



**Universidad de Concepción  
Facultad de Ciencias Ambientales  
Ingeniería Ambiental**

**Análisis de la Variabilidad de Caudales Extremos  
en la Cuenca del Río Andalién  
bajo Escenarios Climáticos Proyectados**

Habilitación presentada para optar al título de  
Ingeniera Ambiental

**Javiera Esperanza Quezada Molina**

**Profesor Guía:**

**Dr. Víctor Parra Ramírez**

CONCEPCIÓN (Chile), 2026



Universidad de Concepción



**Análisis de la Variabilidad de Caudales Extremos  
en la Cuenca del río Andalién  
bajo Escenarios Climáticos Proyectados**

Habilitación presentada para optar al título de  
**Ingeniera Ambiental**

Alumna: Javiera Esperanza Quezada Molina

Profesor Guía: Dr. Víctor Parra Ramírez

CONCEPCIÓN (Chile), 2026

## “ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE CAUDALES EXTREMOS EN LA CUENCA DEL RÍO ANDALIÉN BAJO”

**Profesor Guía: Dr. Víctor Parra Ramírez**



**Profesor Comisión: Dr. Pedro Arriagada Sanhueza**



**Profesor Comisión: Dr. Octavio Rojas Vilches**



**CONCEPTO: APROBADO CON DISTINCIÓN MÁXIMA**

Conceptos que se indica en el Título

- ✓ Aprobado por Unanimidad : (En Escala de 4,0 a 4,9)
- ✓ Aprobado con Distinción (En Escala de 5,0 a 5,6)
- ✓ Aprobado con Distinción Máxima ( En Escala de 5,7 a 7,0)

**Concepción, mayo 2026**

## **Agradecimientos**

A Carolina y Guido, porque mis logros son producto de su incesante esfuerzo e inagotable entrega que han formado mi persona. A Marité por preocuparse de mí cada día. A Pirata por su fiel compañía.

A Aliro por todo el amor que me ha entregado y a su familia por siempre recibirme con los brazos abiertos.

A mis amigas y amigos por el constante apoyo y alegría que brindaron no solo en lo académico a lo largo de toda mi etapa universitaria. Muchas veces lo necesité más de lo que creí.

Al profesor Víctor Parra por guiarme durante este proceso con eterna paciencia y simpatía.

Infinitas gracias.

## Índice

Resumen .....	7
1. Introducción .....	8
2. Hipótesis y objetivos .....	9
2.1 Hipótesis.....	9
2.2 Objetivo general .....	9
2.3 Objetivos específicos.....	10
3. Antecedentes.....	10
3.1 Eventos extremos.....	10
3.2 Cambio climático .....	11
3.3 Modelación hidrológica.....	13
3.4 Área de estudio .....	14
4. Metodología.....	16
4.1 Recopilación de datos .....	16
4.2 Modelación hidrológica con modelo HBV.....	17
4.3 Calibración y validación del modelo.....	19
4.3.1 Calibración.....	19
4.3.2 Validación.....	20
4.3.3 Funciones objetivo.....	20
4.3.4 Modelación escenario base y futuro.....	21
4.4 Indicadores caudales extremos .....	23
5. Resultados y Discusión.....	24
5.1 Calibración y validación .....	24
5.1.1 Modelo para caudales altos .....	24
5.1.2 Modelo para caudales bajos .....	27
5.2 Indicadores de caudales extremos .....	30
5.3 Análisis de variabilidad .....	33
6. Conclusiones .....	36
7. Contribución a los ODS.....	37
8. Referencias.....	38

## Índice de Figuras

Figura 1 Proyección de cambio en la precipitación .....	12
Figura 2 Proyección de cambio en la temperatura .....	13
Figura 3 Área de estudio cuenca del río Andalién .....	15
Figura 4 Diagrama conceptual del modelo HBV.....	17
Figura 5 Sectorización de proyecciones de precipitación.....	22
Figura 6 Caudal observado y simulado en la calibración del modelo de caudales altos... 25	
Figura 7 Caudal observado y simulado en la validación del modelo de caudales altos. ... 27	
Figura 8 Caudal observado y simulado en la calibración del modelo de caudales bajos. . 28	
Figura 9 Caudal observado y simulado en la validación del modelo de caudales bajos. ... 30	
Figura 10 Índice Q(5) anual por escenario. ....	31
Figura 11 Índice Q(95) anual por escenario. ....	32
Figura 12 Boxplot diferencia porcentual de caudales mínimos y máximos por escenario. 34	

## Índice de Tablas

Tabla 1 Rangos de parámetros utilizados en el modelo HBV.....	19
Tabla 2 Calificación de desempeño según función objetivo. ....	21
Tabla 3 Escenarios climáticos proyectados.....	23
Tabla 4 Parámetros óptimos del modelo de caudales altos.....	26
Tabla 5 Parámetros óptimos del modelo de caudales bajos.....	29
Tabla 6 Desviación mediana absoluta y LSD de cada escenario. ....	35

## Resumen

En Chile la planificación ante eventos hidrológicos extremos, especialmente sequías e inundaciones, es crítica debido a su alto costo socioeconómico y ambiental. Por esto resulta fundamental comprender las dinámicas de los caudales extremos, particularmente en cuencas costeras mediterráneas como la del río Andalién presentan una vulnerabilidad ante estos fenómenos, los cuales se ven intensificados por el cambio climático al alterar la temperatura y los patrones de precipitación. Este trabajo tiene como finalidad analizar la variabilidad de los caudales máximos y mínimos en la cuenca del río Andalién bajo distintos escenarios climáticos proyectados.

En primer lugar, se recopilaron datos hidrometeorológicos históricos de CAMELS-CL para la calibración y validación del modelo agregado HBV, esto de manera independiente para caudales altos y bajos, permitiendo una representación más precisa de cada régimen. Se simularon cinco escenarios climáticos basados en la guía del Servicio de Evaluación Ambiental (SEA) bajo el escenario de emisiones RCP 8.5, para finalmente analizar la variabilidad de los indicadores de caudales extremos  $Q(5)$  y  $Q(95)$  a través de la desviación absoluta de la mediana (MAD) y la prueba estadística LSD de Fisher sobre la diferencia absoluta de los datos.

Los resultados de la modelación mostraron un desempeño satisfactorio en base a los indicadores RSR (para caudales altos) y  $LOG_{NSE}$  (para caudales bajos). Se observó una disminución de todos los indicadores para cada escenario proyectado. En los escenarios estables, la variabilidad de los caudales mínimos resultó ser de 2 a 3 veces superior a la de los caudales máximos según el valor MAD, presentando diferencias significativas según el estadístico LSD. No obstante, ante condiciones climáticas dinámicas la masiva dispersión de los datos dificultó la detección de diferencias significativas entre los regímenes hídricos.

Estos resultados permiten confirmar la hipótesis para escenarios estáticos, atribuyendo la inestabilidad de los caudales mínimos a la impermeabilidad de la cuenca. A su vez, se determinó que en escenarios dinámicos la incertidumbre climática se vuelve el factor dominante por sobre las propiedades del territorio.

## 1. Introducción

El agua resulta indispensable para el sostenimiento de la vida y el desarrollo socioeconómico. Dentro del ciclo hidrológico los ríos integran los procesos de la cuenca, siendo la fuente de mayor accesibilidad para los requerimientos humanos y un eje importante dentro de las localidades. Debido a esto, la disponibilidad y confiabilidad de los regímenes de flujo son determinantes para la estabilidad de las sociedades modernas. Por lo que la gestión de los recursos hídricos es esencial para lograr la seguridad hídrica, asegurando la calidad del recurso en el abastecimiento de las personas, las actividades productivas y la preservación de los ecosistemas (Alvarez-Garreton et al., 2023).

Una parte importante de la gestión de los recursos hídricos es la planificación ante eventos extremos, especialmente los eventos de sequías e inundaciones dado que estos son los desastres naturales con el mayor costo de vidas humanas (Asadieh y Krakauer, 2017). Dichos eventos perjudican el bienestar humano produciendo un deterioro de la calidad y nivel de vida de la población, afectando directamente a las actividades productivas y ocasionando costos millonarios para el Estado (Rojas et al., 2019). Por esta razón, entender los caudales extremos y su variación interanual tiene un alto valor para la sociedad (Demirel et al., 2013). En Chile las características geográficas hacen del país un territorio vulnerable a la ocurrencia de inundaciones fluviales (Rojas, 2015) y a su vez se proyecta que se convertirá en un país con un estrés hídrico extremadamente alto para el año 2040 (Álvez et al., 2022). Particularmente en cuencas costeras mediterráneas, como la cuenca del río Andalién se presentan ambos fenómenos. Entre 1960 y 2010 se registraron 21 eventos de inundaciones, mientras que, desde la década del 70 a la fecha, se ha observado una disminución en las precipitaciones, lo que ha incrementado el nivel de estrés hídrico en la cuenca (Rojas, 2015).

Se ha demostrado además que el impacto del cambio climático en los caudales extremos, ya que el aumento de la temperatura altera la circulación de la atmósfera y, por ende, los patrones de precipitación (Garreaud, 2011). Este fenómeno en conjunto con las intervenciones humanas en los cauces contribuye a una mayor frecuencia y magnitud de los eventos extremos. En las regiones mediterráneas es mucho más crítico, ya que al ser zonas de transición entre clima húmedo y árido presentan una mayor susceptibilidad al cambio climático (Rojas, 2015). Diversas investigaciones han realizado estudios sobre los impactos del cambio climático en los caudales extremos. Por ejemplo, Asadieh y Krakauer (2017) bajo el escenario RCP 8.5 y mediante modelación hidrológica, proyectaron que un 37% de la superficie terrestre experimentará un

incremento en los caudales altos y un 43% experimentará una disminución de los caudales bajos. Asimismo, Osorio Álvarez (2022) sostiene que las tendencias negativas observadas en los caudales extremos de la zona central de Chile son producto del cambio climático.

Estudios como los mencionados y similares resultan útiles al momento de analizar tendencias a grandes escalas, sin embargo, no tienen real impacto en la gestión de los recursos hídricos a nivel local. Se ha demostrado que la respuesta hidrológica en cuencas pequeñas se ve mayormente influenciada por sus características que por las condiciones climáticas, por lo que ante las mismas condiciones meteorológicas la severidad de los eventos puede variar significativamente entre cuencas (Alvarez-Garretón et al., 2021). El comportamiento de los caudales mínimos según Chagas et al. (2024) se ve afectado principalmente por la geología de la cuenca, seguida por el uso de suelo, dado que estos condicionan la permeabilidad de la cuenca. Específicamente en cuencas con baja permeabilidad se observa una menor infiltración y una rápida respuesta ante eventos de precipitación (Wałęga et al., 2019), evidenciando que de igual manera dichos factores influyen en el comportamiento de los caudales máximos.

Bajo este escenario, resulta fundamental analizar la respuesta de los caudales extremos frente al cambio climático en cuencas mediterráneas con baja permeabilidad, como lo es la cuenca del río Andalién. Comprender estas dinámicas locales es crucial para fortalecer la gestión de los recursos hídricos ante eventos extremos, permitiendo prevenir sus impactos socioeconómicos y ambientales. Determinar cómo el comportamiento de los caudales extremos está condicionado por las características de la cuenca bajo distintos escenarios climáticos futuros es lo que motiva el presente estudio.

## **2. Hipótesis y objetivos**

### **2.1 Hipótesis**

Bajo los escenarios climáticos proyectados se verá afectada con mayor intensidad la variabilidad de los caudales mínimos del río Andalién, debido a las propiedades de la cuenca.

### **2.2 Objetivo general**

Analizar la variabilidad de los caudales máximos y mínimos bajo el efecto de escenarios climáticos futuros en la cuenca del río Andalién

## **2.3 Objetivos específicos**

1. Modelar los caudales históricos de la cuenca del río Andalién.
2. Determinar caudales extremos bajo distintos escenarios climáticos futuros.
3. Comparar la variabilidad de los caudales extremos simulados.

## **3. Antecedentes**

### **3.1 Eventos extremos**

Se define un evento meteorológico extremo como aquel que presenta una rareza estadística situada en los extremos de la distribución de la probabilidad observada (percentiles  $\leq 10$  o  $\geq 90$ ) para un determinado lugar y época del año. Estos incluyen acontecimientos como ciclones, marejadas, olas de calor, sequías, inundaciones, entre otros; que tienen la capacidad de dejar estragos en la población circundante, la economía nacional y en la conservación del ecosistema (IPCC, 2018). Dentro del estudio de los eventos extremos se debe prestar especial atención a los eventos de inundaciones y sequías, dado que estos son los desastres naturales con el mayor costo de vidas humanas (Asadieh y Krakauer, 2017).

