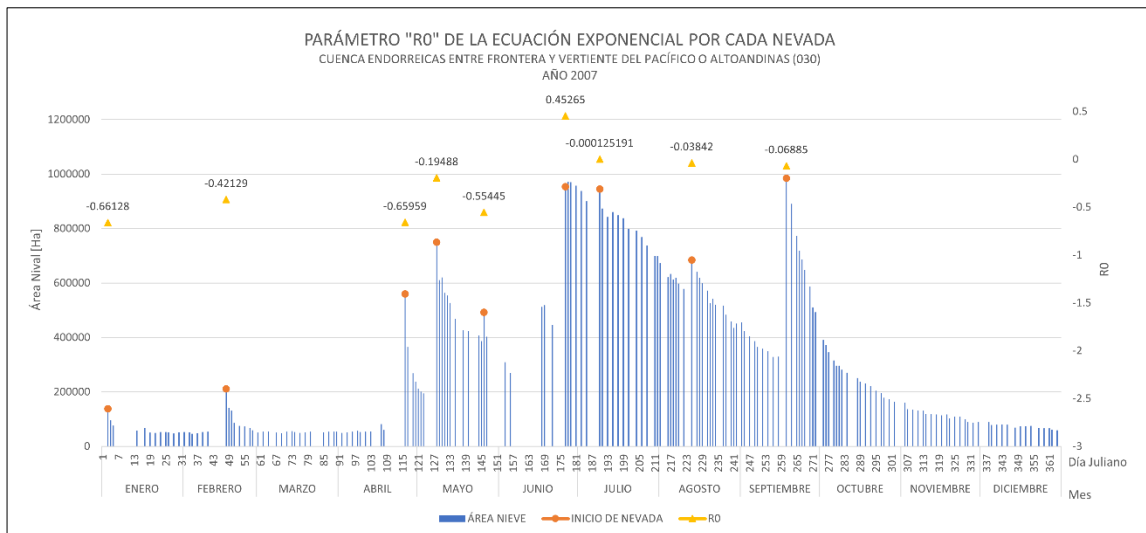
Anexo 4.5. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2004 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



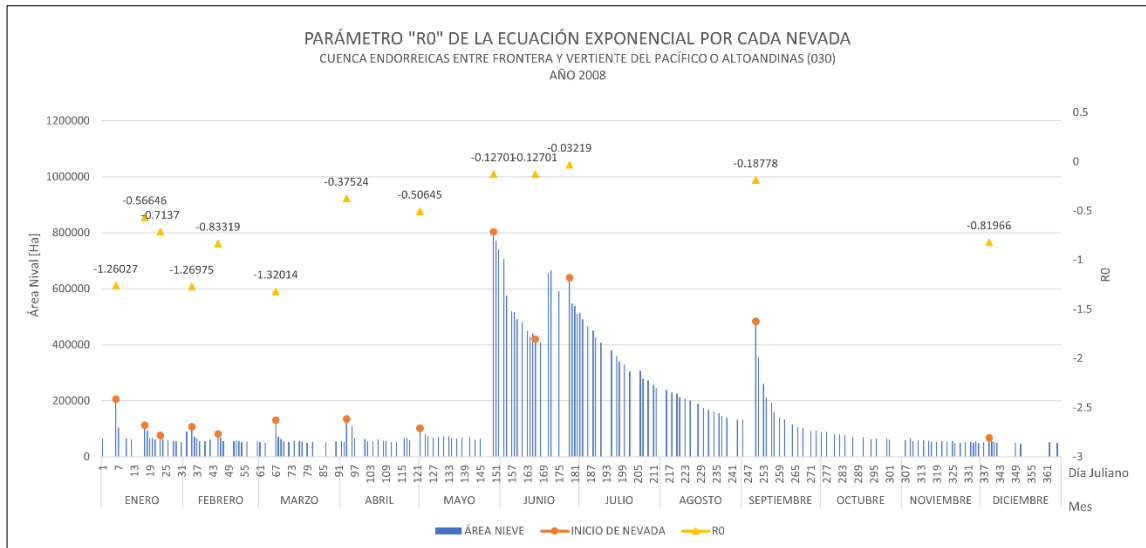
Anexo 4.6. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2005 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



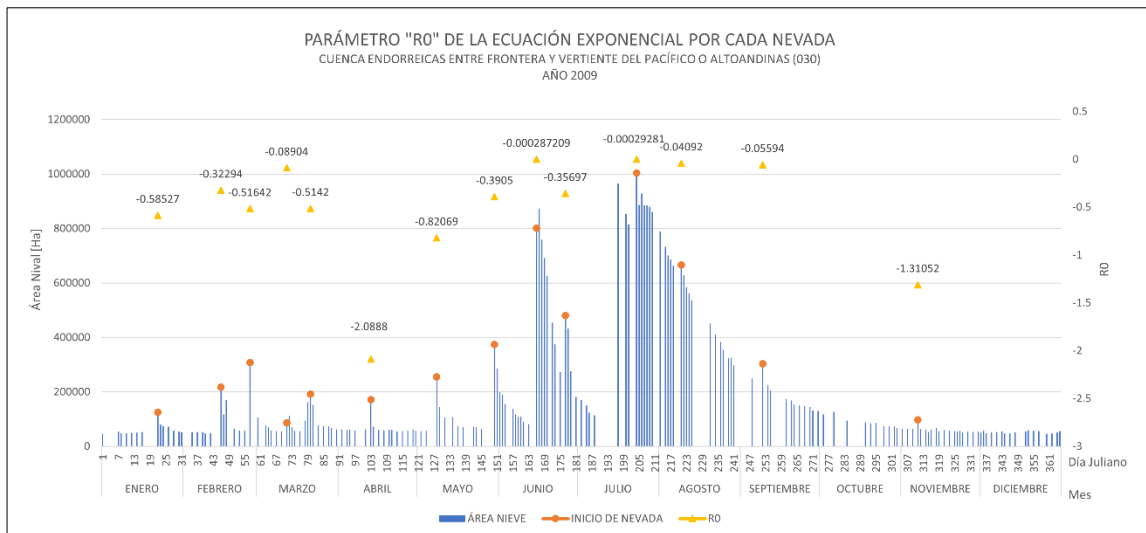
Anexo 4.7. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2006 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



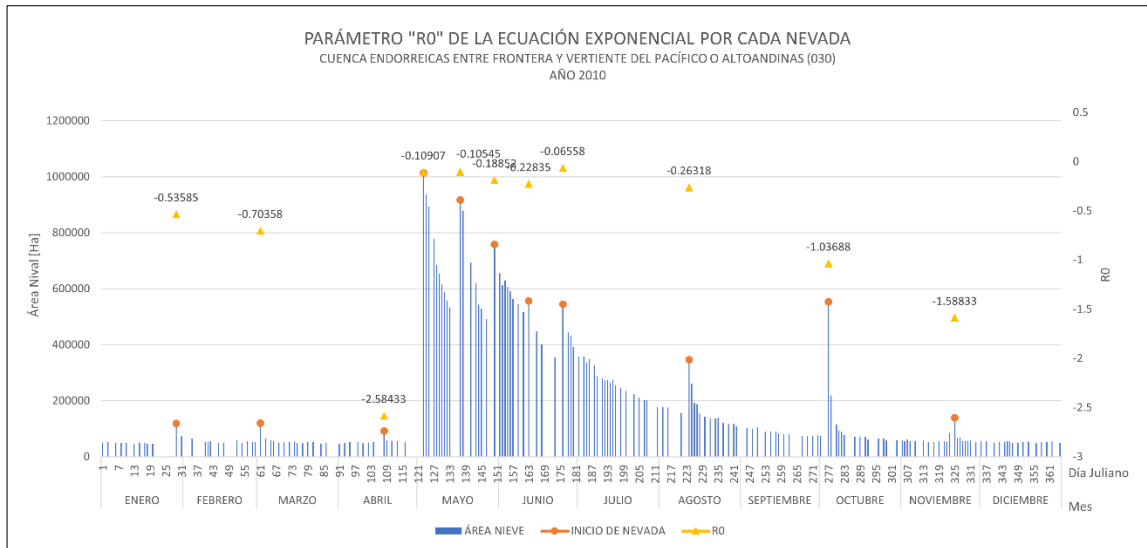
Anexo 4.8. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2007 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



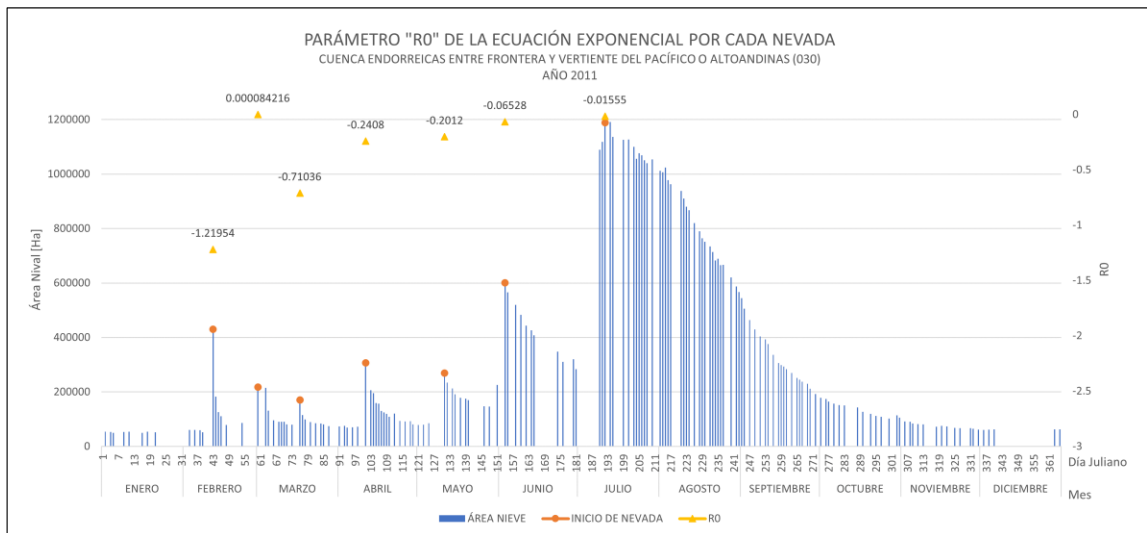
Anexo 4.9. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2008 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



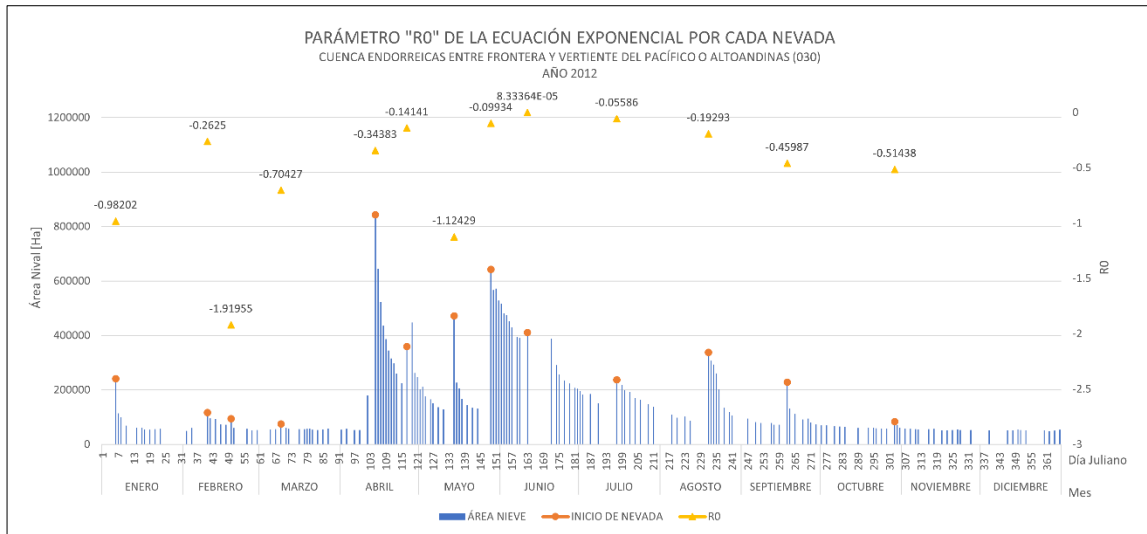
Anexo 4.10. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2009 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



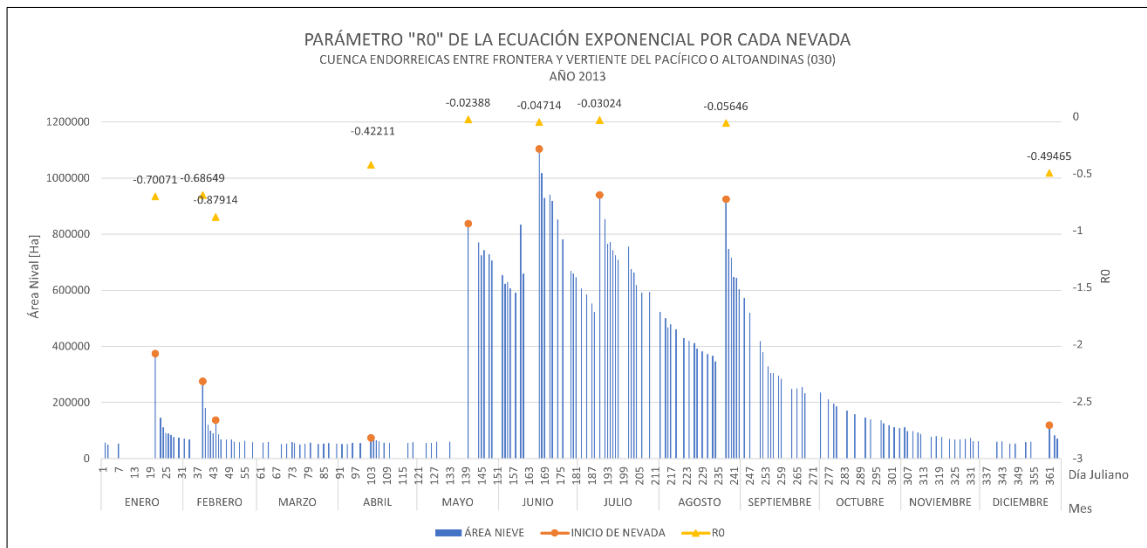
Anexo 4.11. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2010 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



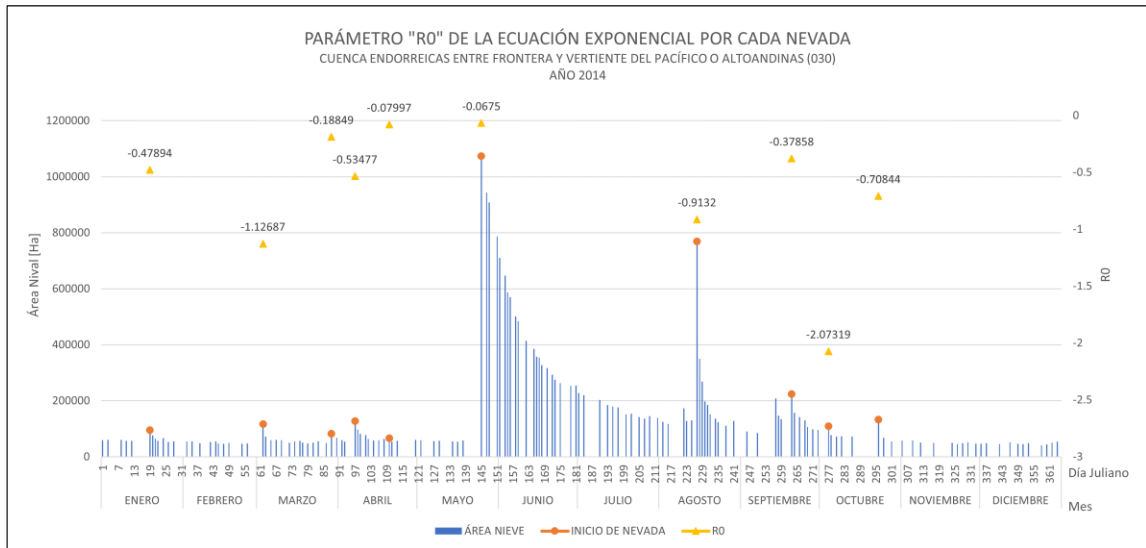
Anexo 4.12. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2011 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



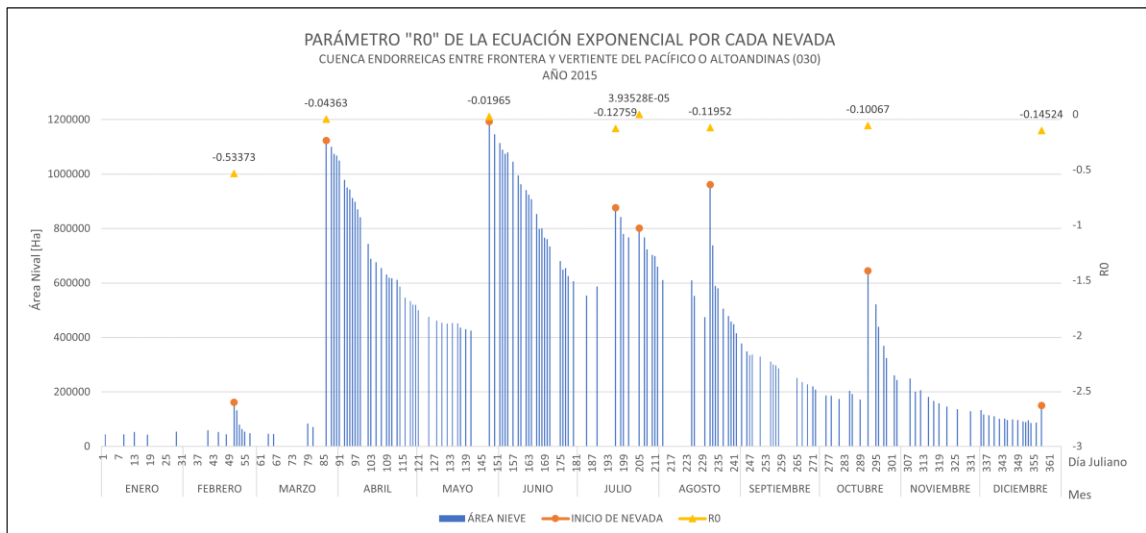
Anexo 4.13. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2012 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



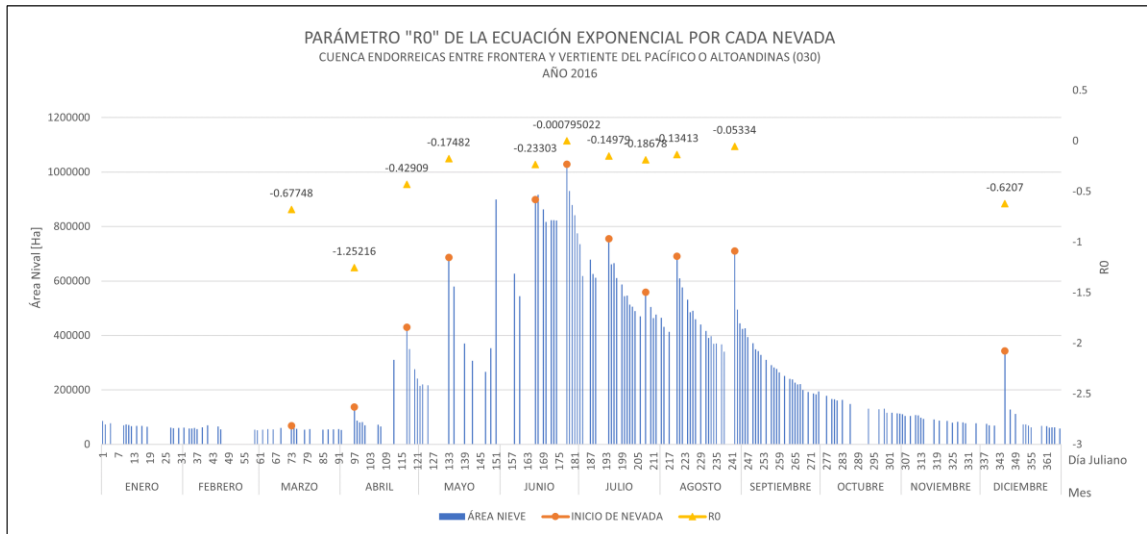
Anexo 4.14. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2013 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



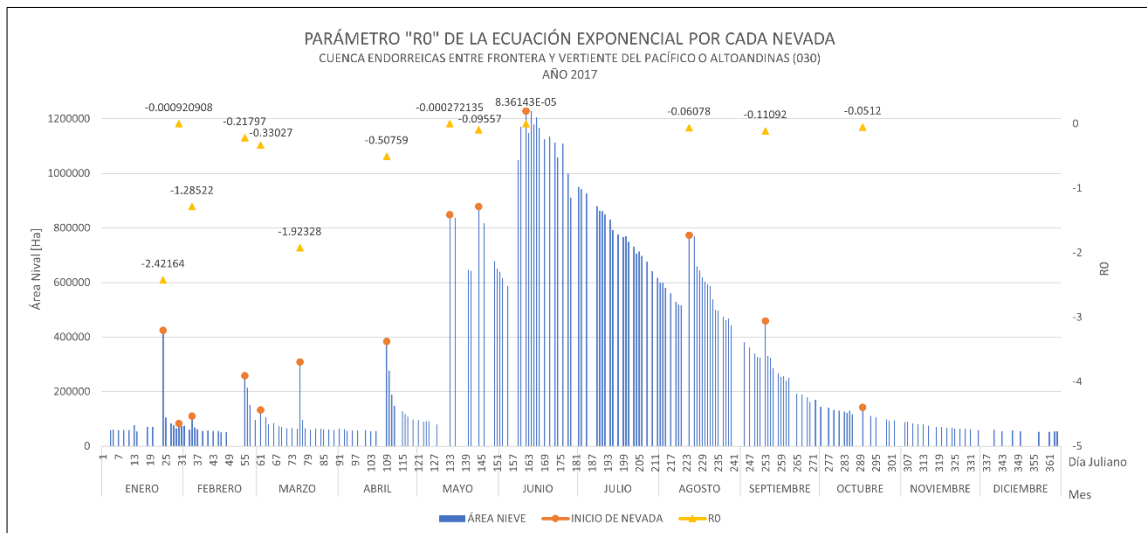
Anexo 4.15. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2014 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



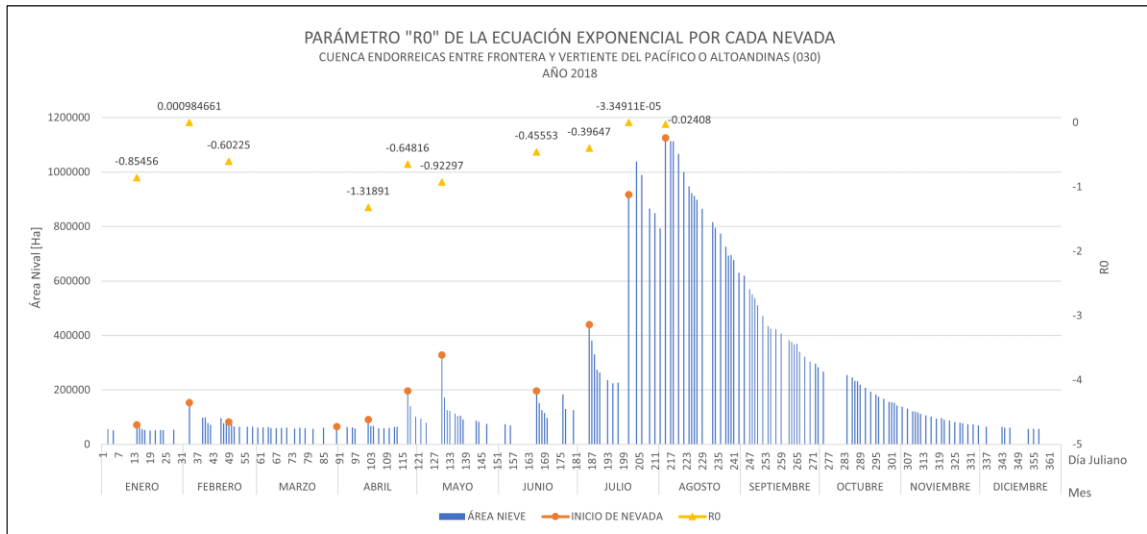
Anexo 4.16. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2015 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



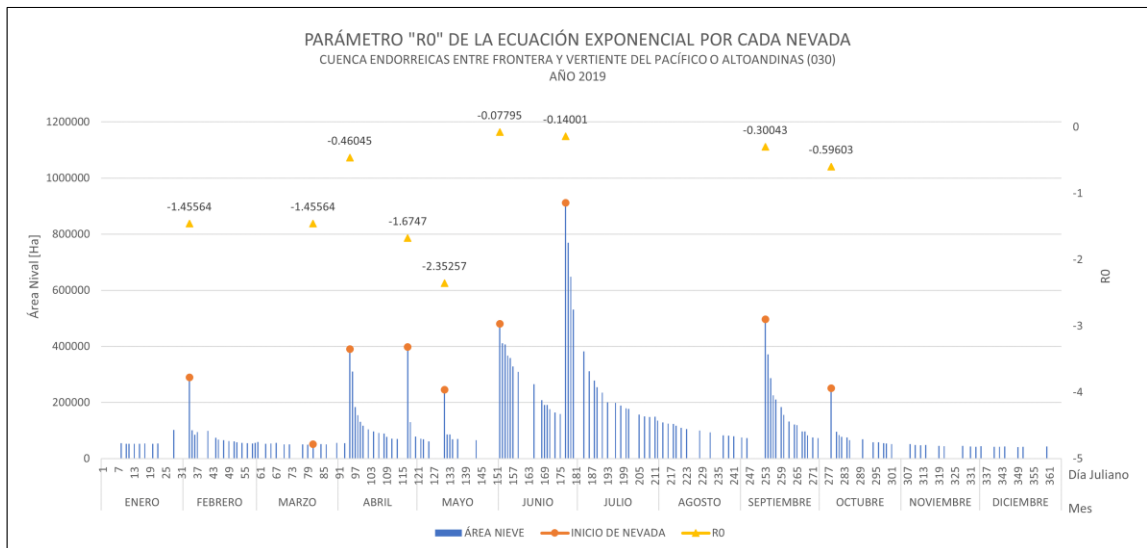
Anexo 4.17. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2016 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



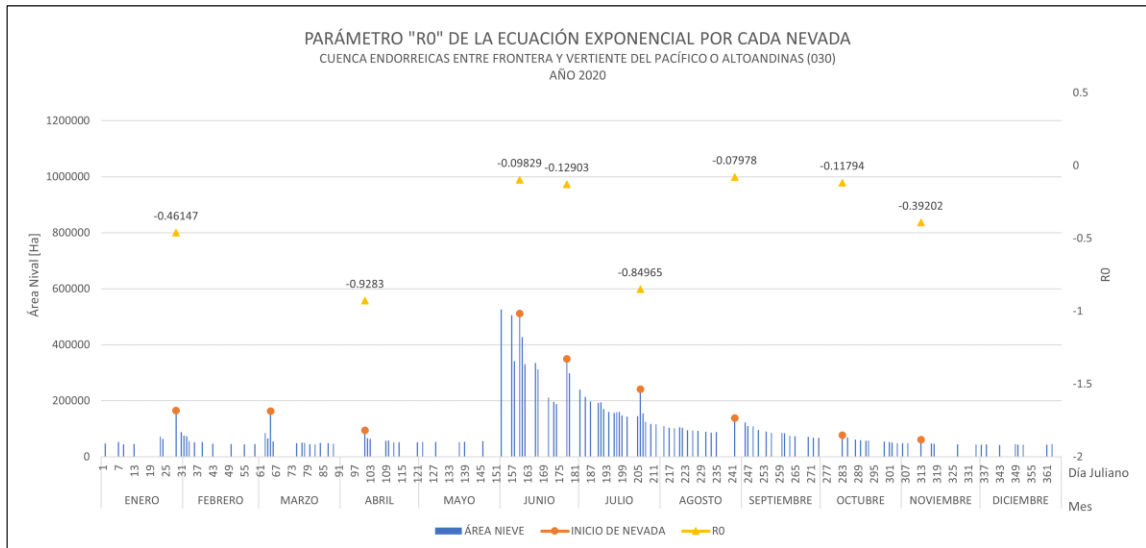
Anexo 4. 18. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2017 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.



Anexo 4.19. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2018 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.

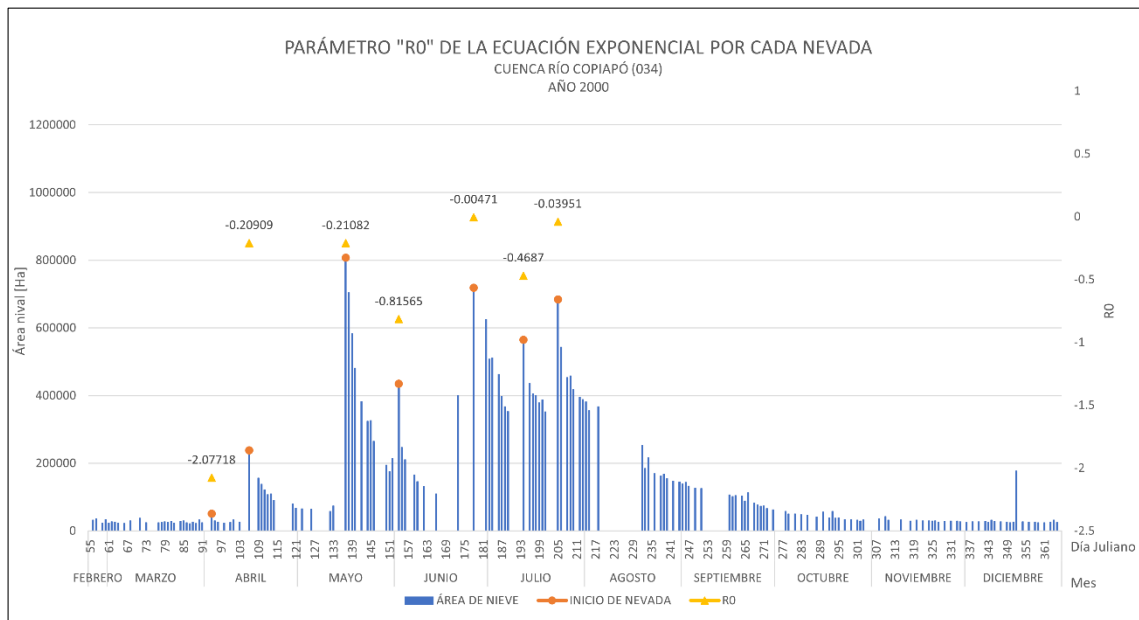


Anexo 4.20. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2019 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.

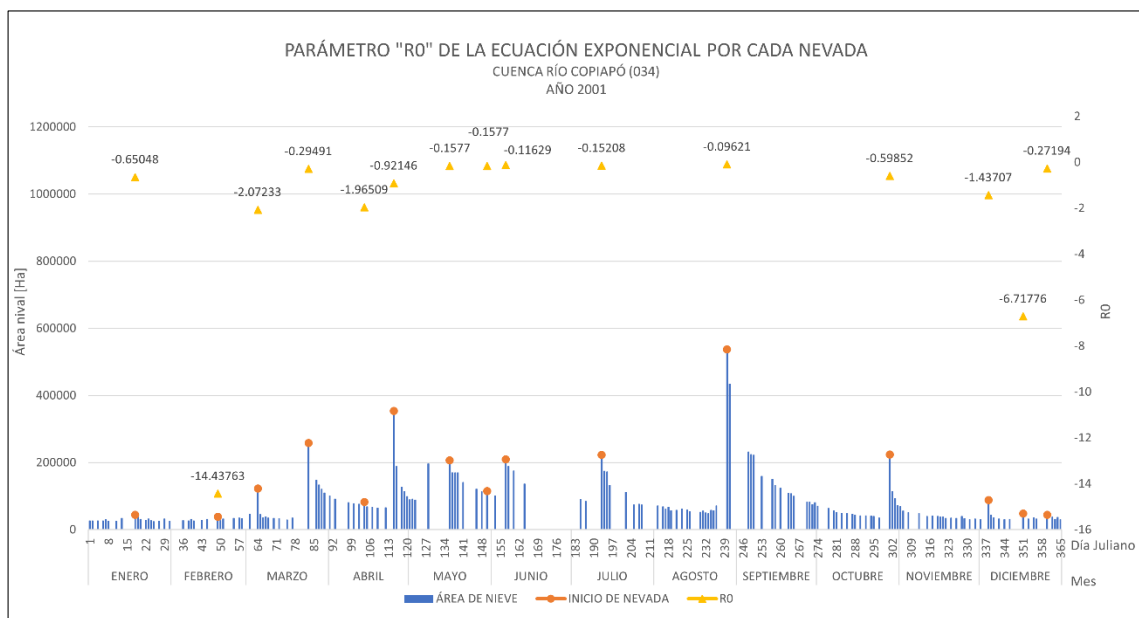


Anexo 4.21. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2020 de la cuenca Altoandinas. Elaboración propia.

