



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

**Impacto conjunto de la variabilidad climática y la influencia
humana en la modificación de las características de las
sequías hidrológicas durante el último siglo en la cuenca del
río Atuel, Mendoza.**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Juan Ignacio Caragunis

Director de tesis: Dr. Juan A. Rivera

Codirectora de tesis: Dra. Carla N. Gulizia

Consejera de estudios: Dra. Inés A. Camilloni

Lugar de trabajo: CIMA (FCEyN - UBA)

Fecha de Presentación: 20/12/2024, Buenos Aires

Agradecimientos

A mi familia que siempre me apoyó incondicionalmente por las decisiones tomadas en mi vida.

A mis amigos, que están siempre en las buenas y en las malas, que hicieron que este recorrido sea inolvidable, con juntadas, charlas, risas, y hasta los festejos de cumpleaños por Zoom en la pandemia.

A mis directores Juan y Carla, por brindarme sus consejos, sus conocimientos, enseñarme a tener un pensamiento crítico de la ciencia y brindarme una oportunidad para transitar este camino.

A Olga por ser mi directora de beca y brindar un lugar de trabajo y la computadora para poder realizar las tareas de investigación.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por brindarme una beca de formación para llevar a cabo este estudio.

Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, en particular a los docentes, investigadores, compañeros de oficina, por darme una mano con cualquier inquietud y por compartir tantos almuerzos y charlas en oficinas, y en particular al Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera por brindarme un espacio de trabajo.

A la Universidad de Buenos Aires por brindarme una educación pública y de calidad.

Al Sistema Nacional de Información Hídrica por la provisión de datos para llevar a cabo este trabajo.

Impacto conjunto de la variabilidad climática y la influencia humana en la modificación de las características de las sequías hidrológicas durante el último siglo en la cuenca del río Atuel, Mendoza

Resumen

La sequía hidrológica en la Cuenca del Río Atuel está vinculada a la variabilidad climática y al uso intensivo del agua, afectando el régimen de caudales. Este estudio utilizó métodos de umbrales fijos y variables, y el Índice de Caudal Estandarizado (ICE3) para identificar y caracterizar las sequías. Los umbrales fijos destacaron la estacionalidad invernal de días secos y los métodos variables e ICE3 permitieron analizar parámetros como duración, frecuencia y déficits volumétricos, mostrando eventos extremos en las décadas de 1930, 1960/1970, 1990, 2010. La variabilidad climática reveló patrones atmosféricos y oceánicos asociados a anomalías en la temperatura superficial del mar del Pacífico tropical, dipolos de altura geopotencial y reducción del transporte de humedad. La intensificación de sequías responde al desplazamiento de estos patrones y variabilidades interanuales y multidecadales. La comparación río arriba-río abajo evidenció que el manejo del agua reduce los caudales río abajo, aumentando la duración y severidad de las sequías. Mediante caudales simulados del Global Flood Awareness System, corregidos por sobreestimación, se demostró que el uso del agua agrava las sequías respecto a la variabilidad climática, incrementando su duración y déficits.

Palabras clave: *sequías hidrológicas, variabilidad climática, uso del agua, caudal simulado, cuenca del río Atuel*

Joint impact of climate variability and human influence in the modification of the hydrological drought characteristics during the last century in the Atuel River Basin, Mendoza.

Abstract

Hydrological drought in the Atuel River Basin is influenced by climate variability and intensive water use, which impact the streamflow regime. This study applied fixed and variable threshold methods, and the Standardized Streamflow Index (SSI3) to identify and characterize droughts. Fixed thresholds highlighted the winter seasonality of dry days, while variable methods and SSI3 enabled the analysis of parameters such as duration, frequency, and volumetric deficits, revealing more extreme events during the 1930s, 1960s–1970s, 1990s, 2010s. Climate variability exposed atmospheric and oceanic patterns associated with hydrological droughts, including anomalies in tropical Pacific sea surface temperatures, geopotential height dipoles, and reduced moisture transport. The recent intensification of droughts is linked to shifts in these patterns and multidecadal trends such as the Southern Annular Mode. An upstream-downstream comparison revealed that water management reduces downstream streamflows, increasing the duration and severity of droughts. Using simulated discharges derived from the Global Flood Awareness System, and adjusted for overestimation, it was demonstrated that water use exacerbates hydrological droughts beyond the impacts of climate variability, prolonging their duration and intensifying deficits.

Keywords: *hydrological droughts, climate variability, water use, simulated streamflow, Atuel river basin*

Índice

Resumen.....	3
Abstract.....	4
1. Introducción.....	10
1.1. Caracterización del fenómeno de sequía hidrológica.....	10
1.2. Antecedentes en Argentina.....	14
1.2.1. Rol de la variabilidad climática.....	15
1.2.2. Rol de las actividades humanas.....	17
1.3. Importancia y aporte regional.....	19
1.4. Objetivos.....	22
1.5. Estructura de la tesis.....	23
Referencias.....	23
2. Datos y área de estudio.....	40
2.1. Cuenca del río Atuel.....	40
2.2. Características climáticas.....	42
2.3. Manejo del agua en la cuenca.....	44
2.4. Características hidrológicas.....	45
2.5. Datos.....	46
2.5.1. Observaciones.....	47
i. Caudales.....	47
ii. Temperatura superficial del mar.....	48
iii. Temperatura superficial continental y precipitación.....	48

2.5.1.1. <i>Datos faltantes</i>	49
2.5.1.2. <i>Ánalisis de homogeneidad de las series de caudales</i> ...	50
2.5.2. <i>Reanálisis</i>	59
2.5.3. <i>Simulaciones GloFAS</i>	62
Referencias.....	63
3. Identificación de eventos de sequía hidrológica en la cuenca del río Atuel.....	72
3.1. <i>Introducción</i>	72
3.2. <i>Metodología</i>	73
3.2.1. <i>Métodos de nivel umbral</i>	73
3.2.2. <i>Índice de Caudal Estandarizado (ICE)</i>	77
3.3. <i>Resultados</i>	80
3.3.1. <i>Identificación de eventos de sequía hidrológica mediante el método de nivel umbral fijo</i>	80
3.3.2. <i>Identificación de eventos de sequía hidrológica mediante el método de umbral variable</i>	85
3.3.3. <i>Identificación de eventos de sequía hidrológica en base al ICE3</i>	90
3.4. <i>Discusión</i>	94
3.5. <i>Conclusiones</i>	96
Referencias.....	97
4. Forzantes asociados a la ocurrencia de sequías hidrológicas en la cuenca del río Atuel.....	104
4.1. <i>Introducción</i>	104
4.2. <i>Metodologías</i>	105