Las inundaciones se definen como un fenómeno natural en el cual el flujo desborda fuera de los límites de un cauce, originado cuando el río alcanza niveles de caudal máximo debido a precipitaciones intensas, deshielos, obstrucciones o factores antrópicos. Estos sucesos están estrechamente relacionados a la dinámica de los caudales máximos, cuya gestión es crítica para prevenir procesos de erosión, transporte de sedimentos y la seguridad de la población. Debido a la morfología plana y la accesibilidad hídrica las comunidades han urbanizado las planicies de inundación de manera histórica, esto junto a la impermeabilización del suelo ha transformado estos procesos cíclicos en desastres naturales (Rojas et al., 2019) . En Chile se registraron 116 eventos de inundaciones entre los años 2000 y 2017, además, se ha observado una tendencia al alza de estos eventos desde el inicio del siglo XXI entre las regiones de O'Higgins y Los Lagos; este incremento se atribuye principalmente a un aumento en la intensidad de las precipitaciones, influenciado por el cambio climático (Escenarios Hídricos 2030, 2018).

Las sequías hidrológicas, vinculadas con las sequías meteorológicas, se definen como una disminución prolongada de los caudales mínimos. Este proceso afecta directamente la disponibilidad de agua para el sustento ecosistémico, el consumo humano y las actividades productivas, impactando tanto la humedad del suelo como las reservas subterráneas (IPCC,

2018). A nivel global cerca de la mitad de la población enfrenta escasez hídrica severa durante parte del año, producida tanto por la variabilidad climática como por las demandas de los sectores productivos (IPCC, 2023). En Chile se observa un periodo de déficit pluviométrico ininterrumpido que afecta desde la Región de Coquimbo hasta Aysén desde el año 2010, causando un aumento severo en sus niveles de estrés hídrico denominado como megasequía (Escenarios Hídricos 2030, 2018).

A pesar de los progresos científicos y tecnológicos, la población sigue expuesta a estos eventos hidrológicos extremos (Cheng et al., 2009). Por lo que resulta fundamental profundizar en el estudio del comportamiento de los caudales máximos y mínimos para una gestión íntegra de los recursos hídricos. Esta necesidad se vuelve aún más pertinente ante la evidencia de que dichos fenómenos han aumentado en magnitud y frecuencia ante los efectos del cambio climático, con proyecciones que acrecientan estos impactos (IPCC, 2023).

### **3.2 Cambio climático**

La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), define el cambio climático como “cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera global y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”(IPCC, 2018). El cambio climático actual se diferencia de los márgenes de variabilidad natural puesto que este se origina en el incremento constante de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) derivado de actividades antrópicas desde mediados del siglo XIX por la industrialización (Garreaud, 2011).

Predecir los impactos que desata este fenómeno en la atmósfera es complejo por las múltiples condiciones que rigen su comportamiento, por lo que se ha hecho necesaria una metodología estandarizada para la predicción de condiciones climáticas futuras. En el Quinto Informe de Evaluación (IPCC, 2013) se establecen Trayectorias de Concentración Representativas de emisión de GEI (RCP por sus siglas en inglés) que consideran variables socioeconómicas, demográficas y políticas para proyectar las concentraciones de GEI y las emisiones antropogénicas anuales hasta el año 2100. Los RCP se clasifican según el forzamiento radiativo que ejercen, entre estos el RCP8.5 representa el escenario más pesimista en cuanto a la reducción de emisiones de GEI, proyectando un forzamiento radiativo de 8.5 W/m<sup>2</sup> al 2100.

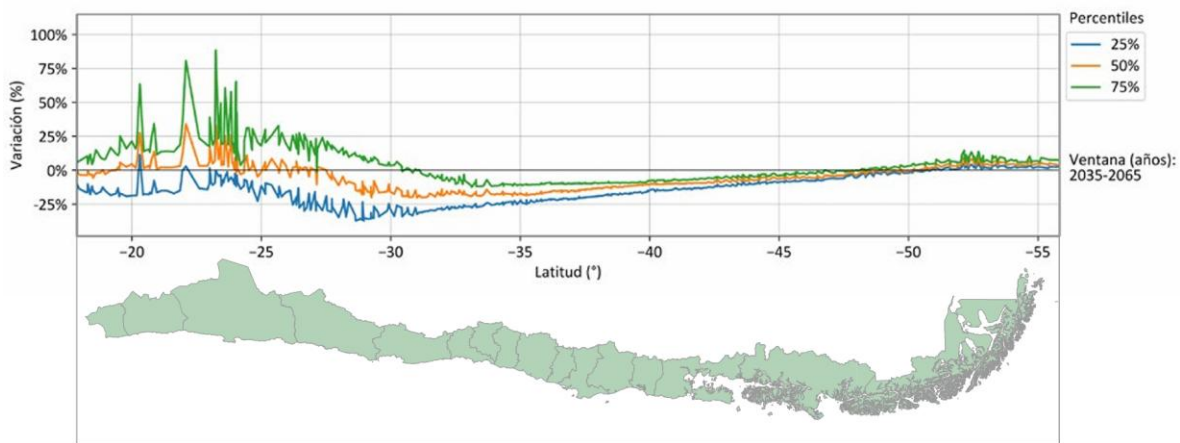
Uno de los efectos más críticos del cambio climático es el aumento de la temperatura global, el

cual en conjunto con alteraciones en la circulación atmosférica modifica los regímenes de precipitación que configuran la dinámica de los cuerpos de agua y sus caudales (Garreaud, 2011). Investigaciones a escala global, como la de Asadieh y Krakauer (2017) estiman que bajo el escenario RCP 8.5 aproximadamente el 36.7% de la superficie terrestre experimentará un incremento en los caudales máximos con una magnitud promedio del 24.55%, impulsado por la alteración de los patrones de precipitación. Por otro lado, se proyecta que un 43.2% de la superficie global mostrará un decrecimiento promedio del 51.40% en los caudales mínimos, debido al déficit de precipitaciones y el alza de la temperatura que incrementan los niveles de evapotranspiración .

Si bien los estudios a escala global permiten identificar tendencias generales, estos no capturan la variabilidad de los caudales a escala local. Ante esto, en Chile se ha elaborado el documento “Criterio de evaluación en el SEIA: Cambio climático en la evaluación ambiental del recurso hídrico” (SEA, 2023). Esta guía se basa en el Atlas de Riesgos Climáticos (ARClím) del Ministerio del Medio Ambiente (MMA) del Gobierno de Chile y utiliza el escenario RCP8.5 para proporcionar proyecciones climáticas que actúan como base para la predicción de impactos en los recursos hídricos, comparando el periodo histórico reciente (1980-2009) con la ventana futura de 2035-2065. En la Figura 1 se observa la proyección futura del cambio en la precipitación, donde la zona centro del país presenta una marcada tendencia a la disminución de las lluvias. Por otro lado, en la Figura 2 se ve que se espera un aumento sostenido para la temperatura, con un incremento entre 0.4°C y 1.4°C a lo largo del territorio continental.

### Figura 1

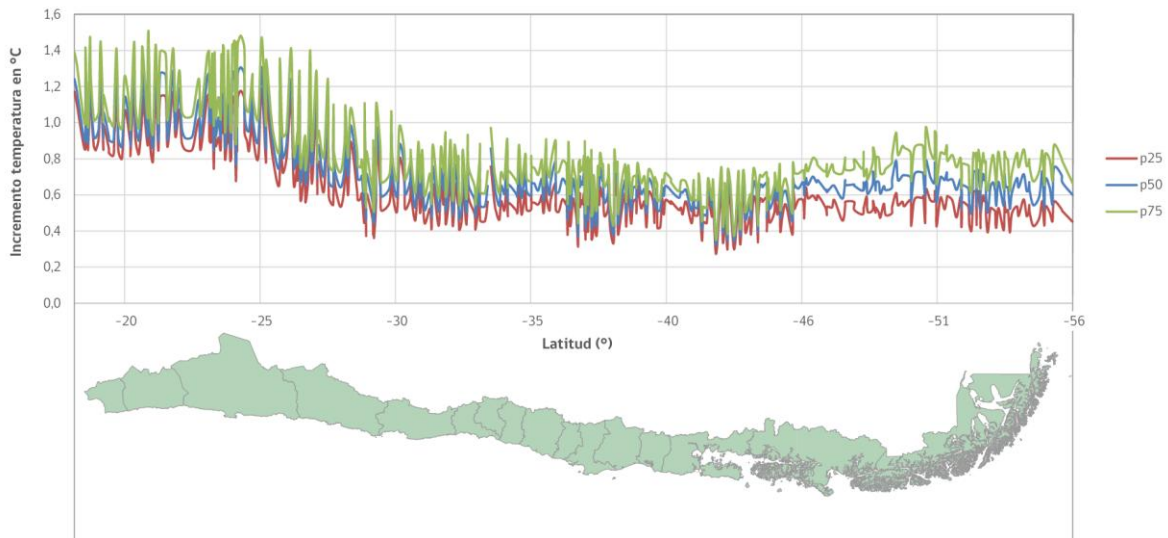
*Proyección de cambio en la precipitación*



Fuente: SEA (2023)

**Figura 2**

*Proyección de cambio en la temperatura*



Fuente: SEA (2023)

Dada la heterogeneidad geográfica de Chile, el comportamiento de los caudales extremos ante el cambio climático debe ser analizado desde una perspectiva local, ya que la respuesta hidrológica varía sustancialmente entre cuencas. En cuanto a los caudales mínimos, si bien se proyecta una disminución nacional generalizada, su variabilidad presenta diferencias significativas entre cuencas (Alvarez-Garretón et al., 2023). Por otro lado, con relación a los caudales máximos, en las cuencas de régimen nival se proyectan incrementos de hasta un 191% por el desplazamiento de la isoterma cero (Osorio Álvarez, 2022), mientras que en cuencas cercanas de régimen pluvial se esperan disminuciones debido al déficit de la precipitación (Bouadila et al., 2020). Al analizar los caudales extremos se evidencia notablemente el rol de las características de la cuenca al definir su comportamiento frente a condiciones climáticas similares.

### **3.3 Modelación hidrológica**

Ante la complejidad del ciclo del agua y la amplia cantidad de variables o características antrópicas, geológicas, climáticas, entre otras, que se deben considerar al momento de realizar un balance hídrico, la modelación hidrológica se utiliza como una herramienta clave para el análisis y estudio de cuencas. Un modelo hidrológico representa de manera simplificada los procesos hidrológicos dentro de una cuenca (por ejemplo, precipitación, evapotranspiración, infiltración, liberación de aguas subterráneas) en base a ecuaciones y parámetros. Los modelos hidrológicos requieren como datos de entrada variables hidro-meteorológicas (p ej. precipitación,

temperatura) y como resultado se obtiene el caudal, almacenamiento de agua, recarga, entre otros. De esta manera se utilizan los modelos para facilitar la comprensión de los procesos hidrológicos y así contribuir a la gestión de los recursos hídricos al determinar la respuesta ante estresores teniendo en consideración las características de cada cuenca (Travisany Rodríguez y Méndez Rivas, 2022)

Previo a la aplicación de un modelo se debe decidir qué tipo de modelo se usará dependiendo de las características de los datos disponibles, el tipo de cuenca y del estudio que se quiera realizar dentro de esta, ya que no todos los modelos cumplen el mismo propósito. Según Maskey (2022) estos se pueden clasificar de acuerdo a las siguientes 3 categorías

- Escala de tiempo: existen modelos basados en eventos diseñados para la representación de sucesos particulares de precipitación y modelos continuos capaces de representar toda la duración de un lapso establecido sin diferenciar los eventos de precipitación, considerando periodos secos y húmedos.
- Distribución espacial: se clasifican como modelo agregado, semidistribuido o distribuido en función del detalle con el cual se representan los procesos hidrológicos y las características físicas de la cuenca. Un modelo agregado considera un valor de cada variable y parámetro como representativo de toda la cuenca. En un modelo distribuido se ve representada la variación espacial de las variables, mientras que en un modelo semidistribuido se utilizan unidades hidrológicas que comparten similitudes para su análisis.
- Representación matemática: se basa en cómo se representan matemáticamente los procesos hidrológicos reales de la cuenca. Existen los modelos empíricos que relacionan las variables de entrada y salida con datos observados de la cuenca. Por otro lado, se encuentran los modelos de base física que utilizan ecuaciones diferenciales de conservación de masa, energía y momento. Finalmente, los modelos conceptuales conocidos como "modelos de caja gris" de precipitación-escorrentía que consideran los procesos de la cuenca y la conexión entre estos mediante ecuaciones algebraicas, desarrolladas en base a relaciones empíricas observadas o supuestas de las variables.