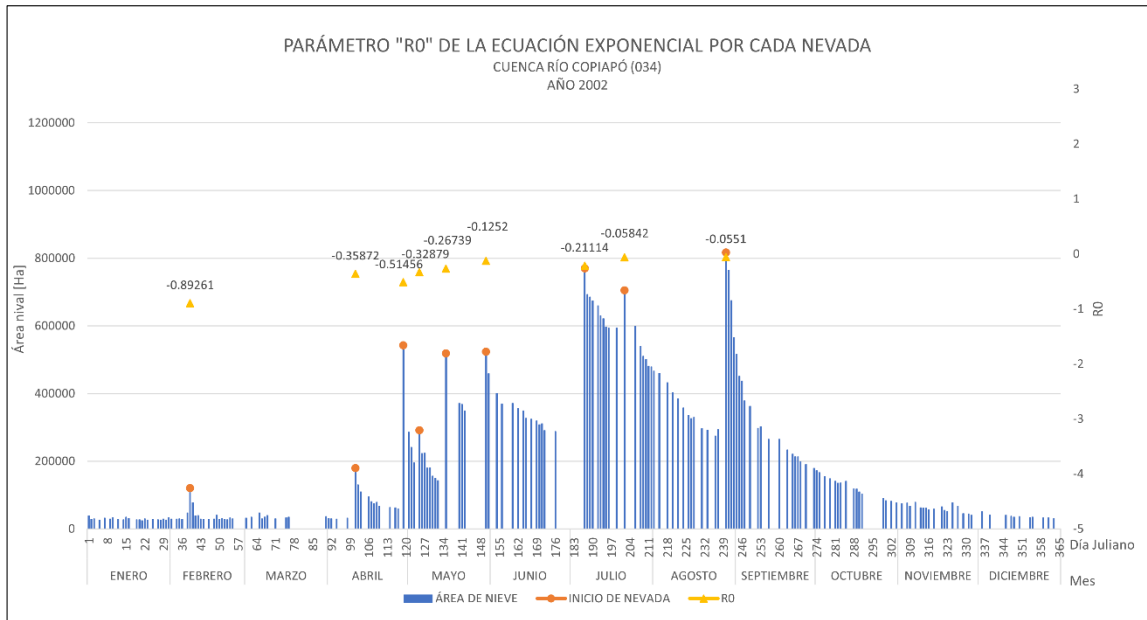
ANEXO 5. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada de la cuenca Río Copiapó (034) desde el año 2000 al 2020



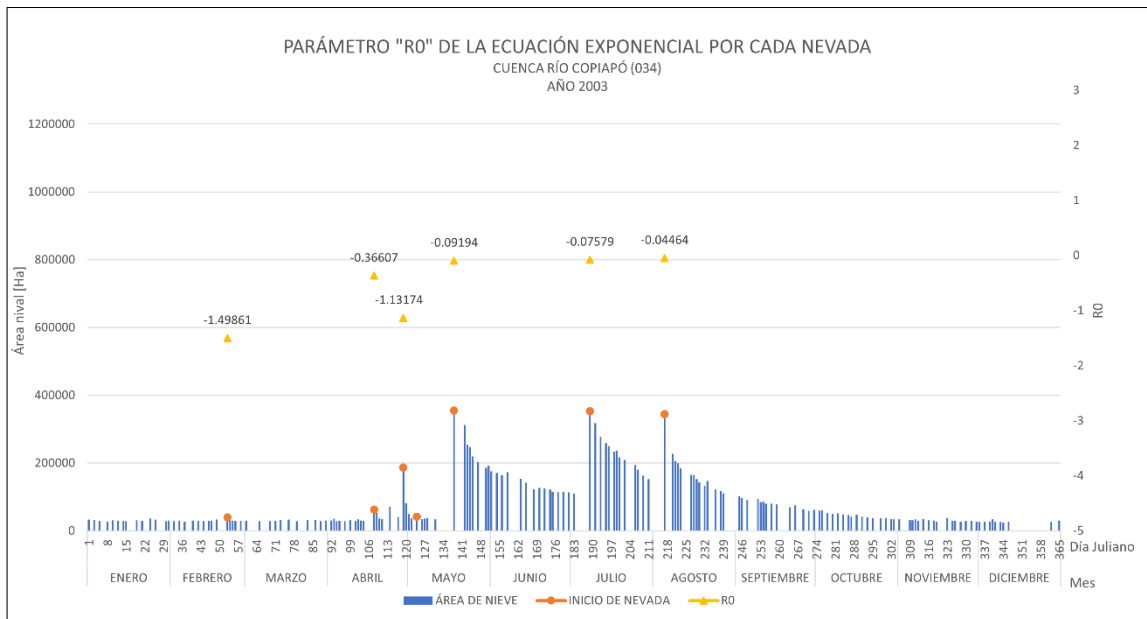
Anexo 5.1. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2000 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



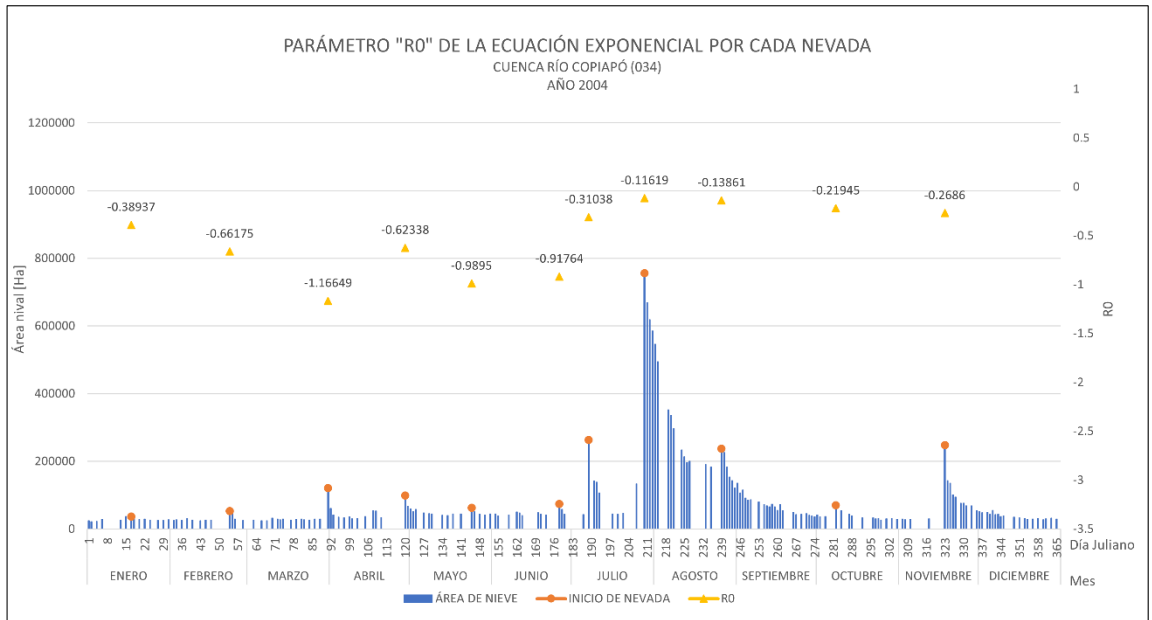
Anexo 5.2. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2001 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



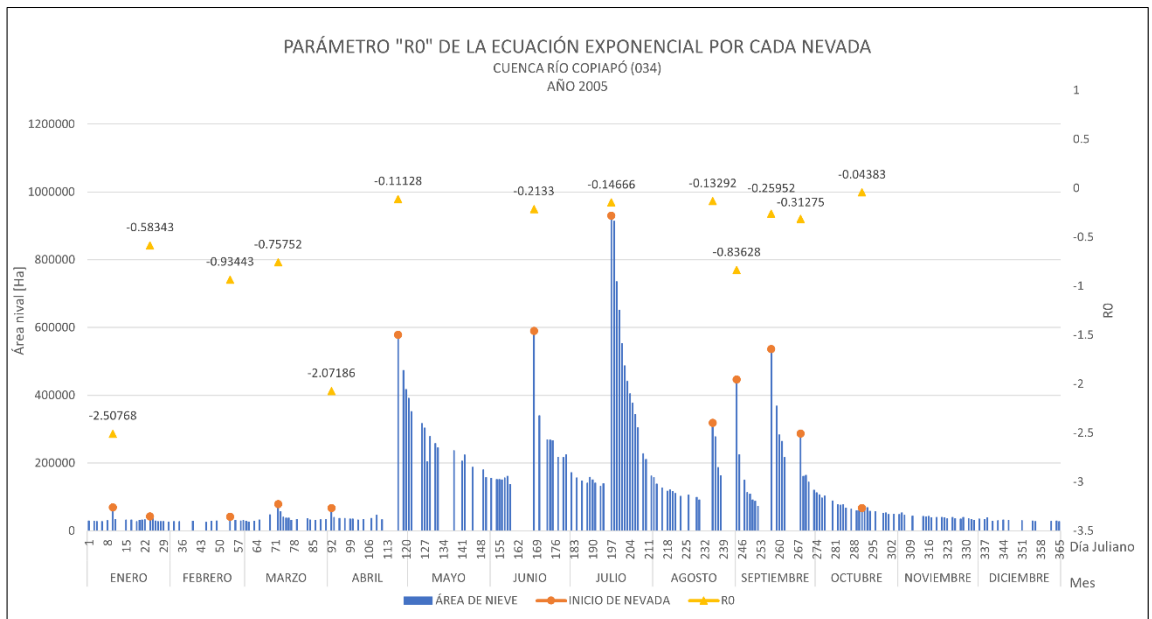
Anexo 5.3. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2002 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



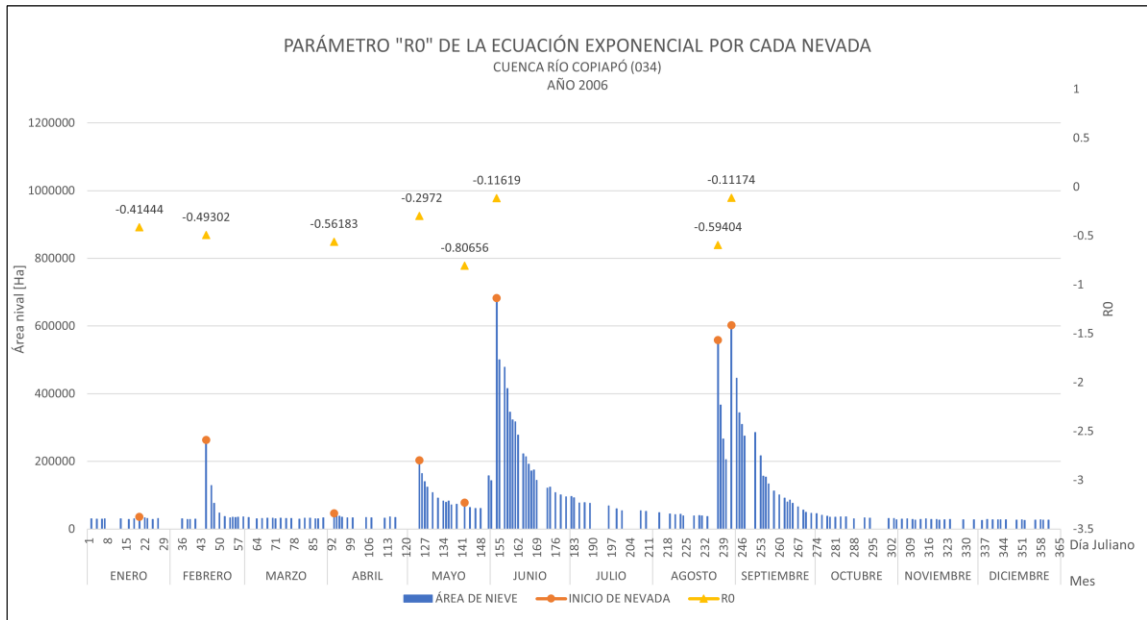
Anexo 5.4. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2003 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



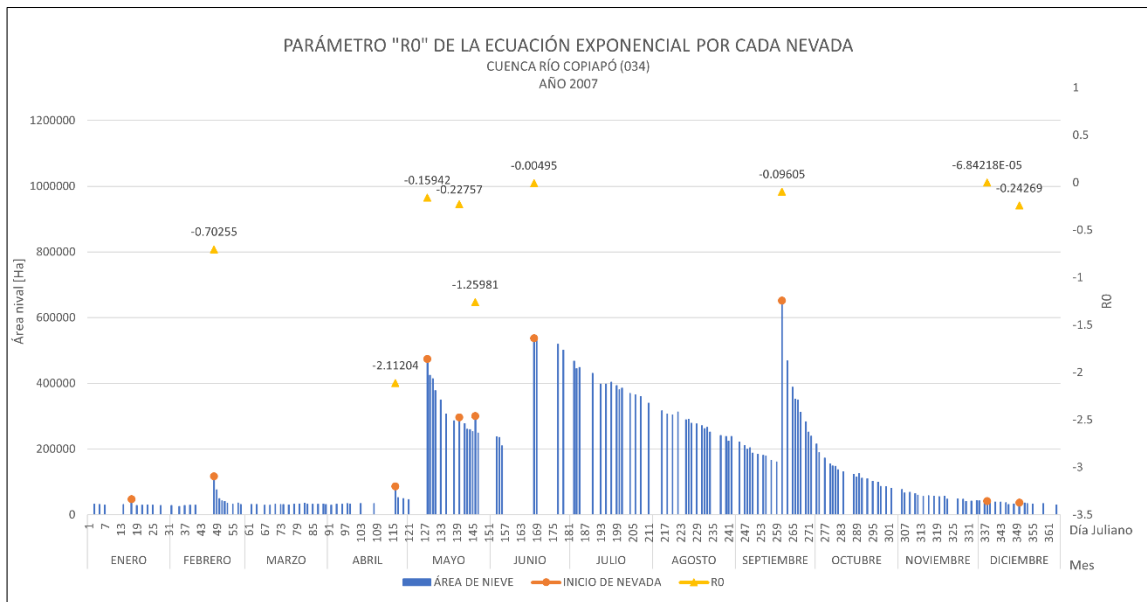
Anexo 5.4. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2004 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



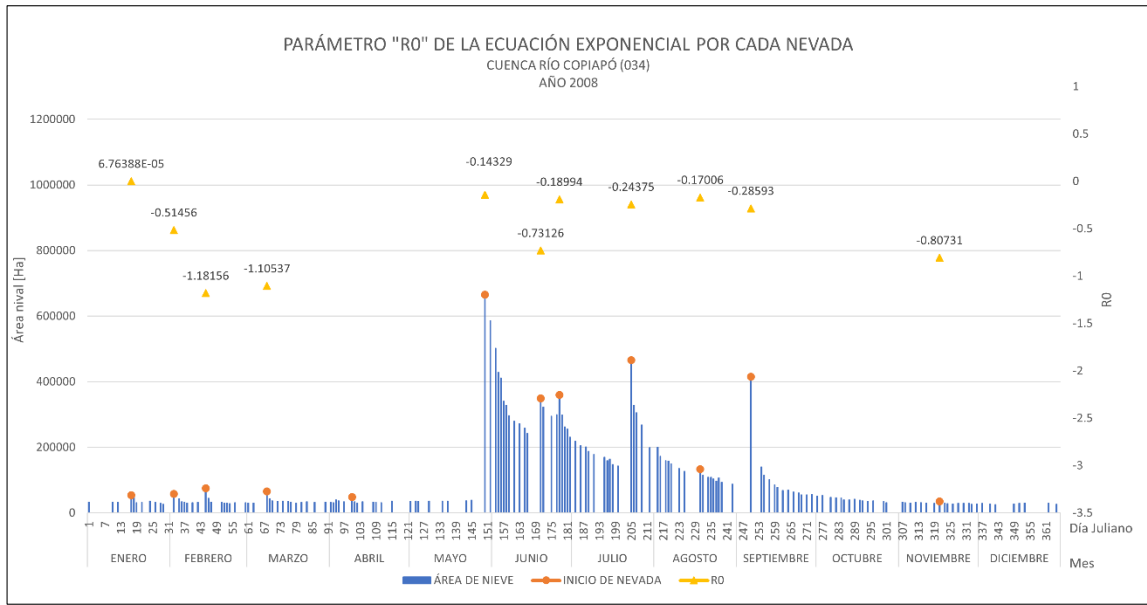
Anexo 5.5. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2005 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



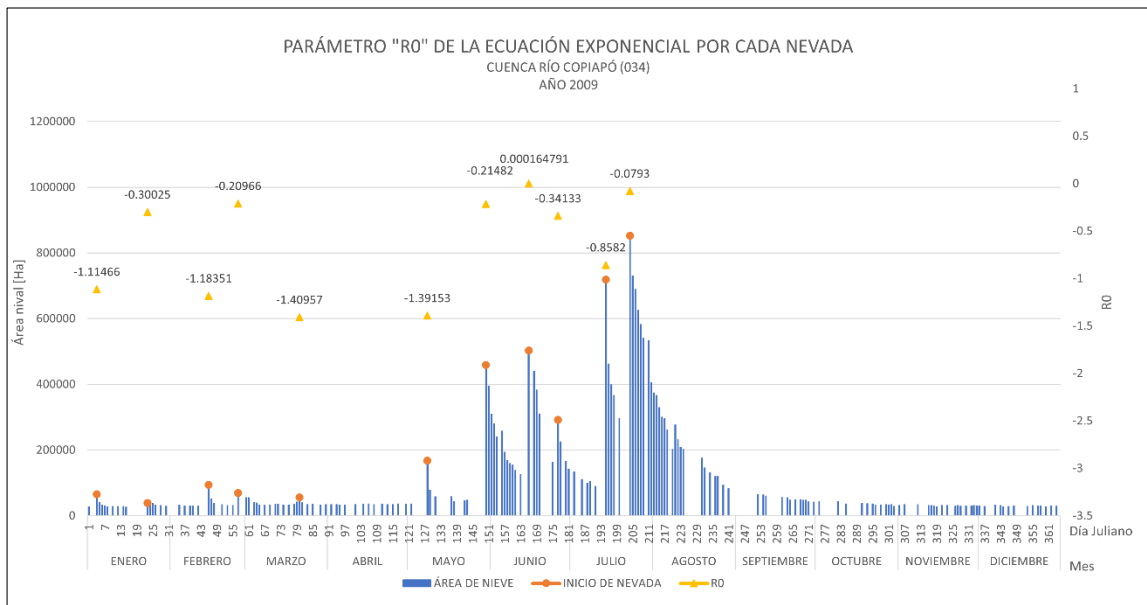
Anexo 5.6. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2006 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



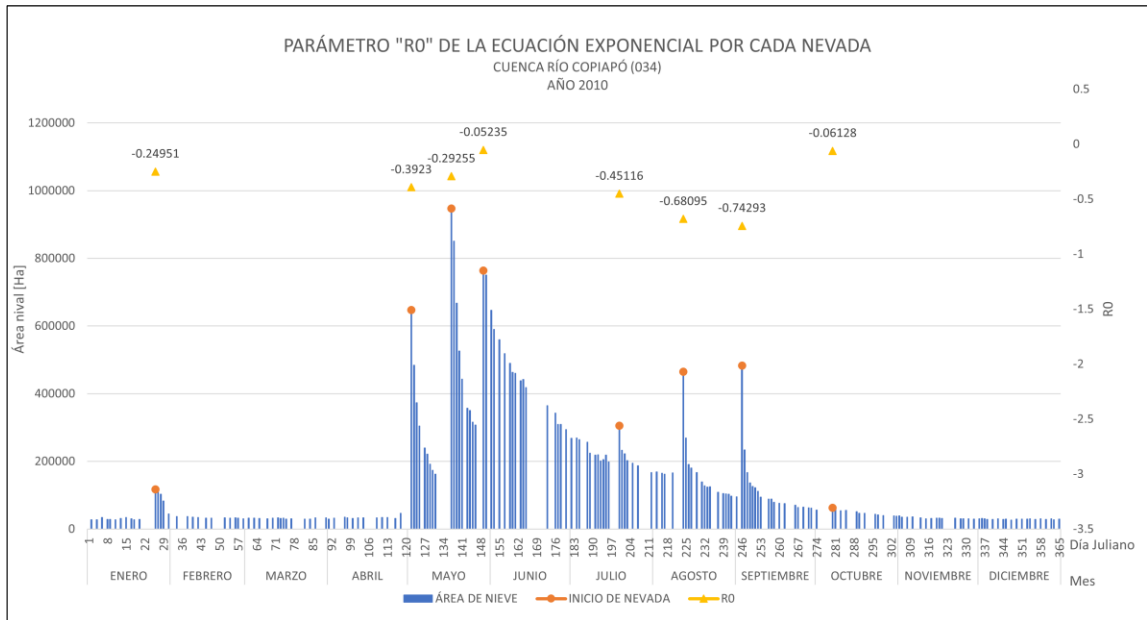
Anexo 5.7. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2007 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



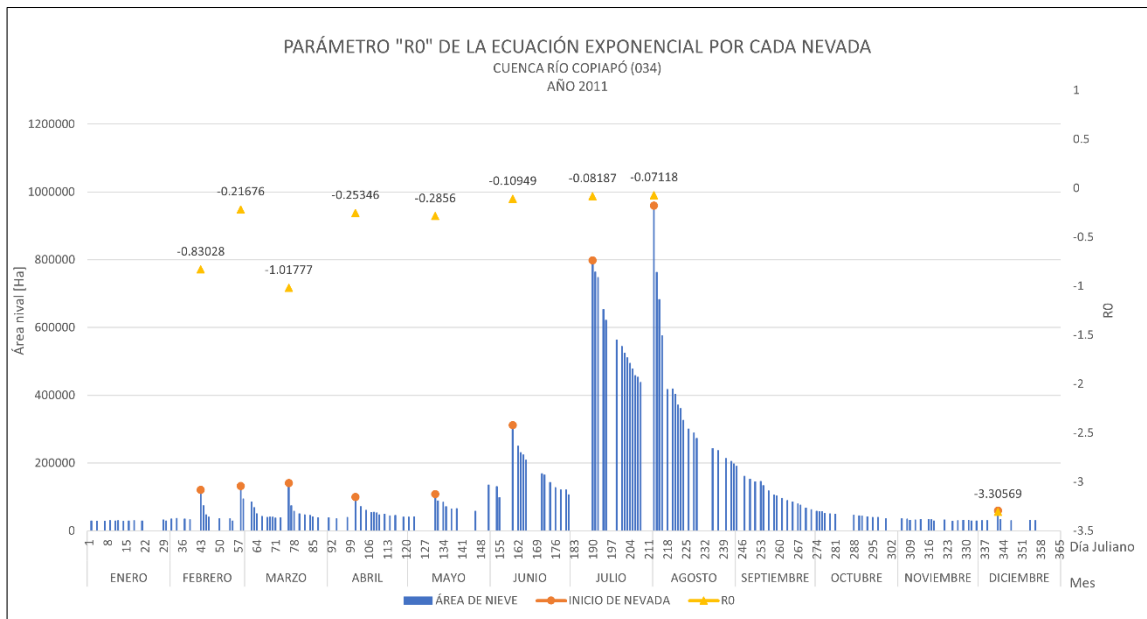
Anexo 5.8. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2008 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



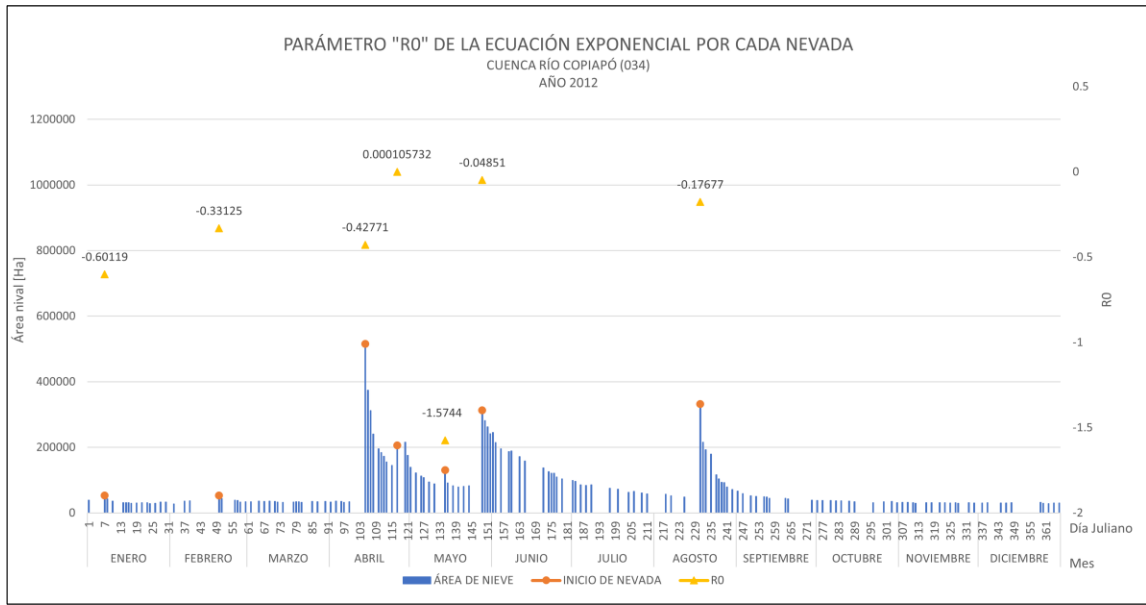
Anexo 5.9. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2009 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



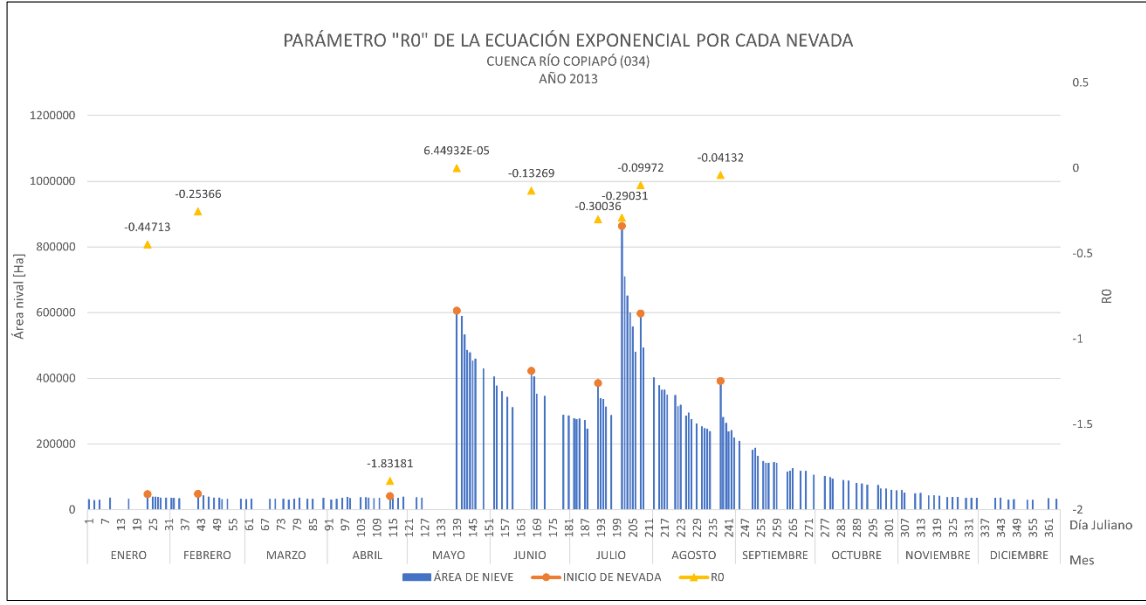
Anexo 5.10. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2010 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



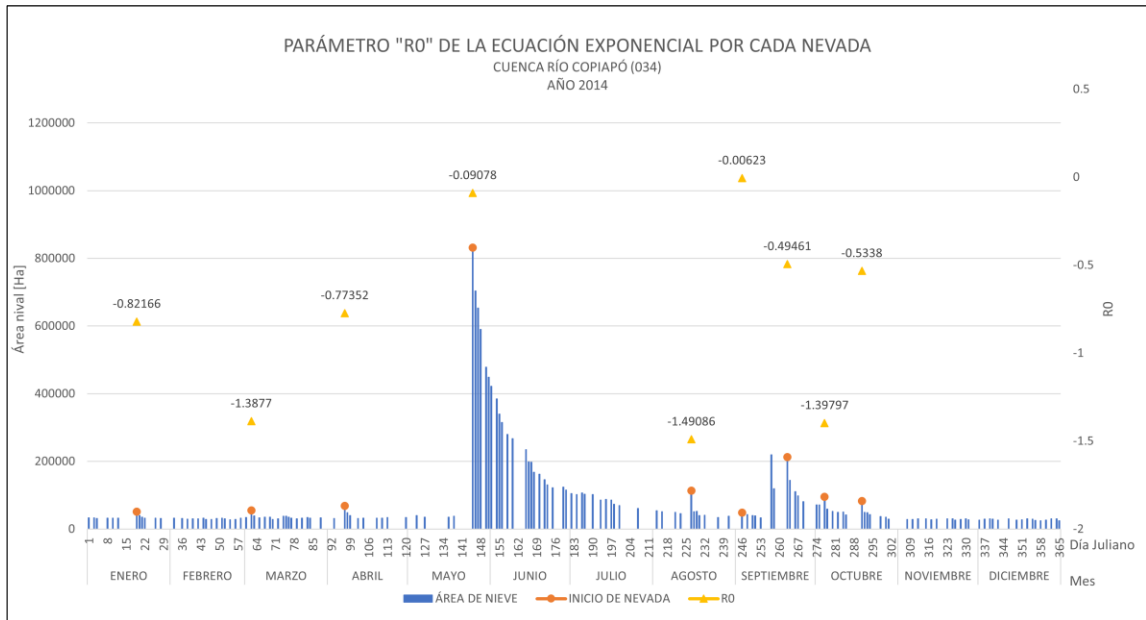
Anexo 5.11. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2011 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



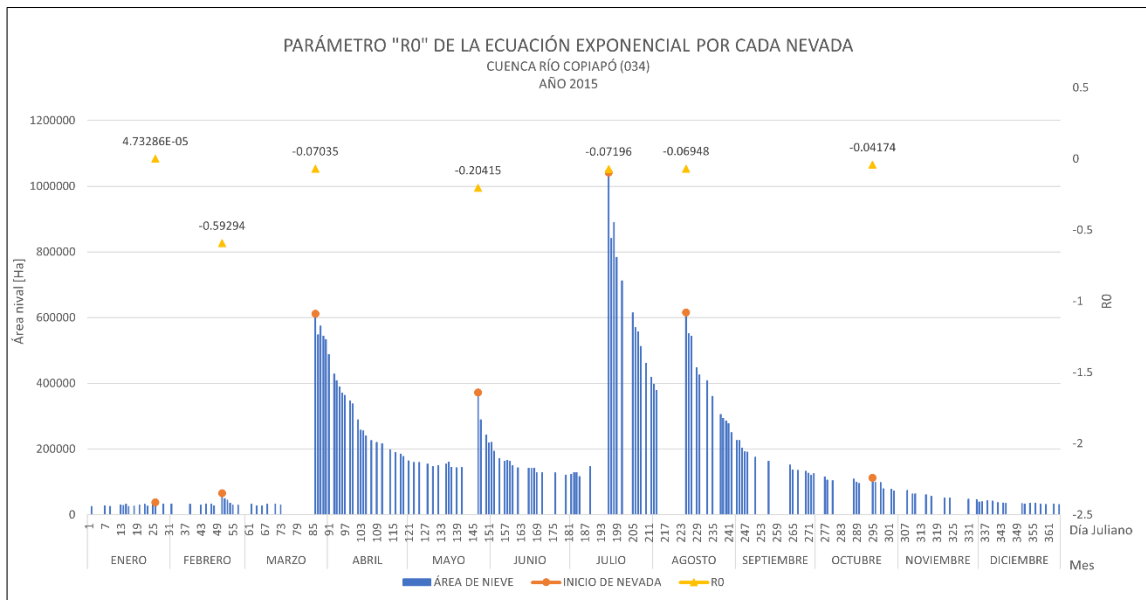
Anexo 5.12. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2012 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



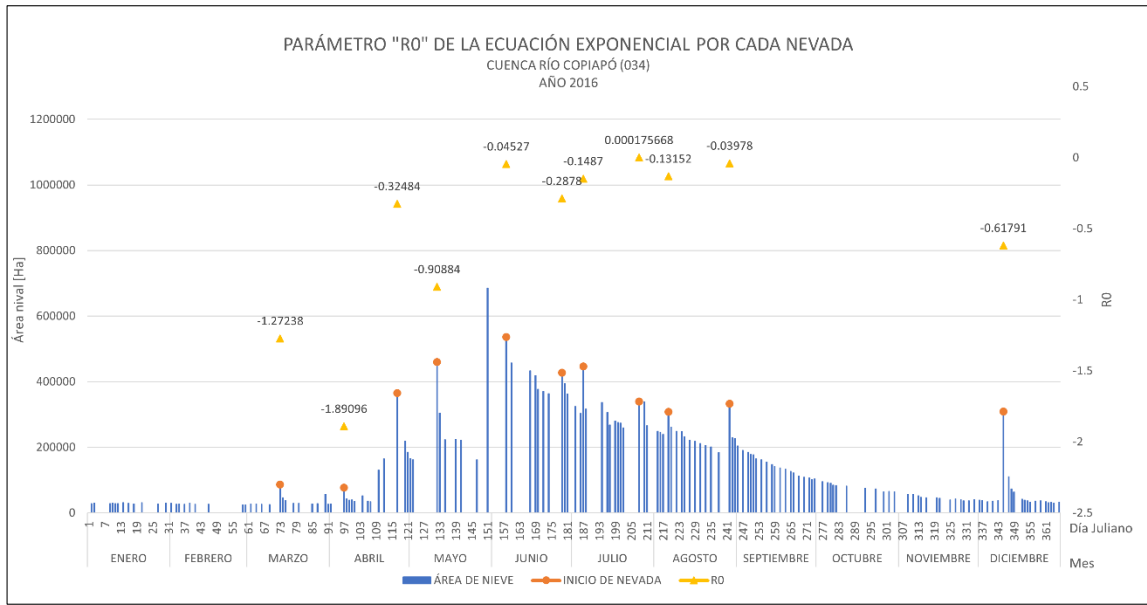
Anexo 5.13. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2013 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



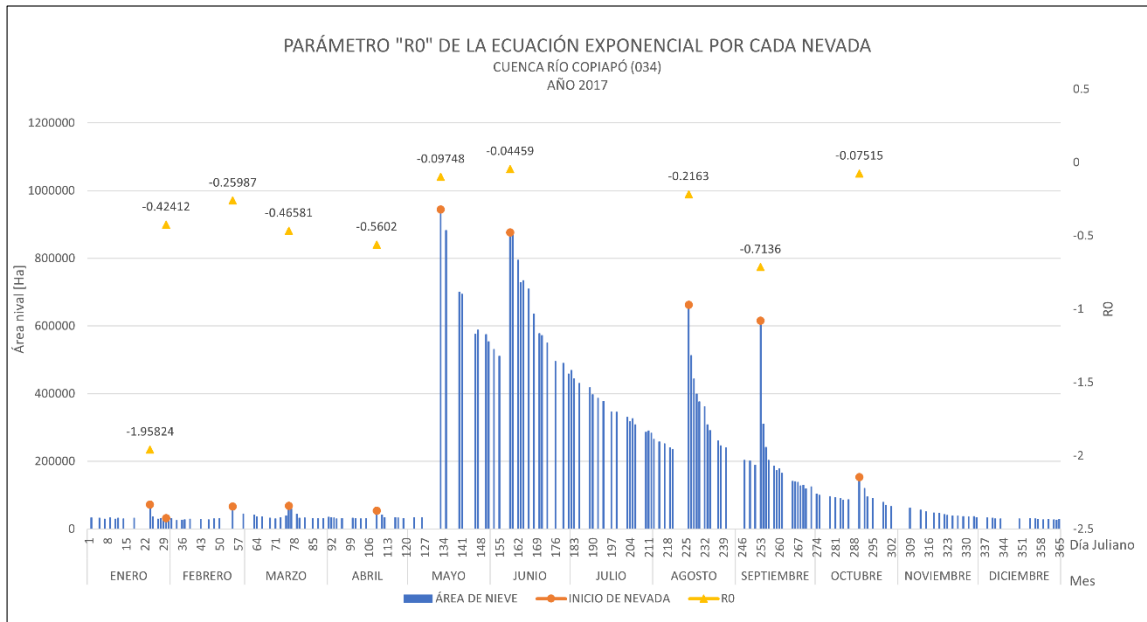
Anexo 5.14. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2014 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



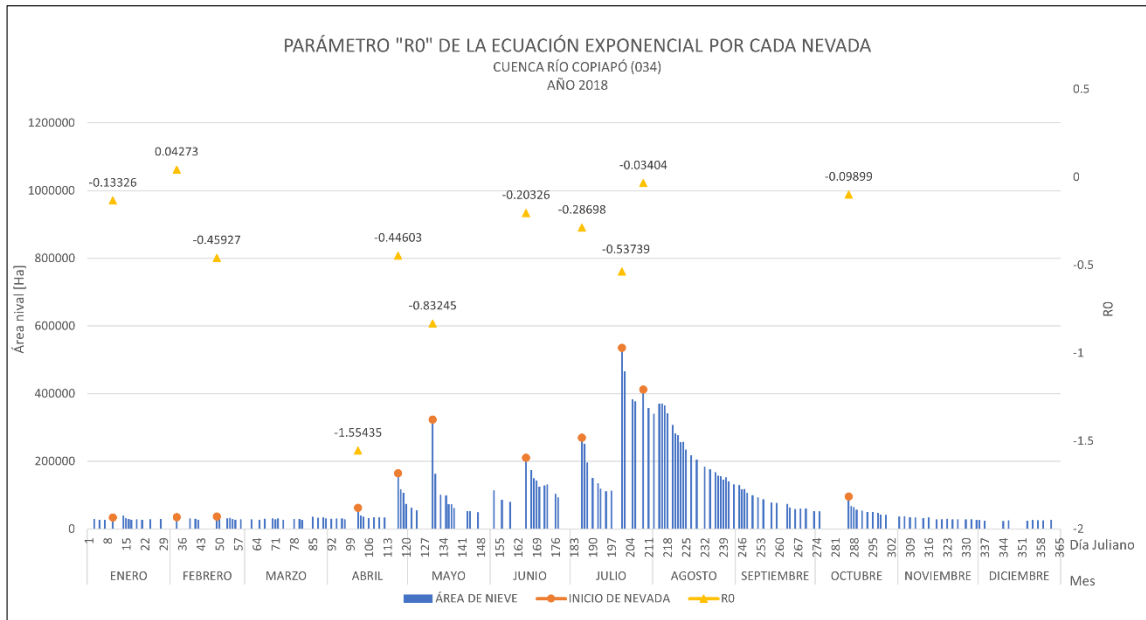
Anexo 5.15. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2015 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



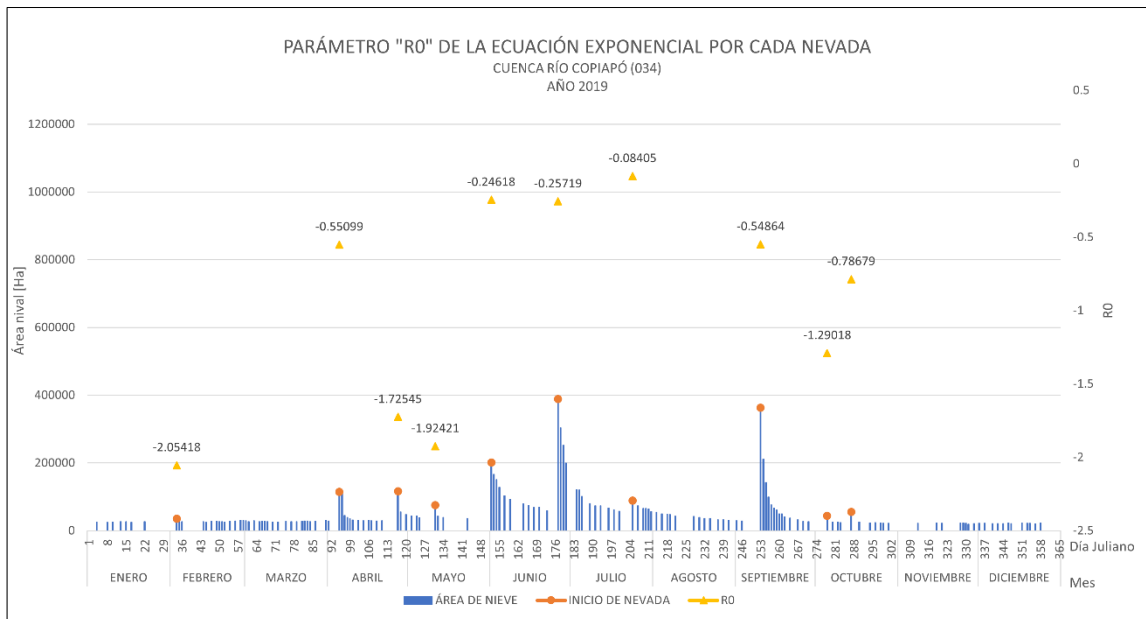
Anexo 5.16. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2016 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



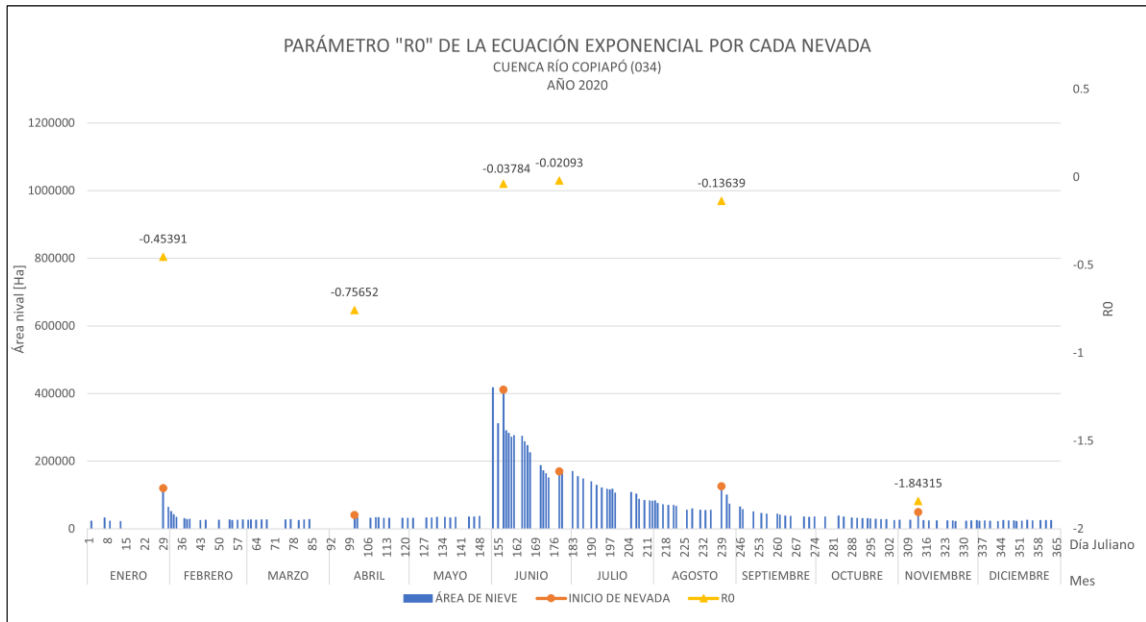
Anexo 5.17. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2017 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.