4.2.1 Composiciones de variables atmosféricas y oceánicas.....	105
4.2.2. Descomposición de series temporales.....	106
4.2.3. Selección de indicadores climáticos.....	107
4.3. Resultados.....	108
4.3.1. Forzantes atmosféricos y oceánicos que promueven el desarrollo de eventos de sequía hidrológica.....	108
4.3.1.1. Período 1906/07-1939/40.....	108
4.3.1.2. Período 1940/41-1979/80.....	109
4.3.1.3. Período 1980/81-2009/10.....	111
4.3.1.4. Período 2010/11-2019/20.....	112
4.3.2. Composiciones para distintos niveles de severidad de sequía hidrológica.....	113
4.3.3. Variabilidad temporal de los forzantes de sequías hidrológicas en regiones específicas seleccionadas.....	116
4.3.3.1. Variabilidad interanual.....	117
4.3.3.2. Variabilidad multidecadal	120
4.4. Discusión.....	123
4.5. Conclusiones.....	124
Referencias.....	126
5. Impacto del manejo de los recursos hídricos en las características de las sequías hidrológicas en la cuenca del río Atuel.....	130
5.1. Introducción.....	130
5.2. Metodologías.....	131
5.2.1. Método de umbral variable.....	133
5.2.2. Índice de Caudal Estandarizado.....	134

5.2.3. Estimación del impacto de las actividades humanas en las características de las sequías hidrológicas.....	135
5.3. Resultados.....	135
5.3.1. Comparación de los caudales río arriba y río abajo de los principales usos del agua en la CRA.....	135
5.3.2. Cambios en las características de las sequías hidrológicas identificadas mediante el método de caudal umbral variable.....	137
5.3.3. Cambios en las características de las sequías hidrológicas identificadas mediante el ICE3.....	143
5.4. Discusión.....	147
5.5. Conclusiones.....	149
Referencias.....	150
6. Evaluación de las simulaciones GloFAS para el análisis de sequías hidrológicas. Aplicación para la cuantificación del impacto de las actividades humanas en la cuenca del río Atuel.....	156
6.1. Introducción.....	156
6.2. Metodología.....	157
6.2.1. Simulaciones GloFAS.....	157
6.2.2. Métricas para la validación de las simulaciones GloFAS.....	158
6.2.3. Corrección de sesgos.....	161
6.2.4. Cuantificación de la influencia de las actividades humanas en las sequías hidrológicas en la CRA.....	161
6.3. Resultados.....	164
6.3.1. Validación de las simulaciones GloFAS.....	164
6.3.2. Corrección de sesgos.....	165

6.3.3. Cuantificación del impacto del uso del agua en las características de las sequías hidrológicas a partir de las simulaciones de GloFAS utilizando el método de umbral variable.....	171
6.3.4. Cuantificación del impacto del uso del agua en las características de las sequías hidrológicas a partir de las simulaciones de GloFAS utilizando el ICE3.....	173
6.4. Discusión.....	176
6.5. Conclusiones.....	178
Referencias.....	179
7. Conclusiones finales.....	186
Referencias.....	181

1. Introducción

1.1. Caracterización del fenómeno de sequía hidrológica

Las sequías pueden considerarse como un período prolongado y persistente de déficit hídrico en términos meteorológicos que pueden causar un desbalance hidrológico (Brunner y otros, 2022). Bajo este contexto, este fenómeno puede provocar impactos negativos asociados a una reducción en la disponibilidad de agua para la sociedad, la industria y el sector agrícola (Janssen y otros, 2020; Blauhut y otros, 2022), así como también para el funcionamiento de los ecosistemas regionales (Munson y otros, 2013; Van Loon y otros, 2024). La sequía es uno de los fenómenos que más impactos puede causar, ya que produjo 650.000 muertes entre 1970 y 2019, y genera pérdidas económicas de entre 6000 y 8000 millones de dólares por año a nivel global (Organización Meteorológica Mundial, 2021). Las sequías son una parte de la variabilidad natural del clima y pueden afectar tanto a regiones húmedas como áridas y semiáridas (Naumann y otros, 2021; Abd-Elhamid y otros, 2023).

La **sequía hidrológica** se refiere a la falta de agua en el sistema hidrológico, caracterizada por menores niveles de agua en ríos, lagunas, reservorios y acuíferos (Van Loon, 2015). Este fenómeno está relacionado a los períodos con recursos hídricos superficiales y subsuperficiales restringidos para los usos de agua establecidos en una determinada región (Tramblay y otros, 2020). En el largo plazo puede conducir a la escasez de agua, término utilizado para definir la falta de suministro de este recurso o en la que la influencia humana en el sistema hídrico incide en la falta de disponibilidad hídrica (Seneviratne y otros, 2012). Esta problemática se ha convertido en un fenómeno recurrente, especialmente con el incremento poblacional y de la urbanización (United Nations Environment Programme, 2011). La sequía hidrológica tiende a desarrollarse en escalas de tiempo que van desde meses (Van Loon, 2015) hasta años (Tallaksen y Van Lanen, 2004; Álvarez-Garretón y otros, 2021). Su duración depende principalmente de la interacción de las componentes que integran el ciclo hidrológico, como la precipitación, la evapotranspiración, la acumulación de nieve, la humedad del suelo, el agua subterránea, los lagos y humedales (Sheffield y Wood, 2011). En particular, no se relaciona con el tamaño de la cuenca, ya que pueden desarrollarse eventos de sequía hidrológica de corta duración (Tallaksen y otros, 2009; Marengo y Espinoza, 2015) y larga duración (Van Loon y otros, 2011; Rivera y otros, 2021a) tanto en cuencas de

extensión espacial limitada como en cuencas de escala subcontinental. En regímenes nivales las sequías hidrológicas se corresponden a la falta de precipitaciones en un lapso igual o mayor a 1 año (Báez-Villanueva y otros, 2024). Sin embargo, aún en cuencas extensas si las características climáticas son áridas o semiáridas, pueden acortar su desarrollo a pocos meses (Van Loon, 2015). Estos fenómenos suelen ocurrir como consecuencia de una **sequía meteorológica**, la cual se asocia a un déficit de precipitaciones en una región, lo que puede desencadenar otros tipos de sequía si no se revierte (Mishra y Singh, 2010). En la literatura científica existen algunas categorizaciones asociadas a los procesos que desencadenan la ocurrencia de sequías hidrológicas, en particular asociados a la falta de precipitaciones nivales y pluviales, y a las fluctuaciones en la temperatura en regiones en las que la criósfera cumple un rol importante en los recursos hídricos (Van Loon y Van Lanen, 2012; Van Tiel y otros, 2021; Brunner y otros, 2023).

Para la adaptación y preparación ante los impactos asociados a los eventos de sequía hidrológica, se han desarrollado herramientas como los sistemas de alerta temprana (Wilhite y Svoboda, 2000). Su implementación se basa en el desarrollo de sistemas de predicción estacional dinámicos que tienen la habilidad de reproducir estos fenómenos. Algunos de ellos fueron desarrollados en Europa, en donde se utilizaron índices climáticos como predictores aplicando regresiones lineales múltiples (Mendoza y otros, 2017) o un modelo que genera series de caudal con la calibración de parámetros que poseen como variables de entrada la precipitación y evapotranspiración (Harrigan y otros, 2018). Gracias a estos avances, las sequías hidrológicas poseen un alto grado de predictibilidad, con una anticipación de hasta 2 meses, lo cual supera en calidad a las predicciones de las sequías meteorológicas (Sutanto y otros, 2020). Esto se debe a que los modelos hidrológicos utilizan parametrizaciones mejoradas respecto a versiones anteriores que incluyen los pronósticos de ensamble de caudal. Sin embargo, este resultado depende de las propiedades físicas de cada cuenca y el manejo del agua que se lleva a cabo en las mismas (Sutanto y otros, 2024).