### **3.4 Área de estudio**

El área de estudio corresponde a la cuenca del río Andalién, ubicada entre los 36° 42' y los 36° 56' de latitud sur y entre los 72° 36' y los 73° 04' de longitud oeste al noroeste de la región del Biobío (Figura 3). Abarca una superficie de 775 km<sup>2</sup> donde se encuentra gran parte de

Concepción y Penco, además de las localidades de Florida y Copiulemu, las cuales cuentan con servicios sanitarios rurales que se abastecen del río. La red hídrica nace al poniente de la Cordillera de la Costa en la unión de los esteros Poñén y Curapalihue, desde su inicio hasta la desembocadura en la Bahía de Concepción alcanza una longitud de 42 km con un caudal promedio anual de 14.3 m<sup>3</sup>/s (Castillo, 2008). Para esta investigación se utilizó la delimitación de la cuenca dada por CAMELS CL que considera la estación fluviométrica “Río Andalién Camino a Penco” como punto de salida. El área de esta es de 750 km<sup>2</sup>, cuenta con una elevación máxima de 588 m.s.n.m. -por lo que no tiene influencia nival- y una precipitación anual media de 1114 mm (Alvarez-Garreton et al., 2018a).

**Figura 3**

*Área de estudio cuenca del río Andalién*



Fuente: Biblioteca del Congreso Nacional de Chile (s.f.) y Alvarez-Garreton et al. (2018a)

La cuenca presenta un régimen estrictamente pluvial y un clima mediterráneo caracterizado por intensas lluvias concentradas en invierno y un verano seco y cálido. Autores como Rojas et al. (2019) y Bouadila et al. (2020) sostienen que las zonas mediterráneas son las más afectadas por el cambio climático al actuar como zonas de transición entre zonas áridas y húmedas. Además, la mayor parte de la precipitación se concentra en eventos puntuales, generando lluvias intensas que repercuten en los caudales máximos y ocasionando largos periodos secos que influyen en

el caudal base de la cuenca (Garreaud et al., 2017).

Desde una perspectiva geológica, un 99% de la cuenca se sitúa sobre formaciones intrusivas graníticas que destacan por su permeabilidad prácticamente nula (MOP, 2004). Esta condición natural, sumada al creciente nivel de urbanización en la zona, confiere a la cuenca un carácter altamente impermeable (Álvez et al., 2022), siendo este el factor determinante en el comportamiento de los caudales máximos. Las cuencas con suelos de baja permeabilidad se caracterizan por un mayor rango de caudal y una menor distribución del caudal base, dado por la limitada capacidad de infiltración que favorece una alta escorrentía superficial, provocando una mayor frecuencia y magnitud de los caudales máximos (Wałęga et al., 2019).

Por otro lado, dado que la precipitación es el principal factor en el balance hídrico de la cuenca, esta no presenta reservas nivales. Esto último sumado a la escasa interacción entre el flujo subterráneo y el superficial priva a la cuenca de un mecanismo amortiguador que mitigue los efectos de la variabilidad climática en los caudales mínimos (Alvarez-Garreton et al., 2021).

## **4. Metodología**

### **4.1 Recopilación de datos**

La modelación hidrológica requiere de distintos datos hidrometeorológicos, los cuales se obtuvieron desde la plataforma CAMELS-CL. En concreto, se utilizaron los datos disponibles de la estación fluviométrica Rio Andalién Camino A Penco (Lat. -36.82, Lon. -73.03) código 8220001. Estos registros corresponden a datos precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial. Adicionalmente, se encuentran registros del caudal promedio diario en el punto de salida de la cuenca (Alvarez-Garreton et al., 2018b). Se utilizaron los últimos 30 años registrados (desde 1990 hasta 2019) para representar adecuadamente el comportamiento hidrológico en la cuenca durante este periodo ([WMO], 2017).

Por último, se utilizó la guía “Criterio de evaluación en el SEIA: Cambio climático en la evaluación ambiental del recurso hídrico” elaborada en 2023 por el Servicio de Evaluación Ambiental (SEA), la cual propone lineamientos para la predicción de impactos a los recursos hídricos a causa del cambio climático.

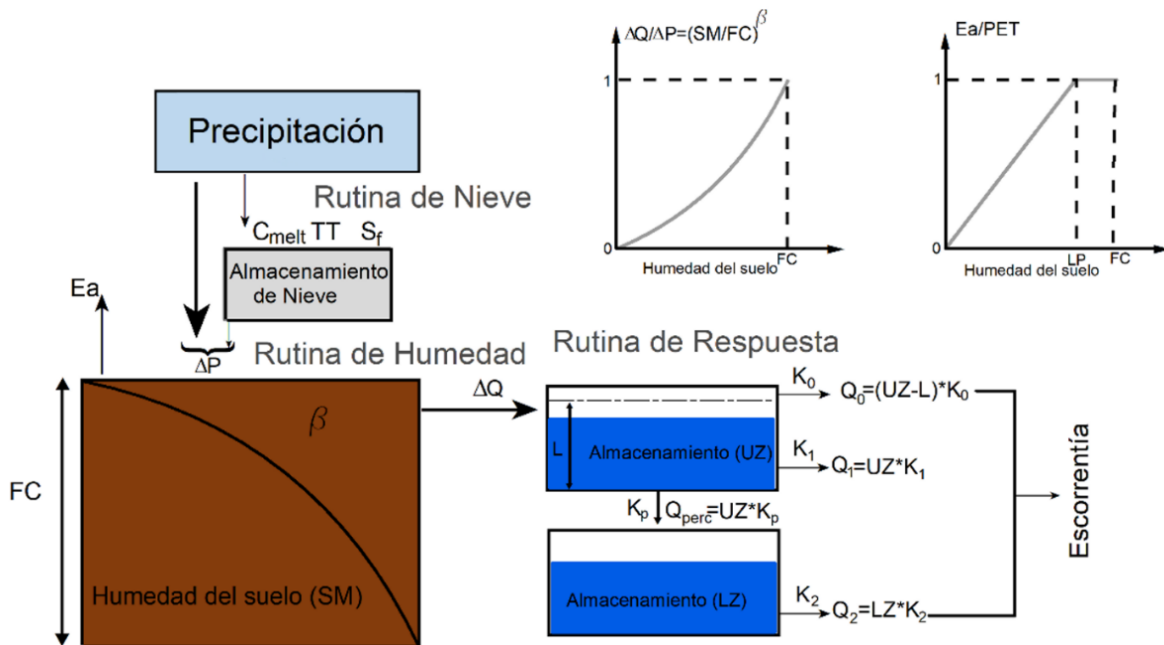
## 4.2 Modelación hidrológica con modelo HBV

El modelo que se utilizó fue el modelo HBV, el cual fue desarrollado por (Bergström, 1972) y corresponde a un modelo de balance hídrico pluvio-nival de tipo conceptual. Este modelo puede utilizarse de manera agregada o semi distribuida; en esta investigación se empleó como modelo agregado correspondiendo a la versión simplificada presentada por Aghakouchak y Habib (2010). Esta versión simula el caudal diario a partir de series diarias de precipitación y temperatura junto con promedios mensuales de temperatura y evapotranspiración potencial.

Se seleccionó el modelo HBV debido a su bajo requerimiento de parámetros que facilita el proceso de calibración sin comprometer su desempeño ante extensas series de tiempo (Demirel et al., 2013). Desde su desarrollo ha sido repetidamente modificado, lo que le ha permitido ser más eficiente y aplicable en distintas escalas y contextos climáticos. Ha demostrado un buen desempeño en la predicción de impactos climáticos y en el estudio de caudales extremos (Bouadila et al., 2020; Şorman et al., 2009), además de reproducir de manera exitosa los procesos hidrológicos en zonas mediterráneas y en cuencas dominadas por la precipitación, tanto en otros países como en Chile (Parra et al., 2018).

**Figura 4**

*Diagrama conceptual del modelo HBV.*



Fuente: Parra et al. (2017).

El modelo se basa en tres rutinas que simulan el caudal mediante reservorios conectados en función de variables meteorológicas de entrada (Tabla 1 y Figura 4). La primera rutina modela la respuesta nival, la acumulación y el derretimiento de la nieve. En esta rutina se almacena la precipitación como nieve cuando la temperatura diaria está por debajo de la temperatura umbral (TT), de lo contrario, se considera como lluvia. La precipitación nival se obtiene multiplicando la precipitación líquida por el factor de corrección  $Sf$ . Por último, el modelo simula la contribución de deshielos con el método grado-día, el cual está controlado por el parámetro  $C_{melt}$  y depende de la diferencia entre la temperatura real y la temperatura umbral.

La segunda rutina modela los procesos de humedad en el suelo. En primer lugar, el modelo calcula la evapotranspiración potencial diaria en función de la temperatura diaria, los promedios mensuales de temperatura y de evapotranspiración potencial diario, y un factor de corrección (C). Para obtener la evapotranspiración real (EA) se calcula el punto de marchitez (PWP) que es una fracción (LP) de la humedad máxima del suelo (FC). El valor de EA es igual a la evapotranspiración potencial si es que la humedad del suelo (SM) supera el valor de PWP, de lo contrario, se multiplica la evapotranspiración potencial por la fracción entre SM y PWP (SM/PWP). Por último, se calcula la escorrentía ( $\Delta Q$ ) en función de la precipitación ( $\Delta P$ ), la humedad del suelo (SM), la capacidad de campo (FC) y un coeficiente empírico ( $\beta$ ).

La tercera rutina consta de dos depósitos o embalses (uno superior y otro inferior), los cuales simulan la escorrentía a la salida de la cuenca. Estos depósitos están conectados entre sí por una tasa de infiltración constante ( $Q_{perc}$ ). El reservorio superior tiene dos salidas ( $Q_0$  y  $Q_1$ ) que representan el flujo cercano a la superficie, mientras que la salida inferior ( $Q_2$ ) representa el flujo base. La salida  $Q_0$  corresponde a la escorrentía rápida, la cual se produce cuando el nivel del agua en el primer depósito supera un valor umbral (L) y depende de un coeficiente de respuesta rápida  $k_0$ . Las salidas  $Q_1$  y  $Q_2$  son respuestas lentas del sistema hidrológico y dependen de los coeficientes de recesión  $k_1$  y  $k_2$  respectivamente.

**Tabla 1**

Rangos de parámetros utilizados en el modelo HBV.

Parámetro	Descripción	Rango de valores
Módulo de nieve		
TT (°C)	Temperatura umbral que indica el inicio del derretimiento	0
$C_{melt}$ ( $mm^{\circ}CC^{-1}d^{-1}$ )	Fracción de nieve que se derrite sobre la temperatura umbral de inicio del derretimiento	0.5-7
$S_f$	Factor de ajuste para acumulación de nieve	0.5-1.2
Módulo de humedad		
FC (mm)	Máxima humedad (almacenamiento en la capa de suelo)	0-2000
$\beta$	Coefficiente empírico que representa la variación de la zona de humedad del suelo	0-7
LP	Fracción de la máxima humedad del suelo para calcular el punto de marchitez permanente (PWP=LP*FC)	0.3-1
C (°C <sup>-1</sup> )	Factor de corrección para la evapotranspiración potencial	0.01-0.3
Módulo de respuesta		
L (mm)	Umbral para respuesta rápida de escorrentía	0-100
$k_0$ (d <sup>-1</sup> )	Coefficiente respuesta rápida (reservorio superior)	0.3-0.6
$k_1$ (d <sup>-1</sup> )	Coefficiente respuesta lenta (reservorio superior)	0.1-0.2
$k_2$ (d <sup>-1</sup> )	Coefficiente respuesta reservorio inferior	0.01-0.1
$k_p$ (d <sup>-1</sup> )	Coefficiente del flujo máximo para la percolación	0.01-0.1

Nota: Elaborado en base a los valores de Parra et al. (2017).

### 4.3 Calibración y validación del modelo

Debido a que esta investigación analiza los caudales mínimos y máximos, se realizó una calibración y validación por separado, obteniendo así un modelo que representa satisfactoriamente los caudales mínimos y otro para los máximos. Cada uno con sus respectivos parámetros óptimos, lo que permitió mejorar el rendimiento de ambas simulaciones. Para los procesos de calibración y validación de ambos modelos se empleó el mismo periodo de tiempo y variables meteorológicas.