Anexo 5.18. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2018 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.

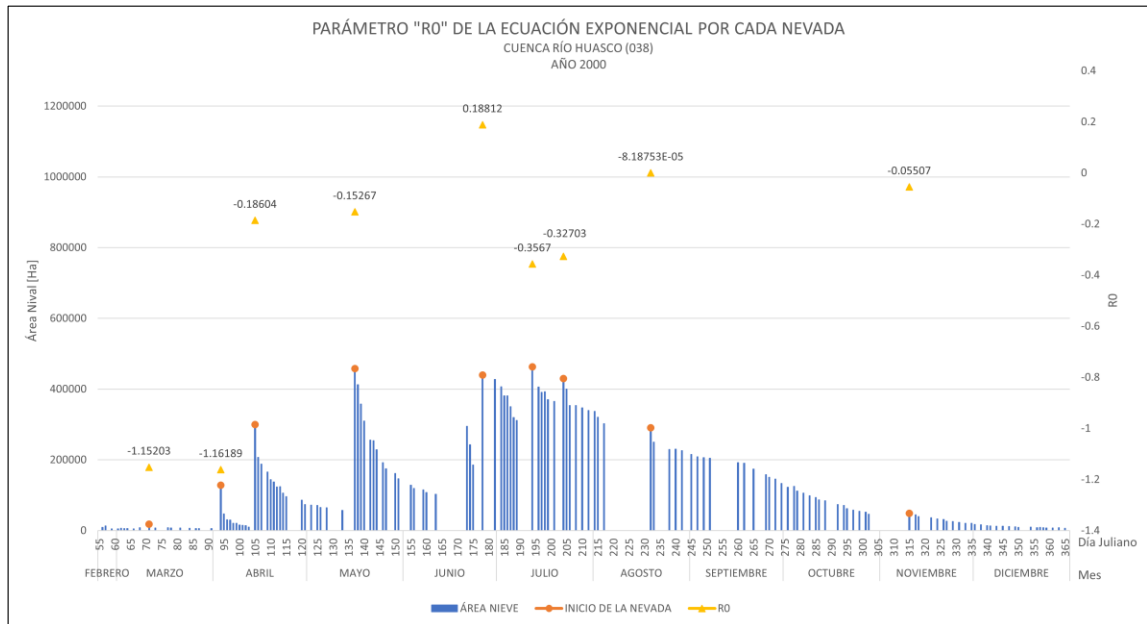


Anexo 5.19. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2019 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.

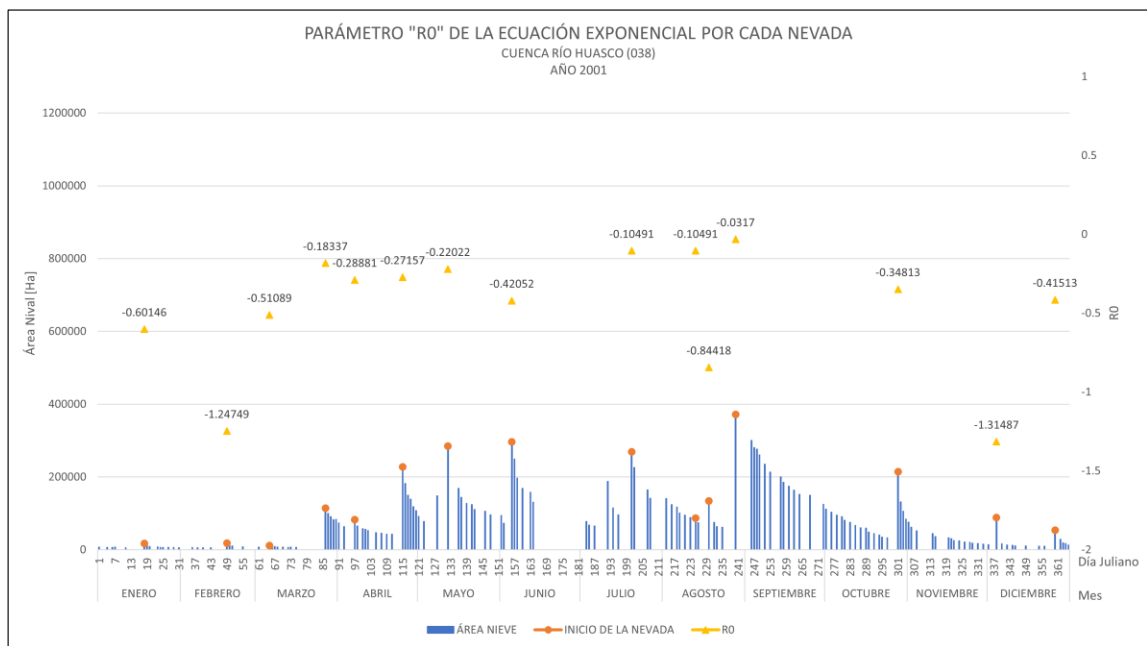


Anexo 5.20. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2020 de la cuenca Río Copiapó. Elaboración propia.

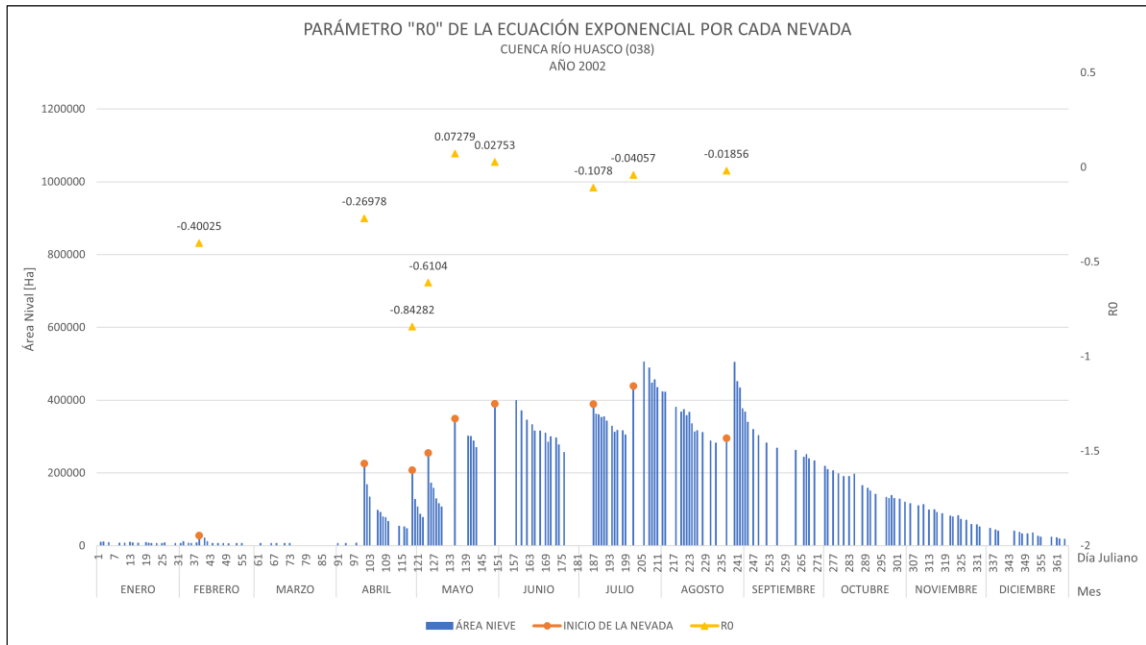
ANEXO 6. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada de la cuenca río Huasco (038) desde el año 2000 al 2020



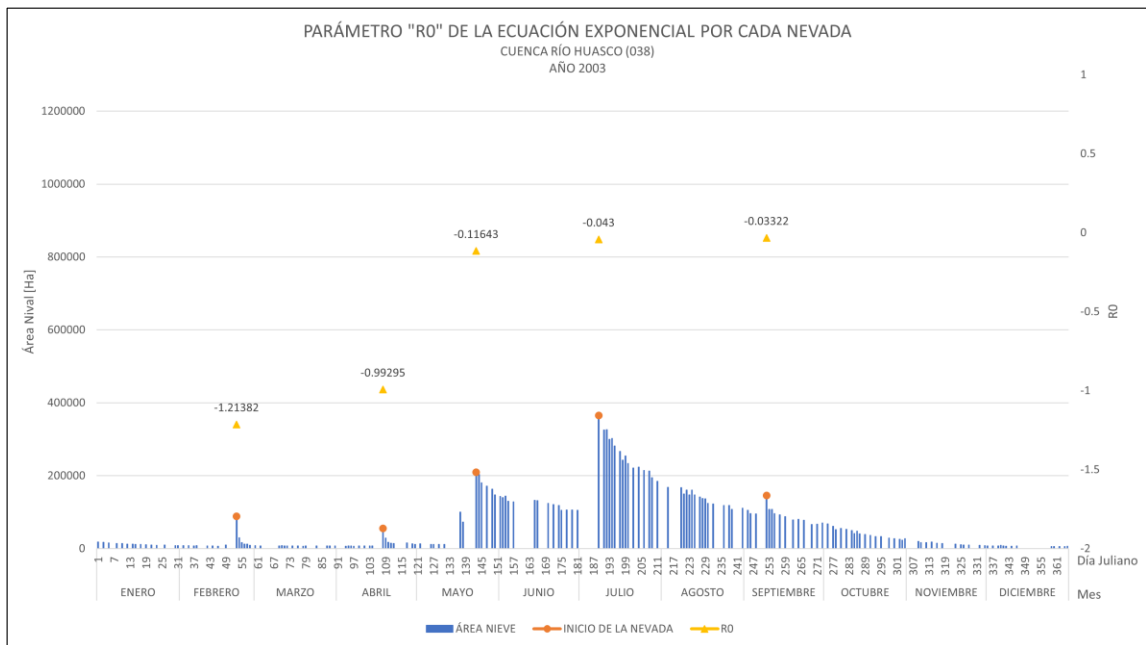
Anexo 6.1. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2000 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



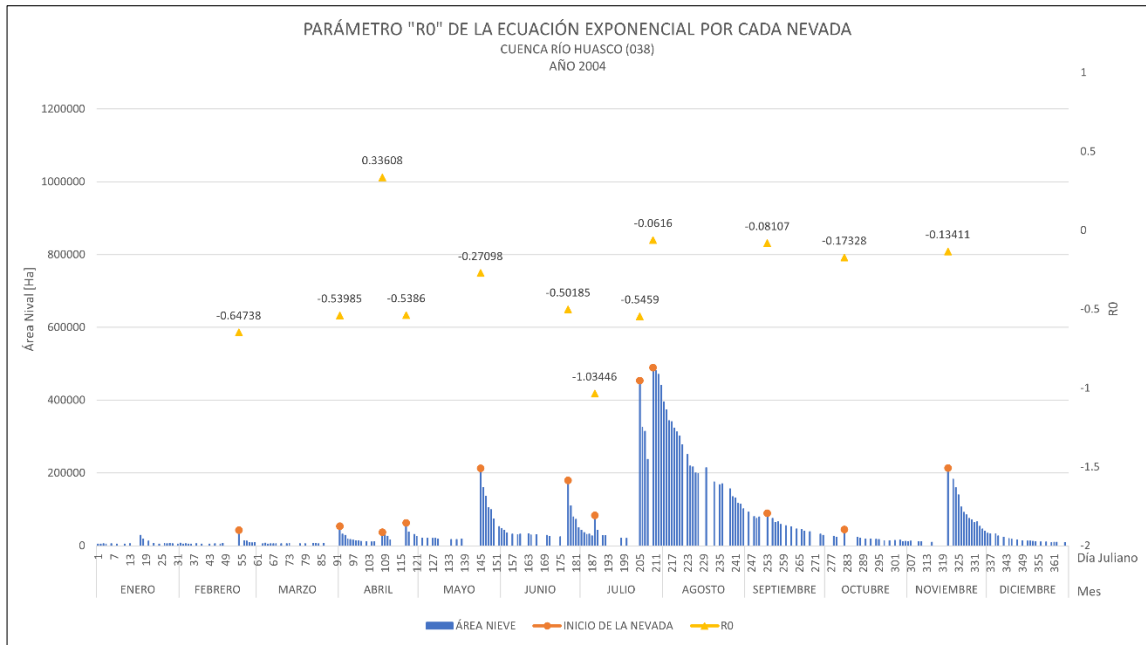
Anexo 6.2. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2001 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



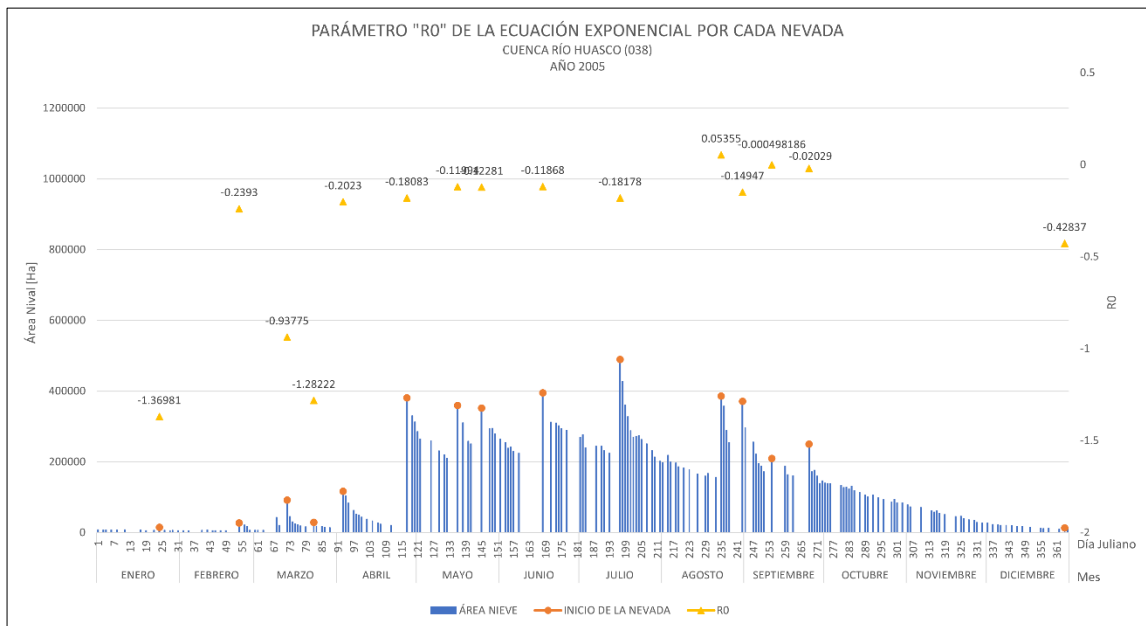
Anexo 6.3. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2002 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



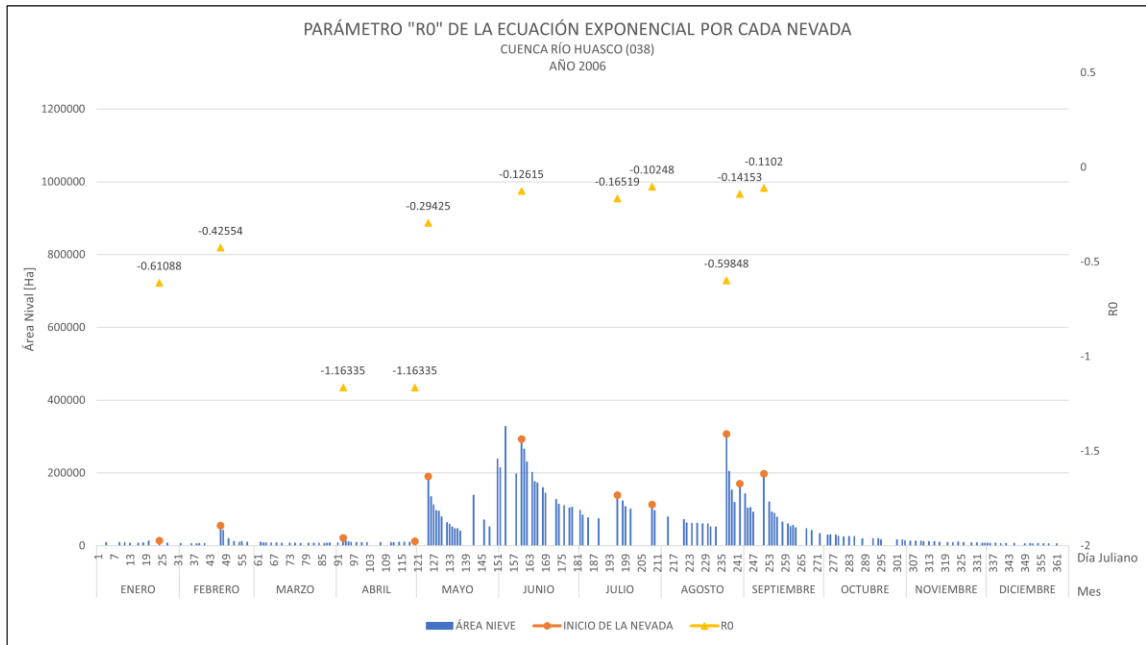
Anexo 6.4. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2003 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



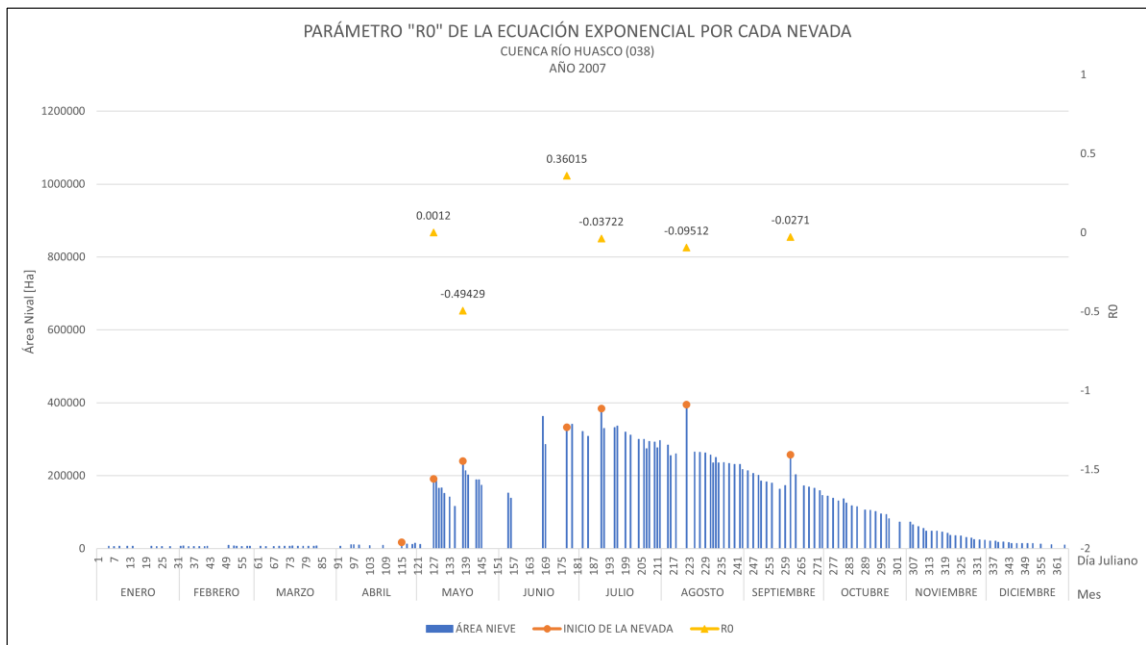
Anexo 6.5. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2004 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



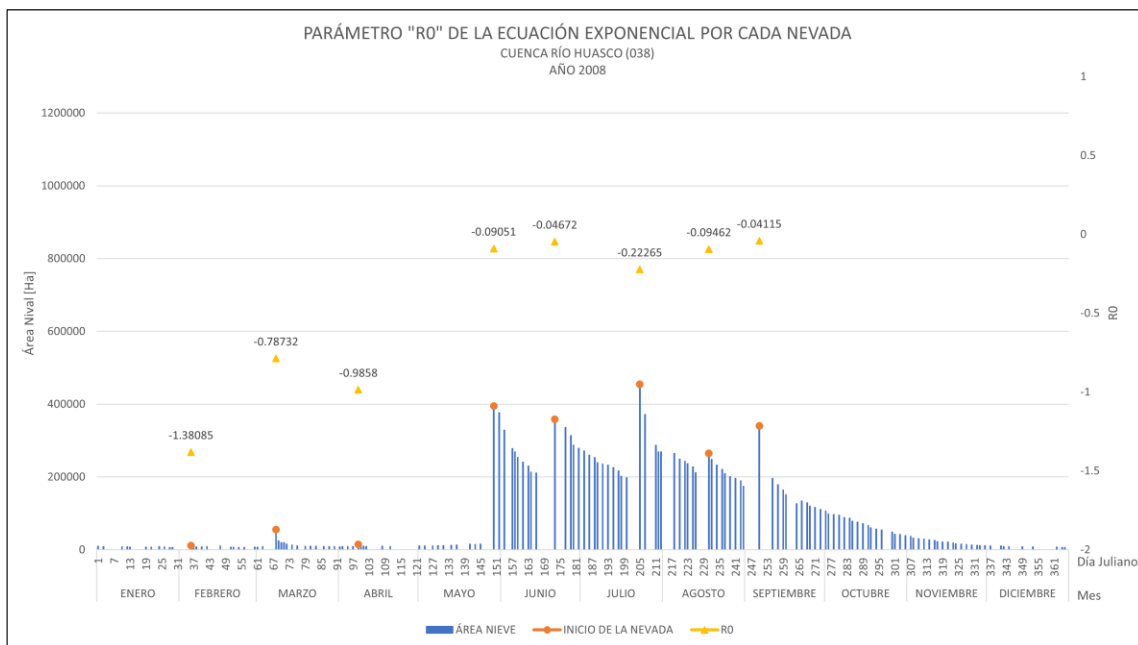
Anexo 6.6. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2005 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



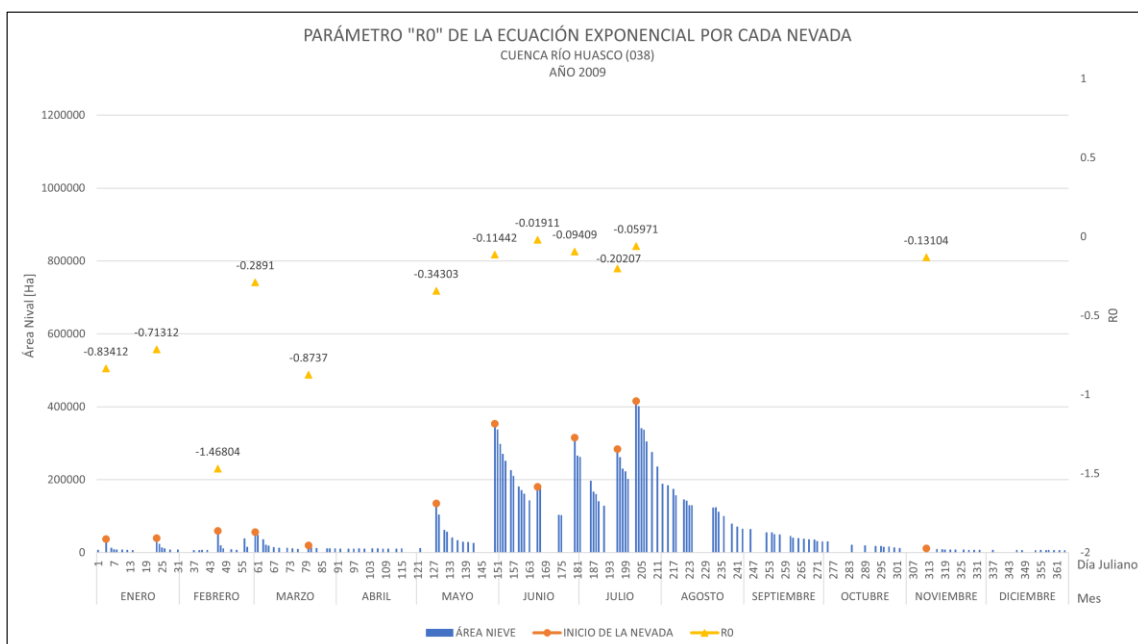
Anexo 6.7. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2006 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



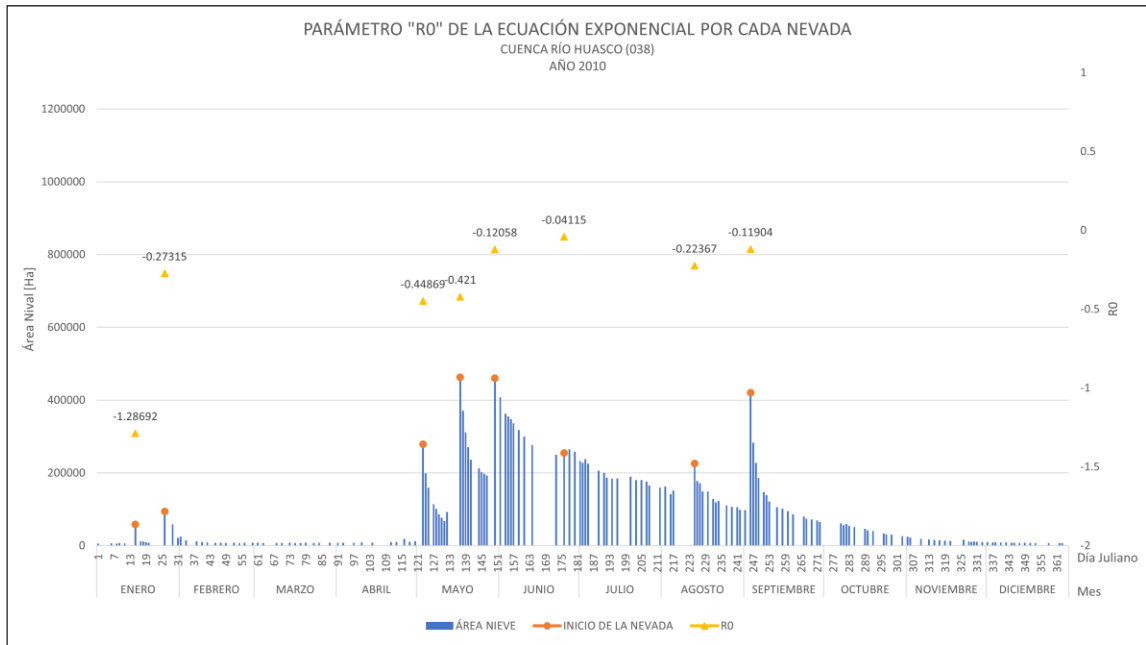
Anexo 6.8. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2007 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



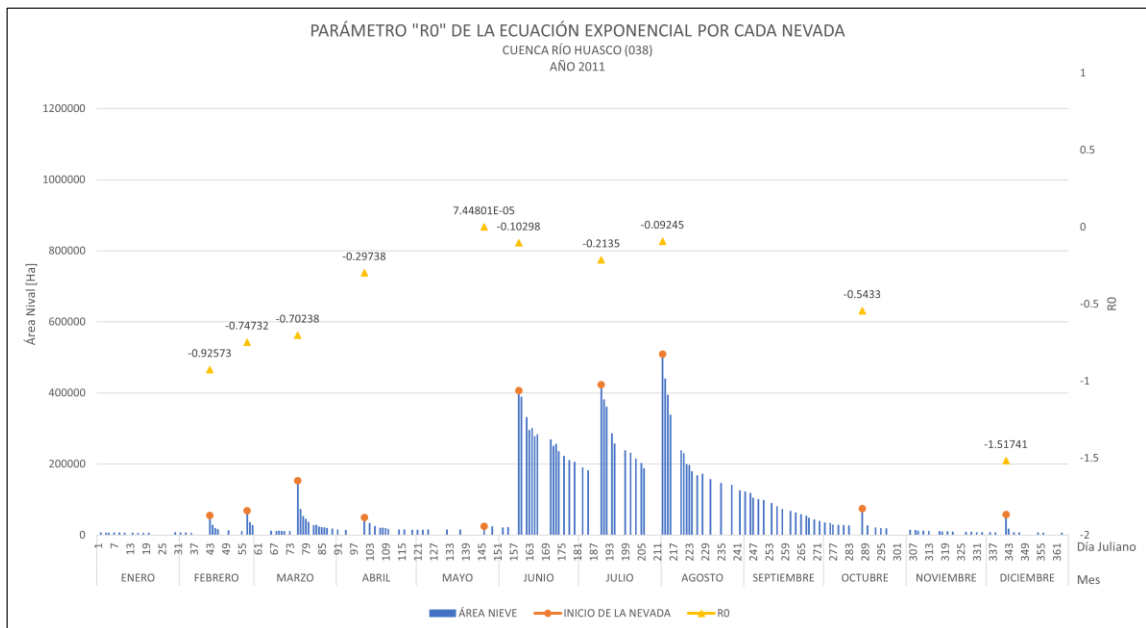
Anexo 6.9. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2008 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



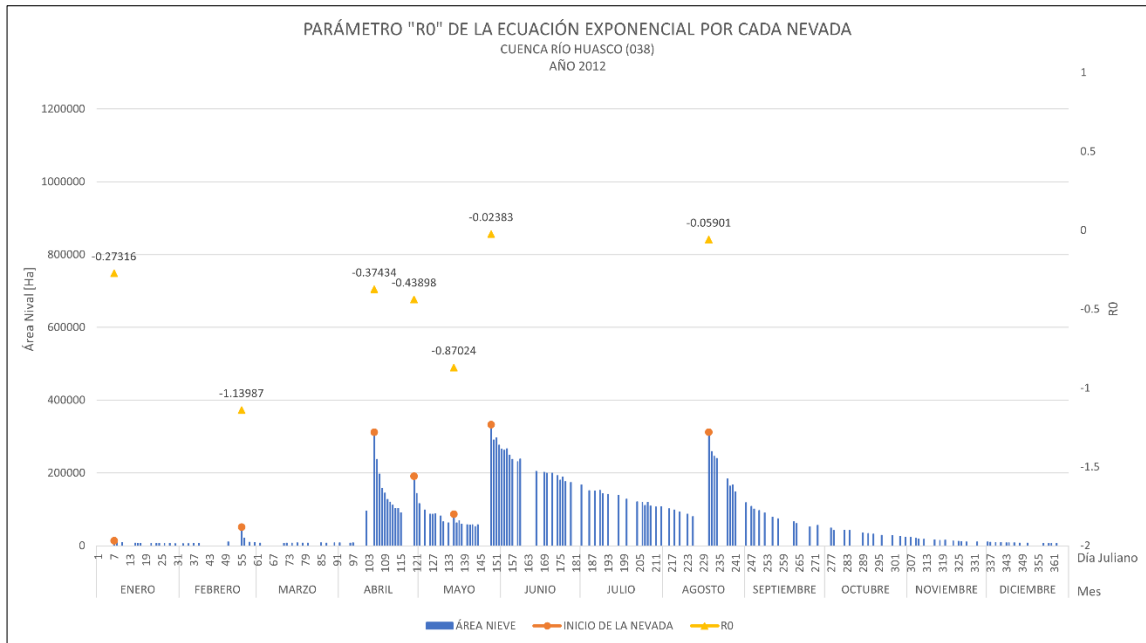
Anexo 6.10. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2009 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