Al igual que muchas amenazas o desastres naturales, las sequías hidrológicas pueden afectar a vastas regiones, en algunos casos de manera recurrente (Peña-Angulo y otros, 2022). Este fenómeno suele generar condiciones de **sequía socioeconómica**, dado que provoca impactos relacionados con la agricultura de irrigación, la generación hidroeléctrica, la navegabilidad, entre otros (Van Loon, 2015; Christodoulou y otros,

2020; Wasti y otros, 2022). Sin embargo, además de estos efectos socioeconómicos, las sequías hidrológicas también tienen consecuencias importantes para los ecosistemas acuáticos. En este sentido, se introduce el concepto de **sequía ecológica**, definido como una reducción prolongada en la disponibilidad de agua que afecta negativamente el funcionamiento de los ecosistemas, así como los servicios que estos proveen (Crausbay y otros, 2017). Este tipo de sequía puede resultar en la pérdida de biodiversidad, alteración de hábitats y cambios en las funciones ecológicas, afectando indirectamente a las comunidades que dependen de estos servicios ecosistémicos. Asimismo, en zonas irrigadas que dependen de los caudales superficiales, la **sequía agrícola** suele considerarse como una extensión de la sequía hidrológica, lo cual difiere de su definición típica que se asocia a un déficit en la humedad del suelo (Mishra y Singh, 2010).

Las sequías hidrológicas pueden desarrollarse por la poca capacidad de almacenamiento de agua que posee el suelo y por elevadas pérdidas por evaporación (Hisdal y Tallaksen, 2003; Medeiros y Silva, 2024). Por ejemplo, se ha documentado un decrecimiento en los caudales estivales en Europa debido al aumento en la evaporación en las últimas décadas (Robinson y otros, 2017; Tomas-Burguera y otros, 2021). Asimismo, se evaluó la sensibilidad de los caudales a cambios en el clima, lo cual permitió obtener que la evaporación es más sensible a condiciones de sequía hidrológica en relación a la precipitación y al equivalente de agua en nieve (Cooper y otros, 2018), aunque esta relación posee una dependencia regional (Andréassian y otros, 2016). En los últimos años, se caracterizó la propagación del déficit de precipitación a lo largo del ciclo hidrológico, señal que depende de las características de las cuencas analizadas. El tiempo de respuesta de la sequía meteorológica a la hidrológica suele darse en períodos de entre 4 y 6 meses (Van Loon, 2015; Meresa y otros, 2023). Sin embargo, puede variar según los procesos que involucran dentro de la cuenca (Van Loon, 2013), debido a la regulación de lagos y lagunas, reservorios, agua subterránea, entre otras (Van Loon, 2015; Van Oel y otros, 2017). Algunos estudios han encontrado diferencias notables en distintas cuencas: por ejemplo, Rivera (2014) observó que la propagación de sequías meteorológicas a hidrológicas ocurre en plazos de 3 meses para el río Uruguay, mientras que en la cuenca del río Neuquén puede extenderse hasta 9 meses. Adicionalmente, se ha evidenciado que la relación entre las sequías meteorológicas y las hidrológicas no es lineal. Esto se manifiesta en que la duración y magnitud de las sequías hidrológicas pueden ser significativamente mayores que las meteorológicas, debido a la acumulación de déficits

en el sistema hidrológico (Wong y otros, 2013; Wu y otros, 2017). Por lo tanto, se traduce en un mayor número de sequías meteorológicas en comparación con las hidrológicas, ya que no todos los déficits de precipitación conducen a una reducción significativa en los caudales. En cuencas europeas, por ejemplo, las sequías hidrológicas tienden a ser más severas y de mayor duración que las meteorológicas (Wong y otros, 2013). En la cuenca del río Mendoza, Oertel y otros (2018) señalan que la propagación de las sequías meteorológicas hacia las hidrológicas está influenciada por factores regionales que trascienden los procesos locales, lo que genera una aparente desconexión entre la precipitación y el caudal. Por lo tanto, los mecanismos de propagación no son estacionarios (Peña-Gallardo y otros, 2019), ya que pueden haber períodos prolongados de falta de precipitaciones que amplifican la señal de sequía hidrológica (Yang y otros, 2017). Dadas las razones antes mencionadas, los mecanismos de propagación todavía no están completamente entendidos (Gevaert y otros, 2018). Por ejemplo, la nieve, los glaciares y la humedad del suelo responden a interacciones climáticas en diferentes escalas temporales (Zhang y otros, 2021), en los que se acumulan varios eventos sucesivos y cortos de sequías meteorológicas según el tipo de cuenca (Wang y otros, 2022). También se documentó la propagación del déficit hidrológico superficial hacia niveles sub-superficiales (Huntington y Niswonger, 2012; Lorenzo-Lacruz y otros, 2013; Breña-Naranjo y otros, 2014; Kuss y Gurdak, 2014), lo cual afecta la recarga de los acuíferos y reduce su nivel y capacidad de aporte.

Además de los procesos naturales que favorecen la ocurrencia de sequías hidrológicas, las actividades humanas también contribuyen a su desarrollo. Muchas de estas actividades son realizadas en las porciones superiores de las cuencas, lo cual impacta en el comportamiento del caudal aguas abajo (Van Loon y otros, 2016). Por ejemplo, el uso intensivo de agua para la irrigación ha modificado las características de las sequías hidrológicas en Europa, disminuyendo el impacto en el corto plazo pero incrementándose a largo plazo (Lorenzo-Lacruz y otros, 2013; Van Loon y Van Lanen, 2013). Por otra parte, las actividades humanas contribuyen a la exacerbación de sequías hidrológicas según documentan estudios en Estados Unidos (Kustu y otros, 2010) y China (Yang y otros, 2020). La operatividad de embalses amplifica las sequías hidrológicas dado que los reservorios necesitan acumular agua bajo estas condiciones, sin liberar caudal aguas abajo (López-Moreno y otros, 2009). La generación hidroeléctrica provocó una disminución de la frecuencia de eventos de sequía hidrológica, pero un aumento del déficit y de la

duración (Margariti y otros, 2019). Sin embargo, Vasiliades y otros (2010) no han encontrado cambios significativos asociados a estos usos del agua en el sur de Europa. Teniendo en cuenta los impactos que estas actividades generan en el desarrollo de sequías hidrológicas a nivel socioeconómico y ambiental, una forma de reducirlos incluye redistribuir los riesgos y beneficios en el uso de agua río arriba y abajo (Veldkamp y otros, 2017).