#### 4.3.1 Calibración

Para el proceso de calibración se utilizaron los primeros 15 años de la serie de tiempo, considerando el primer año de los datos de caudal (01/01/1990 – 31/12/1990) como periodo de warm-up o calentamiento. Durante este periodo no se evalúa el rendimiento de la simulación, ya que su objetivo es ajustar el modelo integrando las características de la cuenca en las

condiciones basales para la modelación (Kim et al., 2018; Parra et al., 2017).

La calibración de cada modelo se realizó de manera automática mediante el software MATLAB. En total, se realizaron 25.000 simulaciones en ambos modelos para determinar sus parámetros óptimos correspondientes. Cada simulación es a partir de un conjunto de parámetros que se encuentran entre rangos especificados; con estos se modelan los caudales de salida para luego evaluar su rendimiento mediante una función objetivo. Cuando una simulación resulta satisfactoria se considera un modelo bien comportado y el valor representativo de los parámetros se obtiene a partir de la mediana del conjunto de valores de los parámetros de los modelos bien comportados.

#### 4.3.2 Validación

El proceso de validación consiste en verificar los parámetros previamente obtenidos, sin modificarlos, para comprobar si estos logran representar los caudales históricos de manera satisfactoria según la función objetivo definida. Este periodo corresponde a los últimos 15 años (01/01/2006 – 31/12/2019) de la serie de tiempo. Para mejorar el rendimiento del modelo en el periodo de validación, se empleó un periodo de calentamiento de 15 años. Se considera una configuración satisfactoria del modelo cuando los valores de las funciones objetivo están dentro de los rangos establecidos para cada una en ambos periodos de calibración y validación.

#### 4.3.3 Funciones objetivo

Se utilizaron dos funciones objetivo para la calibración del modelo, una para la simulación de los caudales altos y otra para el modelo de caudales bajos. Para la modelación de caudales altos se utilizó la función objetivo RSR (RMSE-observations standard deviation ratio), la cual se define con la siguiente ecuación:

$$RSR = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{s,n} - Q_{o,n})^2}}{\sigma_o} \quad \text{Ecuación (1)}$$

donde  $Q_{s,n}$  y  $Q_{o,n}$  son el caudal simulado y observado en el tiempo  $n$  respectivamente, siendo  $n$  el número de pasos en la serie de tiempo. Esta función objetivo es una estandarización de la función objetivo RMSE (Root Mean Square Error).

Para el modelo enfocado en los caudales bajos se utilizó el coeficiente logarítmico transformado de eficiencia de Nash-Sutcliffe como función objetivo

$$LOG_{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n ((\ln(Q_s + \varepsilon) - \ln(Q_o + \varepsilon)))^2}{\sum_{i=1}^n ((\ln(Q_o + \varepsilon) - \ln(\overline{Q}_o + \varepsilon)))^2} \quad \text{Ecuación (2)}$$

donde  $Q_s$  son los caudales simulados,  $Q_o$  los caudales observados,  $\overline{Q}_o$  es la media de los datos observados y  $\varepsilon$  es un valor pequeño para evitar problemas causados por los caudales iguales a cero. Esta transformación disminuye la influencia de los caudales altos, lo que permite poner énfasis en los caudales bajos.

De manera adicional a los procesos de calibración y validación se utilizó el índice NSE para evaluar el rendimiento promedio de los modelos.

En la Tabla 2 se muestran las categorías de calidad de los modelos y el rango en el que debe estar cada valor. Los modelos bien comportados fueron seleccionados a partir de la categoría de bueno o superior para  $RSR$  y  $LOG_{NSE}$ .

**Tabla 2**

*Calificación de desempeño según función objetivo.*

Calidad del modelo	$RSR$	$LOG_{NSE}$	$NSE$
Excelente	-	$LOG_{NSE} > 0.85$	-
Muy bueno	$0.0 \leq RSR \leq 0.5$	$0.65 < LOG_{NSE} \leq 0.85$	$0.75 < NSE \leq 1$
Bueno	$0.5 < RSR \leq 0.6$	$0.50 < LOG_{NSE} \leq 0.65$	$0.65 < NSE \leq 0.75$
Satisfactorio	$0.6 < RSR \leq 0.7$	$0.20 < LOG_{NSE} \leq 0.50$	$0.50 < NSE \leq 0.65$
Insatisfactorio	$RSR > 0.7$	$LOG_{NSE} \leq 0.20$	$NSE \leq 0.50$

Fuente: Moriasi et al. (2007); Porretta-Brandyk et al. (2011).

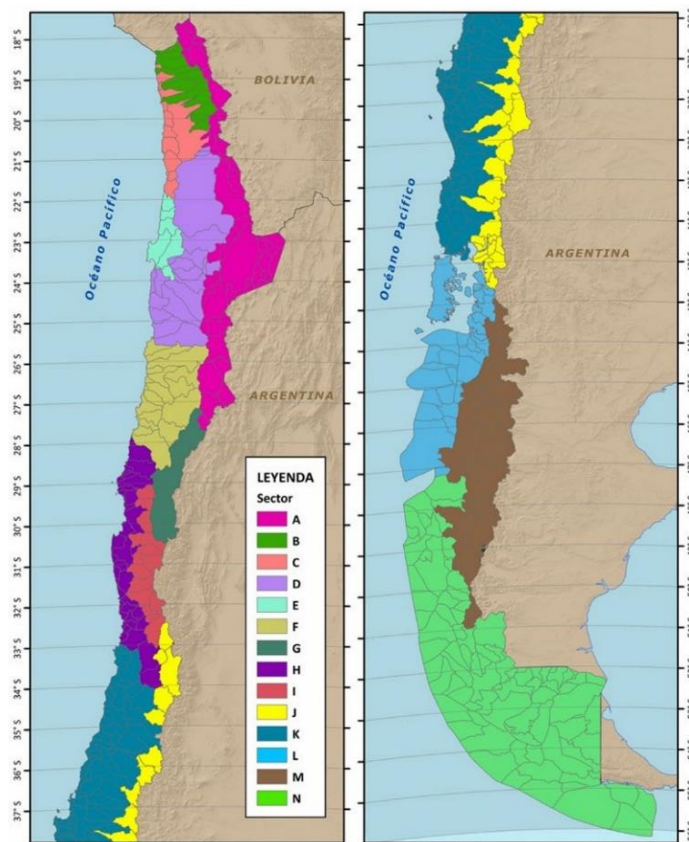
#### 4.3.4 Modelación escenario base y futuro

Una vez calibrado y validado el modelo para representar los caudales máximos y mínimos de la cuenca, se modelaron los caudales del escenario base (E0) utilizando las variables meteorológicas históricas ya mencionadas. En concreto, se ingresaron los datos de entrada de los 30 años y se aplicó el modelo HBV con los parámetros validados.

Por otra parte, para simular escenarios futuros se deben ingresar las variables modificadas de acuerdo con las proyecciones de cambio climático. Esto se llevó a cabo mediante la metodología propuesta por la guía “Criterio de evaluación en el SEIA: Cambio climático en la evaluación ambiental del recurso hídrico”. Este documento presenta las variaciones en la temperatura y las precipitaciones que se deben considerar para la predicción de impactos ambientales sobre los recursos hídricos para el periodo 2035-2065. Estas se basaron en las proyecciones del Atlas de Riesgo Climático y del Balance Hídrico Nacional, considerando el escenario climático RCP8.5 de emisiones de gases de efecto invernadero, dado que este es el más desfavorable. Esta guía indica un aumento uniforme en la temperatura de 1.4°C en todo el territorio nacional continental. Por otro lado, para el cambio en las precipitaciones se presenta una sectorización de las proyecciones utilizando la subcuenca como base y considerando factores como la elevación, la cercanía espacial entre cuencas y la similitud de los percentiles de las variaciones. A continuación, en la Figura 5 se observa la delimitación de cada sector para los que se han determinado distintos valores en cuanto a la variación de la precipitación.

**Figura 5**

*Sectorización de proyecciones de precipitación.*



Fuente: SEA (2023).

De acuerdo con la sectorización propuesta por la guía del SEA, la cuenca del río Andalién se encuentra ubicada en el sector K (color azul petróleo), ya que abarca por completo el área de estudio. El cambio porcentual de la precipitación se encuentra en un intervalo entre -20.1% y -9.5%, siendo estos los percentiles 25 y 75, respectivamente. Para realizar un estudio más detallado y con el fin de determinar los efectos del cambio climático bajo distintas condiciones, se establecieron cinco escenarios (Tabla 3), en los que la precipitación varía entre los percentiles dados y la temperatura se mantiene constante según lo presentado en la guía. Los escenarios 1 y 5 son el más favorable y desfavorable respectivamente, donde todo el periodo se mantiene el porcentaje de menor y mayor variación, mientras que el escenario 3 mantiene el valor medio de estos durante la totalidad del periodo. Por otro lado, los escenarios 2 y 4 presentan variaciones decenales, considerando una disminución progresiva de la precipitación en el segundo escenario y un aumento al mismo ritmo en el cuarto escenario. Esto, con el fin de estudiar la respuesta de la cuenca ante un comportamiento altamente variable de la precipitación y teniendo en cuenta la naturaleza no estacionaria e incierta del clima. Con base en los escenarios establecidos, se modificaron las variables históricas para así modelar los caudales de cada escenario climático para su posterior análisis.

**Tabla 3**

*Escenarios climáticos proyectados.*

Escenario	Variación de precipitación (%)			T (°C)
	Periodo 2035-2044	Periodo 2045-2054	Periodo 2055-2065	
E1	-9.5	-9.5	-9.5	+1.4
E2	-9.5	-14.8	-20.1	+1.4
E3	-14.8	-14.8	-14.8	+1.4
E4	-20.1	-14.8	-9.5	+1.4
E5	-20.1	-20.1	-20.1	+1.4

#### 4.4 Indicadores caudales extremos

Luego de simular los caudales diarios para todos los escenarios, se obtuvieron los indicadores Q(5) y Q(95) de forma anual. Estos corresponden a los caudales que tienen un 5% y 95% de probabilidad de excedencia, representando así a los caudales altos y bajos respectivamente. Para cuantificar la variabilidad de estos caudales, se calculó el cambio porcentual entre cada indicador y su valor correspondiente para el mismo año durante el periodo histórico, en el cual no está considerado el efecto del cambio climático. De este modo, la estimación se calcula de la

siguiente manera:

$$\frac{Q(95)_{n,e} - Q(95)_{n,0}}{Q(95)_{n,0}} \times 100\% \quad \text{Ecuación (3)}$$

donde  $n$  es el año y  $e$  es el escenario climático por evaluar, así, para cada escenario son 30 datos por indicador. De acuerdo con un análisis inicial exploratorio, se comprobó con la prueba de Shapiro-Wilk que los datos no siguen una distribución normal. Por esta razón, para evaluar la variabilidad de cada escenario, se obtuvo la mediana y la mediana de la desviación absoluta (MAD) para cada escenario (Rousseeuw y Croux, 1993).

$$\text{MAD} = \text{mediana}(|X_i - \text{mediana}(X)|) \quad \text{Ecuación (4)}$$

Para el análisis de la variabilidad de cada escenario, se ejecutó en MATLAB la prueba estadística de Kruskal-Wallis sobre las desviaciones absolutas, ingresando la distancia entre cada dato y la mediana de su respectivo grupo. Por último, empleando la prueba post-hoc LSD (Least Significant Difference) de Fisher sobre las transformaciones de rango según lo validado por Conover y Iman (1981), se maximiza la sensibilidad para la detección de las diferencias en la variabilidad entre escenarios.