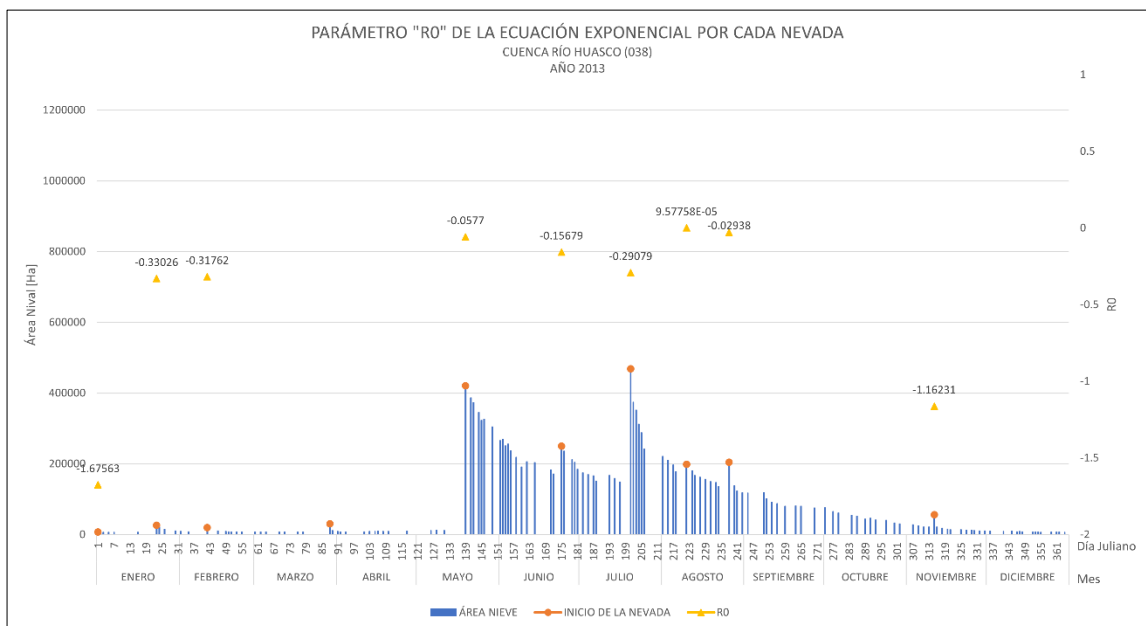
Anexo 6.11. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2010 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



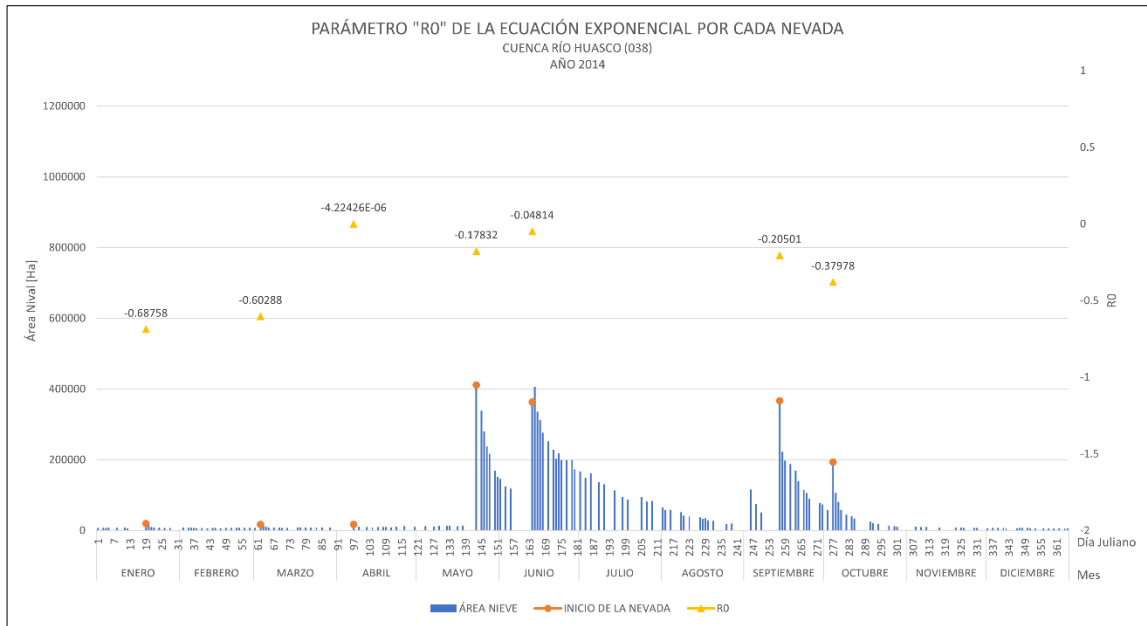
Anexo 6.12. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2011 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



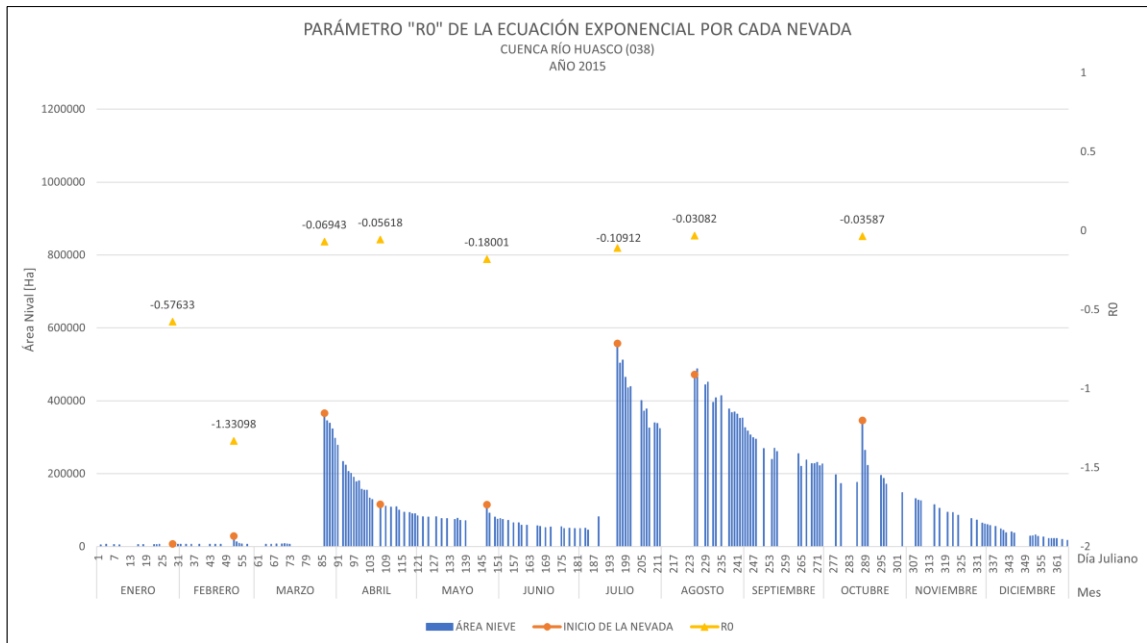
Anexo 6.13. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2012 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



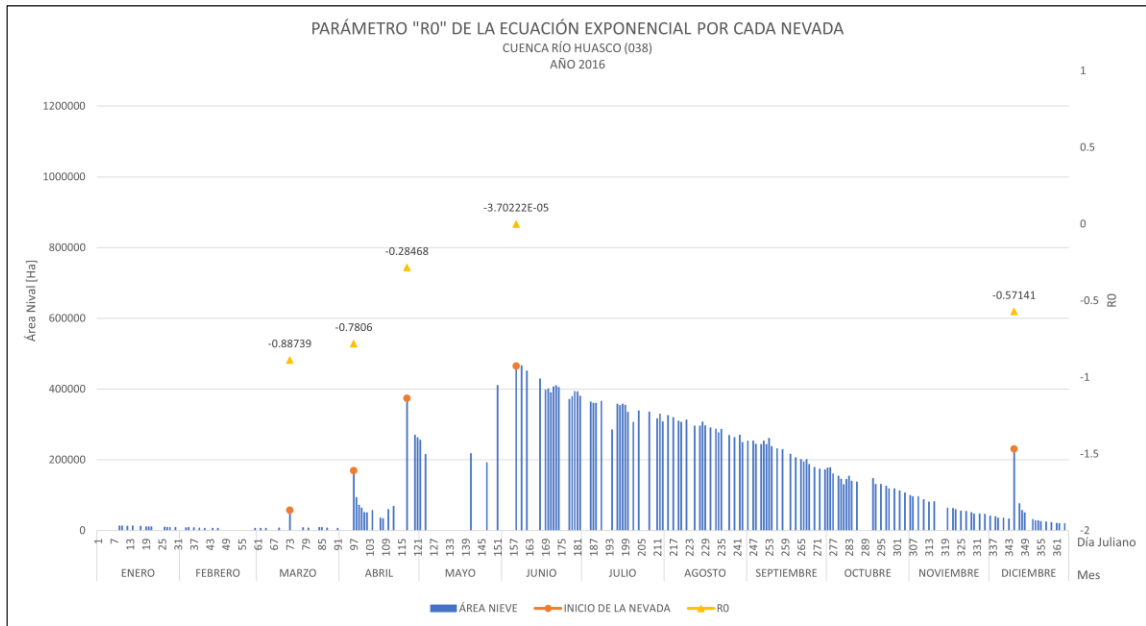
Anexo 6.14. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2013 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



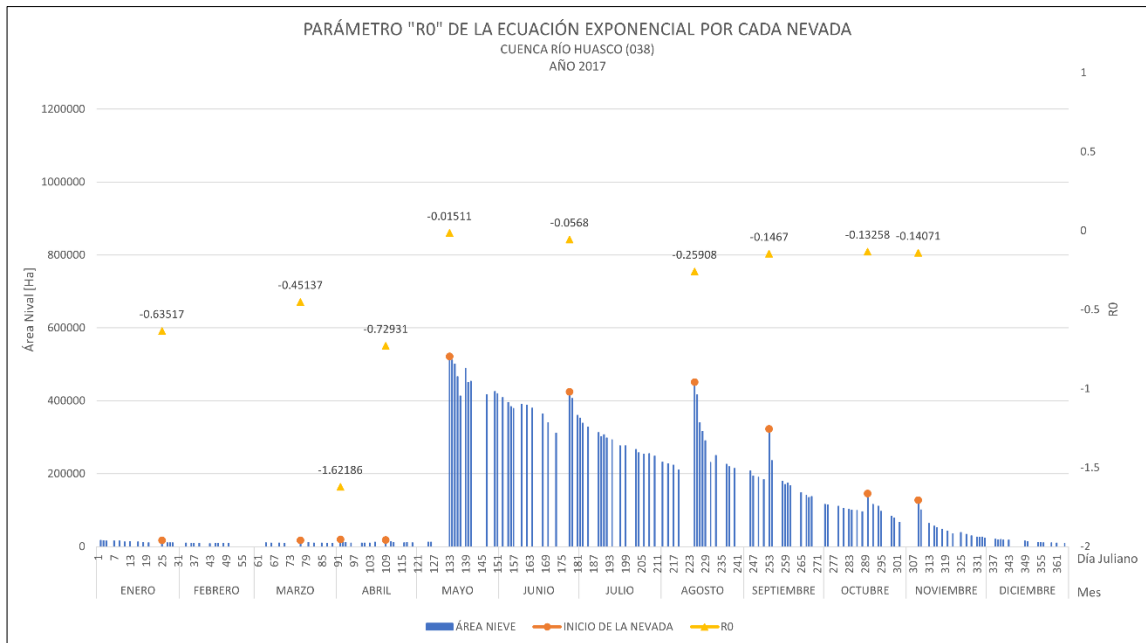
Anexo 6.15. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2014 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



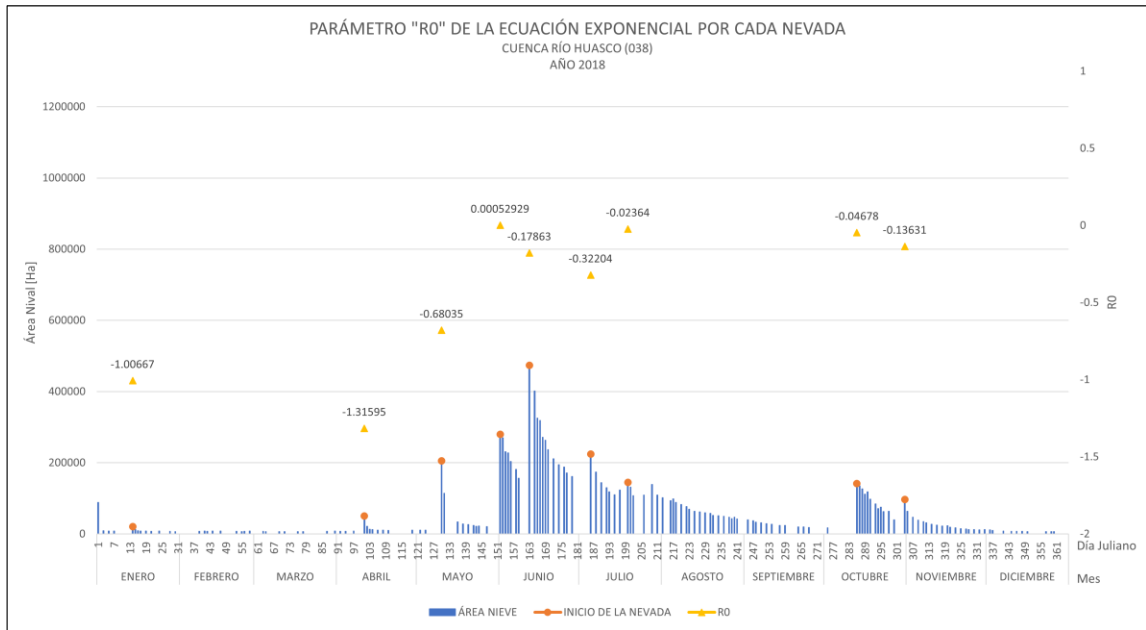
Anexo 6.16. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2015 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



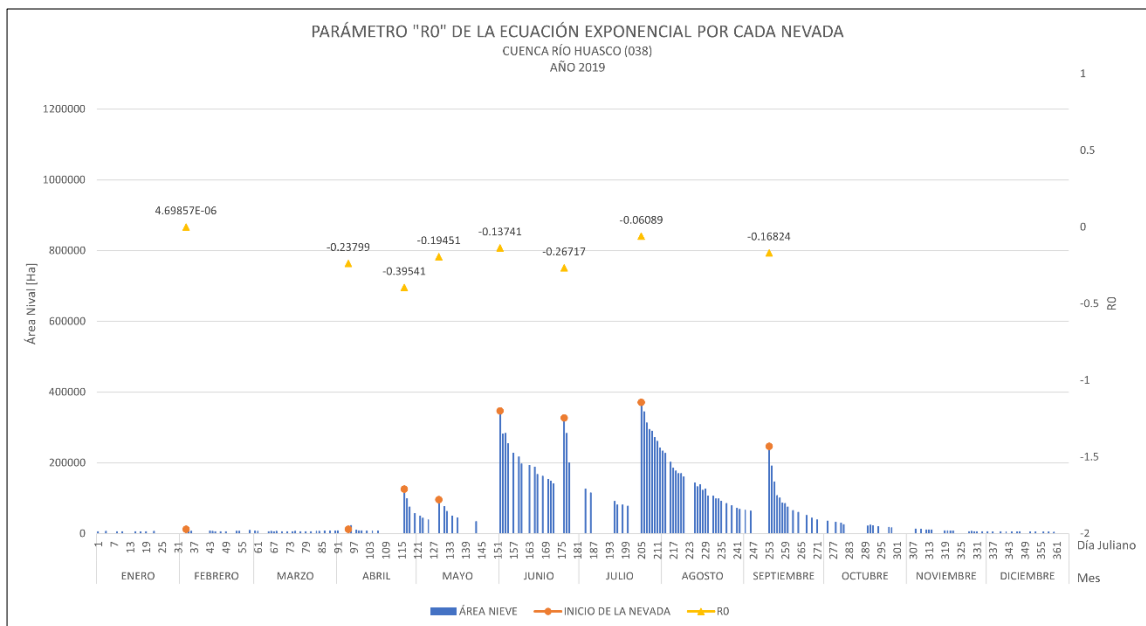
Anexo 6.17. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2016 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



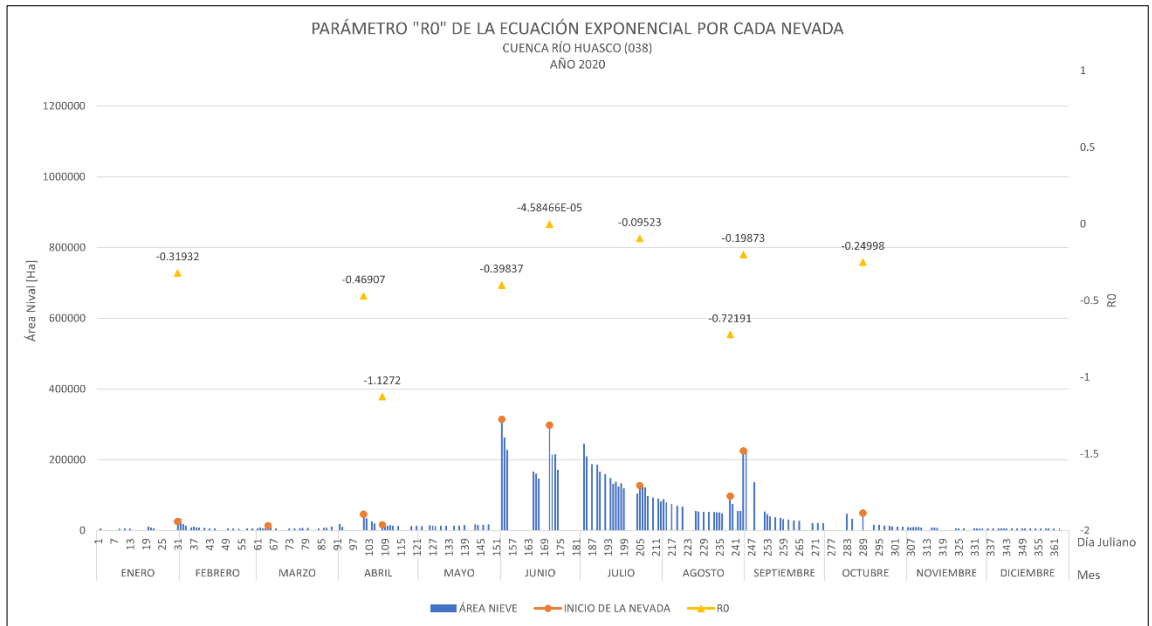
Anexo 6.18. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2017 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



Anexo 6.19. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2018 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



Anexo 6.20. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2019 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.



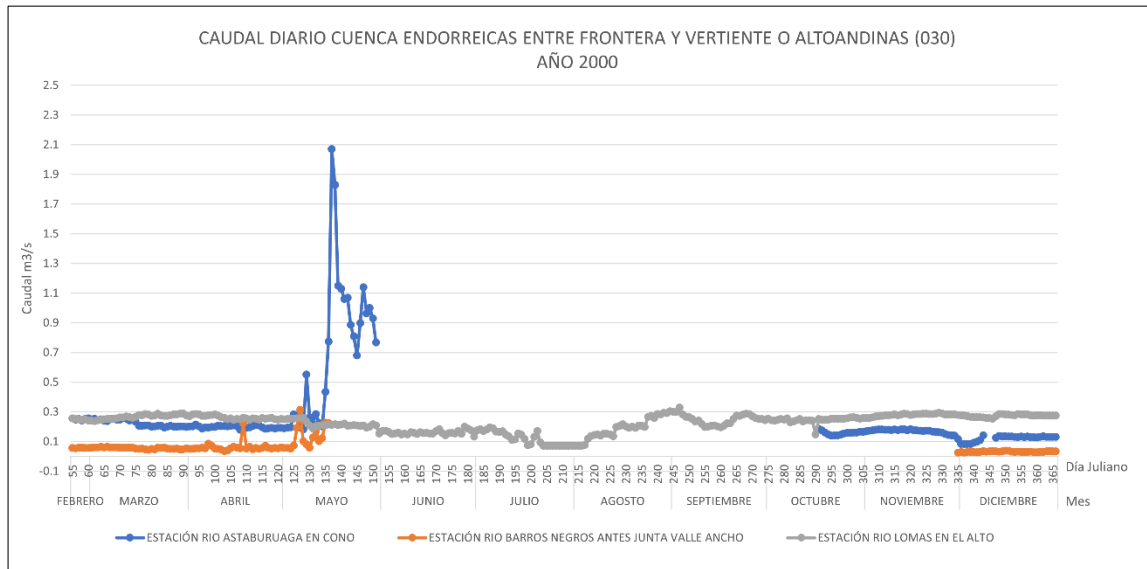
Anexo 6.21. Parámetro matemático "R0" de la ecuación exponencial por cada nevada del año 2020 de la cuenca Río Huasco. Elaboración propia.

ANEXO 7. Parámetros matemáticos de la ecuación exponencial por nevadas mayores desde el 2000 al 2020 de las cuencas 030, 034 y 038.

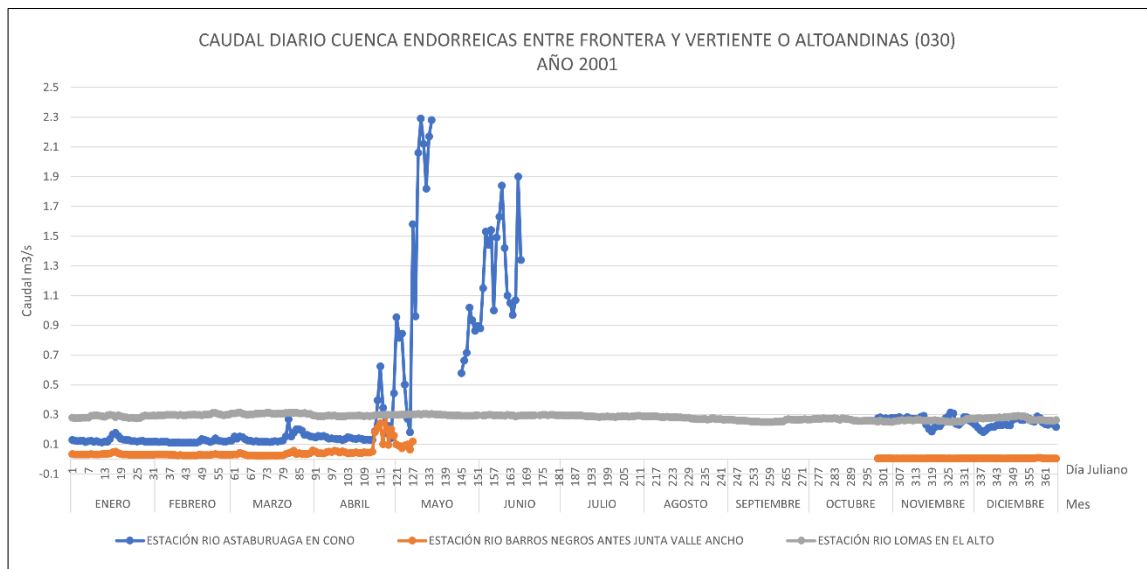
Cuenca	Año	Mes	Día Juliano	"R0"	"A"	"Y0"	R2
30	2000	JUNIO	155	-0.18073	897316.8771	202864.9666	0.99594
30	2001	ABRIL	115	-0.82253	1021870	158943.4856	0.99331
30	2002	FEBRERO	39	-2.13624	824983.641	54236.80485	0.90228
30	2003	AGOSTO	217	-0.03838	892171.8443	61130.24729	0.99214
30	2004	AGOSTO	239	-0.06948	788467.5271	77156.69989	0.98062
30	2005	JUNIO	168	-0.05186	883481.4801	73602.85561	0.97541
30	2006	SEPTIEMBRE	244	-0.04622	1403010	20224.36834	0.97523
30	2007	SEPTIEMBRE	261	-0.06885	956931.9643	86647.76383	0.99155
30	2008	MAYO	150	-0.12701	532762.5687	356769.669	0.96392
30	2009	AGOSTO	221	-0.04092	623329.1132	47088.99858	0.98759
30	2010	MAYO	123	-0.10907	828232.6717	276526.3832	0.99241
30	2011	JUNIO	154	-0.06528	383813.9204	236556.5962	0.98883
30	2012	ABRIL	105	-0.34383	856024.5923	226076.3523	0.99467
30	2013	JUNIO	167	-0.04714	911700.4088	202206.1249	0.97819
30	2014	MAYO	145	-0.0675	994955.8468	136848.6625	0.99628
30	2015	MARZO	86	-0.04363	893003.7953	332258.4381	0.98958
30	2016	JULIO	194	-0.14979	364730.1994	421884.5497	0.96527
30	2017	AGOSTO	224	-0.06078	595065.2738	219711.1807	0.98053
30	2018	AGOSTO	215	-0.02408	1210000	10054.99917	0.9963
30	2019	JUNIO	177	-0.14001	852434.0006	114942.6416	0.97979
30	2020	JUNIO	160	-0.09829	411470.2442	96749.6731	0.86471
34	2000	MAYO	137	-0.21082	789813.7286	168565.858	0.98893
34	2001	AGOSTO	240	-0.09621	500977.5471	46696.8758	0.98516
34	2002	AGOSTO	240	-0.0551	677773.5386	44048.0748	0.95828
34	2003	MAYO	138	-0.09194	264785.4665	112018.018	0.96613
34	2004	JULIO	210	-0.11619	710613.9008	125382.976	0.99111
34	2005	JULIO	197	-0.14666	1026050	82020.4762	0.99358
34	2006	JUNIO	154	-0.11619	642975.4628	52935.9082	0.98519
34	2007	SEPTIEMBRE	261	-0.09605	578379.9714	60569.1763	0.97882
34	2008	MAYO	150	-0.14329	579348.0225	184865.753	0.97277
34	2009	JULIO	204	-0.0793	827936.9316	34900.5942	0.99143
34	2010	MAYO	137	-0.29255	987742.376	242620.185	0.9815
34	2011	AGOSTO	213	-0.07118	770399.1095	51335.1969	0.94692
34	2012	ABRIL	105	-0.42771	556841.2092	148004.692	0.99454
34	2013	JULIO	208	-0.09972	367283.3205	224865.958	0.95699
34	2014	MAYO	145	-0.09078	760404.002	75373.2475	0.98895
34	2015	JULIO	196	-0.07196	865356.428	168594.459	0.96788
34	2016	AGOSTO	242	-0.03978	221000.3251	37572.8127	0.95115
34	2017	MAYO	133	-0.09748	542596.8483	461236.406	0.98986
34	2018	JULIO	201	-0.53739	294477.3333	363623.279	0.9997
34	2019	JUNIO	177	-0.25719	407789.2375	65280.7638	0.99485
34	2020	AGOSTO	239	-0.13639	98809.7858	31681.5876	0.94717
38	2000	MAYO	137	-0.15267	410621.3049	101885.7068	0.99519
38	2001	MAYO	132	-0.22022	243179.3232	87920.55123	0.97769
38	2002	JULIO	202	-0.04057	328822.1623	186389.1365	0.9657
38	2003	JULIO	189	-0.043	274871.2829	84374.03484	0.98507
38	2004	JULIO	210	-0.0616	473570.6821	54559.84813	0.98496
38	2005	JULIO	197	-0.18178	342997.5287	179836.032	0.95592
38	2006	AGOSTO	237	-0.59848	406794.7875	82875.26779	0.99871
38	2007	AGOSTO	222	-0.09512	189406.5375	181484.576	0.83096
38	2008	JULIO	205	-0.22265	276364.7429	231541.4183	0.97102

38	2009	JULIO	203	-0.05971	386459.1007	26645.59776	0.97999
38	2010	MAYO	137	-0.421	414901.3221	191319.9345	0.99812
38	2011	AGOSTO	213	-0.09245	442521.982	58605.62318	0.94683
38	2012	MAYO	149	-0.02383	251326.9002	51942.98975	0.98249
38	2013	JULIO	201	-0.29079	353504.2077	196081.1598	0.97244
38	2014	MAYO	143	-0.17832	413534.6706	74935.36597	0.98894
38	2015	JULIO	196	-0.10912	296362.7511	281258.3127	0.95823
38	2016	ABRIL	117	-0.28468	226373.1267	203687.5252	0.95486
38	2017	MAYO	133	-0.01511	359257.7922	143388.6937	0.85651
38	2018	JUNIO	163	-0.17863	399505.3229	145911.1451	0.98629
38	2019	JULIO	205	-0.06089	336134.7412	41004.99135	0.99511
38	2020	JUNIO	153	-0.39837	236244.7753	155888.0018	0.9853

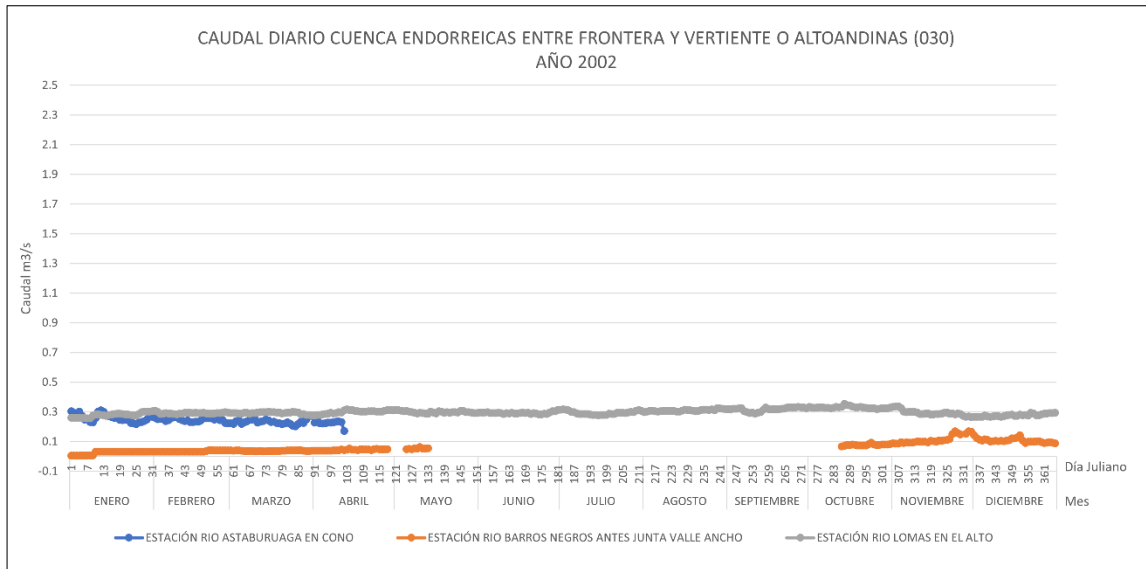
ANEXO 8. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico o Altoandinas (030) desde el año 2000 al 2020



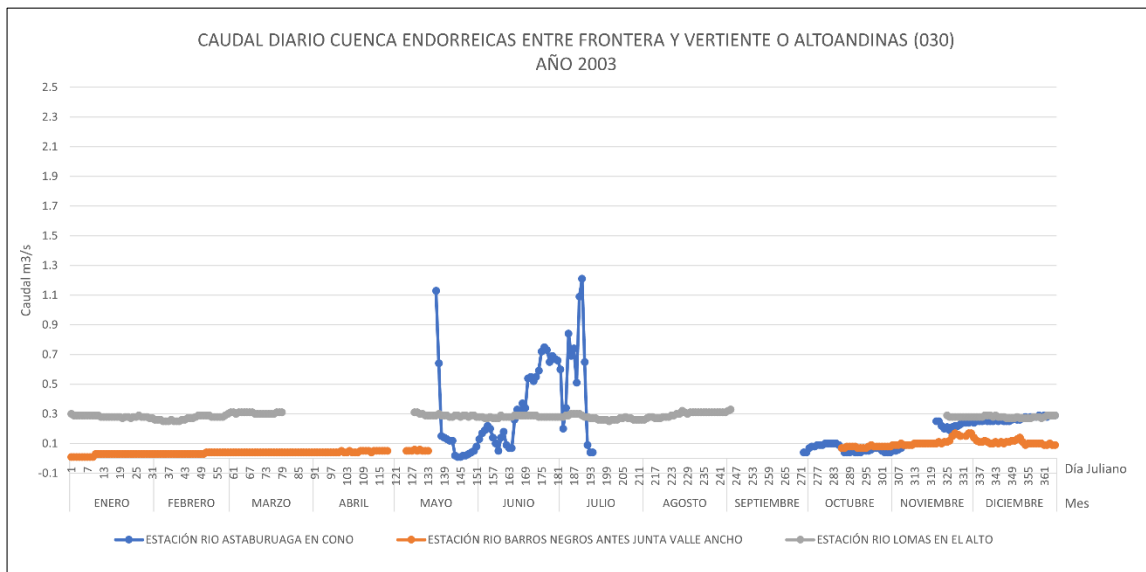
Anexo 8.1. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2000. Elaboración propia.



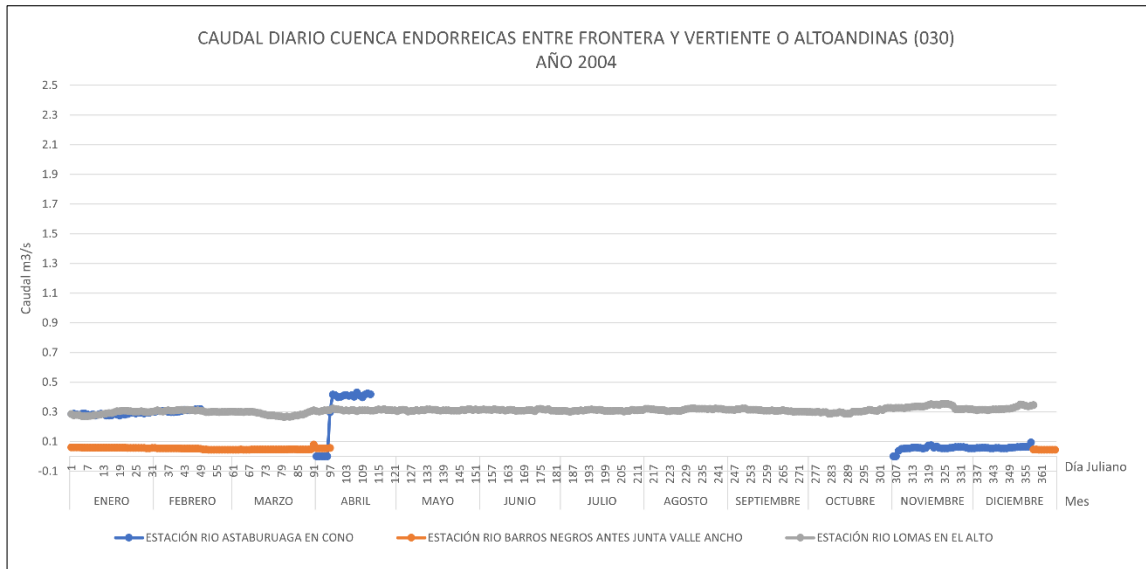
Anexo 8.2. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2001. Elaboración propia.