1.2. Antecedentes en Argentina

El desarrollo de los eventos de sequía hidrológica, tanto en términos de frecuencia de ocurrencia, así como de intensidad y duración, no fue homogéneo a nivel país, mostrando características regionales. Dados los contrastes climáticos presentes en Argentina, numerosos trabajos han llevado a cabo diversos análisis basados en regionalizaciones de la temperatura (Suli y otros, 2023), la precipitación (Penalba y Rivera, 2016) y el caudal (Masiokas y otros, 2019). Una de las principales regiones del país corresponde a la Cuenca del Plata. Gran parte del transporte de granos para exportación se realiza a través de la Hidrovía Paraguay-Paraná (Baigún y Minotti, 2021). Con lo cual, los períodos de bajante representan un riesgo para la economía nacional y regional. En la Cuenca del Plata se identificó un período de sequía hidrológica entre los años 2019 y 2022 que afectó el comercio fluvial, la operatividad de los puertos, la pesca, el consumo doméstico, entre otros (Gómez, 2020; Marengo y otros, 2021). Esto se debió a condiciones de sequía meteorológica en el sur de Brasil, Paraguay, este de Bolivia y norte argentino, lo cual generó una sequía hidrológica prolongada (Naumann y otros, 2023). El evento ha sido documentado como el más inusual en términos de severidad y duración de los últimos 50 años (Rivera, 2024). Se ha identificado que la mayoría de los eventos de sequía hidrológica en el centro y norte de Argentina se concentran entre los años 1930 a 1970 (Caragunis y otros, 2020). Se han destacado también eventos hacia finales de las décadas de 1980 y 1990 y de menor intensidad en 2005-2010 en cuencas de las provincias de Córdoba y Tucumán (Díaz y otros, 2016; 2018). En la región patagónica se han caracterizado las sequías hidrológicas en base a diferentes indicadores, en cuyo caso fueron más favorables principalmente en las décadas de 1960, 1990 y 2010, especialmente en la región del Comahue (Rivera y otros, 2018; Caragunis y otros, 2020). Existe una clara relación entre duración y frecuencia de eventos de sequía hidrológica que

se asocian a las variaciones temporales de los caudales según la región (Rivera y Penalba, 2018). En la región de Cuyo, los eventos de sequía hidrológica se caracterizaron por una menor frecuencia y una mayor duración en comparación con otras regiones de Argentina como la Cuenca del Plata, cuyo comportamiento fue opuesto.

En cuanto a la caracterización de eventos de sequía hidrológica en la región de Cuyo, se han utilizado indicadores que permitieron destacar la ocurrencia de condiciones secas regionalmente en términos de duración, frecuencia y severidad en los períodos 1916/17-1918/19, 1921/22-1924/25, 1935/36-1937/38 (Díaz y otros, 2016; 2018), 1967/68-1971/72, 1975/76-1977/78, 1995/96-1999/2000 y 2010/11-2020/21 (Rivera y otros, 2017a; 2017b; 2021a; 2021b). Resultados similares en términos de las duraciones y los niveles de severidad fueron descriptos por Caragunis y otros (2020). En particular, el evento de sequía hidrológica reciente (2010/11-2020/21) en la región de Cuyo no tiene precedentes en al menos los últimos 50 años dada su duración como la magnitud del déficit (Rivera y otros, 2021a), lo que afectó la capacidad de acumulación de agua en los reservorios de las principales cuencas (Rivera y otros, 2021b). A lo largo de este evento las cuencas con mayor amenaza de sequía hidrológica se ubicaron en el sur de la provincia de Mendoza, en particular las cuencas con nacientes en la Cordillera de los Andes al sur de 35°S (Rivera, 2023). Complementariamente, diversos estudios realizaron un análisis del comportamiento de los caudales mínimos regionales, los cuales complementan el análisis de sequías hidrológicas considerando períodos de caudales bajos (Vich y otros, 2007; Lauro y otros, 2016; 2019).

En particular, la Cuenca del Río Atuel (CRA) suele ser seleccionada como una cuenca adecuada para analizar la variabilidad hidrológica del centro-oeste argentino dada la representatividad del comportamiento de los caudales a escala regional (Compagnucci y Araneo, 2005; Araneo y Compagnucci, 2008; Araneo y Villalba, 2015). La cuenca es relevante dado que irriga buena parte del oasis sur de la provincia de Mendoza, lo cual permite el desarrollo de las principales actividades socioeconómicas regionales (Rojas y Prieto, 2020).

1.2.1. Rol de la variabilidad climática

La variabilidad climática juega un rol fundamental en el desarrollo de sequías hidrológicas, afectando no sólo a los recursos hídricos, sino también a la economía, la

sociedad y el ambiente. En la Cuenca del Plata, las variaciones multidecadales de la precipitación (Antico y otros, 2014; Lovino y otros, 2018; Gulizia y Camilloni, 2023) y los cambios en el uso del suelo (Saurral y otros, 2008) observados en el último siglo han generado una reducción en la frecuencia e intensidad de eventos de sequía hidrológica. En la cuenca del río Dulce, ubicada en las provincias de Tucumán, Salta y Catamarca, las sequías hidrológicas registradas en las décadas de 1950 y 1960 se relacionan con la variabilidad multidecadal del Atlántico tropical y la variabilidad interanual del Pacífico tropical (Díaz y otros, 2016). En la cuenca del río Paraguay, la fase negativa de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) coincidió con la ocurrencia de sequías hidrológicas extremas entre 1963 y 1972 (Caragunis, 2018). En los Andes Centrales, las sequías hidrológicas se vinculan a una circulación anticiclónica anómala sobre los Andes y una ciclónica sobre el Océano Atlántico Sur (Araneo y Compagnucci, 2008). En la Patagonia, la variabilidad interanual de las sequías hidrológicas está asociada a la ocurrencia del fenómeno de La Niña, mientras que la componente multidecadal se relaciona con la ODP y el Modo Anular del Sur (MAS) (Rivera y otros, 2018; Lauro y otros, 2019). Adicionalmente, en el noroeste patagónico se ha observado una disminución de caudal en relación con la precipitación invernal y la temperatura estival (Masiokas y otros, 2008).

El comportamiento de los caudales bajos ha sido estudiado en relación a forzantes atmosféricos y oceánicos a escalas interanuales y multidecadales. Se ha identificado la influencia de la ODP y el Modo Meridional del Atlántico en el desarrollo de sequías hidrológicas de las décadas de 1960 y 1970 en el norte de Argentina (Díaz y otros, 2016; 2018). En la región de Cuyo, las sequías hidrológicas se han analizado bajo diferentes umbrales en un período mayor a 50 años, mostrando una fuerte componente interanual, asociada a la ocurrencia de fenómenos del tipo La Niña, y multidecadal, asociada a la fase fría de la ODP (Rivera y otros, 2017a). Además, se caracterizaron sequías hidrológicas extremas en casi todas las cuencas de los Andes Centrales durante el período 2010-2015, atribuidas al enfriamiento del Océano Pacífico Ecuatorial que inhibió la actividad frontal (Rivera y otros, 2017b). Otros modos de variabilidad, como el MAS, también han influido en los caudales del centro-oeste argentino (Lauro y otros, 2019), aunque pocos estudios analizaron su papel en el desarrollo de sequías hidrológicas (Rivera y otros, 2017a; 2018). En los ríos cuyanos, especialmente al norte de los 34°S, no se observa una señal directa del MAS (Lauro y otros, 2019), lo cual se asocia a la falta de estructura anular identificada

en los niveles de 700 hPa durante condiciones de sequía hidrológica (Caragunis y otros, 2020).