## 5. Resultados y Discusión

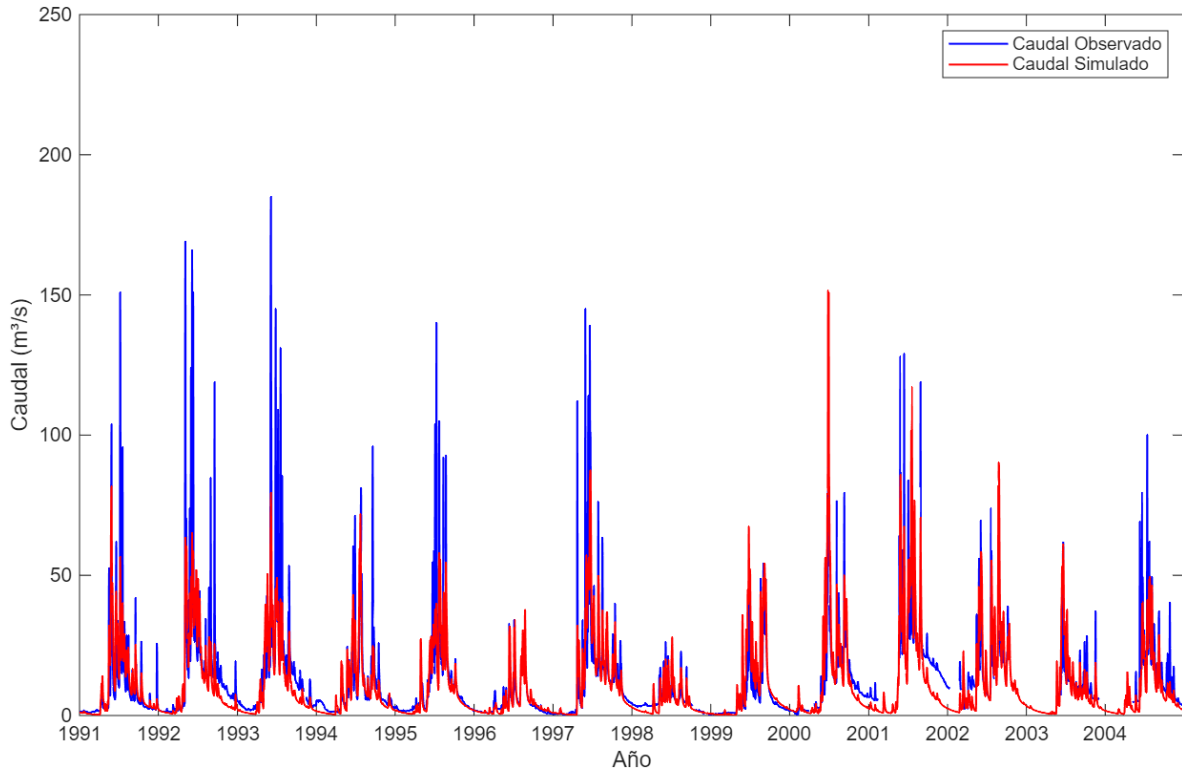
### 5.1 Calibración y validación

#### 5.1.1 Modelo para caudales altos

La Figura 6 presenta los resultados de la calibración del modelo HBV para caudales altos durante el periodo 1991-2004. La calibración dio resultados satisfactorios con valores de NSE=0.69 y de RSR=0.52 siendo categorizado como un buen modelo para la representación de los caudales altos. Adicionalmente, en la figura se aprecia que el modelo tiene una buena representación de los caudales bajos y de la dinámica del hidrograma, puesto que el tiempo de respuesta y el vaciado de la cuenca se encuentra sincronizado entre los caudales observados y los simulados. Sin embargo, previo al año 2000 se observa que los caudales más altos son usualmente subestimados, estancándose alrededor de los 80 m<sup>3</sup>/s cuando el caudal observado supera los 100 m<sup>3</sup>/s.

**Figura 6**

*Caudal observado y simulado en la calibración del modelo de caudales altos.*



En la Tabla 4 se presentan los parámetros óptimos del modelo obtenidos mediante la calibración. El alto valor del parámetro FC (1500 mm), el cual corresponde a la capacidad de campo, indica que la cuenca debe recibir un mayor volumen de agua antes de que se sature el suelo para iniciar la descarga. Este valor, aunque inconsistente con las características de permeabilidad de la cuenca, actúa como amortiguador al subestimar los caudales altos extremos; permitiendo así un buen ajuste en la zona media alta del gráfico (alrededor de los 40 m<sup>3</sup>/s). Por otro lado, como el parámetro  $\beta$  es menor a 1 la curva de generación de escorrentía en la rutina de humedad es cóncava, provocando excedentes en el caudal de manera temprana. Asimismo, los valores de  $k_p$  y  $k_2$  indican respectivamente que la recarga al almacenamiento inferior y el aporte desde este a la escorrentía son de carácter mínimo. Esto evidencia que en el caudal predomina la respuesta rápida y no el caudal base. Los parámetros  $C_{melt}$  y  $Sf$  no son relevantes en esta investigación ya que la cuenca de estudio no presenta influencia nival.

**Tabla 4***Parámetros óptimos del modelo de caudales altos.*

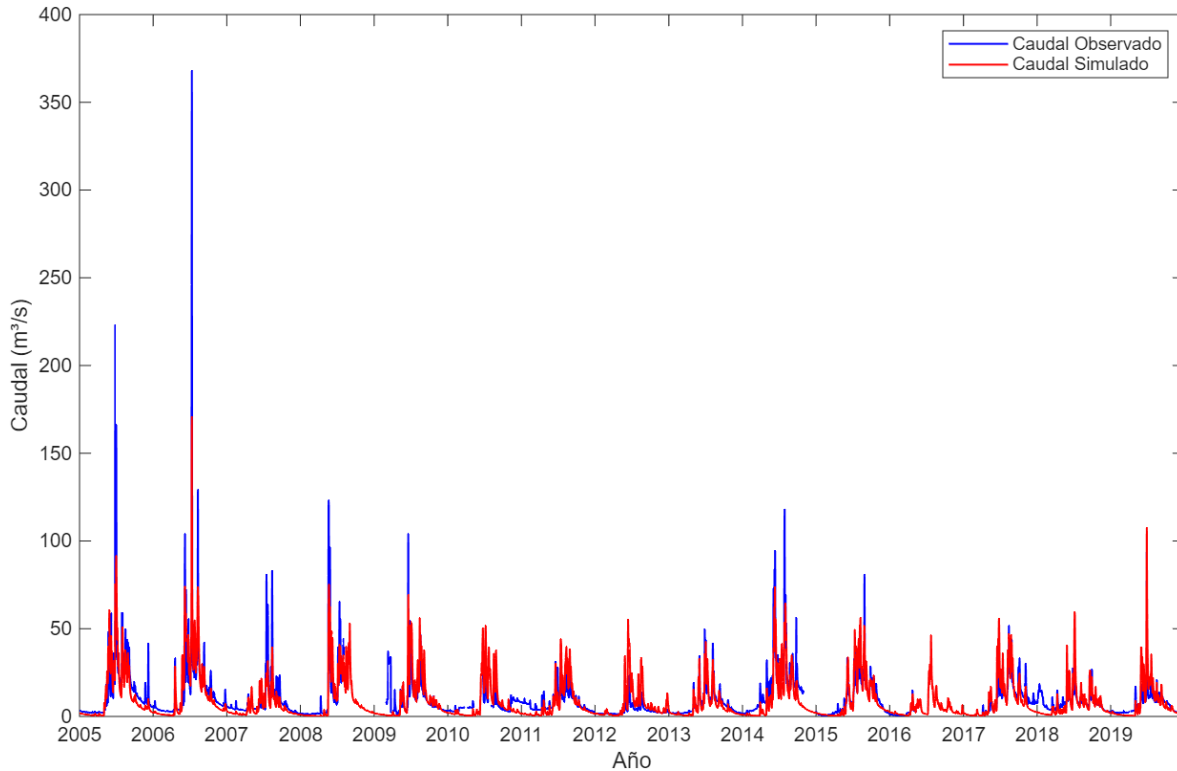
<b>Parámetro</b>	<b>Valor óptimo</b>
$C_{melt} (mm^{\circ}CC^{-1}d^{-1})$	0.53
$Sf$	0.9
FC (mm)	1500
$\beta$	0.531
LP	0.774
C ( $^{\circ}C^{-1}$ )	0.153
L (mm)	53.9
$k_0 (d^{-1})$	0.419
$k_1 (d^{-1})$	0.177
$k_2 (d^{-1})$	0.015
$k_p (d^{-1})$	0.070

En la Figura 7 se observan los caudales observados y simulados durante el periodo de validación 2005-2019 para el modelo de caudales altos. Estos tienen un comportamiento similar al periodo de calibración con un valor NSE=0.70 y RSR=0.52, los que representan un buen modelo. Además, mantiene la buena sincronización en cuanto a la respuesta hidrológica de la cuenca. De igual manera se subestiman los caudales más altos, donde los caudales simulados no sobrepasan los 100 m<sup>3</sup>/s, a pesar de que el caudal observado sí supera este valor en algunos años. Destaca el año 2006 donde la simulación estima un flujo menor al 50% del observado, esto se debe a que ese año ocurrió una crecida donde se produjo el mayor caudal histórico observado en la cuenca. Entre los años 2010 y 2018 se aprecia una disminución sostenida en la magnitud de las crecidas debido a la megasequía, no obstante, se puede apreciar que en esta zona baja del gráfico la simulación presenta un mejor ajuste. Esto demuestra la capacidad que tiene el modelo HBV de adaptarse a las condiciones hidrológicas extremas y características de la cuenca.

El modelo obtenido es satisfactorio y es consistente con lo establecido en la literatura, ya que Martínez et al. (2020) y Pereira et al. (2022) obtuvieron resultados similares. Coincidiendo además con los autores en una mayor dispersión de los caudales altos y la subestimación de estos.

**Figura 7**

*Caudal observado y simulado en la validación del modelo de caudales altos.*

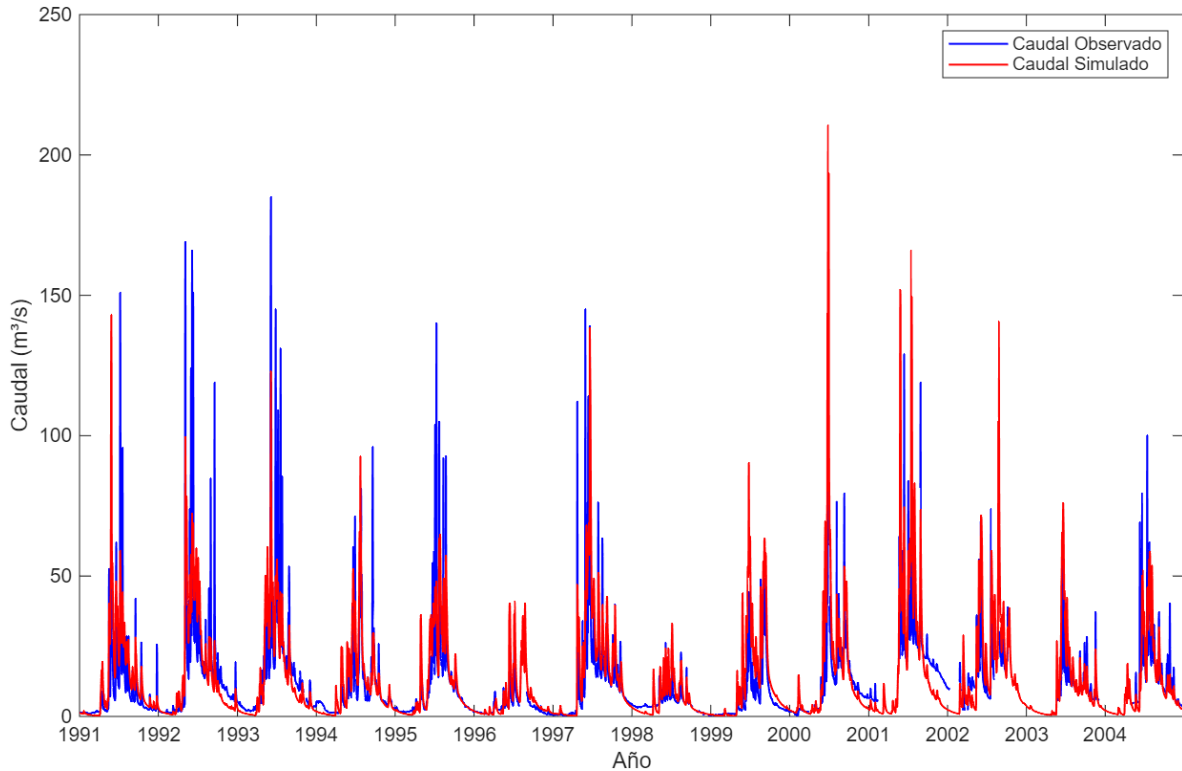


### 5.1.2 Modelo para caudales bajos

En la Figura 8 se observan los caudales observados y simulados para el modelo de caudales bajos en el periodo de calibración 1991-2004. Los índices obtenidos de  $NSE=0.59$  y  $LOG_{NSE}=0.79$  categorizan el modelo como satisfactorio y muy bueno respectivamente, indicando que el modelo logra representar de manera eficiente los caudales bajos. Se aprecia que el modelo prioriza el ajuste en la zona baja del gráfico mientras que el ajuste en la zona alta no es muy bueno, ya que caudales son subestimados previo al año 1999 y posteriormente sobrestimados.