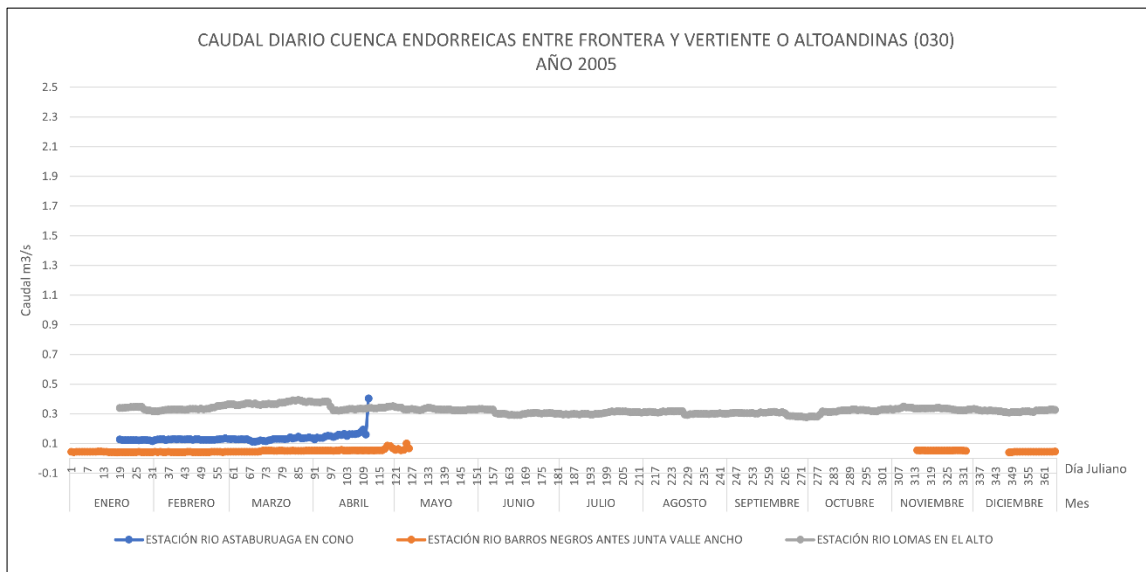
Anexo 8.3. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2002. Elaboración propia.



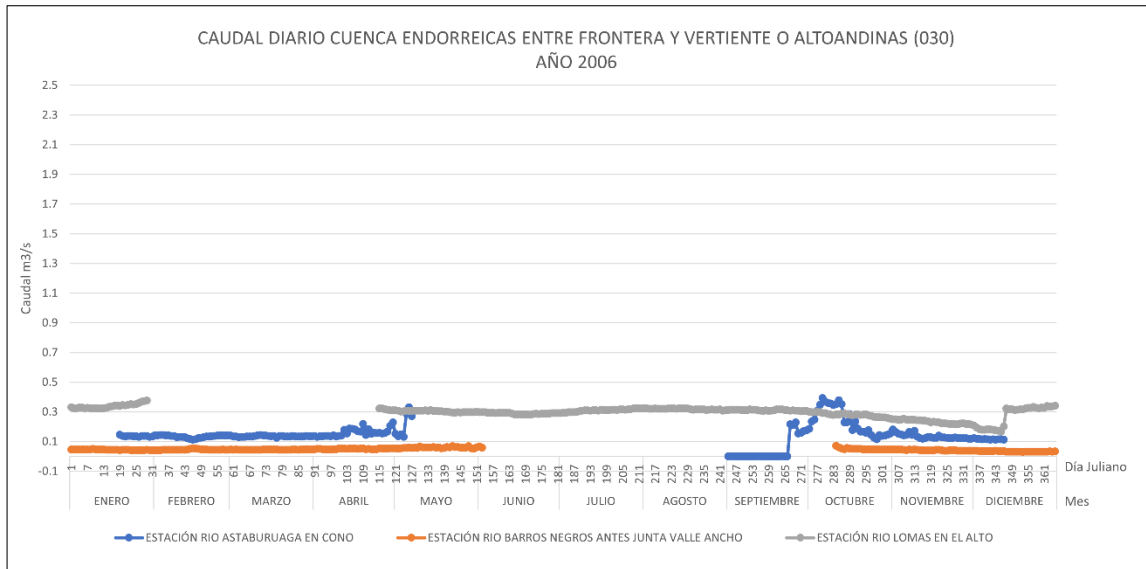
Anexo 8.4. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2003. Elaboración propia.



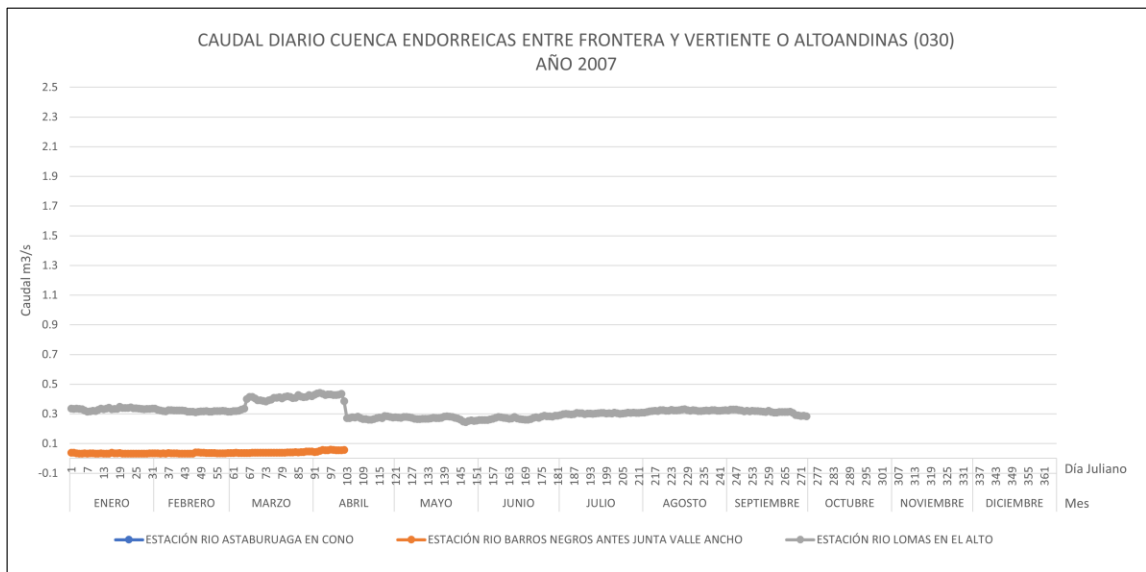
Anexo 8.5. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2004. Elaboración propia.



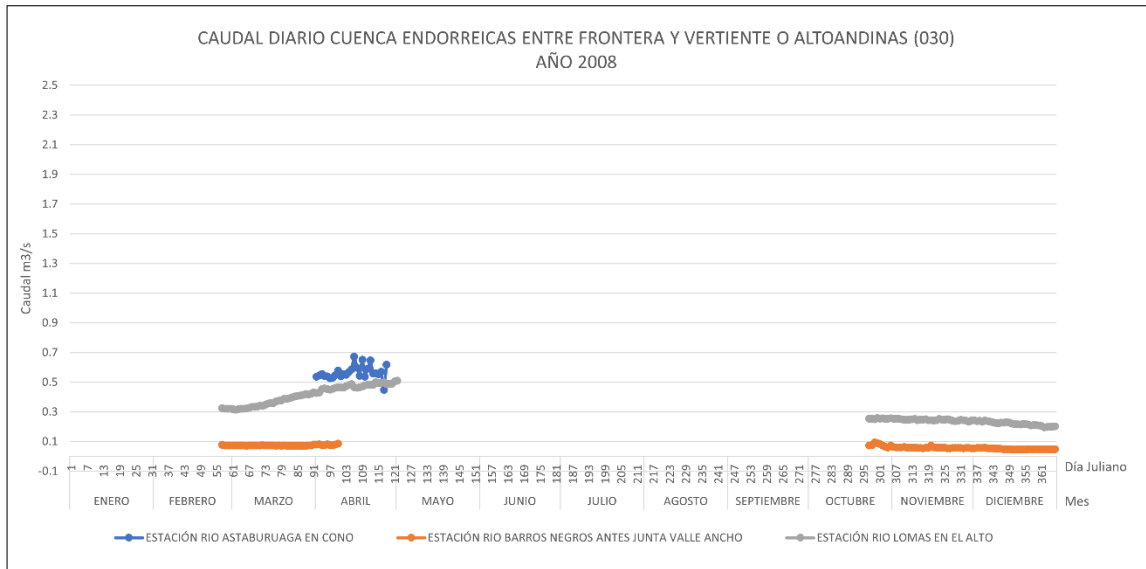
Anexo 8.6. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2005. Elaboración propia.



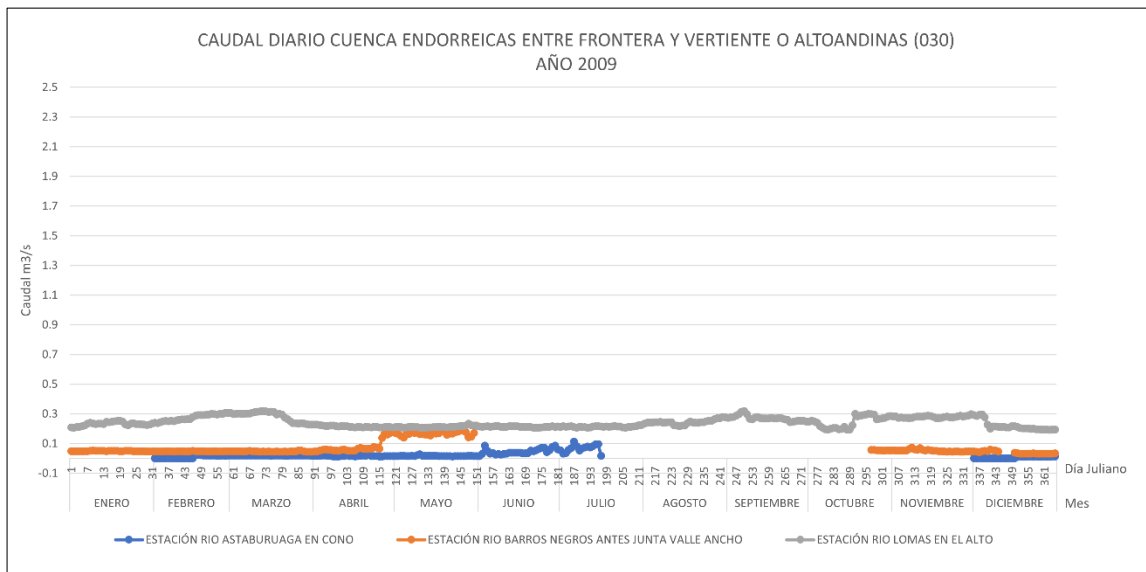
Anexo 8.7. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2006. Elaboración propia.



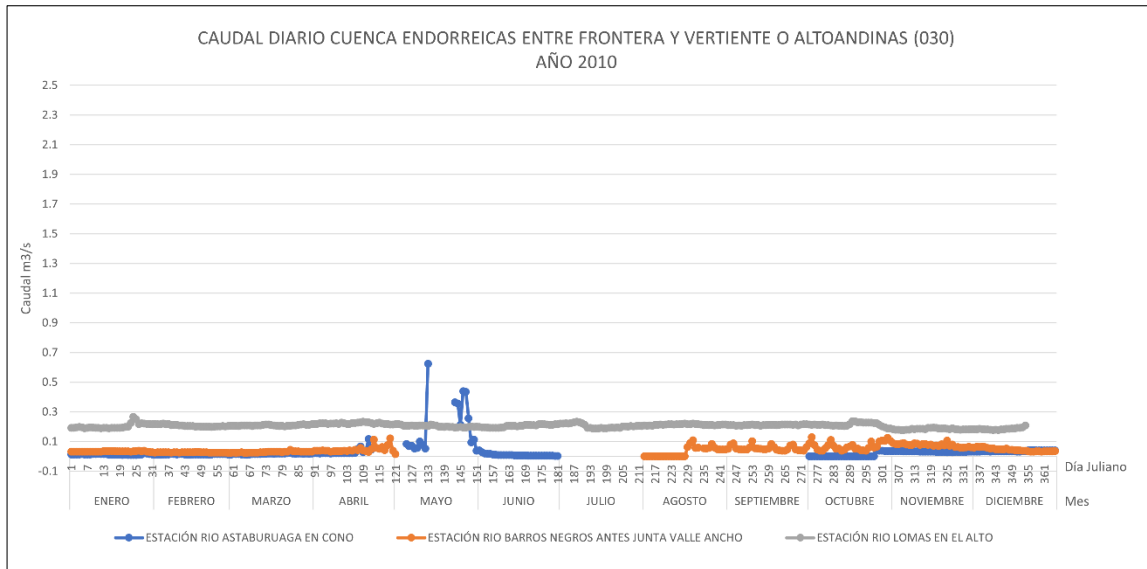
Anexo 8.8. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2007. Elaboración propia.



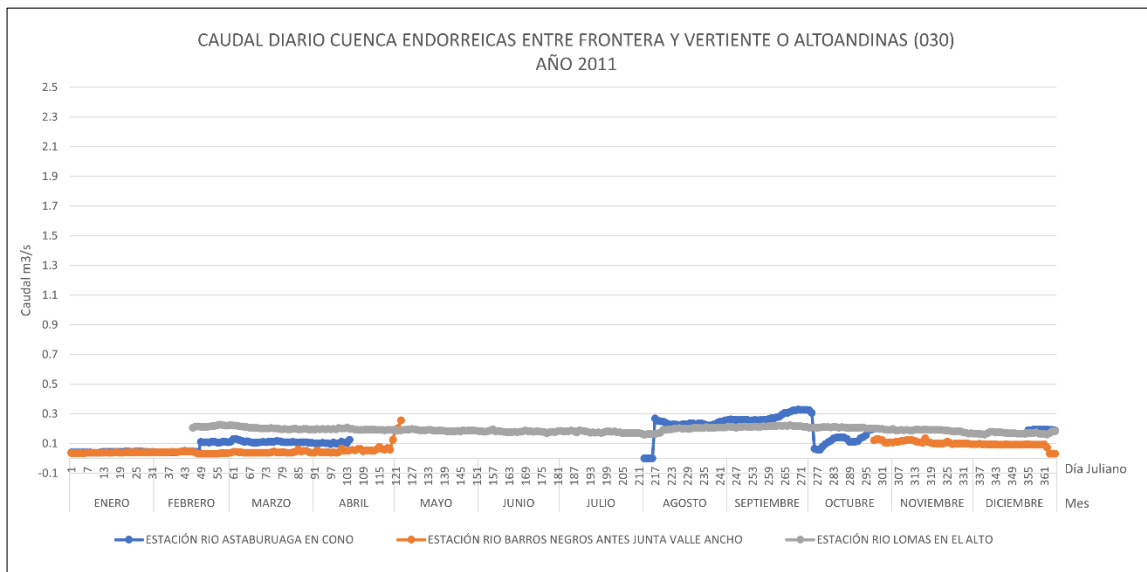
Anexo 8.9. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2008. Elaboración propia.



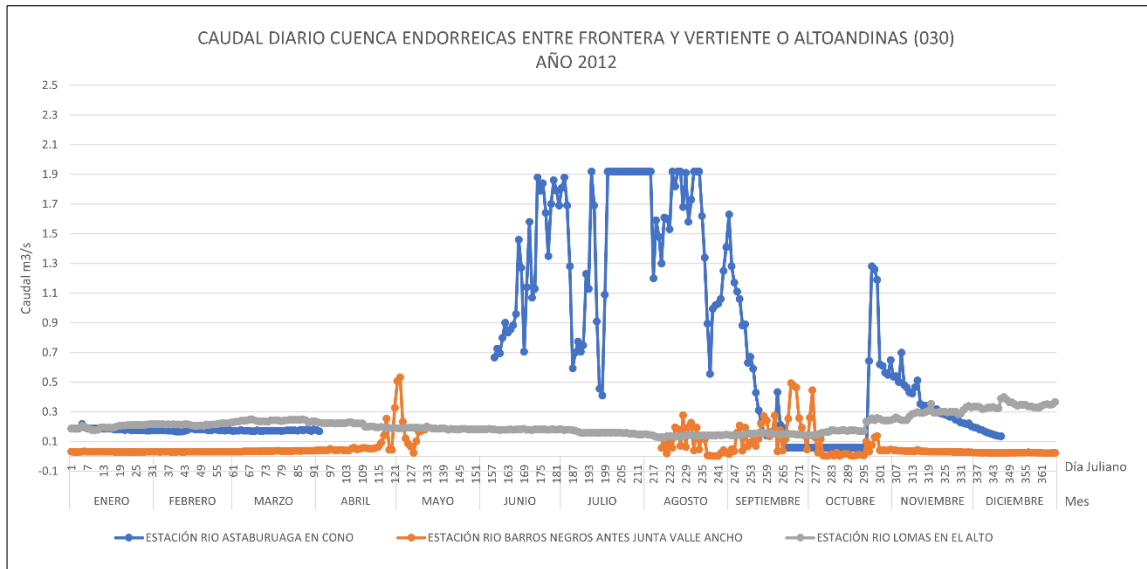
Anexo 8.10. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2009. Elaboración propia.



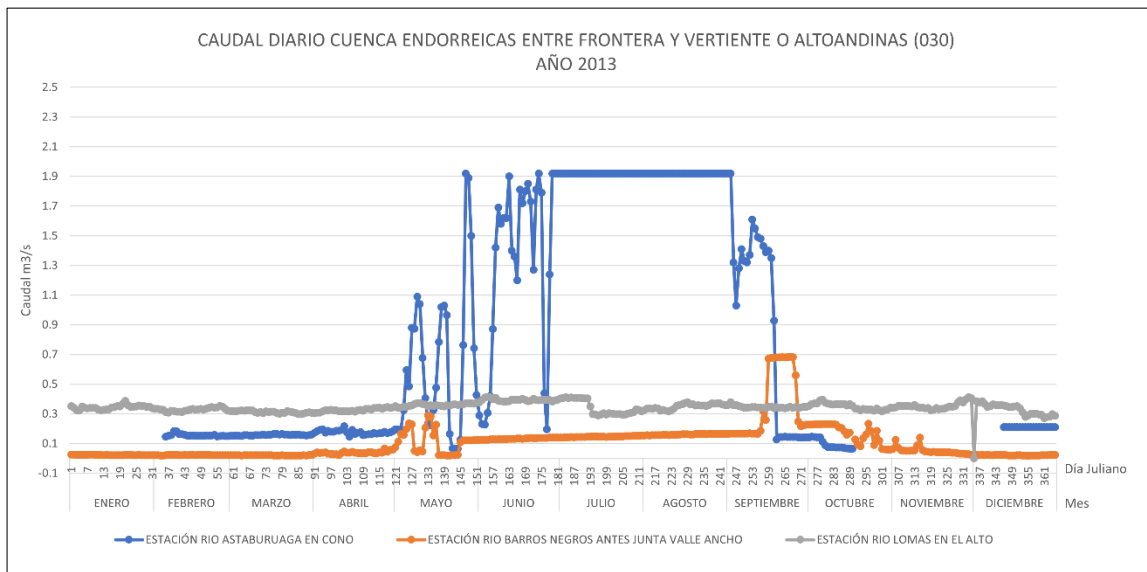
Anexo 8.11. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2010. Elaboración propia.



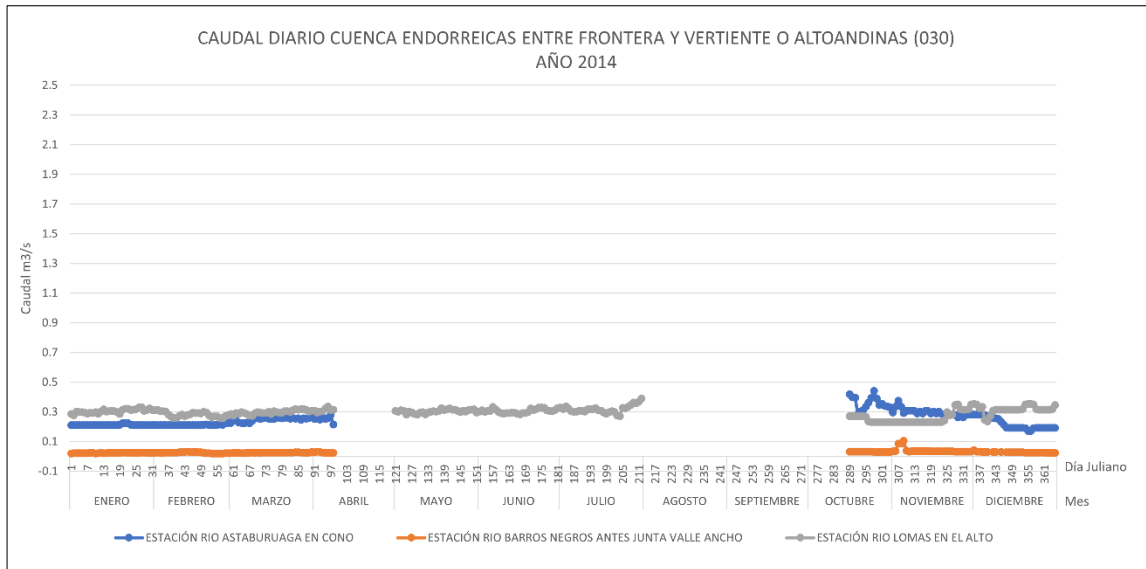
Anexo 8.12. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2011. Elaboración propia.



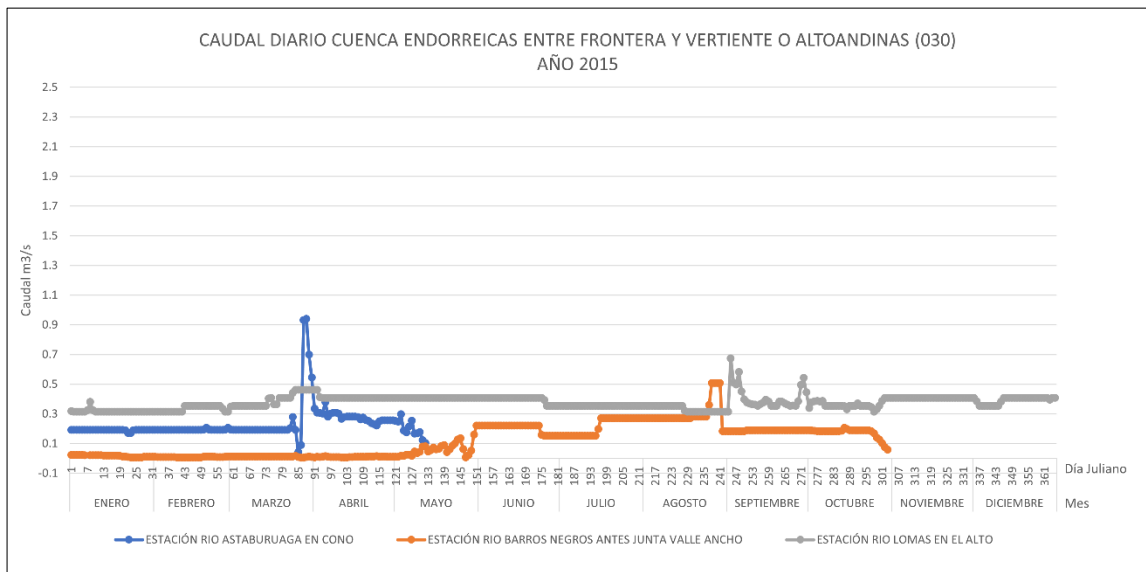
Anexo 8.13. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2012. Elaboración propia.



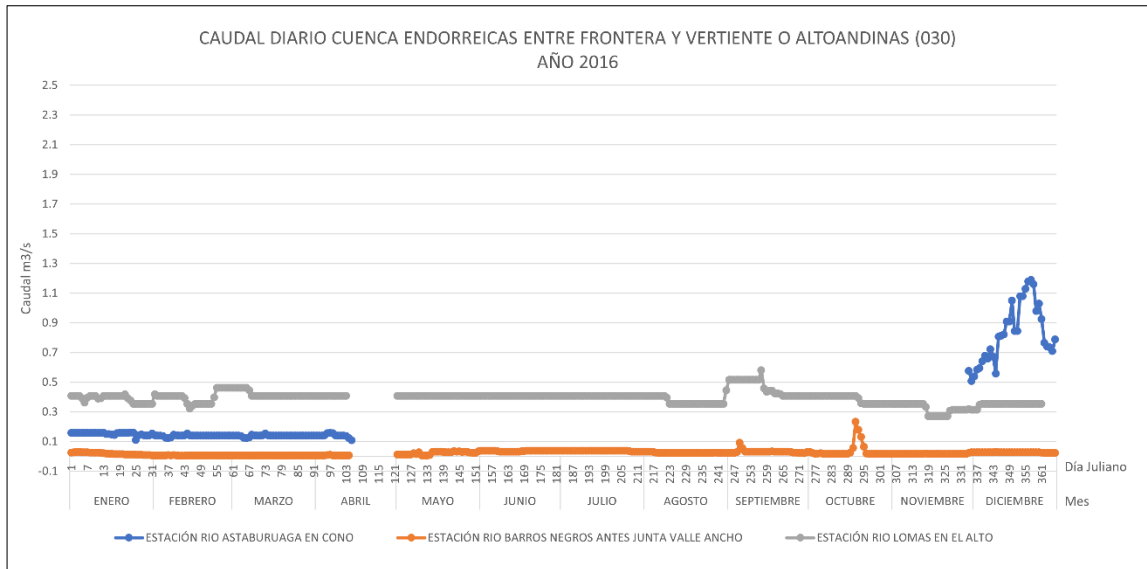
Anexo 8.14. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2013. Elaboración propia.



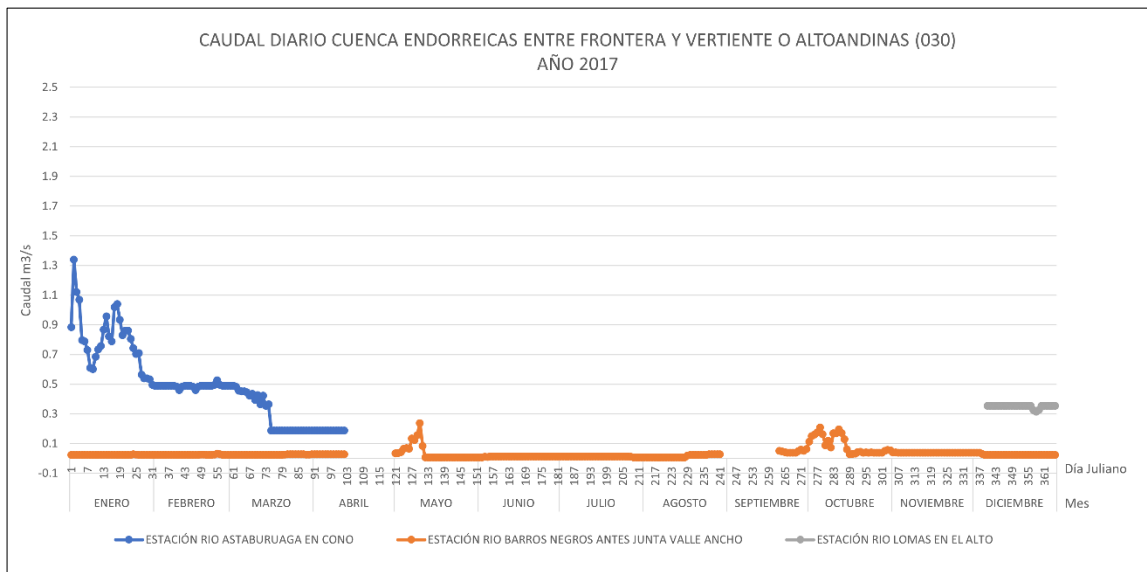
Anexo 8.15. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2014. Elaboración propia.



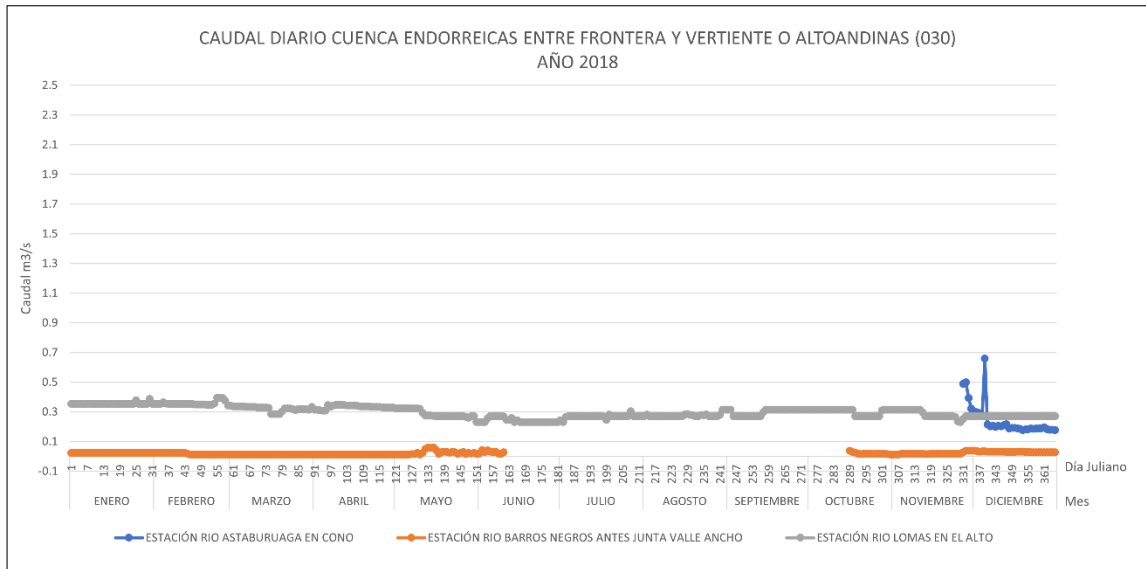
Anexo 8.16. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2015. Elaboración propia.



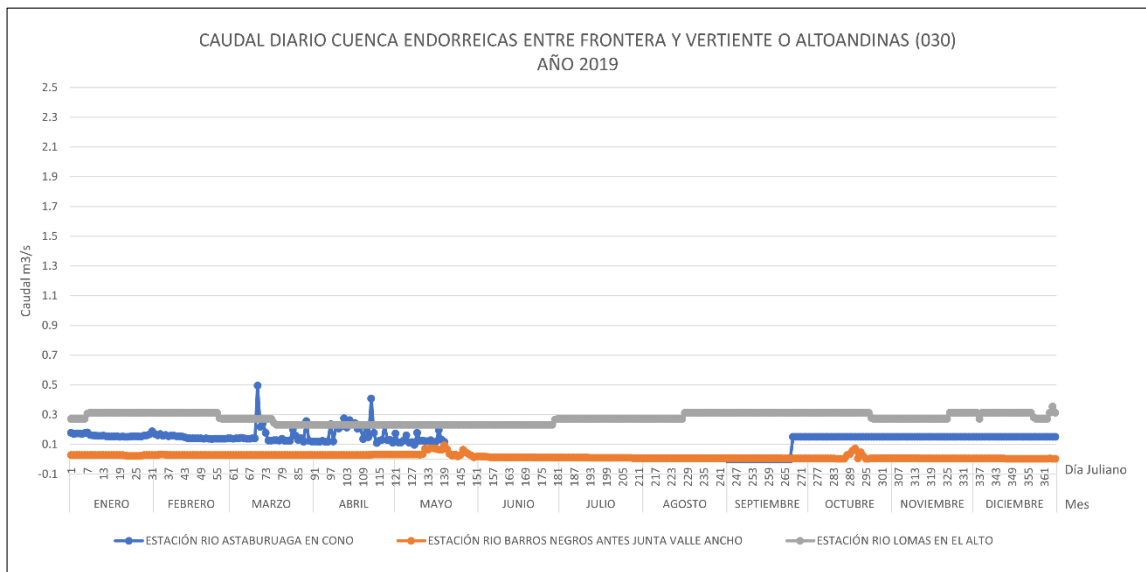
Anexo 8.17. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2016. Elaboración propia.



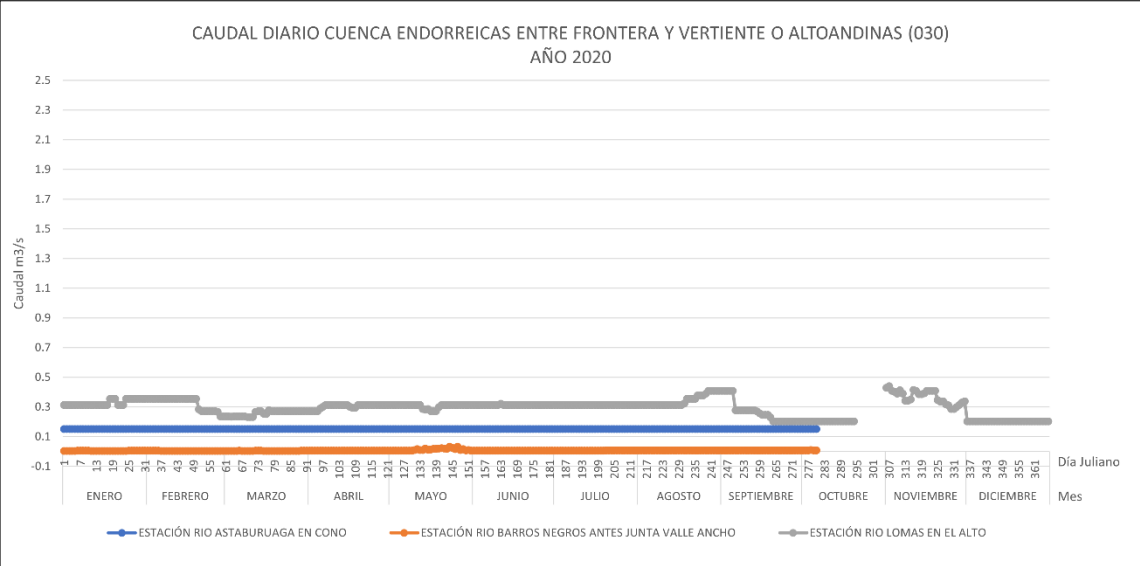
Anexo 8.18. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2017. Elaboración propia.



Anexo 8.19. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2018. Elaboración propia.

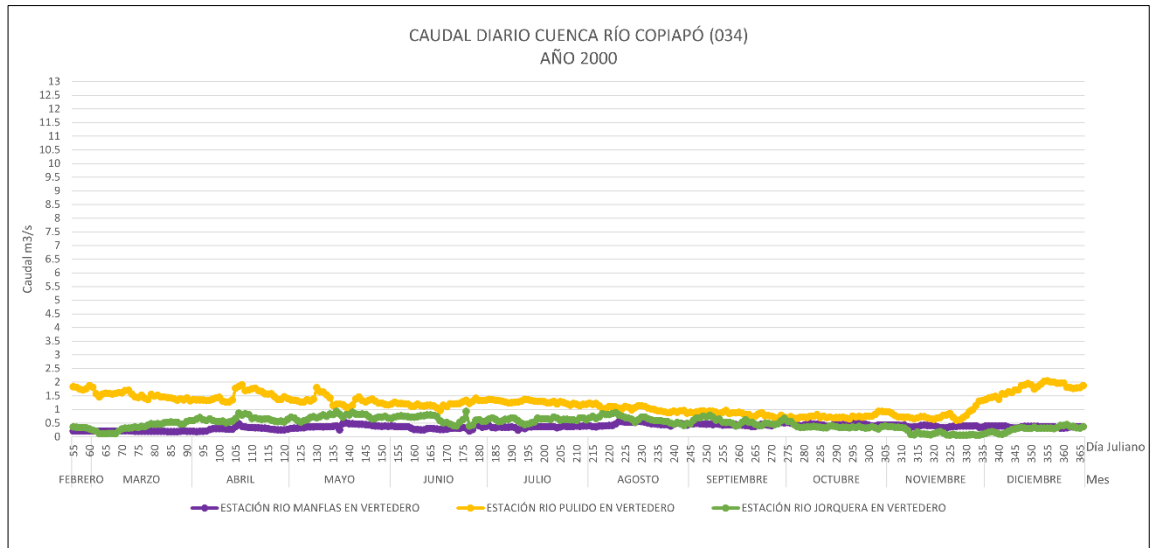


Anexo 8.20. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2019. Elaboración propia.