En la CRA, las sequías hidrológicas están moduladas por la intensificación del anticiclón semipermanente del Pacífico Sur (Minetti y Sierra 1989; Masiokas y otros, 2006; Rivera y otros, 2017b; Caragunis y otros, 2020). La variabilidad interanual de la CRA se asocia a una periodicidad de 4-7 años modulada por el ENOS, mostrando correlaciones significativas tanto a nivel estacional como anual (Compagnucci y otros, 2000; Lauro y otros, 2019). Además, la variabilidad climática de baja frecuencia, asociada a la ODP, regula el caudal en ciclos de aproximadamente 20 años, siendo la fase fría responsable de los niveles de caudal más bajos (Compagnucci y otros, 2000; Caragunis, 2018; Lauro y otros, 2021). En consecuencia, posee una influencia en la variabilidad decadal ya que modula considerablemente a los caudales, representando el 42% de la varianza total (Caragunis y otros, 2017). El MAS también muestra una correlación negativa, con significancia estadística, en los caudales estivales en el tramo superior de la cuenca (Lauro y otros, 2019).

1.2.2. Rol de las actividades humanas

Existen pocos estudios que analizan el impacto del uso del agua en el desarrollo de sequías hidrológicas en Argentina. Por ejemplo, se destaca el caso de la sequía agrícola e hidrológica producida en 2008/09 en la región pampeana, la cual incrementó sus impactos como consecuencia de las actividades humanas vinculadas a la construcción de canales clandestinos para desviar el agua y al cambio de uso de suelo para cultivo de soja (Fossa Riglos y otros, 2024). En la región patagónica, se encontró que el lago Cronómetro, ubicado en la región cordillerana de la provincia de Chubut, dejó de recibir caudales de dos de sus principales afluentes (Scordo y otros, 2023). Según concluyen estos autores, en esta región es notable la desaparición del lago Colhue Huapi por el efecto de canalizar las aguas para irrigación especialmente desde 2011/2012 hasta la fecha. A su vez, identificaron que la reducción de la superficie del lago no responde a cambios en la precipitación regional. En las lagunas de Guanacache, al límite entre las provincias de Mendoza, San Juan y San Luis, se ha observado un desecamiento producto del manejo del agua en el oasis norte de la provincia de Mendoza y en el oasis de Tulum-Ullum-

Zonda en la provincia de San Juan (Alvarez y otros, 2024). Este impacto es particularmente notorio desde la década de 2010.

En particular, en la región de Cuyo se desarrollaron oasis irrigados desde finales del siglo XIX para la producción vitivinícola (Rojas y Prieto, 2020). Esto generó períodos de déficit hidrológico, asociados al uso ineficiente de agua para la irrigación, lo que afectó la disponibilidad aguas abajo (Rojas y otros, 2023). Dado el incremento poblacional desde la segunda mitad del siglo XIX en zonas agrícolas y urbanas, sumado a períodos de falta de nieve en los Andes Centrales, se exacerbaron los conflictos hídricos aguas arriba y aguas abajo entre administraciones provinciales (Rojas y Wagner, 2016; Rojas y Prieto, 2020). Esta problemática surgió inicialmente con las modificaciones en el uso del agua en los tramos medios de la CRA, especialmente por el uso intensivo del agua para riego agrícola en el oasis sur de Mendoza. En el tramo medio de la cuenca, la construcción de represas como los embalses El Nihuil y Valle Grande permitió regular el caudal del río para la producción de energía y el suministro de agua a extensas áreas bajo riego, lo cual redujo drásticamente los caudales en el tramo inferior de la cuenca, particularmente en la provincia de La Pampa. Allí, la reducción del caudal natural ha tenido consecuencias ambientales, como el desecamiento de los Bañados del Atuel, una zona en la que el río se divide en diversos brazos que alimentaban lagunas y humedales, lo cual impactó de manera directa la biodiversidad local (Cazenave, 1997). La sobreexplotación de agua en los tramos superiores de la CRA afectaron también a las comunidades locales rurales dispersas e indígenas que dependen del río para la agricultura y ganadería doméstica para su subsistencia (Marron y Sánchez, 2024). Con el objetivo de buscar una solución que permita llegar a un acuerdo entre las provincias de Mendoza y La Pampa, la Corte Suprema de Justicia de la Nación en el año 2020 estableció garantizar un valor de caudal permanente sobre el tramo inferior de la CRA de 3,2 m³/s (<https://www.cij.gov.ar/nota-37764-La-Corte-Suprema-fij--un-caudal-m-nimo-permanente-para-el-r-o-Atuel.html>).

De esta manera, se intentó lograr una recomposición del ecosistema afectado en el noroeste de la provincia de La Pampa teniendo en cuenta que los impactos no se revierten de manera inmediata. A pesar de la magnitud de este problema, no se ha estudiado de manera específica el impacto combinado de las actividades humanas, como la construcción de represas y el uso intensivo del agua para riego, en la generación y exacerbación de las sequías hidrológicas en la cuenca. Esta ausencia de estudios resalta

la necesidad de profundizar en la comprensión del rol de los factores antropogénicos en la dinámica de las sequías hidrológicas en la CRA.

A modo de síntesis, la Figura 1.1 presenta un esquema donde se combinan la variabilidad natural y la influencia humana en el desarrollo de los diferentes tipos de sequía y, en particular, de las sequías hidrológicas.

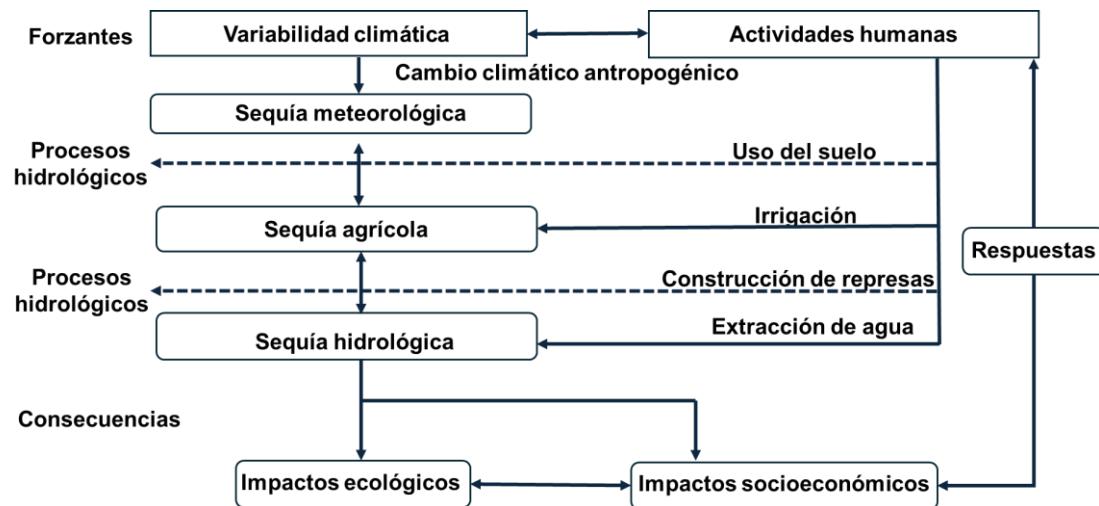


Figura 1.1. Esquema de propagación de la sequía considerando el impacto conjunto de la variabilidad climática y las actividades humanas (Adaptado de Van Loon y otros, 2016). La propagación desde la sequía meteorológica a la sequía agrícola y la sequía hidrológica (líneas azules) se inicia por los forzantes climáticos (izquierda) y humanos (derecha). La sequía es modificada por procesos a escala de cuenca (líneas punteadas) que son alteradas por las actividades humanas (líneas azules). Los impactos socioeconómicos y ecológicos resultantes provocan una respuesta en cambios a la influencia humana en la sequía y la variabilidad climática.