**Figura 8**

*Caudal observado y simulado en la calibración del modelo de caudales bajos.*



La Tabla 5 muestra los parámetros óptimos obtenidos para el modelo de caudales bajos. El parámetro FC resulta ser 65% menor al obtenido para el modelo de caudales altos con un valor de 904 indicando una menor capacidad de humedad del suelo retenida para simular los caudales bajos, es decir, necesita un menor volumen para que el suelo se sature y descargue al módulo de escorrentía. Asimismo, al almacenar una menor cantidad de agua es más sensible a periodos largos de escasas precipitaciones. Resulta un valor acorde a las características física de la cuenca, representando así la alta impermeabilidad del suelo incapaz de retener grandes volúmenes de agua.

Además, la leve disminución del parámetro  $\beta$  refleja que se provocan excedentes de manera temprana, junto a la disminución del parámetro de percolación ( $k_p$ ) y el sutil aumento de la descarga rápida ( $k_0$ ) plasman como el agua escurre rápidamente hacia el cauce sin permitir su infiltración debido a la impermeabilidad de la cuenca.

**Tabla 5***Parámetros óptimos del modelo de caudales bajos.*

<b>Parámetro</b>	<b>Valor óptimo</b>
$C_{melt} (mm^{\circ}CC^{-1}d^{-1})$	3.85
$Sf$	0.89
FC (mm)	904
$\beta$	0.432
LP	0.679
C ( $^{\circ}C^{-1}$ )	0.154
L (mm)	53.7
$k_0 (d^{-1})$	0.450
$k_1 (d^{-1})$	0.145
$k_2 (d^{-1})$	0.018
$k_p (d^{-1})$	0.064

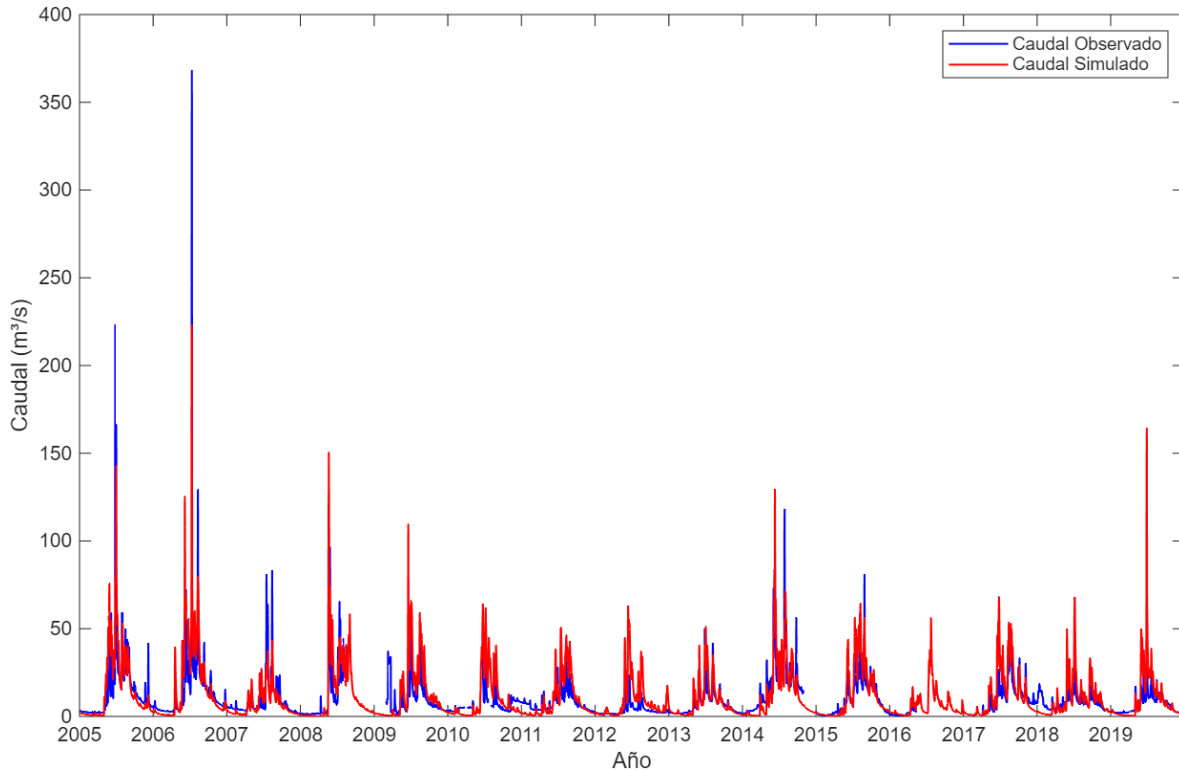
Los cambios visibles en la representación de los caudales altos, los índices y los parámetros entre modelos justifican la decisión de trabajar con dos modelos, ya que un único modelo al intentar modelar ambos caudales extremos habría desestimado el comportamiento de estos para obtener un mejor rendimiento promedio.

La Figura 9 muestra los caudales observados y simulados durante el periodo de validación 2005-2019. Con las funciones objetivo resultando en  $NSE=0.59$  y  $LOG_{NSE}=0.51$  el modelo es categorizado como satisfactorio de manera general y como bueno para la representación de caudales bajos. Sin embargo, su calidad disminuye significativamente en comparación con el periodo de calibración con un índice  $LOG_{NSE}$  35% inferior. El periodo de calentamiento de 15 años, en vez del periodo de calentamiento estándar de 1 año, logró mejorar el índice de rendimiento de  $LOG_{NSE}=0.43$  (satisfactorio) a  $LOG_{NSE}=0.51$  (bueno). El rendimiento del modelo, representado por la diferencia en la función objetivo, es evidencia de que los caudales mínimos presentan una mayor variabilidad durante el periodo de estudio.

Adicionalmente, se observa que se ajusta de manera correcta a la parte baja y media del hidrograma, mientras que sobrestima de manera puntual ciertos eventos de caudal alto, como en el año 2008 y 2019. Esto demuestra que por su limitada capacidad de campo es un modelo más sensible al responder rápidamente a la precipitación.

**Figura 9**

*Caudal observado y simulado en la validación del modelo de caudales bajos.*



Al igual que el anterior, el modelo para caudales bajos resulta satisfactorio y coincide con hallazgos de estudios anteriores. Raddatz Delgado (2011) registra una disminución del 29% en el índice  $LOG_{NSE}$  entre el periodo de calibración y validación categorizando igualmente los modelos como muy bueno y bueno en cada proceso, mientras que el valor de NSE permanece en la categoría de un buen modelo. Además, se registra igualmente la baja precisión con la que simula los caudales altos.

## **5.2 Indicadores de caudales extremos**

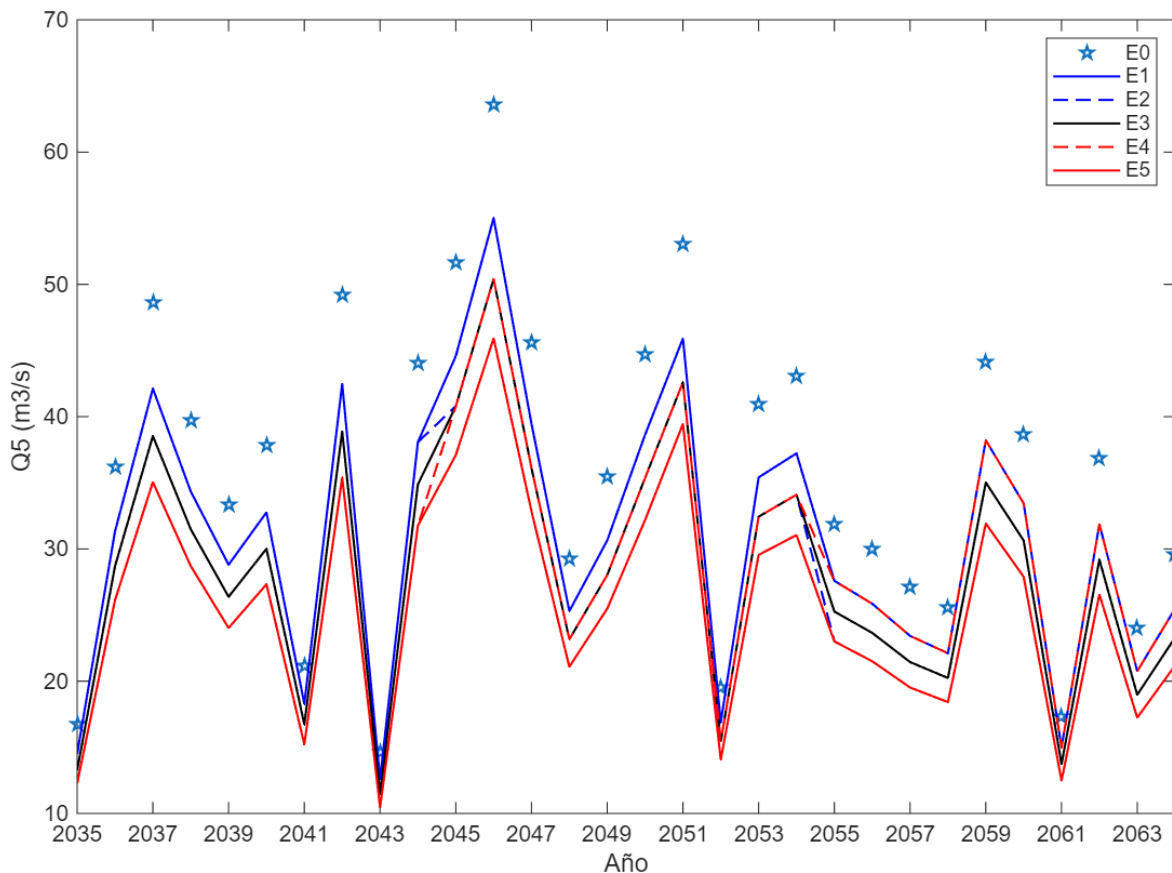
En la Figura 10 se muestran los índices  $Q(5)$  anuales obtenidos para cada escenario climático en el periodo de estudio, indicador utilizado para representar el comportamiento de los caudales altos. Los índices del escenario base (E0) se encuentran entre los 10 y 70  $m^3/s$  con una visible variabilidad interanual. La disminución de los índices con respecto al escenario base es evidente puesto que sólo se consideró una temperatura proyectada mayor y una disminución de las precipitaciones en cada escenario. Asimismo, se observan mayores diferencias cuando los valores de  $Q(5)$  en el escenario base son más elevados. Lo anterior se explica porque en años húmedos cuando la saturación del suelo ya es alta, una disminución de la precipitación puede

provocar que esta no sea suficiente para activar la descarga rápida. En cambio, en años secos muchas veces esta no se activa, por lo que una menor precipitación no genera cambios relevantes.

Los escenarios estáticos E1, E3 y E5 que consideran una disminución sostenida de la precipitación mantienen en todo momento trayectorias similares, donde cada escenario más pesimista se desplaza hacia abajo en el gráfico. Por otro lado, los escenarios E2 y E4 (que consideran cambios en la precipitación cada década) se solapan con el resto cuando el porcentaje de disminución de la precipitación coincide. Se aprecia el cambio en los años 2045 y 2055 donde la línea punteada muestra como el índice se iguala a otro escenario inmediatamente al año siguiente.