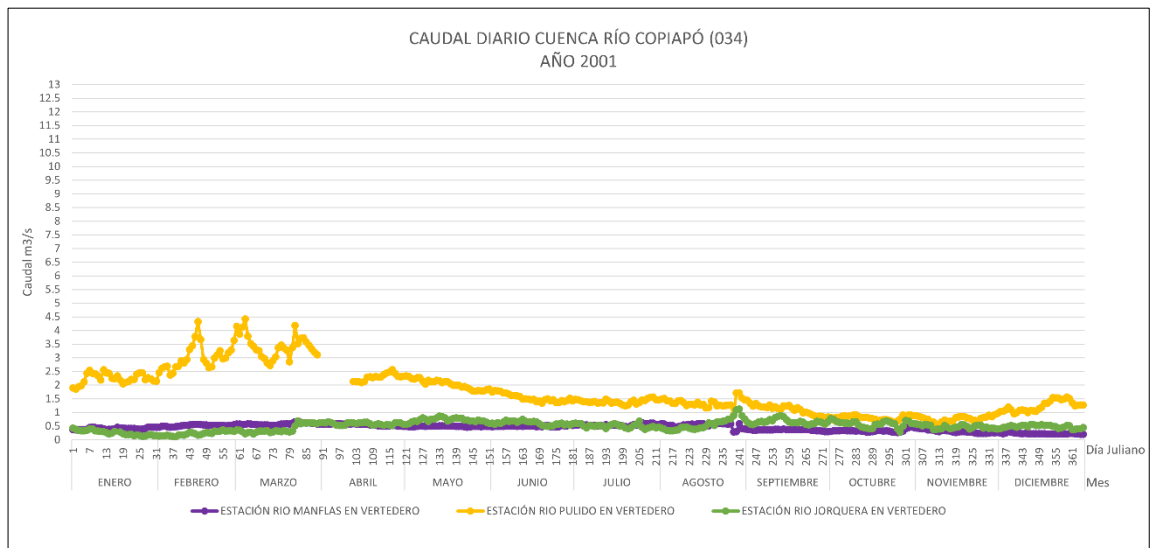


Anexo 8.21. Caudal diario de la cuenca Endorreicas entre Frontera y Vertiente o Altoandinas del año 2020. Elaboración propia.

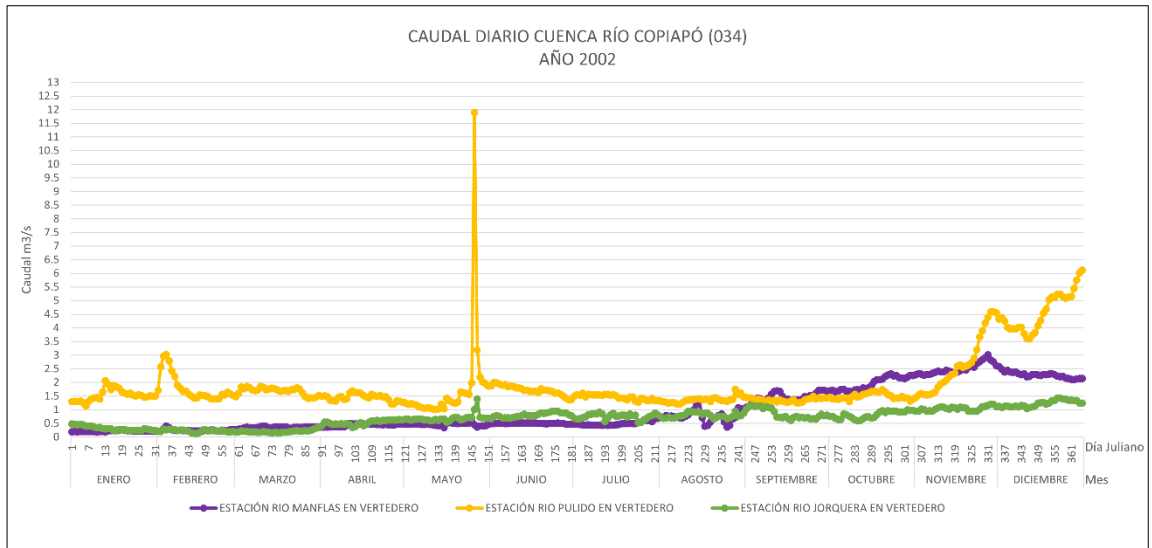
ANEXO 9. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó (034) desde el año 2000 al 2020



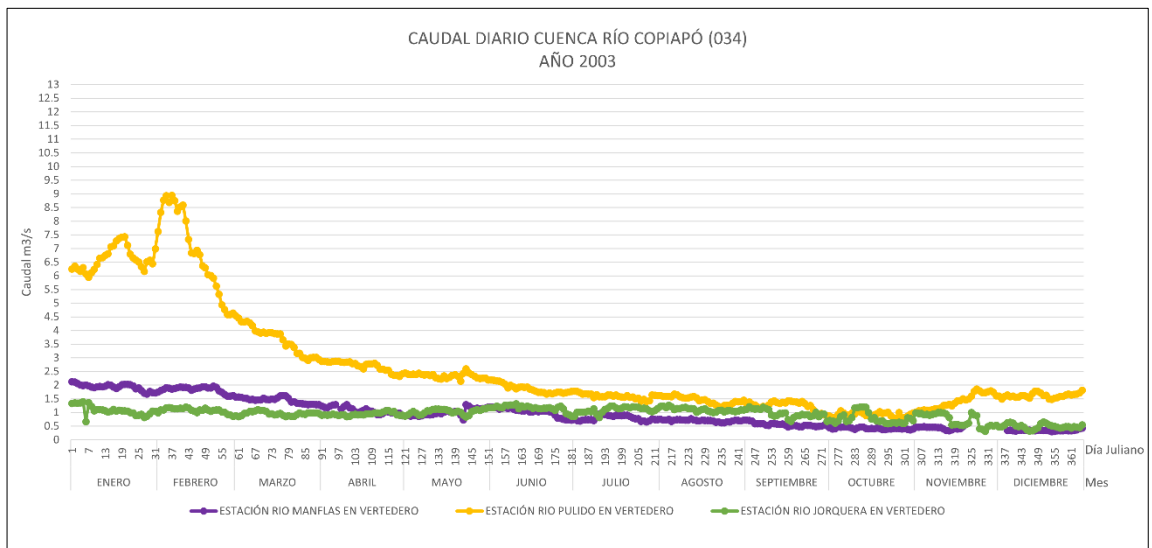
Anexo 9.1. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2000. Elaboración propia.



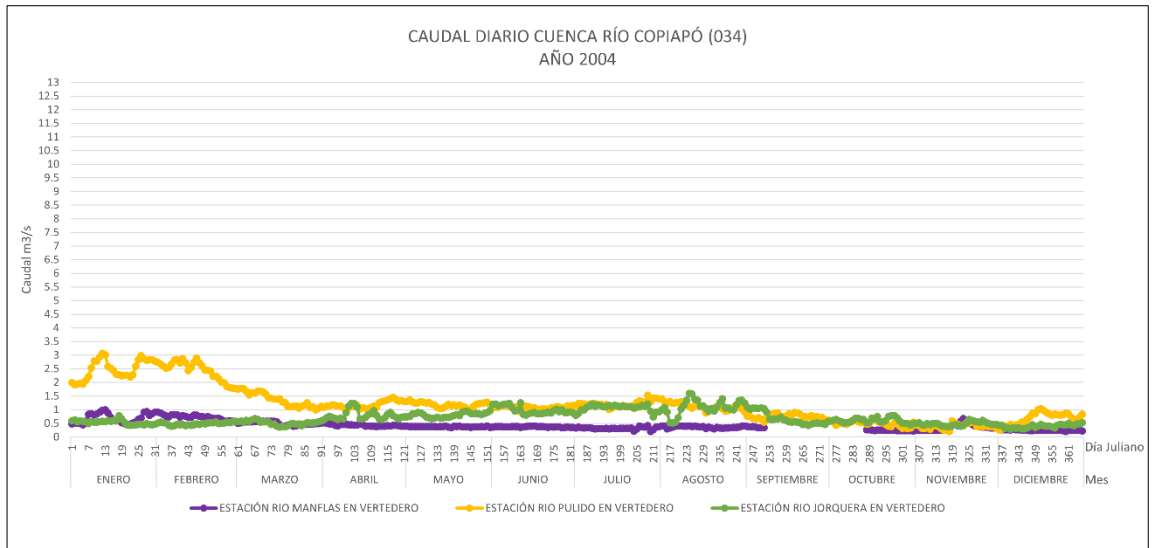
Anexo 9.2. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2001. Elaboración propia.



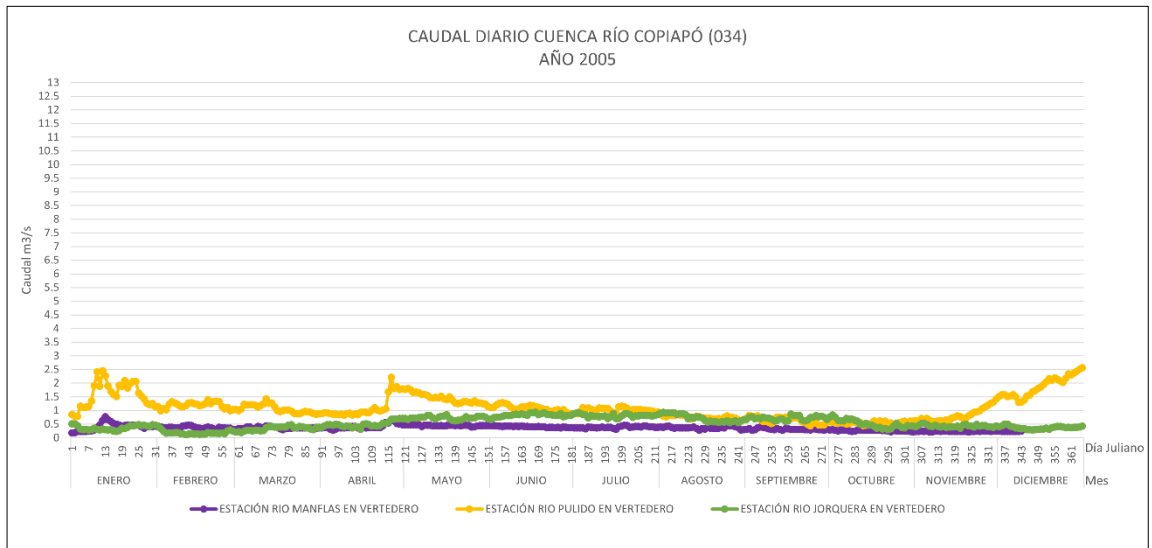
Anexo 9.3. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2002. Elaboración propia.



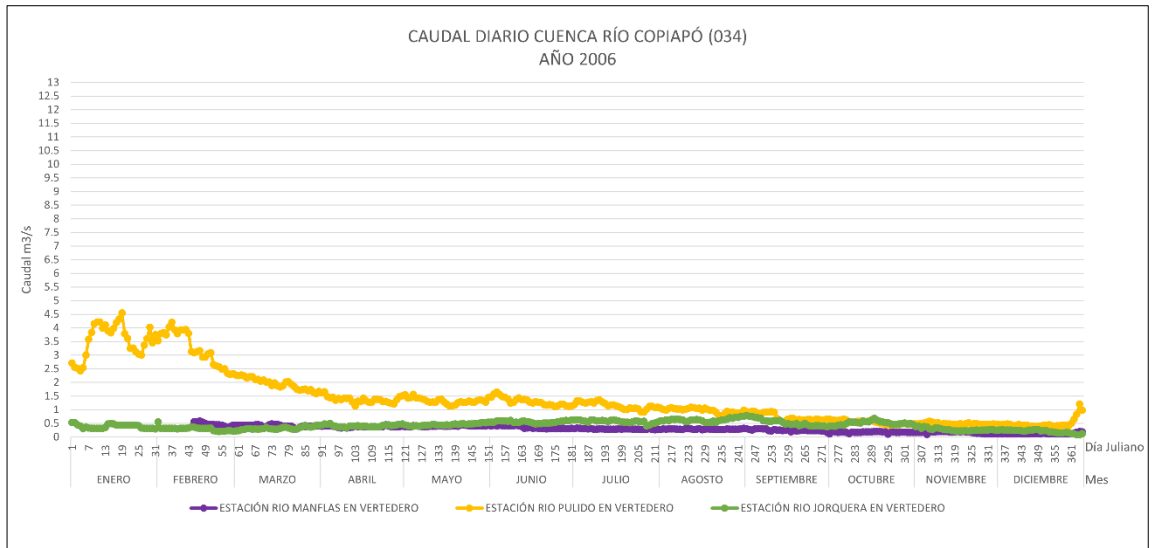
Anexo 9.4. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2003. Elaboración propia.



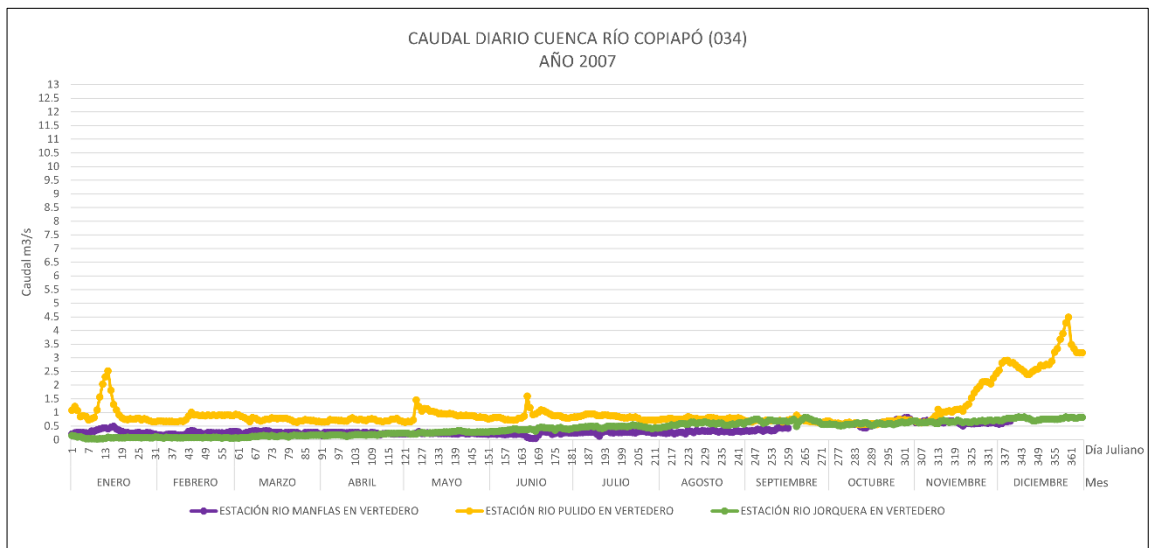
Anexo 9.5. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2004. Elaboración propia.



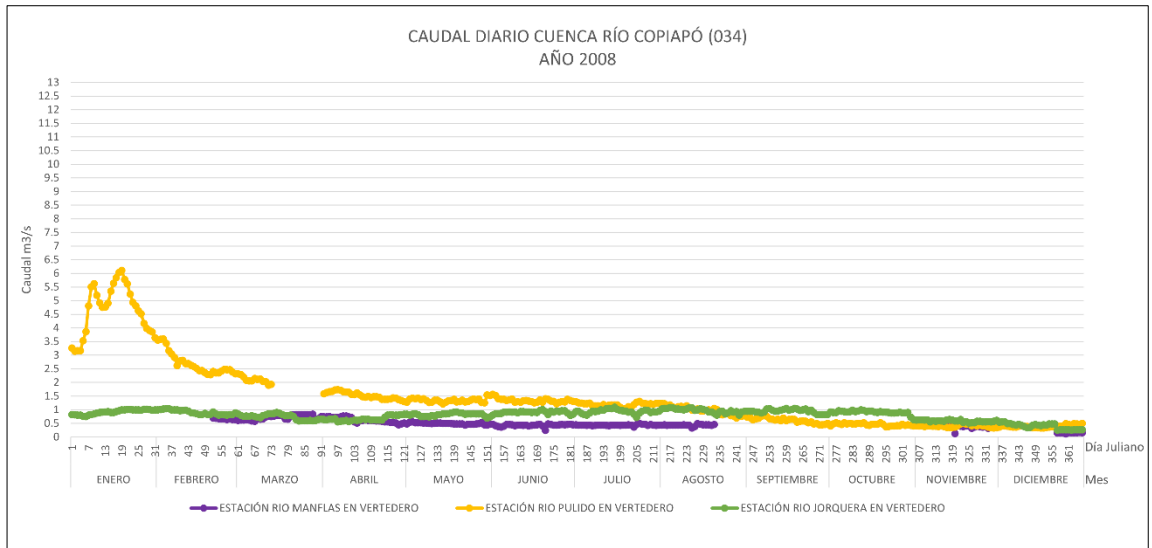
Anexo 9.6. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2005. Elaboración propia.



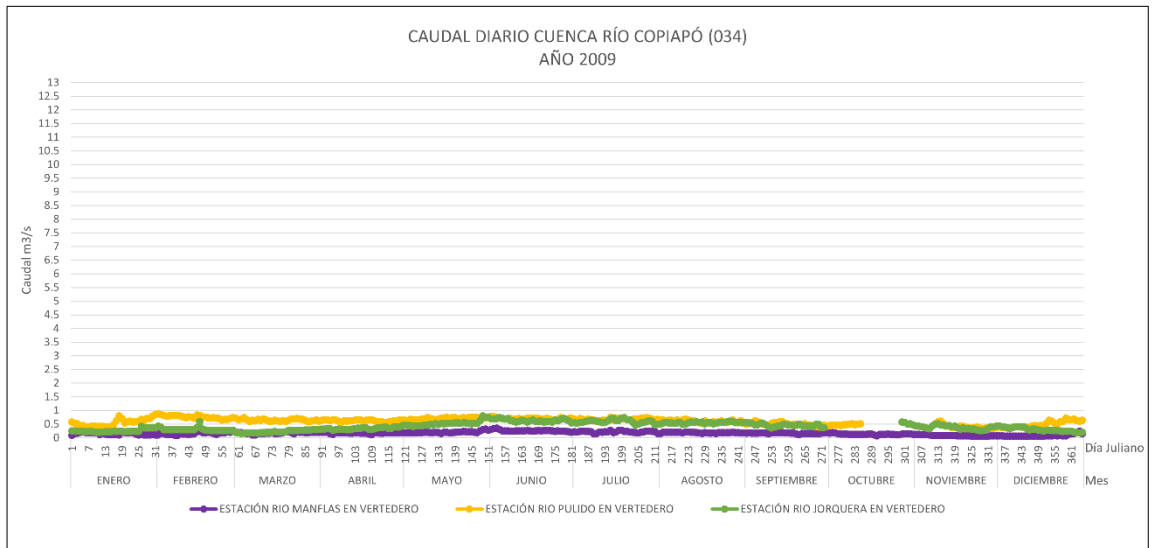
Anexo 9.7. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2006. Elaboración propia.



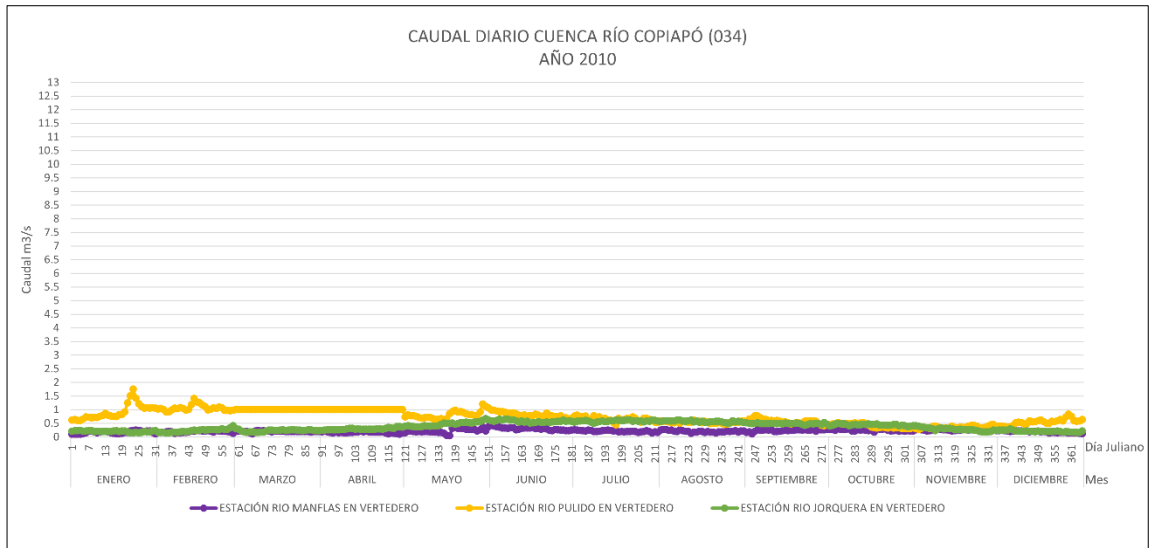
Anexo 9.8. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2007. Elaboración propia.



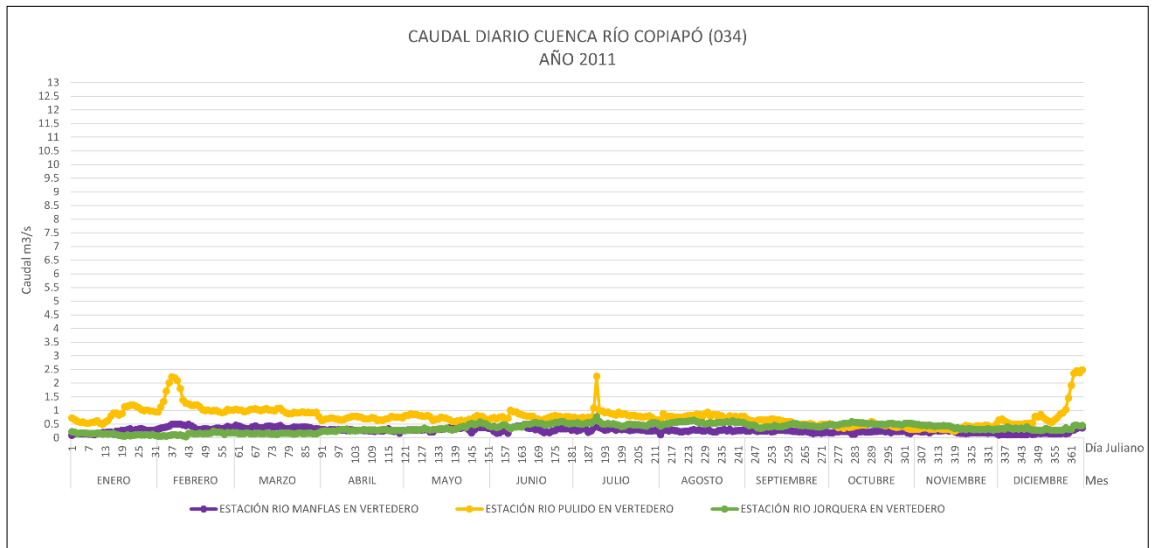
Anexo 9.9. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2008. Elaboración propia.



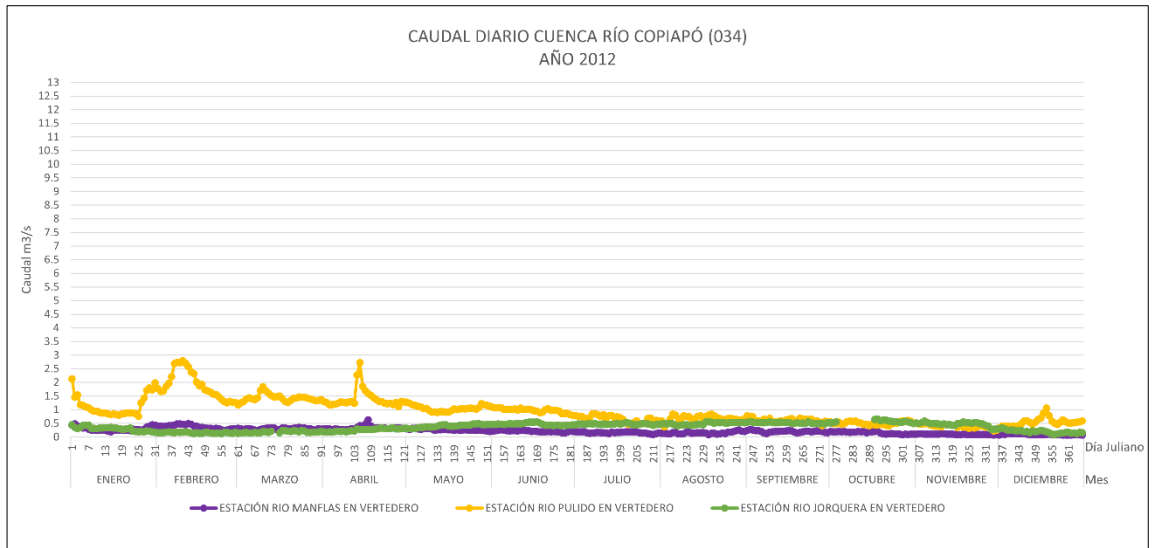
Anexo 9.10. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2009. Elaboración propia.



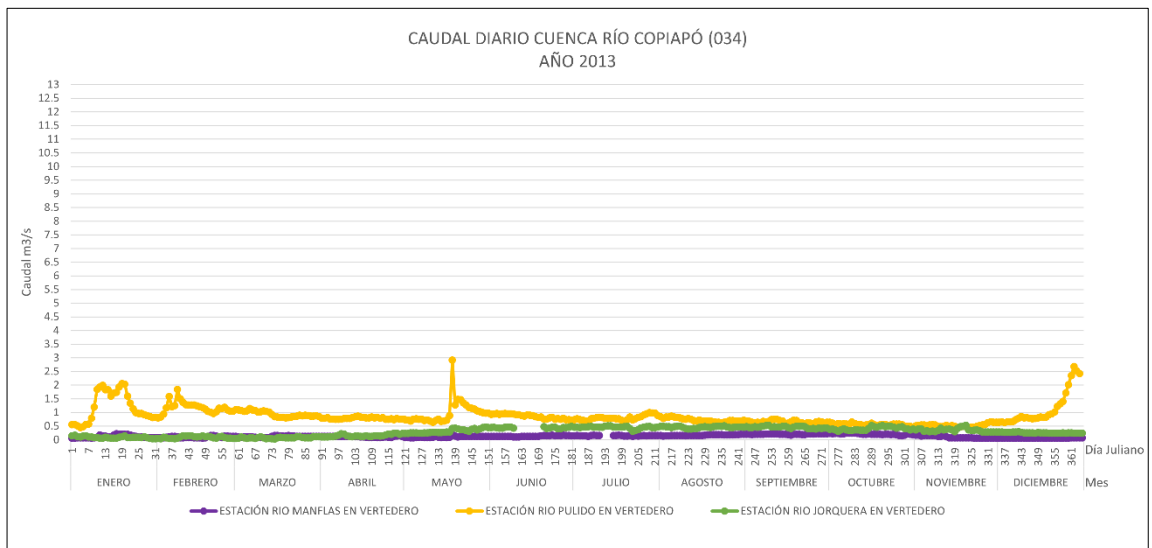
Anexo 9.11. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2010. Elaboración propia.



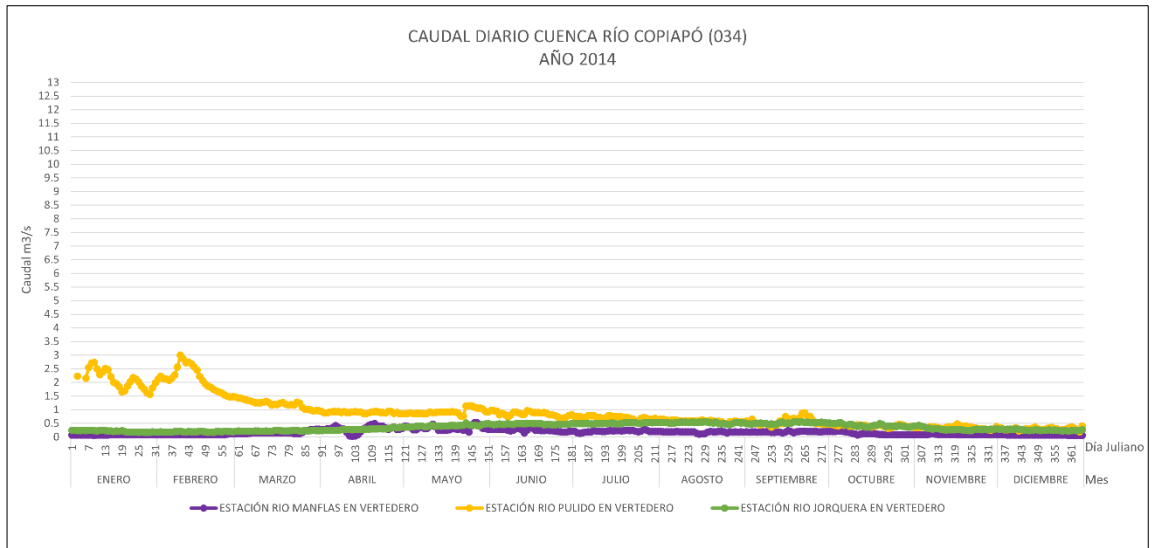
Anexo 9.12. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2011. Elaboración propia.



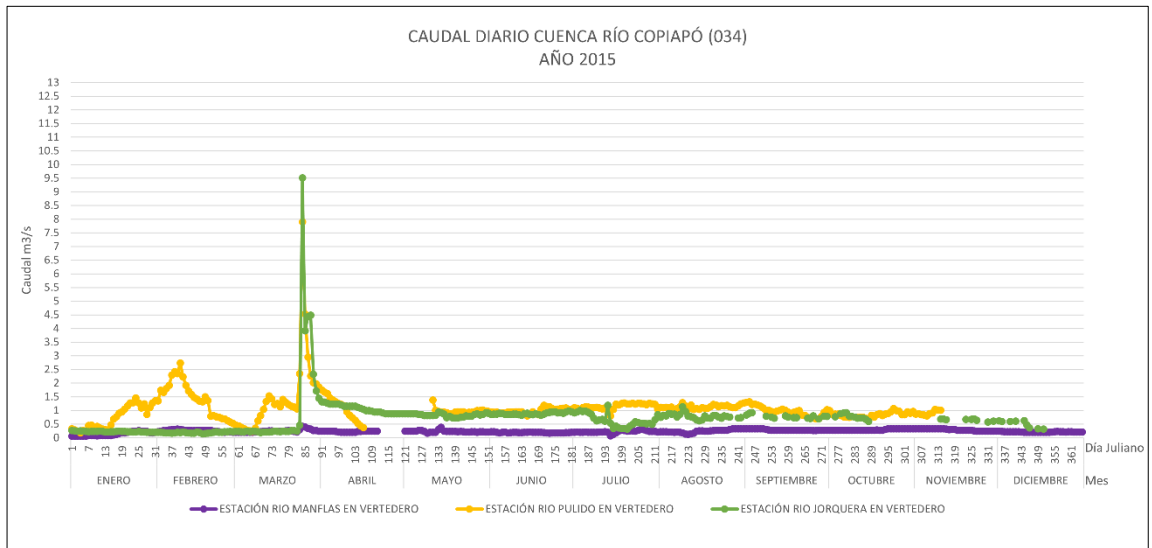
Anexo 9.13. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2012. Elaboración propia.



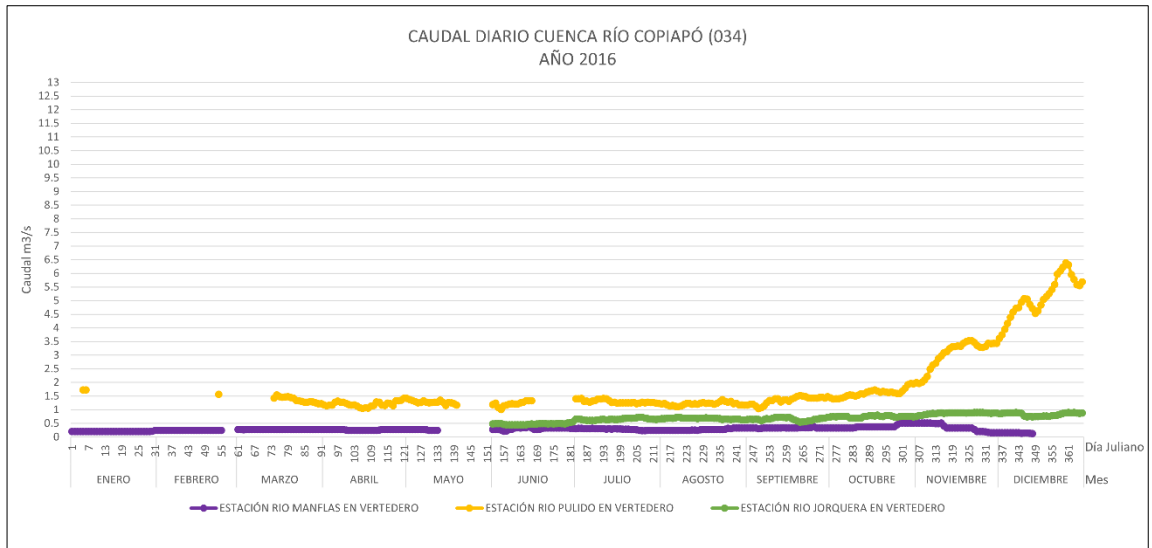
Anexo 9.14. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2013. Elaboración propia.



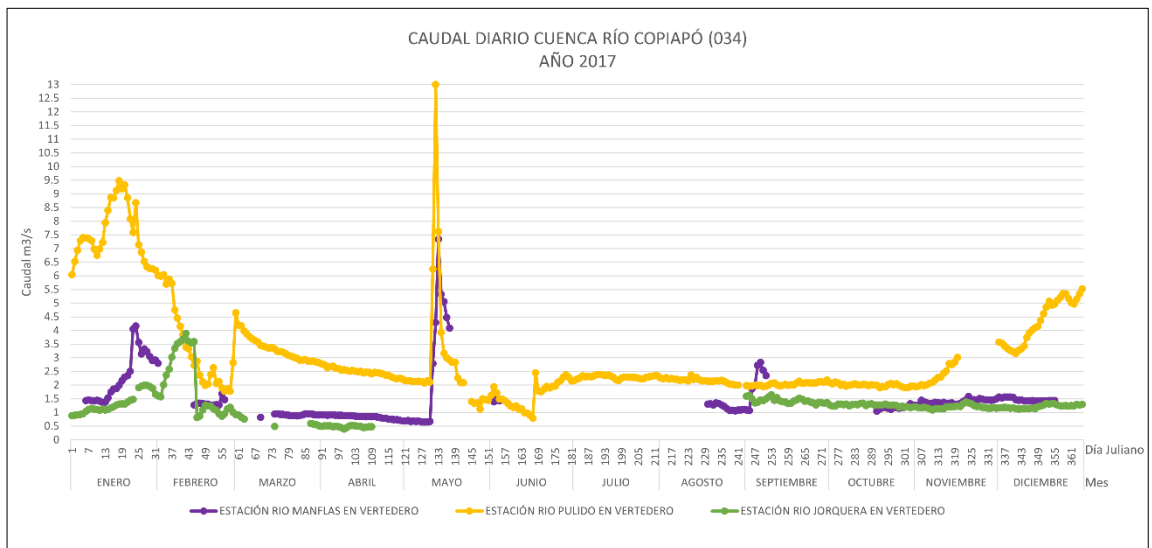
Anexo 9.15. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2014. Elaboración propia.