1.3. Importancia y aporte regional

La variabilidad hidrológica presenta características no estacionarias, lo cual introduce incertidumbres en relación a las decisiones de gestión de los recursos hídricos (Lauro y otros, 2024). Del mismo modo, los usos del agua presentan cambios no estacionarios, los cuales se vinculan a la construcción de obras de infraestructura, el desarrollo agrícola y el crecimiento poblacional. Por lo tanto, es necesario un monitoreo permanente de los caudales superficiales, el cual es llevado a cabo por el Departamento General de

Irrigación de la provincia de Mendoza (<https://www.irrigacion.gov.ar/web/boletin/>). Sin embargo, a pesar de contar con información detallada en tiempo real, no existen herramientas de monitoreo basadas en indicadores que permitan capturar la ocurrencia de eventos extremos, en particular de sequías hidrológicas. Esto es un desafío ya que la definición de un evento de sequía hidrológica puede resultar compleja si se tienen en cuenta los procesos a escala interanual y multidecadal que pueden afectar su adecuada caracterización (Núñez y otros, 2014). Bajo esta consideración, es necesario utilizar diversos índices que permitan identificar eventos de sequía hidrológica. Algunos de ellos, basados en índices estandarizados y niveles umbrales de caudal, han sido utilizados a nivel mundial (Wanders y otros, 2015; Tijdeman y otros, 2020; Khoi y otros, 2021; Satoh y otros, 2022) y a escala regional en el centro-oeste de Argentina (Rivera y otros, 2017a; Rivera y otros, 2017b; Caragunis y otros, 2020). Estos índices pueden resultar de importancia para evaluar su potencial aplicación para la toma de decisiones (Shamshirband y otros, 2019; Rivera y otros, 2021a). Recientemente, se propuso el uso de estos índices para atribuir la severidad, frecuencia y duración de sequías hidrológicas a la variabilidad natural climática y al manejo del agua regional (Rivera y otros, 2021a; Álamos y otros, 2024). Debido a que el manejo del agua genera modificaciones en las características de las sequías hidrológicas, puede ser un desafío separar las componentes asociadas a la variabilidad natural y a las actividades humanas (Van Loon y otros, 2016). Un enfoque para abordarlo es evaluar simulaciones de caudal en regiones afectadas por el uso de agua, asumiendo que representan el caudal que habría ocurrido en condiciones naturales (Terrier y otros, 2021). Por otra parte, el uso de las simulaciones de caudal son de utilidad para complementar los datos observados de caudal, especialmente en regiones con escasa disponibilidad (Do y otros, 2018). La correcta utilización de las simulaciones implica evaluar métricas para conocer el grado de acuerdo con las observaciones (Loukas y Vasiliades, 2014). Sobre la región de los Andes Centrales, y particularmente para la CRA, es de suma importancia considerar la separación de la componente natural y del uso de agua ya que permitiría brindar un conocimiento adicional sobre la propagación de sequías hidrológicas según parámetros como la duración y la magnitud de los déficits. Además, podría exhibir evidencias para la toma de decisiones en el uso del agua, especialmente en mejorar la efectividad para las técnicas de riego en los oasis productivos.

El aprovechamiento de los principales ríos de la provincia de Mendoza permitió la conformación de oasis irrigados, los cuales equivalen a un 4% de la superficie total de la provincia de Mendoza y concentran cerca del 95% de la población (Morábito y otros, 2009). En particular, la CRA irriga el oasis sur de Mendoza, el cual constituye cerca del 10% del área irrigada a nivel país (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, 2015) y alberga 305.095 habitantes, principalmente en los departamentos General Alvear, San Rafael, Malargüe (Mendoza), Chichal-Co, Chalileo y Limay Mahuida (La Pampa) (Instituto Nacional de Estadísticas y Censos, 2022). La vulnerabilidad frente a la variabilidad climática y la disminución de los caudales en períodos secos resulta crítica, especialmente en un contexto regional donde las sequías hidrológicas afectan la disponibilidad de agua y, por lo tanto, el funcionamiento de los oasis irrigados. De este modo, comprender la dinámica de estos eventos en la CRA y su impacto en el sistema hidrológico es clave para la sustentabilidad que asegure la gestión de los recursos hídricos para preservar el ecosistema y asegurar la economía regional dentro de la cuenca.

Durante la sequía hidrológica extrema registrada en la región de Cuyo desde el año 2010, los glaciares jugaron un papel importante para el suministro de agua cuando las precipitaciones níveas fueron deficientes. Algunos estudios dieron cuenta de una contribución glaciar en torno al 65% del caudal total a lo largo de este período de sequía hidrológica reciente (Crespo y otros, 2020). El retroceso acelerado de los glaciares en las últimas décadas, especialmente desde 2009 (Dussaillant y otros, 2019; Ferri y otros, 2020), ha contribuido al aporte de caudal, aliviando las condiciones de sequía hidrológica. En este contexto de pérdida de masa glaciar, es fundamental caracterizar las sequías hidrológicas, ya que la disminución de la cobertura y volumen glaciar limita el rol amortiguador que tienen estos cuerpos de hielo frente a la escasez hídrica, lo que aumenta la vulnerabilidad de la cuenca a futuros eventos de sequía hidrológica.

Las proyecciones climáticas futuras para la región de los Andes Centrales, y en particular para la CRA, muestran una disminución en la precipitación y un aumento de temperatura hacia finales del siglo XXI (Rivera y otros, 2020; Panel Intergubernamental de Cambio Climático, 2021). En particular, se espera que una reducción de 30% en las precipitaciones y un aumento de 4°C en las temperaturas genere una reducción en el caudal del río Atuel de un 55% en relación al período de referencia 2005-2015 (Slosson y otros, 2021). Estos cambios generarán una alteración del ciclo hidrológico regional,

afectando de manera significativa la disponibilidad de agua para las actividades de las economías regionales. Por ejemplo, considerando un escenario de emisiones pesimista, se espera que a finales de este siglo el cultivo de vid requiera un desarrollo a mayores elevaciones para mantener una temperatura adecuada (Cabré y Núñez, 2020). La disminución proyectada en los caudales y la mayor frecuencia de sequías hidrológicas representan un desafío crucial para la CRA, dada la dependencia regional de este recurso para la agricultura y otras actividades económicas. El monitoreo y la caracterización de los eventos de sequía hidrológica observados en un período histórico pueden brindar el contexto para la evaluación de su comportamiento a futuro. Las proyecciones de cambio climático deberán complementarse con la evolución futura de los usos de agua, tanto en cantidad como en calidad, lo cual tendrá un impacto en el comportamiento futuro de las sequías hidrológicas, especialmente en el tramo inferior de la cuenca.