**Figura 10**

*Índice Q(5) anual por escenario.*

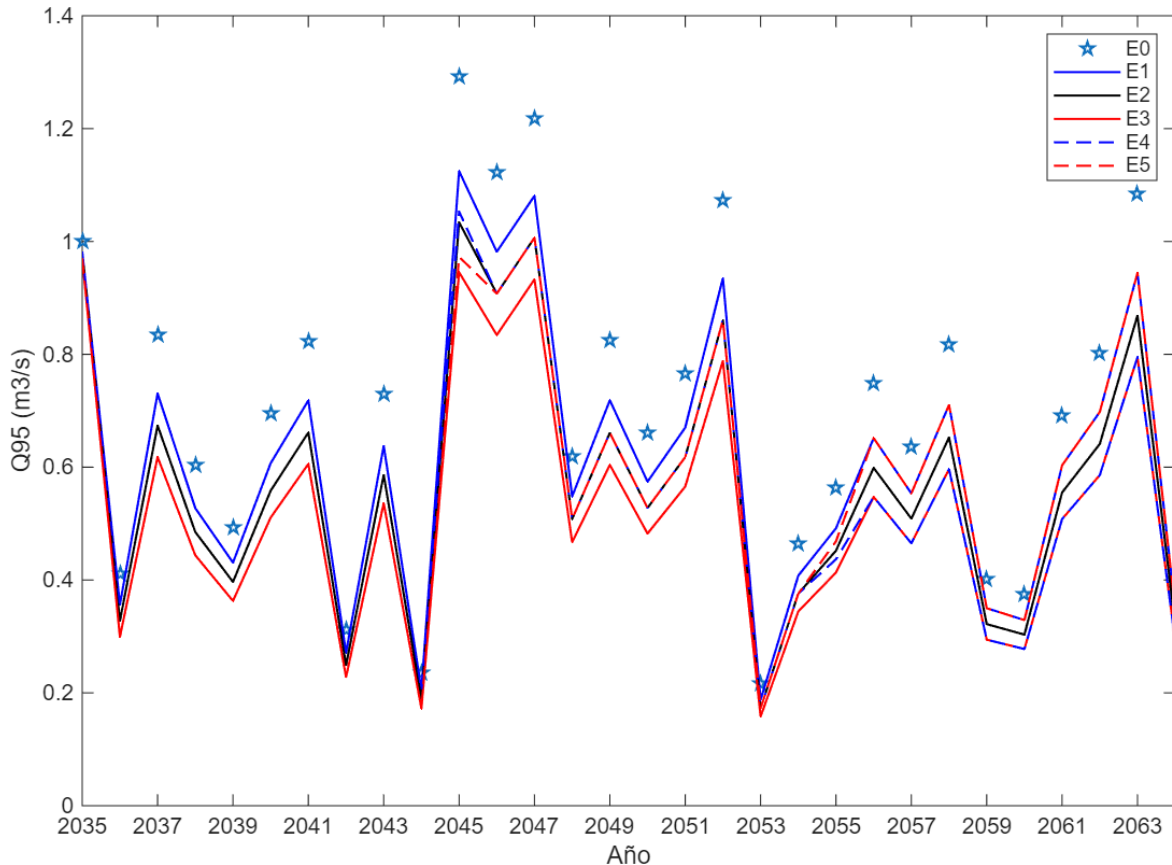


La Figura 11 muestra el índice Q(95) para cada año en los escenarios simulados, estos representan los caudales mínimos y se encuentran alrededor de los 0.2 y 1.4 m<sup>3</sup>/s . Al igual que

los caudales altos en los años más secos hay una menor diferencia entre los escenarios estimados y el escenario base.

**Figura 11**

*Índice Q(95) anual por escenario.*



Este índice igualmente se reduce cada año y a medida que cada escenario (E1, E3 y E5) se vuelve más pesimista. Para los escenarios E2 y E4 se observa cómo coinciden con el resto de los escenarios cuando se estima una disminución igual de la precipitación. Sin embargo, en los años 2045 y 2055 cuando se modifican las condiciones, el indicador no coincide de manera precisa con el escenario correspondiente, sino que lo hace al año siguiente.

Este comportamiento evidencia que, a pesar de la baja permeabilidad de la cuenca, los caudales mínimos dependen también de las condiciones de humedad previas, reforzando la idea de que la variabilidad de los caudales mínimos es más compleja ante escenarios climáticos inconsistentes. Esto igual explica la similitud entre los indicadores del primer año de simulación. Mientras que los caudales máximos son dependientes mayormente de la precipitación efectiva y

tormentas puntuales, siendo indiferentes a la humedad acumulada previamente.

Los resultados son consistentes con el estudio realizado por Osorio Álvarez (2022), donde se observa un comportamiento generalizado a la baja en la magnitud de los caudales extremos en cuencas pluviales ubicadas en la zona centro-sur. Además, coinciden con lo descrito por Raddatz Delgado (2011) y Gonzalez et al. (2024). No obstante, este último estudio basado en modelos de circulación general indica que a pesar de las disminuciones promedio del caudal, los eventos de caudales altos extremos tendrán una mayor frecuencia y magnitud debido a la variabilidad en los patrones de temperatura y precipitación considerados.

### **5.3 Análisis de variabilidad**

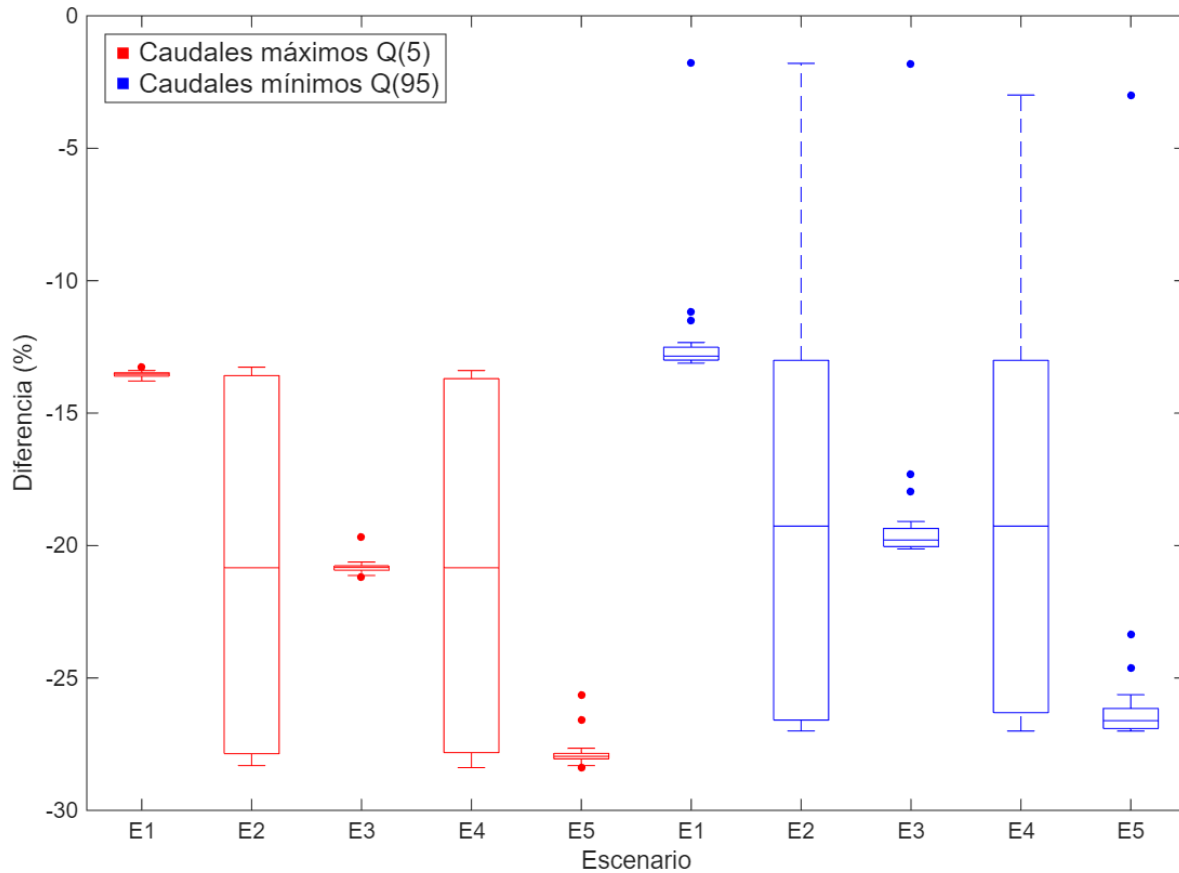
En la Figura 12 se presenta un gráfico de boxplot con las diferencias porcentuales obtenidas entre el año histórico y el proyectado de los índices Q(5) en color rojo y Q(95) en color azul para cada escenario.

Al igual que en la Figura 10 y Figura 11 se ve que para los escenarios E1, E3 y E5 a medida que estos consideran una mayor disminución de las precipitaciones disminuyen en mayor medida ambos indicadores de manera predecible. Por otro lado, los escenarios E2 y E4 muestran una dispersión mucho más amplia, aunque presenten una mediana similar al escenario E3, evidenciando la variabilidad de los indicadores ante las condiciones dinámicas de la precipitación. Se observa además que el escenario E2 presenta una dispersión sutilmente mayor, lo que sugiere una mayor variabilidad cuando la cuenca transita desde un estado húmedo a uno más seco.

Para un mismo escenario, la mediana de los caudales mínimos y la mediana de los caudales máximos es similar, con diferencias inferiores al 5%. Sin embargo, es visualmente notorio que los caudales mínimos muestran una mayor dispersión que los caudales máximos en cada escenario, lo que sugiere una mayor sensibilidad frente a la disminución de la precipitación. En particular, en los escenarios E2 y E4 que presentan la mayor variabilidad, se aprecia que para los caudales mínimos el gráfico abarca desde casi 0% hasta -27% a diferencia de los caudales máximos que se extienden entre los -13% y -28%.

**Figura 12**

*Boxplot diferencia porcentual de caudales mínimos y máximos por escenario.*



En la Tabla 6 se presenta el valor de la desviación absoluta de la mediana (MAD) y los resultados de la prueba LSD de Fisher utilizado para la cuantificación y comparación estadística de la variabilidad de cada escenario.

El MAD indica que los caudales mínimos presentan una mayor variabilidad que los caudales máximos en las mismas condiciones para los escenarios E1, E3 y E5, con un valor de 2 a 3 veces mayor. Por el contrario, en los escenarios E2 y E4 el valor de los caudales mínimos es alrededor del 10% menor que para los caudales máximos. Esto último se debe a que los caudales máximos reaccionan de forma inmediata a los cambios de precipitación por la respuesta rápida de generación de escorrentía, mientras que los caudales mínimos dependen de las condiciones previas de humedad, resultando en un valor intermedio más cercano a la mediana cuando se ve un cambio en las condiciones de precipitación, provocando una menor dispersión total. Esto implica que la gestión de los recursos hídricos se vuelve más compleja ante la incertidumbre del comportamiento de los caudales bajos.

Se presenta además un mayor cambio en las variaciones entre escenarios de los caudales mínimos. Para los escenarios estáticos la variabilidad aumenta cuando el escenario considera menores precipitaciones y se reducen los índices. Este incremento en los caudales mínimos es del 47% desde E1 a E3 y luego del 20% a E5, mientras que para los caudales máximos fue de 29% y 11%.

Por otro lado, para los escenarios dinámicos E2 y E4 se respalda numéricamente que la variabilidad del escenario E4 es levemente menor al E2 siendo alrededor de un 1% menor en los caudales máximos y un 3.5% menor en los caudales mínimos. Esto sugiere que la cuenca presenta una mayor variabilidad para ambos regímenes hídricos ante un escenario climático de secamiento progresivo que una recuperación gradual.

**Tabla 6**

*Desviación mediana absoluta y LSD de cada escenario.*

Escenario	Caudales máximos					Caudales mínimos				
	E1	E2	E3	E4	E5	E1	E2	E3	E4	E5
MAD	0.07	7.12	0.09	7.04	0.10	0.17	6.51	0.25	6.28	0.30
LSD	A	D	AB	D	ABC	BC	D	C	D	C

Nota: En LSD letras distintas indican diferencias significativas en la variabilidad de los escenarios.

Los resultados de la prueba estadística agrupan por letras los escenarios que tienen diferencias significativas entre sí con respecto a su variabilidad. Para los escenarios estáticos indican que no existe una diferencia significativa entre estos al comparar dentro de los caudales máximos o de los mínimos, donde los primeros comparten la letra A y estos últimos la letra C. A pesar del aumento observado en el MAD para los escenarios más pesimistas en ambos caudales extremos, este no es un cambio significativo.

Al comparar los escenarios estáticos se aprecian diferencias significativas entre los caudales mínimos y máximos para E1 y E3, evidenciando que ante iguales condiciones climáticas los índices de caudales mínimos presentan una variabilidad significativamente mayor. Mientras que el escenario E5, a pesar de que el valor MAD es 3 veces mayor, debido a la gran dispersión del conjunto de datos no considera diferencias significativas en la variabilidad entre ambos caudales. Esto demuestra que para condiciones sostenidas de disminución extrema de precipitaciones los índices de caudales mínimos y máximos presentan un comportamiento similar en su variabilidad en relación con el resto de los escenarios.