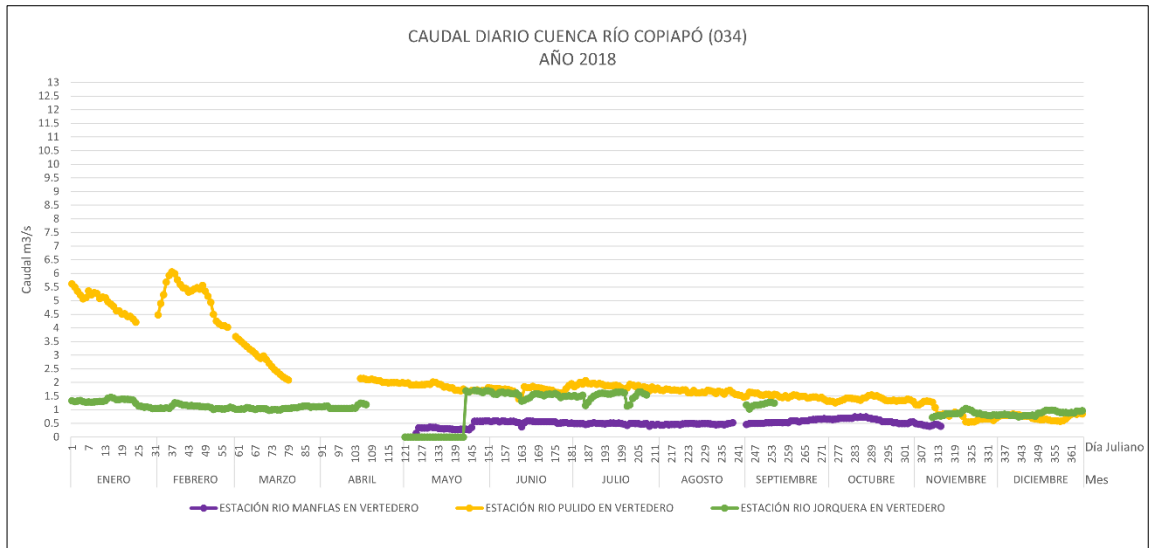
Anexo 9.16. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2015. Elaboración propia.



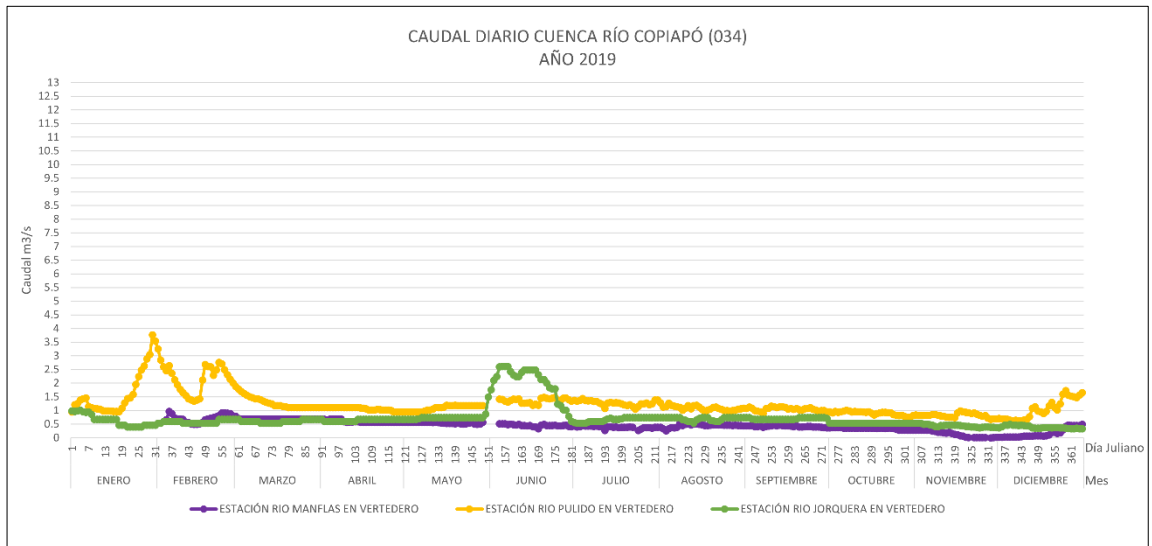
Anexo 9.17. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2016. Elaboración propia.



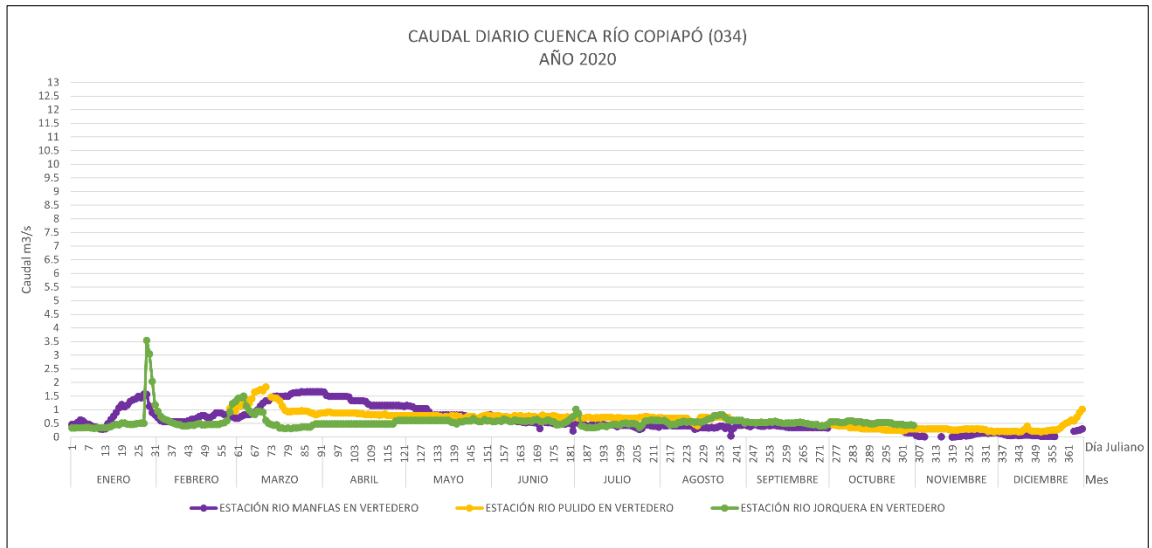
Anexo 9.18. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2017. Elaboración propia.



Anexo 9.19. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2018. Elaboración propia.

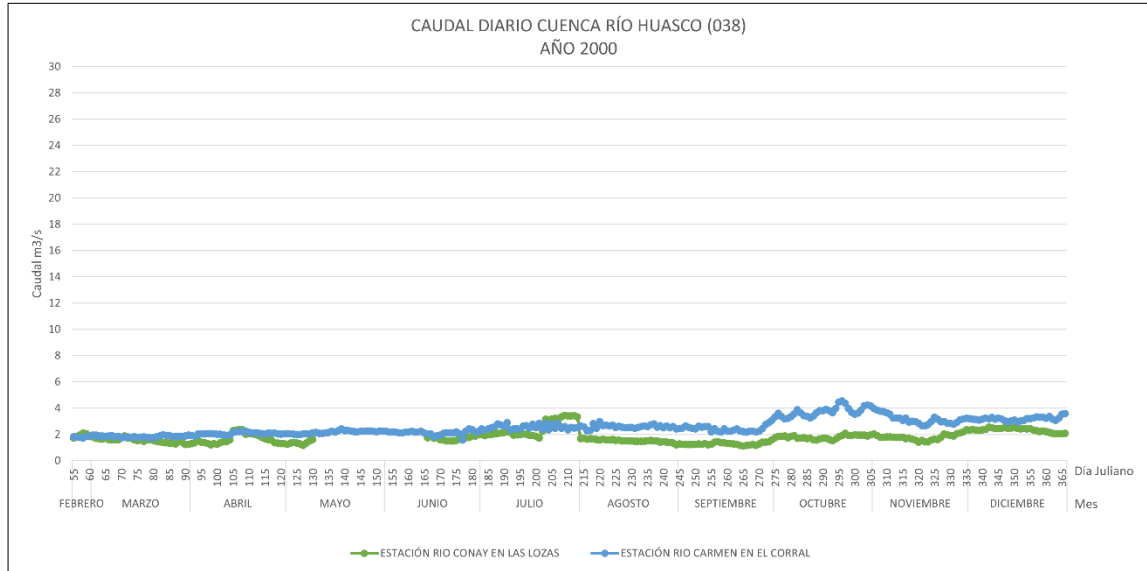


Anexo 9.20. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2019. Elaboración propia.

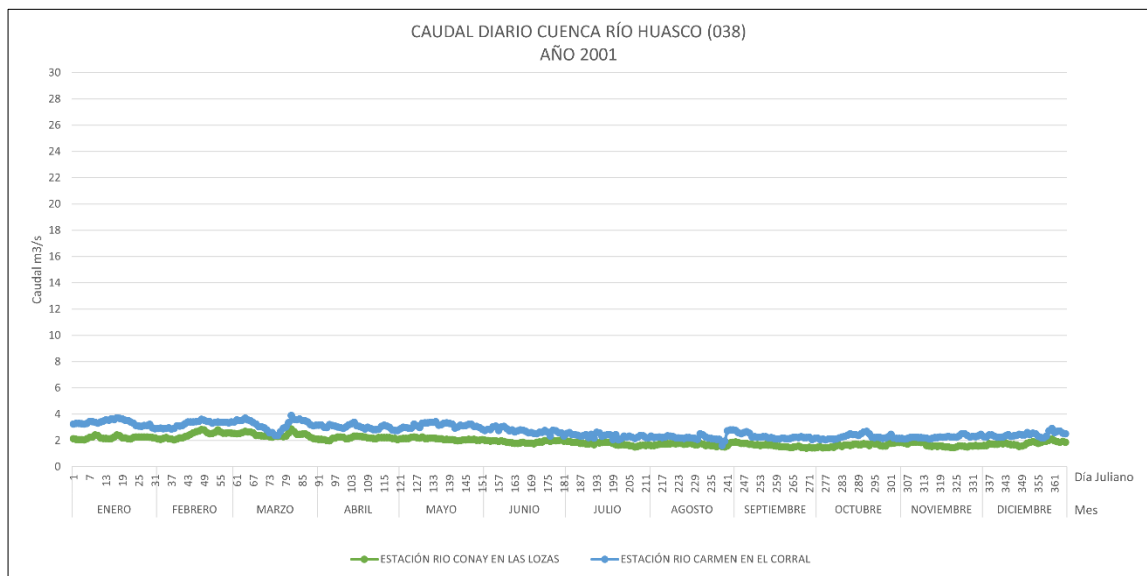


Anexo 9.21. Caudal diario de la cuenca Río Copiapó del año 2020. Elaboración propia.

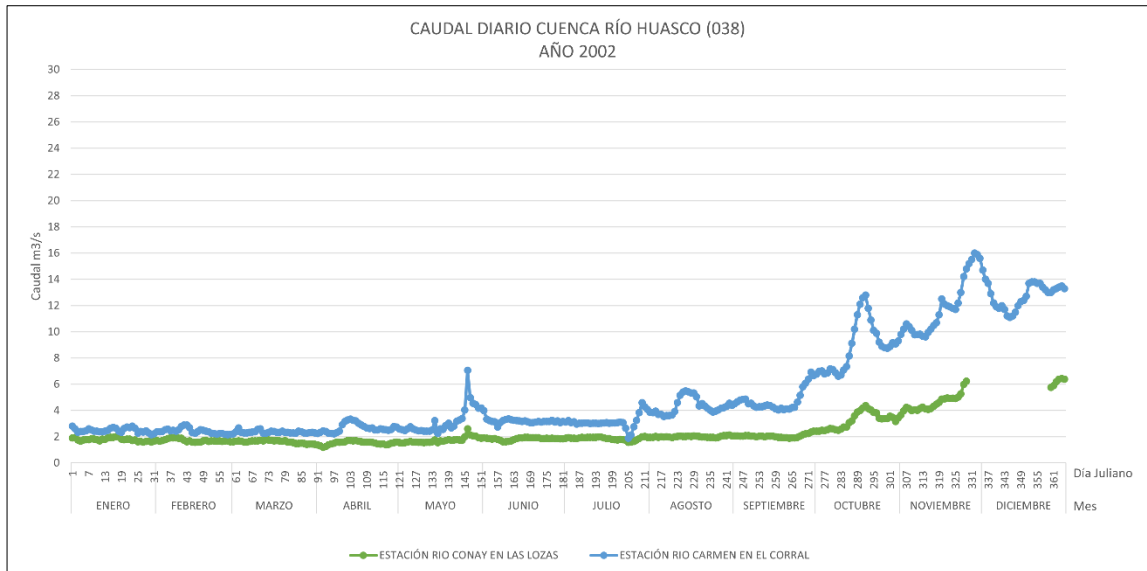
ANEXO 10. Caudal diario de la cuenca Río Huasco (038) desde el año 2000 al 2020



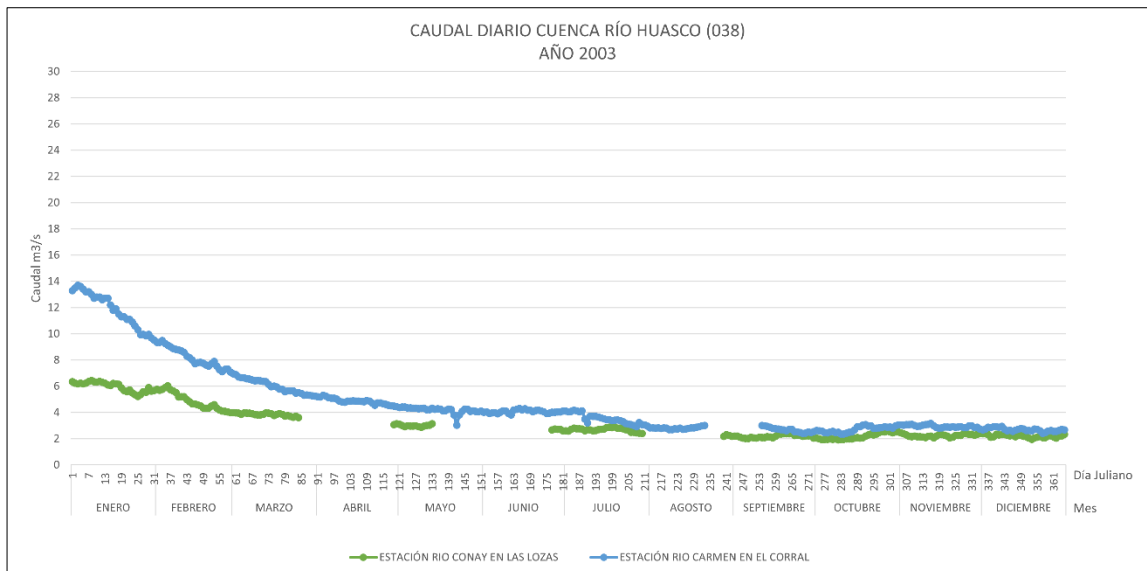
Anexo 10.1. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2000. Elaboración propia.



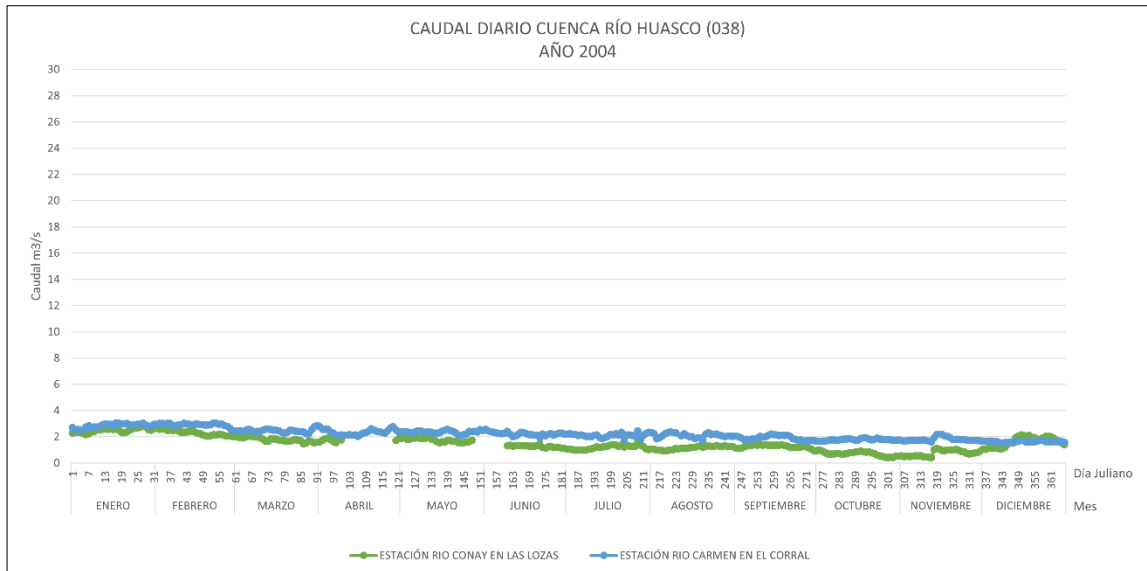
Anexo 10.2. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2001. Elaboración propia.



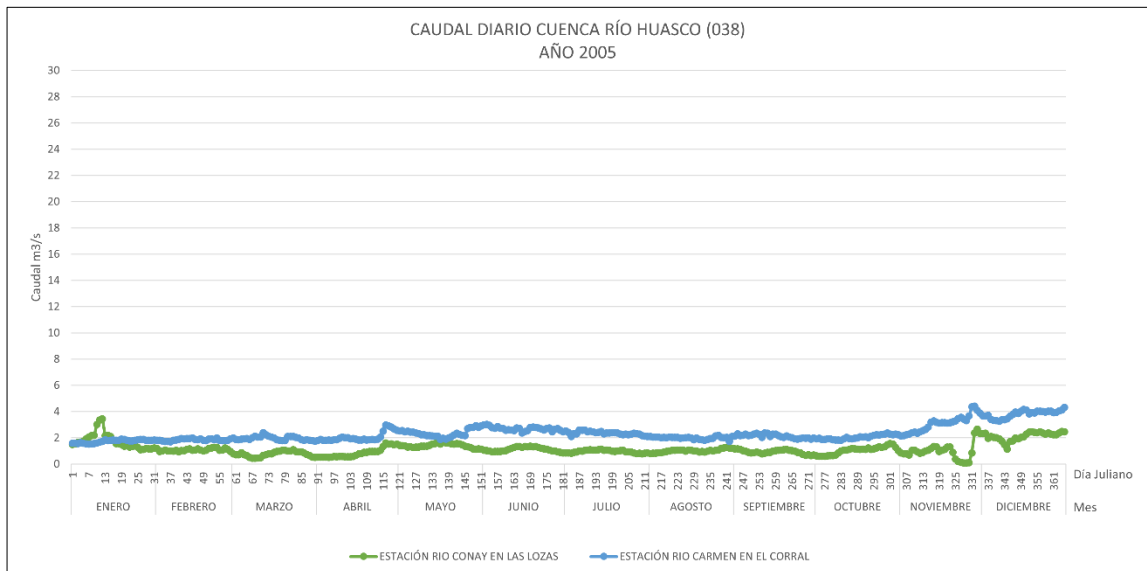
Anexo 10.3. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2002. Elaboración propia.



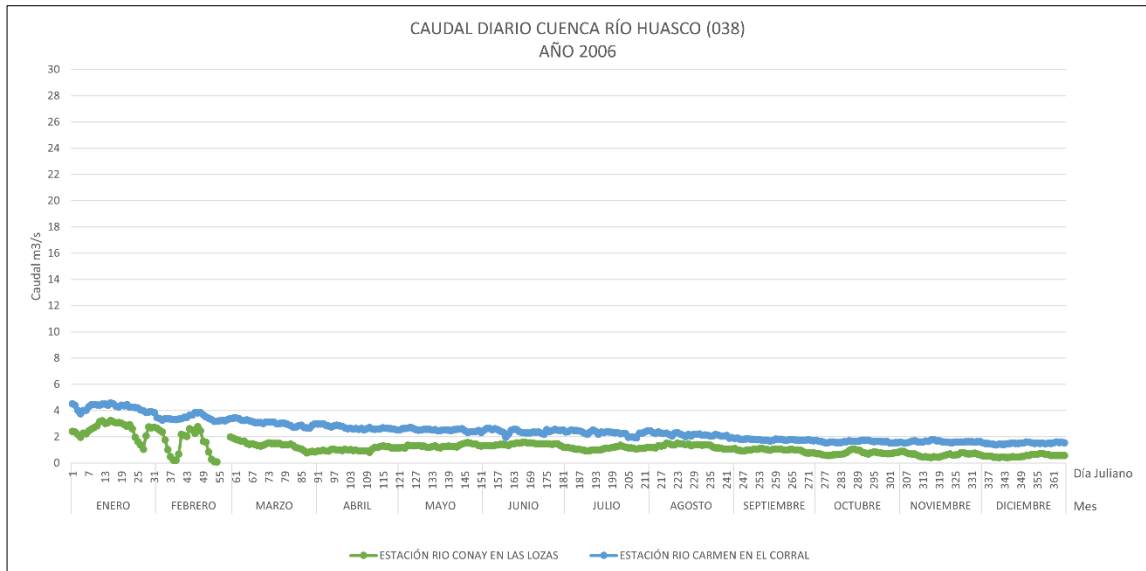
Anexo 10.4. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2003. Elaboración propia.



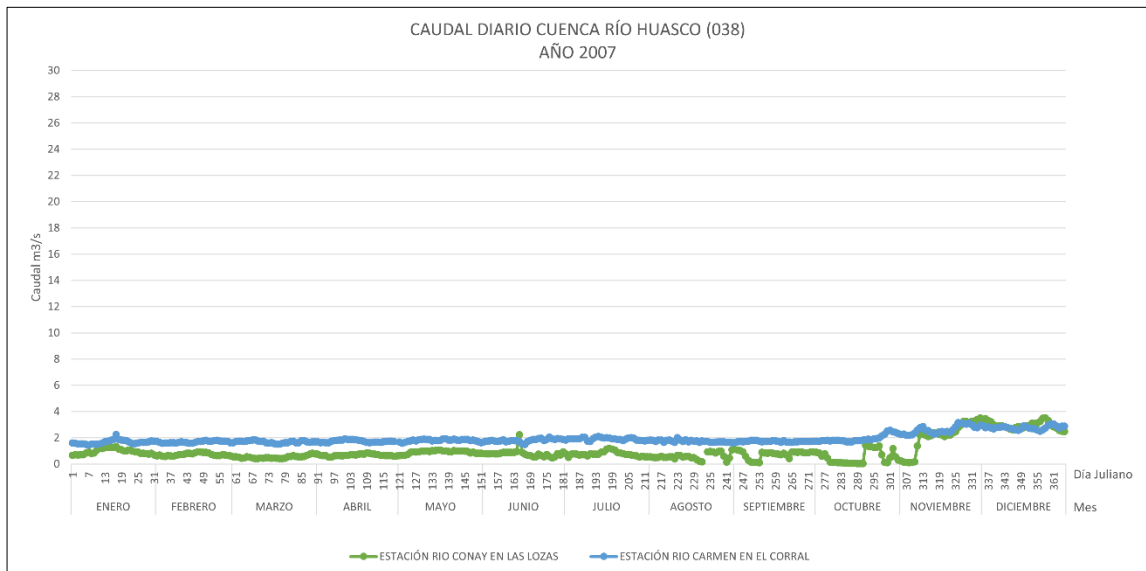
Anexo 10.5. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2004. Elaboración propia.



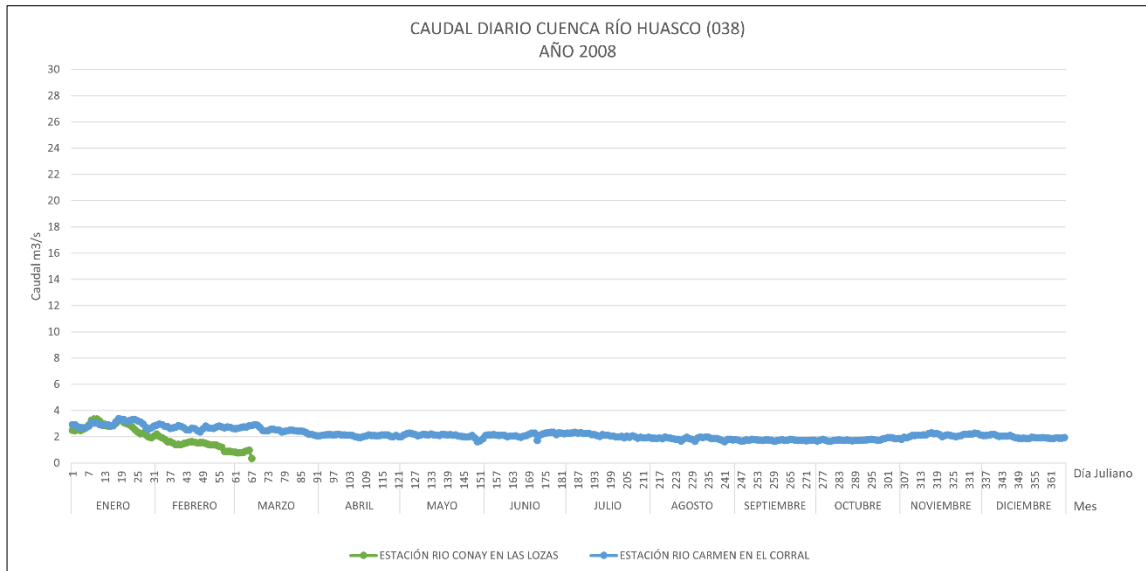
Anexo 10.6. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2005. Elaboración propia.



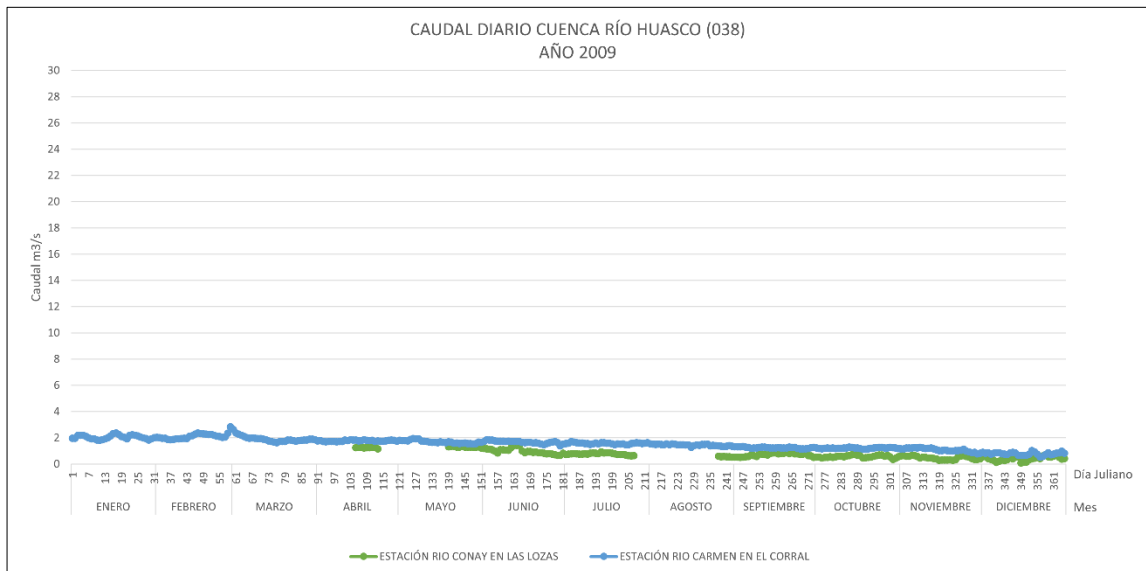
Anexo 10.7. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2006. Elaboración propia.



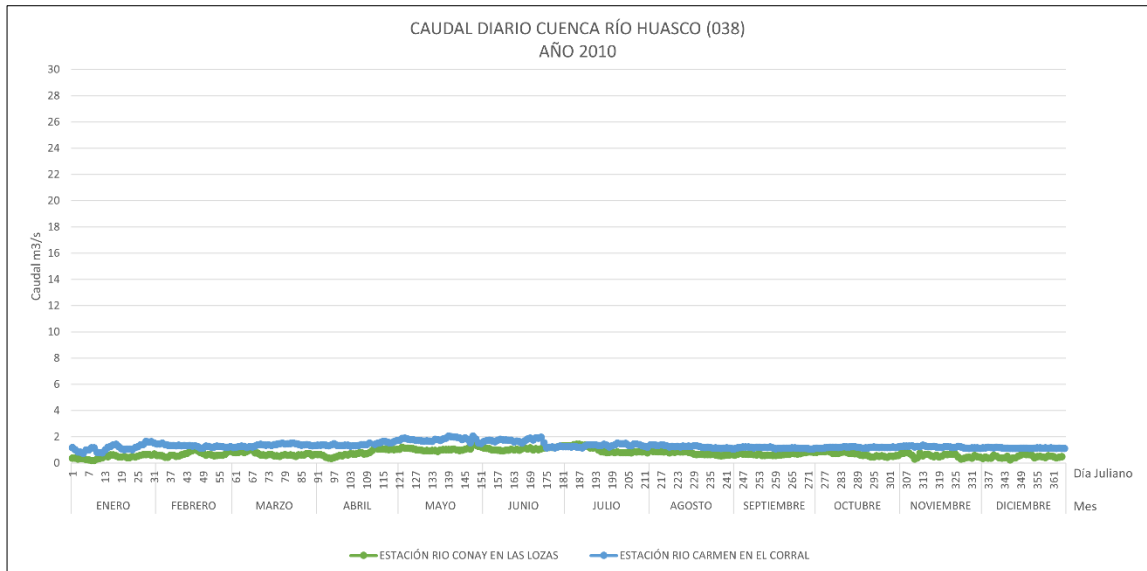
Anexo 10.8. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2007. Elaboración propia.



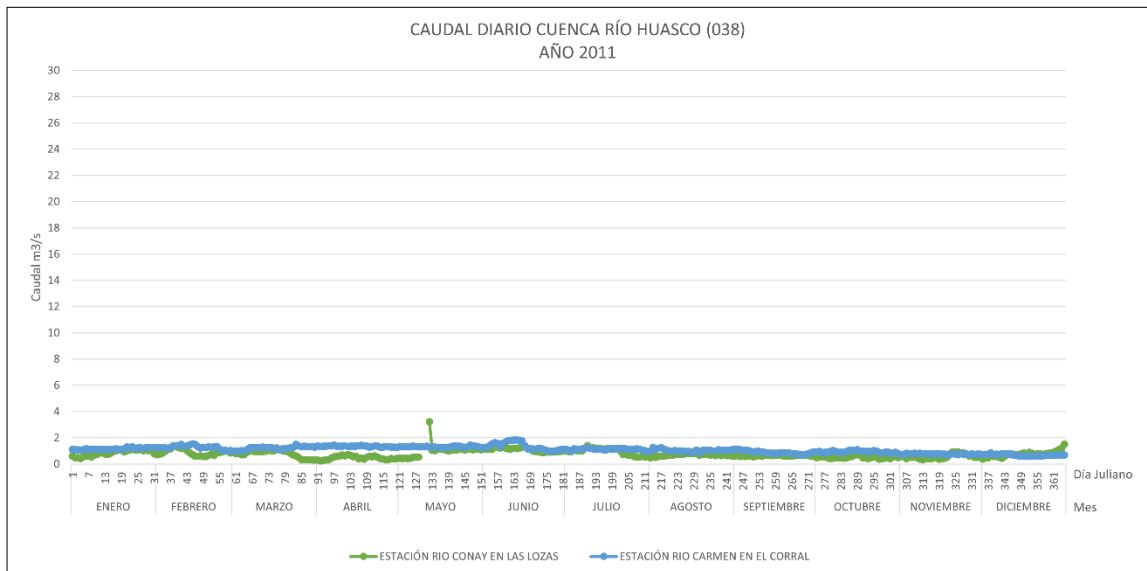
Anexo 10.9. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2008. Elaboración propia.



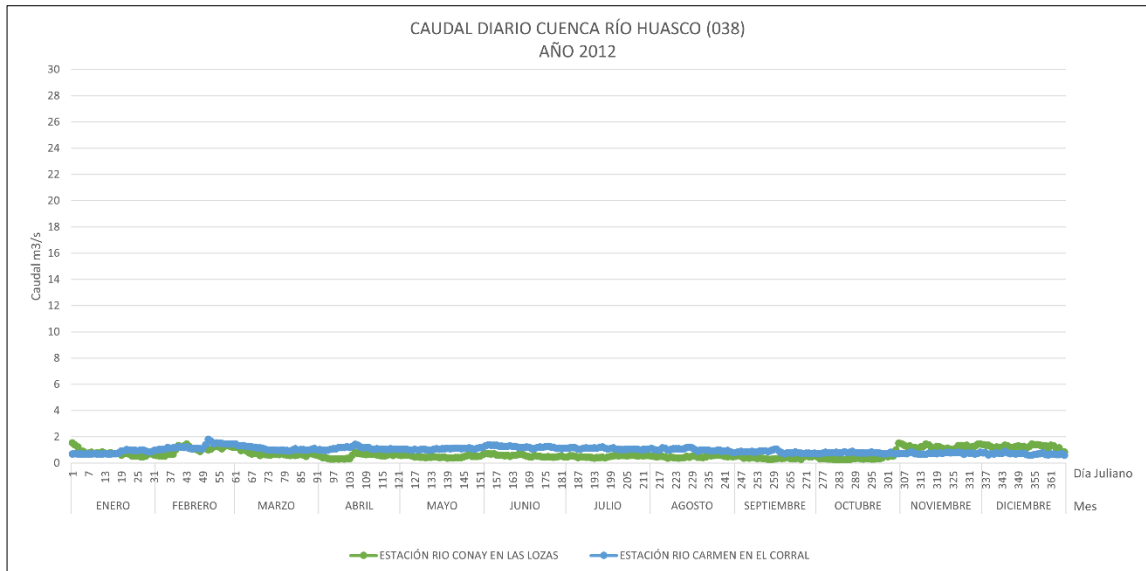
Anexo 10.10. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2009. Elaboración propia.



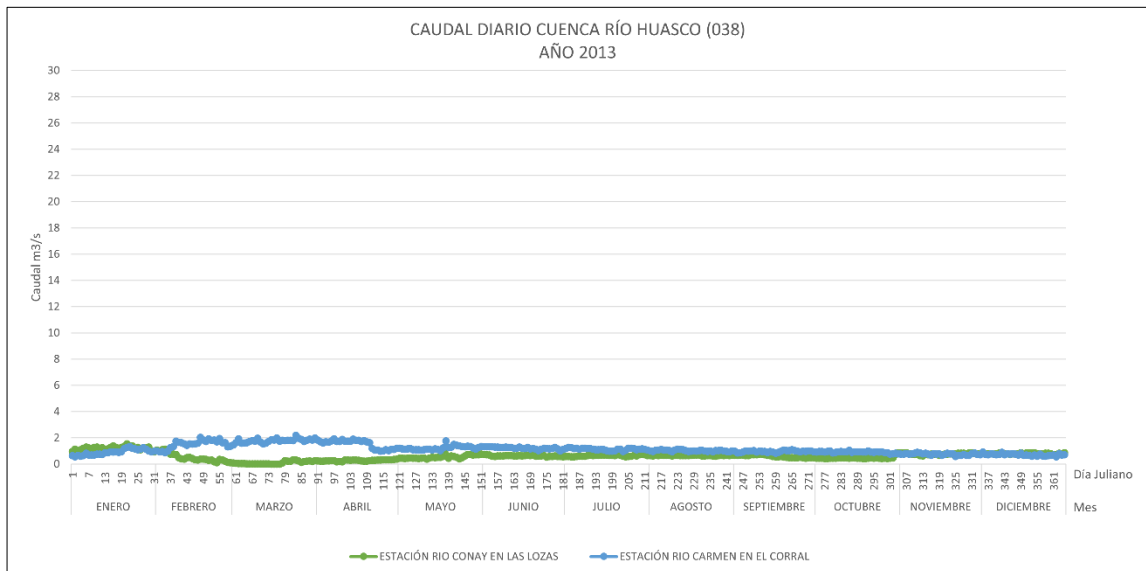
Anexo 10.11. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2010. Elaboración propia.