1.4. Objetivos

El *objetivo general* de esta investigación de tesis consiste en cuantificar la influencia conjunta de los forzantes climáticos y las actividades humanas para el manejo de recursos hídricos sobre las características de las sequías hidrológicas en la CRA, Mendoza. Se propone identificar el rol de la variabilidad climática en escalas multianuales y del manejo de los recursos hídricos en la modificación de la duración, severidad y frecuencia de las sequías hidrológicas a lo largo de esta cuenca. Esto será de utilidad para la toma de decisiones -gestión de riesgo y sistemas de alerta temprana- respecto a los recursos hídricos superficiales en el oeste argentino, teniendo en cuenta no sólo la variabilidad de los caudales medios, sino también la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos como es el caso de las sequías.

Los *objetivos específicos* son:

- 1) Cuantificar el rol de la variabilidad climática en la ocurrencia y severidad de los eventos de sequía hidrológica en la CRA.
- 2) Estimar la influencia de las actividades humanas asociadas a la construcción de embalses y reservorios para el manejo de los recursos hídricos superficiales y su rol en la modulación de la señal de las sequías hidrológicas en la CRA.

3) Evaluar una herramienta de simulación global de caudal en la CRA. Considerar su utilidad para la cuantificación de sequías hidrológicas contemplando el rol de la variabilidad climática y las actividades humanas.

1.5. Estructura de la tesis

La tesis se organiza de la siguiente manera: en el **capítulo 2** se detallan los datos y el área de estudio. En el **capítulo 3** se identifican los eventos de sequía hidrológica en la CRA, mientras que en el **capítulo 4** se estudian los forzantes climáticos asociados a los eventos de sequía hidrológica. En el **capítulo 5** se analiza el impacto del manejo de los recursos hídricos en las características de las sequías hidrológicas en la CRA, en tanto que en el **capítulo 6** se evalúan las simulaciones de caudal para el análisis de las sequías hidrológicas y se utilizan para cuantificar las actividades humanas. Por último, el **capítulo 7** detalla las conclusiones finales del presente trabajo de tesis.

Referencias

- Abd-Elhamid, H.F., Zeleňáková, M., Sol'áková, T., Saleh, O.K., El-Dakak, A.M., 2023. Monitoring flood and drought risks in arid and semi-arid regions using remote sensing data and standardized precipitation index: A case study of Syria. *Journal of Flood Risk Management* 17 (1). doi:[10.1111/jfr3.12961](https://doi.org/10.1111/jfr3.12961)
- Álamos, N., Alvarez-Garreton, C., Muñoz, A., González-Reyes, A., 2024. The influence of human activities on streamflow reductions during the megadrought in central Chile. *Hydrology and Earth System Sciences* 28: 2483-2503. doi:10.5194/hess-28-2483-2024.
- Álvarez, L.M., Rivera, J.A., Calderón Archina, A., 2024. Efectos de la variabilidad climática y las políticas hídricas en el Sitio Ramsar Lagunas de Guanacache (San Juan, Mendoza y San Luis, Argentina): cuando la gestión finaliza en los diques. *Cuadernos Geográficos* 63 (1): 142-157. doi:10.30827/cuadgeo.v63i1.27952
- 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. *Hydrology and Earth System Sciences* 25: 429–446. doi:10.5194/hess-25-429-2021, 2021.

Andréassian, V., Coron, L., Lerat, J., Le Moine, N., 2016. Climate elasticity of streamflow revisited – an elasticity index based on long-term hydrometeorological records. *Hydrology and Earth System Sciences* 20: 4503-4524. doi:10.5194/hess-20-4503-2016

Antico, A., Schlotthauer, G., Torres, M.E., 2014. Analysis of hydroclimatic variability and trends using a novel empirical mode decomposition: Application to the Paraná River Basin. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere* 119: 1218-1233. doi:10.1002/2013JD020420.

Araneo, D.C., Compagnucci, R.H., 2008. Atmospheric circulation features associated to Argentinean Andean rivers discharge variability. *Geophysical Research Letters* 35: L01805, doi:[10.1029/2007GL032427](https://doi.org/10.1029/2007GL032427).

Araneo, D.C., Villalba, R., 2015. Variability in the annual cycle of the Río Atuel streamflows and its relationship with tropospheric circulation. *International Journal of Climatology* 35: 2948–2967. doi: 10.1002/joc.4185

Baez-Villanueva, O.M., Zambrano-Bigiarini, M., Miralles, D.G., Beck, H.E., Siegmund, J.F., Alvarez-Garreton, C., Verbist, K., Garreaud, R., Boisier, J.P., Mauricio Galleguillos, M., 2024. On the timescale of drought indices for monitoring streamflow drought considering catchment hydrological regimes. *Hydrology and Earth System Sciences* 28: 1415–1439. doi:[10.5194/hess-28-1415-2024](https://doi.org/10.5194/hess-28-1415-2024)

Baigún, C.R.M., Minotti, P.G., 2021. Conserving the Paraguay-Paraná Fluvial Corridor in the XXI Century: Conflicts, Threats, and Challenges. *Sustainability* 13(9): 5198. doi:10.3390/su13095198

Blauth, V., Stoelzle, M., Ahopelto, L., Brunner, M.I., Teutschbein, C., Wendt, D.E., Akstinas, V., Bakke, S.J., Barker, L.J., Bartošová, L., Briede, A., Cammalleri, C., Kalin, K.C., De Stefano, L., Fendeková, M., Finger, D.C., Huysmans, M., Ivanov, M., Jaagus, J., Jakubínský, J., Krakovska, S., Laaha, G., Lakatos, M., Manevski, K., Neumann Andersen, M., Nikolova, N., Osuch, M., van Oel, P., Radeva, K., Romanowicz, R.J., Toth, E., Trnka, M., Urošev, M., Urquijo Reguera, J., Sauquet, E., Stevkov, A., Tallaksen, L.M., Trofimova, I., Van Loon, A.F., van Vliet, M.T.H., Vidal, J.P., Wanders, N., Werner, M., Willems, P., Živković, N., 2022. Lessons from the 2018-2019 European droughts: a collective need for unifying drought risk management. *Natural Hazards Earth System Sciences* 22: 2201–2217. doi:[10.5194/nhess-22-2201-2022](https://doi.org/10.5194/nhess-22-2201-2022)

Boisier, J.P., Alvarez-Garreton, C., Cordero, R.R., Damiani, A., Gallardo, L., Garreaud, R.D., Lambert, F., Ramallo, C., Rojas, M., Rondanelli, R. 2018. Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. *Elementa Science of the Anthropocene* 6: 74. [doi:10.1525/elementa.328](https://doi.org/10.1525/elementa.328)

Boninsegna, J.A., Villalba, R. 2006. Documento marco sobre la oferta hídrica en los oasis de riego de Mendoza y San Juan. Los condicionantes geográficos y climáticos. Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable. Fundación e Instituto Don Torcuato Di Tella. 19 páginas.