En cuanto a la variabilidad de los escenarios E2 y E4 estos no muestran diferencias significativas entre sí ni para un mismo índice ni entre estos. Como la dispersión en estos escenarios es de carácter masivo en comparación con el resto, la estadística omite sus sutiles diferencias y considera que poseen una variabilidad significativamente equivalente al agruparlos bajo la letra D a ambos para caudales mínimos y máximos.

## **6. Conclusiones**

Ambos modelos resultaron capaces de representar los correspondientes caudales extremos de la cuenca de manera satisfactoria en el periodo seleccionado obteniendo índices y comportamientos que coinciden con lo observado en la literatura. El modelo de caudales altos presentó un valor de capacidad de campo alto (FC=1500 mm), lo que indica que prioriza el ajuste de los caudales medios altos; por el contrario, el modelo de caudales bajos logra representar estos al reducir el parámetro FC a 904 mm, evidenciando la baja permeabilidad de la cuenca. En base a esto se puede mencionar que el uso de modelos especializados resulta ser una metodología eficaz para la modelación hidrológica de eventos extremos.

Los índices Q(5) y Q(95) presentan una reducción sistemática bajo todos los escenarios proyectados. Se determinó que en condiciones climáticas dinámicas (E2 y E4) los caudales bajos presentan una mayor dependencia a las condiciones de humedad previas en la cuenca, mientras que los caudales máximos son dependientes mayormente de la precipitación efectiva. Asimismo, por esto es por lo que se observa una mayor diferencia de los índices en años húmedos, donde la disminución de la precipitación afecta directamente en la activación de la descarga rápida.

Ante escenarios que consideran cambios sostenidos en la presentación (E1, E3 y E5) se observa un aumento en la variabilidad a medida que cada escenario disminuye las precipitaciones. Por otro lado, al comparar entre los caudales extremos estos escenarios se comprobó la veracidad de la hipótesis al encontrar que los caudales mínimos presentan una mayor dispersión que los caudales máximos, siendo esta de 2 a 3 veces superior según el MAD. Esta inestabilidad se atribuye a la geología plutónica de la cuenca que provoca una baja capacidad de infiltración y regulación del suelo, que al no tener un amortiguador natural causa que la gestión de los caudales de estiaje sea más compleja que los caudales de crecida.

Los escenarios dinámicos, aunque con medianas similares al escenario E3, presentan una variabilidad de tal magnitud que los agrupa bajo la misma categoría de significancia (Grupo D).

Esto oculta las diferencias halladas entre los escenarios, donde se ve una mayor dispersión ante un escenario de secamiento progresivo (E2) para ambos regímenes. Además, ignora la diferencia entre los índices de caudales mínimos y máximos donde este último resultó ser un 10% mayor debido a la respuesta inmediata de la cuenca ante el cambio de precipitación por década, demostrando que ante escenarios dinámicos la hipótesis se rechaza. De esta manera se concluye que los escenarios dinámicos implican una gestión más intrincada de los recursos hídricos por la incertidumbre de su comportamiento, sugiriendo que la variabilidad climática es un factor más determinante que las propiedades de la cuenca.

## **7. Contribución a los ODS**

Esta investigación se alinea con el **ODS 6: Agua limpia y saneamiento**, específicamente con la meta 6.5, que promueve la gestión integrada de los recursos hídricos. Al proyectar la disponibilidad de caudales futuros, el estudio proporciona una base técnica para la planificación y el manejo sostenible del recurso, facilitando la cooperación intersectorial y la toma de decisiones informadas a escala de cuenca. Asimismo, el trabajo contribuye al **ODS 13: Acción por el clima**, en particular a la meta 13.1 orientada a fortalecer la resiliencia y la capacidad de adaptación a los riesgos relacionados con el clima. La caracterización de la dinámica de caudales extremos bajo escenarios climáticos proyectados permite cuantificar riesgos potenciales, insumo fundamental para el diseño de políticas públicas y planes de gestión de desastres naturales de origen hidrometeorológico.

## 8. Referencias

- [WMO], W. M. O. (2017). *WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals* (Vol. WMO-No. 1203). WMO.
- Aghakouchak, A., & Habib, E. (2010). Application of a Conceptual Hydrologic Model in Teaching Hydrologic Processes. *International Journal of Engineering Education*, 26, 963-973.
- Alvarez-Garreton, C., Boisier, J. P., Blanco, G., Billi, M., Nicolas-Artero, C., Maillet, A., Aldunce, P., Urrutia-Jalabert, R., Zambrano-Bigiarini, M., Guevara, G., Galleguillos, M., Muñoz, A., Christie, D., Marinao, R., & Garreaud, R. (2023). *Seguridad Hídrica en Chile: Caracterización y Perspectivas de Futuro. Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia CR2 (ANID/FONDAP/1522A0001)*. [www.cr2.cl/seguridadhidrica](http://www.cr2.cl/seguridadhidrica)
- Alvarez-Garreton, C., Boisier, J. P., Garreaud, R., Seibert, J., & Vis, M. (2021). Progressive water deficits during multiyear droughts in basins with long hydrological memory in Chile. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25(1), 429-446. <https://doi.org/10.5194/hess-25-429-2021>
- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., & Ayala, A. (2018a). *The CAMELS-CL dataset - links to files* (PANGAEA). <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.894885>
- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., & Ayala, A. (2018b). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817-5846. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>
- Álvez, A., Espinosa, P., Castillo, R., Iglesias, K., & Bañales-Seguel, C. (2022). An Urgent Dialogue between Urban Design and Regulatory Framework for Urban Rivers: The Case of the Andalién River in Chile. *Water*, 14(21). <https://doi.org/10.3390/w14213444>
- Asadieh, B., & Krakauer, N. Y. (2017). Global change in streamflow extremes under climate change over the 21st century. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21(11), 5863-5874. <https://doi.org/10.5194/hess-21-5863-2017>
- Bergström, S. (1972). Utvechling och tillämpning av en digital avrinningsmodell (Development and application of a digital runoff model, in Swedish), SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). *Notiser och preliminära rapporter., Serie Hydrologi 22*.
- Bouadila, A., Tzoraki, O., & Benaabidate, L. (2020). Hydrological modeling of three rivers under Mediterranean climate in Chile, Greece, and Morocco: study of high flow trends by indicator calculation. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(20).

- <https://doi.org/10.1007/s12517-020-06013-2>
- Castillo, E. (2008). Geomorfología de la cuenca del río Andalién, Chile. *Revista Geográfica*, 97-116. <https://doi.org/10.2307/40996764>
- Chagas, V. B. P., Chaffe, P. L. B., & Blöschl, G. (2024). Regional Low Flow Hydrology: Model Development and Evaluation. *Water Resources Research*, 60(2), e2023WR035063. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2023WR035063>
- Conover, W., & Iman, R. (1981). Rank Transformations as a Bridge Between Parametric and Nonparametric Statistics : Rejoinder. *American Statistician - AMER STATIST*, 35, 124-129. <https://doi.org/10.1080/00031305.1981.10479327>
- Demirel, M. C., Booij, M. J., & Hoekstra, A. Y. (2013). Impacts of climate change on the seasonality of low flows in 134 catchments in the River Rhine basin using an ensemble of bias-corrected regional climate simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(10), 4241-4257. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4241-2013>
- Escenarios Hídricos 2030. (2018). *Radiografía del Agua: Brecha y Riesgo Hídrico en Chile*. Fundación Chile.
- Garreaud, R. (2011). Cambio climático: bases físicas e impactos en Chile. *Tierra Adentro (INIA)*, No. 93.
- Garreaud, R., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 6307-6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Gonzalez, A., Alcayaga, H., Escanilla-Minchel, R., Aguayo, M., Aguayo, M., & Orellana, C. (2024). Evaluation of the effects of climatic variabilities on future hydrological scenarios: application to a coastal basin in Central Chile. *Hydrology Research*, 55. <https://doi.org/10.2166/nh.2024.069>
- IPCC. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- IPCC. (2018). Anexo I: Glosario. En J. B. R. Matthews (Ed.), *Calentamiento global de 1,5 °C, Informe especial del IPCC sobre los impactos del calentamiento global de 1,5 °C con respecto a los niveles preindustriales y las trayectorias correspondientes que deberían seguir las emisiones mundiales de gases de efecto invernadero, en el contexto del reforzamiento de la respuesta mundial a la amenaza del cambio climático, el desarrollo sostenible y los esfuerzos por erradicar la pobreza*. IPCC.

- IPCC. (2023). Summary for Policymakers. En H. Lee & J. Romero (Eds.), *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1-34). IPCC. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001>
- Kim, K. B., Kwon, H.-H., & Han, D. (2018). Exploration of warm-up period in conceptual hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 556, 194-210. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.015>
- Martinez, R., Aguayo, M., Stehr, A., Sauvage, S., Echeverria, C., & Sánchez Pérez, J. (2020). Effect of Land Use/Cover Change on the Hydrological Response of a Southern Center Basin of Chile. *Water*, 12, 302. <https://doi.org/10.3390/w12010302>
- Maskey, S. (2022). *Catchment Hydrological Modelling: The Science and Art*. <https://doi.org/10.1016/C2018-0-03853-0>
- MOP. (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad - Cuenca del río Andalién*.
- Moriasi, D., Arnold, J., Van Liew, M., Bingner, R., Harmel, R. D., & Veith, T. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Osorio Álvarez, D. A. (2022). *Estudio de tendencias de caudales extremos en cuencas en régimen natural*. Universidad de Chile. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/192417>
- Parra, V., Aguilera-Fuentes, P., & Muñoz, E. (2017, 10). *Comparación De Procesos Hidrológicos a Diferente Escala Temporal*
- Parra, V., Fuentes-Aguilera, P., & Muñoz, E. (2018). Identifying advantages and drawbacks of two hydrological models based on a sensitivity analysis: a study in two Chilean watersheds. *Hydrological Sciences Journal*, 63(12), 1831-1843. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1538593>
- Pereira, C., Escanilla-Minchel, R., González, A., Alcayaga, H., Aguayo, M., Arias, M., & Flores, A. (2022). Assessment of Future Land Use/Land Cover Scenarios on the Hydrology of a Coastal Basin in South-Central Chile. *Sustainability*, 14, 16363. <https://doi.org/10.3390/su142416363>
- Porretta-Brandyk, L., Chormański, J., Brandyk, A., & Okruszko, T. (2011). Automatic Calibration of the WetSpa Distributed Hydrological Model for Small Lowland Catchments. En D. Świątek & T. Okruszko (Eds.), *Modelling of Hydrological Processes in the Narew Catchment* (pp. 43-62). Springer Berlin Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-19059-9\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-19059-9_3)

- Raddatz Delgado, D. A. (2011). *Efecto del cambio climático en la seguridad hidrológica de obras hidráulicas. Análisis en cuencas pluviales de la Zona Central de Chile para el Escenario A2*. Universidad de Chile. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/104230>
- Rojas, O. (2015). *Cambios ambientales y dinámica de inundaciones fluviales en una cuenca costera del centro sur de Chile*. Universidad de Concepción. <https://repositorio.udec.cl/handle/11594/1773>
- Rojas, O., Latorre, T., Pacheco, F., Araya, M., & Lopez, J. J. (2019). *Inundaciones fluviales en cuencas costeras mediterráneas de Chile: recurrencia, factores físicos y efectos hidrogeomorfológicos de su gestión*.
- Rousseeuw, P., & Croux, C. (1993). Alternatives to Median Absolute Deviation. *Journal of the American Statistical Association*, 88, 1273 - 1283. <https://doi.org/10.1080/01621459.1993.10476408>
- SEA. (2023). Criterio de evaluación en el SEIA: Cambio climático en la evaluación ambiental del recurso hídrico.
- Şorman, A. A., Şensoy, A., Tekeli, A. E., Şorman, A. Ü., & Akyürek, Z. (2009). Modelling and forecasting snowmelt runoff process using the HBV model in the eastern part of Turkey. *Hydrological Processes*, 23(7), 1031-1040. <https://doi.org/10.1002/hyp.7204>
- Travisany Rodríguez, O. S., & Méndez Rivas, R. (2022). Aplicación de modelos hidrológicos. *Revista Ciencia y Tecnología El Higo*, 12(2), 59-80. <https://doi.org/10.5377/elhigo.v12i2.15228>
- Wałęga, A., Radecki-Pawlik, A., Cupak, A., Hathaway, J., & Pukowiec, M. (2019). Influence of Changes of Catchment Permeability and Frequency of Rainfall on Critical Storm Duration in an Urbanized Catchment—A Case Study, Cracow, Poland. *Water*, 11(12), 2557. <https://www.mdpi.com/2073-4441/11/12/2557>