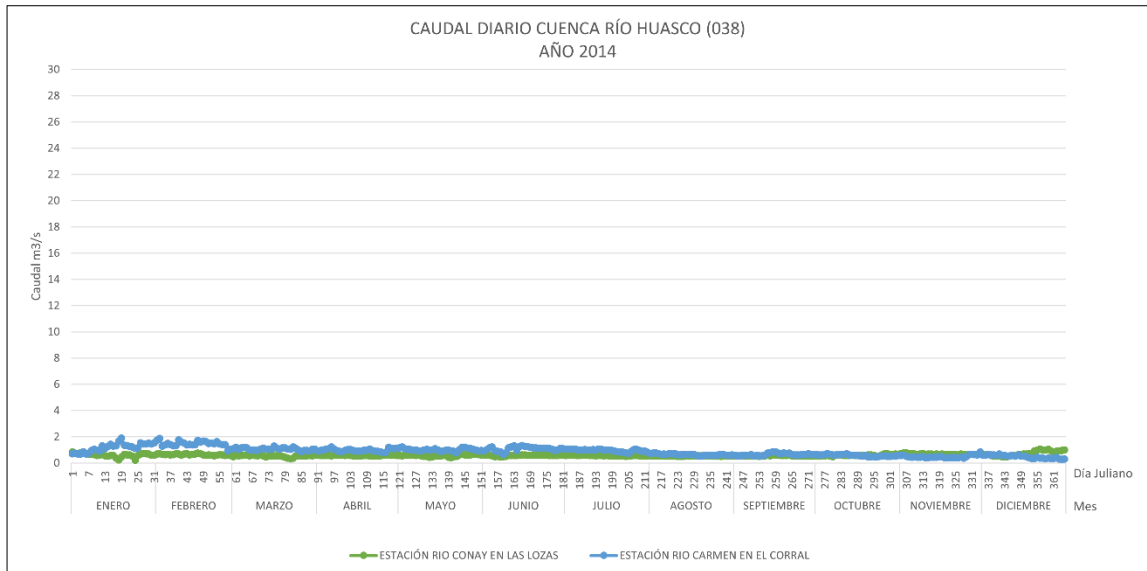
Anexo 10.12. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2011. Elaboración propia.



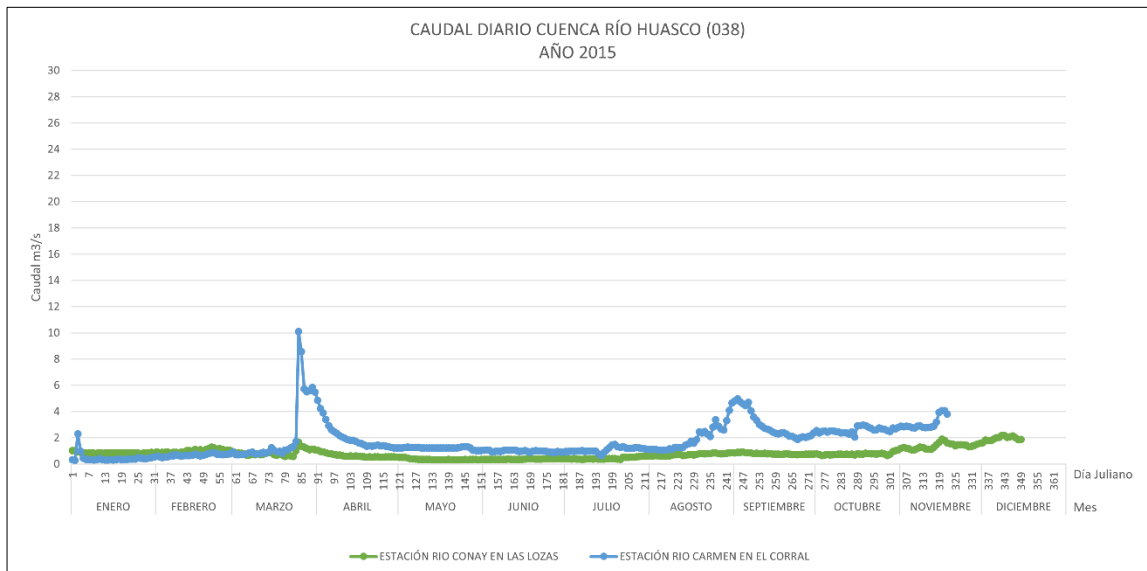
Anexo 10.13. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2012. Elaboración propia.



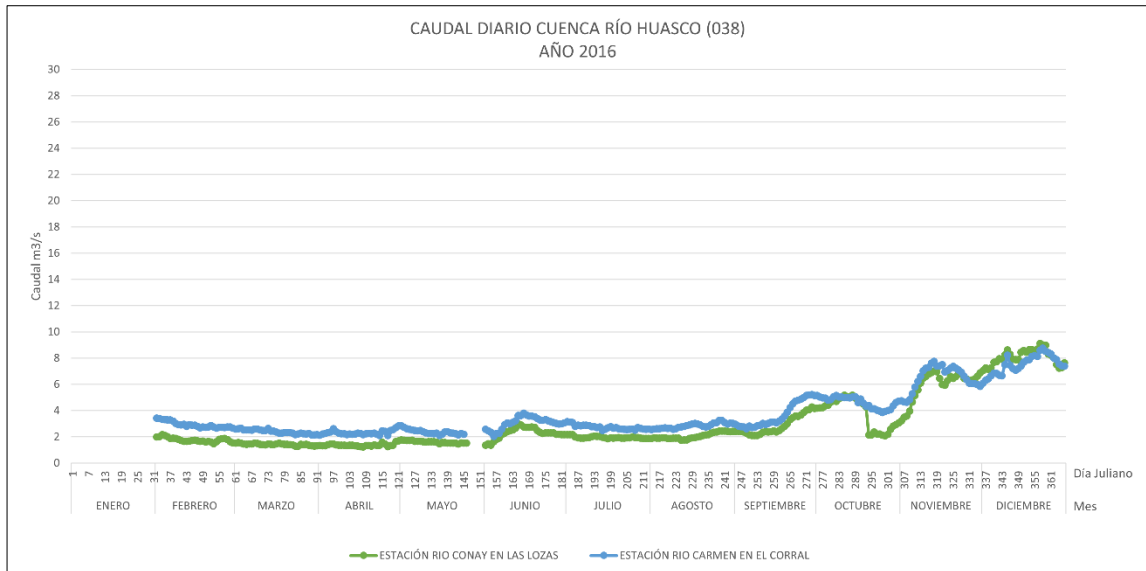
Anexo 10.14. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2013. Elaboración propia.



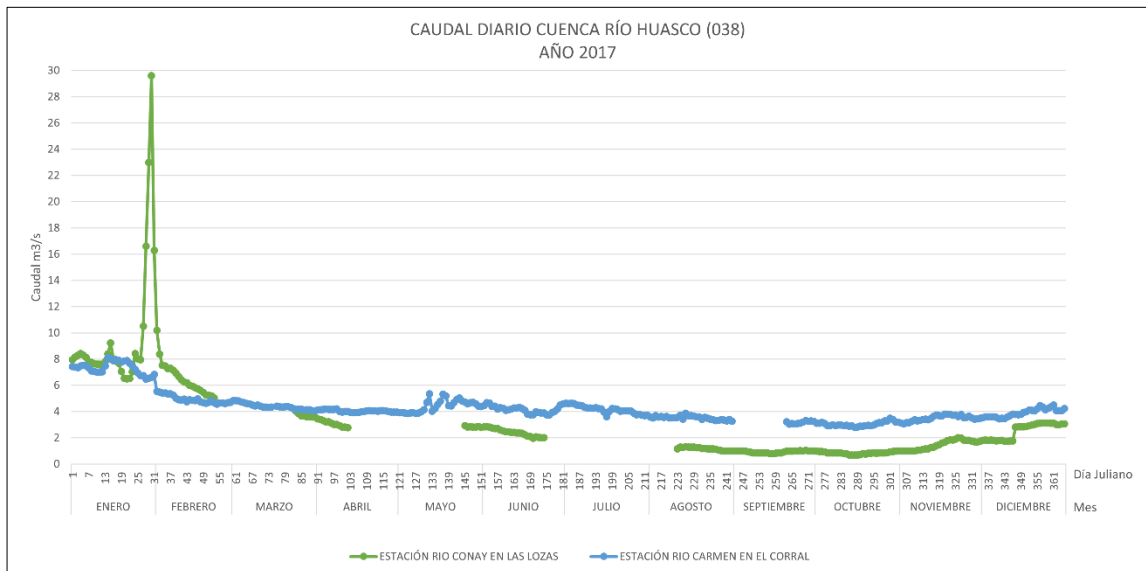
Anexo 10.15. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2014. Elaboración propia.



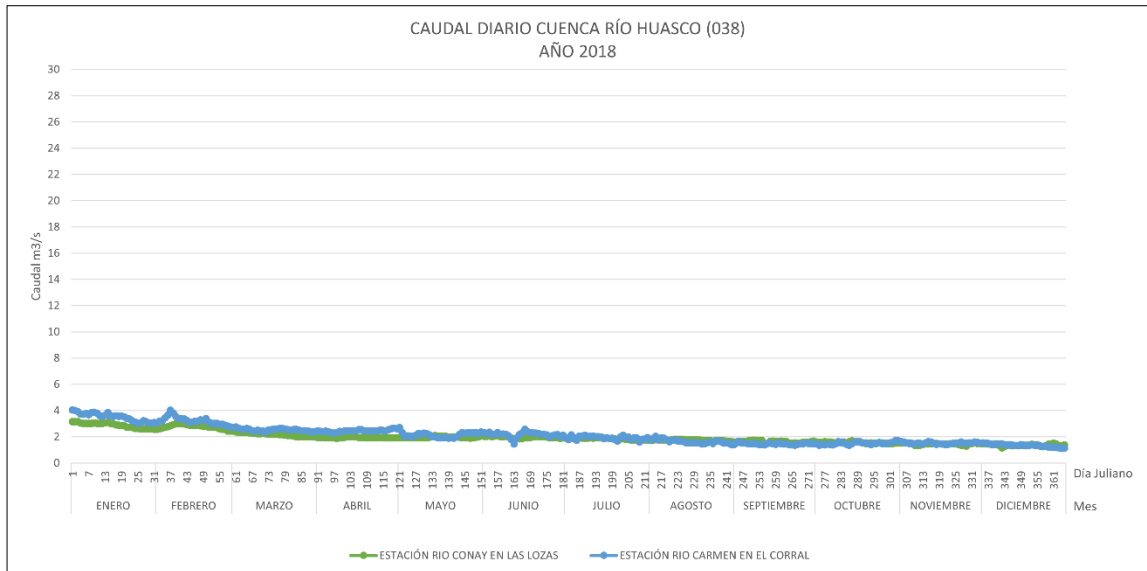
Anexo 10.16. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2015. Elaboración propia.



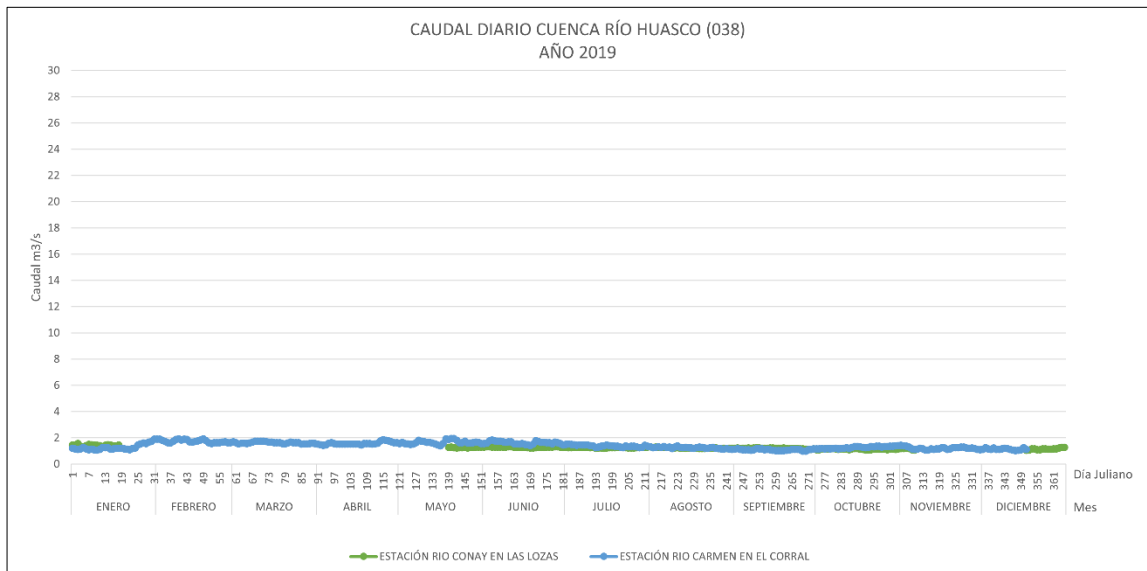
Anexo 10.17. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2016. Elaboración propia.



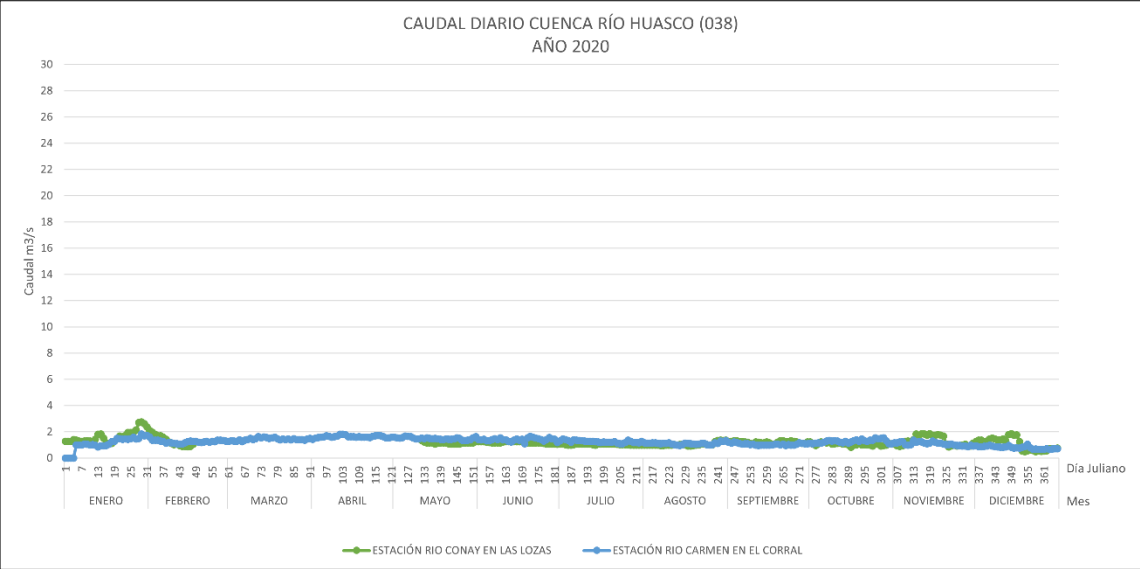
Anexo 10.18. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2017. Elaboración propia.



Anexo 10.19. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2018. Elaboración propia.



Anexo 10.20. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2019. Elaboración propia.



Anexo 10.21. Caudal diario de la cuenca Río Huasco del año 2020. Elaboración propia.

REFERENCIAS

1. Armstrong, R. L. (1980). Metamorphism of dry snow due to temperature gradient. *Annals of Glaciology*.
2. Anderson, E. A. (1973). National Weather Service River Forecast System-Snow Accumulation and Ablation Model. NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17.217pp.
3. Ault, T., K.P. Czajkowski, T. Benko, J. Coss, J. Struble, A. Spongberg, M. Templin, and C. Gross. (2006). Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the Lower Great Lakes Region. *Remote Sensing of Environment* 105:341–353.
4. Ayala, Á., McPhee, J., Vargas, X. (2014). Altitudinal gradients, midwinter melt, and wind effects on snow accumulation in semiarid midlatitude Andes under La Niña conditions, *Water Resour. Res.*, 50, 3589-3594. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2013WR014960>.
5. Ayala, Á., Schauwecker, S., MacDonell, S. (2023). Spatial distribution and controls of snowmelt runoff in a sublimation dominated environment in the semiarid Andes of Chile, *Hydrol. Earth Syst.Sci.*, 27, 3463-3484, <https://doi.org/10.5194/hess-27-3463-2023>.
6. Barry, R. G. (2008). *Mountain Weather and Climate* (3rd edition). Cambridge University Press.
7. Bernhardt, M., Schulz, K., Liston, G. E., Zängl, G. (2012). The influence of lateral snow redistribution processes on snow melt and sublimation in alpine regions. *J. Hydrol.* 424-425,19)6-206.
8. Bravo, N. (2017). *Teoría- teledetección espacial Landsat, Sentinel2, Aster L1T y Modis*. 1ed. Perú: Geomática ambiental.
9. Burns, P., Nolin, A. (2014). Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010, *Remote Sens. Environ.*, 140, 165-178, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.026>.

10. Buttle, J.M., McDonnell, J.J. (1987). Modelling the areal depletion of snowcover in a forested catchment. *J. Hydrol.* 90:43-60.
11. Cade-Ipe (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del río Copiapó. Ministerio de Obras Públicas.
12. CEAZA (2024). Boletín climático. Región de Coquimbo. Diciembre 2024. Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA).
13. Ceroni, I. J. (2017). Determinación de la energía interna del manto de nieve en Chile central, a partir de datos de sensores en terreno. Memoria para optar al título de ingeniero civil. Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
14. Chuvieco, E. (1995). Fundamentos de teledetección espacial. 2ª ed. Editorial Rialp. Madrid-España.
15. Chuvieco, E. (2010). Teledetección Ambiental. La observación de la tierra desde el espacio. Editorial Planeta, S. A. Barcelona. (Edición actualizada).594 p.
16. CIREN. (2001). Atlas Agroclimático de Chile: Regiones III y IV. Centro de Información de Recursos Naturales.
17. Clark, M., Hendrikx, J., Slater, A., Kavetski, D., Anderson, B., Cullen, N., Kerr, T., Hreinsson, E., Woods, R. (2011). Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: a review. *Water Resources Research* 47, W07539.
18. Climate Policy Watcher. (2022). Snow compaction. <https://www.climate-policy-watcher.org/snow/snow-compactio.html>.
19. Colbeck, D. R. (1997). Snow research at the International Snow Science Workshop. *Journal of Glaciology*..
20. CONAMA-DGA (2009). Plan de Gestión para la cuenca del río Copiapó, volumen 1. Comité Técnico Mesa de Agua Cuenca río Copiapó.
21. Cornwell, E., Molotch, N. P., and McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from

- distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 411–430. <https://doi.org/10.5194/hess-20-411-2016>.
22. Corripio, J. G., Purves, R. D. (2005). Surface energy balance of high altitude glaciers in the central Andes: The effect of snow penitentes. *Climate and hydrology in mountain areas*, pages 15-27.
 23. DeWalle, D. R., Rango, A. (2008). *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press.
 24. DGA (1987). *Balance hídrico de Chile*. Ministerio de Obras Públicas.
 25. DGA (2007). *Estimaciones de demanda de agua y proyecciones futuras. Zona I Norte. Regiones I a IV*. Ministerio de Obras Públicas.
 26. Dirección Meteorológica de Chile (DMC). (2018). *Climatología de Chile*.
 27. Dozier, J. (1989). Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28, 9-22. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0034425789901016>.
 28. Falvey, M., Garreaud, R. D. (2007). Wintertime precipitation episodes in central Chile: associated meteorological conditions and orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8(2), 171-193. <https://doi.org/10.1175/JHM562.1>.
 29. Falvey, M., Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4).
 30. FAO (2014). *Cordillera de los Andes, una oportunidad para la integración y desarrollo de América del Sur*. Elaborado por Francisco Mendoza. 124p.
 31. Favier, V., Falvey M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chilean Andes. *Advances in Geosciences*, 22, 71-79.
 32. Flin, F., Brzoska, J.B., Lesaffre, B., Coleou, C., Pieritz, R.A. (2003). Three-dimensional characterization of snow using X-ray microtomography. *Annals of glaciology*, 38, 39-44.

33. Fowler, H. J., Archer, D. R. (2020). The impact of climate change on water resources in arid regions: A review of evidence. *Environmental Science and Policy*, 103, 123-134.
34. Garreaud, R. D. (2009). The Andes Climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>.
35. Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., Veloso-Aguila, D. (2019) The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *Int. J. Climatol.* 2020; 40: 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
36. Garreaud, R. D., Rutllant, J. (1996). Diagnóstico de la estructura y evolución de sistemas frontales en la zona central de Chile. *Atmósfera*, 9,145-162.
37. Garreaud, R. D., Vuille, M., Clement, A. C. (2017). The climate of the Altiplano: observed current conditions, climate simulations, and projections. *Journal of Climate*, 16, 2817-2833.
38. Gascoin, S. y Hagolle, Olivier y Huc, M. y Jarlan, Lionel y Dejoux, Jean-François y Szczypta, Camille y Marti, Renaud y Sánchez, R.. (2014). A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 11. 10.5194/hessd-11-12531-2014.
39. Gascoin, S., Barrou Dumont, Z., Deschamps-Berger, C., Marti, F., Salgues, G., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Michon, T., Schattan, P., Hagolle, O. (2020). Estimating Fractional Snow Cover in Open Terrain from Sentinel-2 Using the Normalized Difference Snow Index. *Remote Sensing*. 12(18), 2904.
40. Gascoin, S., Lhermitte, S., Kinnard, C., Bortels, K., Liston, G. E. (2013). Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, dry andes of Chile, *adv. Water Resour.* 55, 25-39.
41. GORE (2019). Plan regional de ordenamiento territorial, Informe técnico, Sistema Territorial Cuencas Hidrográficas. Ministerio de Obras Públicas.
42. Hall, D. K., Foster, J.L., Salomonson, V.V., Klein, A.G., y Chien, J.Y. (2001). Development of a technique to assess snow-cover mapping errors from space, *IEEE T.Geosci. Remote*, 39, 432-438, <https://doi.org/10.1109/36.905251>.

43. Hall, D. K., Riggs, G. A. (2007). Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, 21(12): 1534-1547.
44. Hall, D. K., Riggs, G. A., DiGirolamo N.E. y Román M.O. (2019). MODIS Cloud-Gap Filled Snow-Cover Products: Advantages and Uncertainties. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/hess-2019-123>
45. Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V.V. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 54, pp 127-140.
46. Hall, D. K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., DiGiromamo, N., Bayr, K.J. (2002). MODIS snow cover products. *Remote Sensing of Environment* 83:181-194.
47. Härer, S., Bernhardt, M., Siebers, M., Schulz, K. (2018). On the need for a time- and location-dependent estimation of the NDSI threshold value for reducing existing uncertainties in snow cover maps at different scales, *The Cryosphere*, 12, 1629–1642, <https://doi.org/10.5194/tc-12-1629-2018>.
48. Helgason, W. D. (2009). Problems Closing the Energy Balance over a Homogeneous Snow Cover during Midwinter. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2), 557-572.
49. Hidromas, C. L. (2013). Actualización de la modelación integrada y subterránea del acuífero de la cuenca del río Copiapó, Volumen 1. Ministerio de Obras Públicas.
50. Hoffmann, G., Valdés, J., Fuentes, R., Vargas, G. (2018). Climate variability in the Andes of northern Chile and its relation with ENSO: Implications for water resources. *Journal of Hydrology*, 556, 1159-1173.
51. Huss, M., Hock, R. (2018). Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 8(2), 135-140.
52. ILHM (2016). Integrated Landscape Hydrology Model. <http://hydrology.glg.msu.edu/>.
53. Instituto Nacional de Estadísticas (INE). (2022). Geografía de Chile: Clima. <https://www.ine.cl>.

54. Jara Álvarez, F. (2017). Influencia de la sublimación nival en el balance hídrico de la cuenca alta del río Copiapó, Chile. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/146336>.
55. Juliá, C., Montecinos, S., Maldonado, A. (2008). Características climáticas de la Región de Atacama. Libro rojo de la flora nativa y de los sitios prioritarios para su conservación: Región de Atacama, pagina 25-42.
56. Kongoli. C., Romanov. P., Ferraro. R. (2012). Snow Cover Monitoring from Remote Sensing Satellites: Possibilities for Drought Assessment. Publications, Agencies and Staff of the U.S. Department of Commerce. 554. <https://digitalcommons.unl.edu/usdeptcommercepub/554>.
57. Kull, C., Grosjean, M., Veit, H. (2002). Modeling modern and Late Pleistocene glacioclimatological conditions in the north Chilean Andes (29-30). *Climatic Change*, 52(3):359-381.
58. Kundzewicz, C. W. Stakhiv, E. Z. (2018). Are climate models “ready for prime time” in water resources management applications, or is more research needed). *Hydrological Sciences Journal*, 63(8), 1196-1204.
59. Lopez, P., Sirguey, P., Arnaud, Y., Pouyaud, B., Chevallier, P. (2008). Snow cover monitoring in the Northern Patagonia Icefield using MODIS satellite images (2000-2006). *Global and Planetary Change*. Volume 61. Issues 3-4, Pages 103-116. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.07.005>.
60. Luce, C. H, Tarboton, D.G. (2004). The application of depletion curves for parametrization of subgrid variability of snow. *Hydrological Processes* vol.18: 1409-1422p. DOI:10.1002/hyp.1420.
61. MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W., Pietroniro, A. (2009). Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models: tests in a mountainous subarctic catchment. *Hydrological Processes*. 23, 2570-2583.
62. MacDonell, S., Kinnard, C., Mölg, T., Nicholson, L., Abermann, J. (2013). Meteorological drivers of ablation processes on a cold glacier in the semi-arid Andes Chile. *The Cryosphere*, 7(5):1513-1526.
63. MacPhee, J., Martínez, A., Vargas, X. (2010). Assessing hydrological impacts of climate change in the Andes. *Climatic Change*, 98, 75-88.

64. Maher, A. I., Treitz, P. M., y Ferguson, M.A. (2012). Can Landsat data detect variations in snow cover within habitats of arctic ungulates? *Wildlife Biol.*, 18, 75-87, <https://doi.org/10.2981/11-055>.
65. Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Tagesson, H. T., & Fensholt, R. (2018). Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000–2016). *Remote Sensing of Environment*, 209, 240-252. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.072>
66. Marks, D., Dozier, J. (1992). Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada: Snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28(11):3043-3054.
67. Marks, D., Winstral, A.(2001). Comparison of snow cover energy balance, and snowmelt at two sites in a semiarid mountain basin. *Journal of Hydrometeorology*. 213-227. <https://doi.org/10.1175/1525-7541>.
68. Marks, D., Winstral, A., Reba, M., Pomeroy, J., Kumar, M.(2013). An evaluation of methods for determining during-storm precipitation phase and the rain /snow transition elevation at the surface in a mountain basin. *Adv. Water Resour.* 55, 98-110.
69. Masiokas, M., Rivera, A., Espirzua, L., Villalba, R., Delgado, S., Aravena, J. C. (2020). Glacier variations in the Central Andes. *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 1-20.
70. Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C., Aravena, J.C. (2006). Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*, 6334-6352. <https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1>.
71. Mätzler, C. (1994). Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorol. Atmos. Phys.* 54: 241-260.
72. McKay, G. A., Gray, D. M. (1981). The distribution of snowcover (pp. 153-190). Toronto: Pergamon Press.

73. Milton, E., Vicuña, S., Peña, H. (2017). Modelos de cambio climático para cuencas de regiones áridas: Estudio de caso en el Río Huasco. *Revista Chilena de Ingeniería*, 25(3), 67-80.
74. Ministerio de Medio Ambiente (2016). Elaboración de una base digital del clima comunal de Chile: línea base (1980-2010) y proyección al año 2050. Información para el Desarrollo Productivo Ltda.
75. Mote, P. W., Salathé, E. P. (2018). Future climate projections for western United States: Implications for water resources. *Water Resources Research*, 54(5), 4030-4046.
76. Nolin, A. W. (2010). Recent advances in remote sensing of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, Vol. 56, N°200, 2010.Pp.1141-1150.
77. Ohlanders, N., M. Rodriguez, J. McPhee. (2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(3). 1035–1050. doi:10.5194/hess-17-1035-2013.
78. Ormwell, E., Molotch, N. P., McPhee, J.(2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1):411-430.
79. Ortega, C., Vargas, G., Rojas, M., Rutllant, J., Muñoz, P., Lange, C., Pantoja, S., Dezileau, L., Ortlieb, L. (2019). Extreme ENSO-driven torrential rainfalls at the southern edge of the Atacama Desert during the Late Holocene and their projection into the 21st century. *Global and Planetary Change*. Volume 175. Pages 226-237.
80. Pellicciotti, F., Buergi, C., Immerzeel, W. W., Konz, M., Shrestha, A. B. (2008). Challenges and uncertainties in hydrological modelling in high mountain environments, *Hydrological Processes*, 22, 3801-3815.
81. Piwowar J.M. (2001). Getting your imagery at the right level. *Cartouche*. No. 41 (Winter). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
82. Pomeroy, J. W., Essery, R. L. H. (1999). Turbulent Fluxes During Blowing Snow: Field Test of Model Sublimation Predictions, 2975 (August), 2963-2975.

83. Rabatel, A., et al. (2013). Glacier recession and water resources in the Andes. *Cryosphere*.
84. Racoviteanu, A. E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S.J., y Armstrong, R.(2009). Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA, *Ann, Glaciol.*, 50, 53-69, <https://doi.org/10.3189/172756410790595804>.
85. Ramsay, B. (1998). The interactive multisensor snow and ice mapping system. *Hydrological Processes* 12: 1537-1546.
86. Rango, A., A. E. Walter., B. E. Goodison. (2000). Snow and Ice. *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*. G. A. Schultz and E. T. Engman. Berlin, Springer. 239-262.
87. Rengifo, P. ARCADIS. (2015). Diagnóstico de Disponibilidad Hídrica en Cuencas Alto-Andinas de la Región de Atacama, Fase 2. Dirección General de Aguas. División de Estudios y Planificación. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/32771>.
88. Riggs, G. A., Hall, D.K. y Román, M.O. (2017). Overview of NASA's MODIS and Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) snow-cover, *Earth Syst. Sci. Data*, 9, 1-13, <https://www.earth-syst-sci-data.net/9/765/2017/>.
89. Riggs, G.A., Hall, D. K., Salomonson, V.V. (2006). MODIS snow products user guide to collection 5. *Digital Media*, 6, pp.1-8.
90. Rodriguez, O., Arredondo, H. (2005). Manual para el procesamiento de imágenes satelitales obtenidas del sensor MODIS de la NASA, aplicado en estudios de Ingeniería Civil. Pontificia Universidad Javeriana.
91. Romanov, P., G. Gutman., I. Csiszar. (2000). Automated monitoring of snow cover over North America with multispectral satellite data. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1866–1880, 2000.
92. Saavedra, F. A., Kampf, S. K., Fassnacht, S. R., Sibold, J. S. (2018). Changes in Andes snow cover from MODIS data, 2000–2016. *The Cryosphere*, 12, 1027–1046, <https://doi.org/10.5194/tc-12-1027-2018>.

93. Sankey, T., Donald, J., Mcvay J., Ashley, M., O'Donnell, F., Lopez, S.M., y Springer, A. (2015). Multi-scale analysis of snow dynamics at the southern margin of the North American continental snow distribution, *Remote Sens. Environ.*, 169, 307-319, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.08.028>.
94. Scherer, D., D. K. Hall, V. Hochschild, M. Koning, J., G. Winther, C. R. Duguay, F. Pivot, C. Matzler, F. Rau, K. Seidel, R. Solberg and A. E. Walter (2005). *Remote Sensing Snow. Remote Sensing in Northern Hydrology: Measuring Environmental Change*. C. R. a. P. Duguay, Alain. Washington, DC, American Geophysical Union. 163.
95. Schlumberger (2008). *Proyecto Caserones, modelo numérico hidrogeológico*. Schlumberger Water Service.
96. Schmidt, R.A., (1972). Sublimation of wind transported snow. A model. U.S., For sery. Rocky Mount. For Range Exp. Stn., Res.Pap.RM-90,24 pp.
97. Schmugge, T. J., W. P. Kustas, J. C. Ritchie, T. J. Jackson, A. Rango.(2002). *Remote Sensing in Hydrology. Advances in Water Resources* 25: 1367-1385.
98. Schultz,G., Engman, E. (2000). *Remote Sensing in Hydrology and wáter Management*. 2da Edición. Berlín:Springer-Verlag.
99. Silva, C. (2022). *Sensibilidad climática de la evaluación del manto nival y su impacto en la hidrología a escala de cuenca*. Repositorio Universidad de Chile.
100. Silverio, W. y Jaquet, J. M. (2009). Prototype land-cover mapping of the Huascaran Biosphere Reserve (Peru) using a digital elevation model, and the NDSI and NDCI indices, *J. Appl. Remote Sens.*, 3, 033516, <https://doi.org/10.1117/1.3106599>.
101. Singh, P. (2001). *Snow and glacier hydrology*, volume 37. Springer Science and Business Media.
102. SLF-WSL Institute for Snow and Avalalche Research. (s.f). *Snow metamorphism*. <https://www.slf.ch/en/snow/snow-as-a-material/snow-metamorphism.html>.
103. Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G. E., Mauser, W.(2008). Is snow sublimation important in the alphine water balance? *Cryosphere* 2: 53-66.

104. 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. Technical report, Report to AusAID and Chilean stakeholders from the Minerals Down Under Flagship, CSIRO.
105. USNIC (2022). U.S. National Ice Center. <https://usicecenter.gov/Products/ImHome>.
106. Van Den Broeke, M. R. (1997). Spatial and temporal variation of sublimation on Antarctica: results of a high-resolution general circulation model. *J. Geophys. Res.* 102: 29765-29777.
107. Viale, M., Garreaud, R.D. (2014). Summer precipitation events over the western slope of the subtropical Andes. *Monthly Weather Review*, 142(3), 1074-1092.
108. Viale, M., Garreaud, R.D. (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on the South American low-level flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(4), 1294-1311.
109. Videla, Y. A. (2013). Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aparición del software 'Cold Region Hydrological Model' (2008-2012). Memoria para optar al título de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Carrera de Geografía, Universidad de Chile.
110. Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S. (2012). Simulation of seasonal snow cover and melt in the French Alps using a detailed snowpack model: Sensitivity to parameters and evaluation against observations. *The Cryosphere*, 6(4), 743-761. <https://doi.org/10.5194/tc-6-743-2012>.
111. Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarch, G., Naaim Bouvet, F., Prokop, A., et al. (2014). Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *Cryosphere* 8: 395-415.
112. Viviroli, D., Weingartner, R., Messerli, B. (2011). Climate change and mountain water resources: Overview and call for integrated research. *Mountain Research and Development*, 31(2), 146-157.

113. Wagnon, P., Sicart, J. E., Berthier, E., Chazarin, J. P. (2003). Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *J. Geophys. Res.* 108, 4177.
114. Woodhouse, H.I. (2006). *Introduction to microwave Remote Sensing*. CRC Press, Boca Raton.
115. Yin, D., Gao, X., Chen, X., Shao, Y., y Chen, J. (2013). Comparison of automatic thresholding methods for snow-cover mapping using Landsat TM imagery, *Int. J. Remote Sens.*, 34, 6529-6538, <https://doi.org/10.1080/01431161.2013.803631>.
116. Zapata, C. (2016). *Relación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica de la parte alta de la cuenca del río Caopiapo*. Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile.
117. Zhou, J., Pomeroy, J.W., Zhang, W., Cheng, G., Wang, G., Chen, C. (2014). Simulating cold regions hydrological processes using a modular model in the west of china. *J. Hydrol.* 509: 13-24.