Breña-Naranjo, J.A., Kendall, A.D., Hyndman, D.W. 2014. Improved methods for satellite-based groundwater storage estimates: A decade of monitoring the high plains aquifer from space and ground observations. *Geophysical Research Letter* 41: 6167–6173. doi:10.1002/2014GL061213

Brunner, M.I., Van Loon, A.F., Stahl, K., 2022. Moderate and severe hydrological droughts in Europe differ in their hydro-meteorological drivers. *Water Resources Research* 58 (10): e2022WR032871. [doi:10.1029/2022WR032871](https://doi.org/10.1029/2022WR032871)

Brunner, M.I., Götte, J., Schlemper, C., Van Loon, A., 2023. Hydrological Drought Generation Processes and Severity Are Changing in the Alps. *Geophysical Research Letters* 50 (2): e2022GL101776. doi:10.1029/2022GL101776

Cabré, F., Núñez, M., 2020. Impacts of climate change on viticulture in Argentina. *Regional Environmental Change* 20: 12. doi:10.1007/s10113-020-01607-8

Cai, W., Cowan, T. Thatcher, M., 2012. Rainfall reductions over Southern Hemisphere semi-arid regions: the role of subtropical dry zone expansion. *Scientific Reports* 2: 702. [doi:10.1038/srep00702](https://doi.org/10.1038/srep00702)

Caragunis, J.I., Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2017. Variabilidad de baja frecuencia en los caudales de los ríos del centro-norte de Argentina y su contribución al desarrollo de sequías hidrológicas. *XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, La Plata, Buenos Aires, Argentina*, 17–21 Abril 2017.

Caragunis, J.I., 2018. Variabilidad de baja frecuencia en los caudales del centro-norte de Argentina. Aplicación en el análisis de sequías hidrológicas. Tesis de Licenciatura, *Universidad de Buenos Aires*. 72 páginas.

Caragunis, J.I., Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2020. Characterisation of hydrological drought in central-north Argentina and their atmospheric and oceanic drivers. *Climate Research* 80: 1-18. doi:10.3354/cr01593

Caro, A., Condom, T., Rabatel, A., Champollion, N., García, N., Saavedra, F., 2024. Hydrological response of Andean catchments to recent glacier mass loss. *The Cryosphere* 18 (5): 2487-2507. doi:10.5194/tc-18-2487-2024

Carril, A.F., Doyle, M.E., Barros, V.R., Núñez, M.N., 1997. Impacts of climate change on the oases of the Argentinean cordillera. *Climate Research* 9: 121-129. doi:10.3354/cr009121

Castino, F., Bookhagen, B., Strecker, M., 2017. Oscillations and trends of river discharge in the southern Central Andes and linkages with climate variability. *Journal of Hydrology* 555: 108–124. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.10.001.

Cazenave, H.W., 1997. La desaparición de los Bañados del Río Atuel: un caso de acción antrópica negativa. *Universidad Nacional de La Pampa*. 11 págs.

Christodoulou, A., Christidis, P., Bisselink, B., 2020. Forecasting the impacts of climate change on inland waterways. *Transportation Research Part D: Transport and Environment* 82: 102159. doi:10.1016/j.trd.2019.10.012

Compagnucci, R.H., Blanco, S.A., Figliola, M.A., Jacovkis, P.M., 2000. Variability in subtropical Andean Argentinean Atuel river; a wavelet approach. *Environmetrics* 11 (3): 251-269. doi:10.1002/(SICI)1099-095X(200005/06)11:3<251::AID-ENV405>3.0.CO;2-0

Compagnucci, R.H., Araneo, D.C., 2005. Identificación de áreas de homogeneidad estadística para los caudales de ríos andinos argentinos y su relación con la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar. *Meteorológica* 30 (1-2): 41-53.

Cooper, M.G., Schaperow, J.R., Cooley, S.W., Alam, S., Smith, L.C., Lettenmaier, D.P., 2018. Climate Elasticity of Low Flows in the Maritime Western U.S. Mountains. *Water Resources Research* 54 (8): 5602-5619. doi:10.1029/2018WR022816

Crausbay, S.D., Ramirez, A.R., Carter, S.L., Cross, M.S., Hall, K.R., Bathke, D.J., Betancourt, J.L., Colt, S., Cravens, A.E., Dalton, M.S., Dunham, J.B., Hay, L.E., Hayes, M.J., McEvoy, J., McNutt, C.A., Moritz, M.A., Nislow, K.H., Raheem, N., Sanford, T.,

2017. Defining Ecological Drought for the Twenty-First Century. *Bulletin of the American Meteorological Society* 98 (12): 2543-2550. doi:10.1175/BAMS-D-16-0292.1

Crespo, S.A., Fernandoy, F., Cara, L., Klarian, S., Lavergne, C., 2020. First snow, glacier and groundwater contribution quantification in the upper Mendoza River basin using stable water isotopes. *Isotopes In Environmental And Health Studies* 56 (5–6): 566–585. doi:10.1080/10256016.2020.1797713

Dai, A., 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change* 3(1): 52-58. doi:10.1038/nclimate1633

Departamento General de Irrigación (DGI), 2018. Informe Técnico CIAI. Estudio para la recomposición del ecosistema en el noroeste pampeano. Pp. 435. ISBN: 9789872364243

Departamento General de Irrigación (DGI), 2022. Balance Hídrico - Atuel y Malargüe. Actual y Proyecciones. 114 págs.

Díaz, E., García, C.M., Rodríguez, A., Dölling, O., Bertoni. J.C., 2016. Identificación y caracterización de sequías hidrológicas en Argentina. *Tecnología Y Ciencias Del Agua* 7 (1): 125–133. ISSN: 2007-2422

Díaz, E., García, M., Rodríguez, A., Dölling, O., Santiago Ochoa, Bertoni, J., 2018. Temporal evolution of hydrological drought in Argentina and its relationship with macroclimatic indicators. *Tecnología y ciencias del agua* 9 (5): 1-32. doi:10.24850/j-tyca-2018-05-01

Do, H.X., Gudmundsson, L., Leonard, M., Westra, S., 2018. The Global Streamflow Indices and Metadata Archive (GSIM) – Part 1: The production of a daily streamflow archive and metadata. *Earth System Science Data* 10: 765-785. doi:10.5194/essd-10-765-2018.

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., Ruiz, L., 2019. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Natural Geosciences* 12: 802–808. doi:[10.1038/s41561-019-0432-5](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5)

Ferri, L., Dussaillant, I., Zalazar, L., Masiokas, M.H., Ruiz, L., Pitte, P., Gargantini, H., Castro, M., Berthier, E., Villalba, R. 2020. Ice Mass Loss in the Central Andes of Argentina Between 2000 and 2018 Derived From a New Glacier Inventory and Satellite Stereo-Imagery. *Frontiers in Earth Science* 8: 530997. doi:10.3389/feart.2020.530997

Fossa Riglos, M.F., Díaz, L.B., Hernández, V., Sörensson, A.A., Osman, M., Rivera, J.A., Robledo, F., Prudente, C., 2024. Climate Storylines as a tool for interdisciplinary dialogue on risk decision-making: Analyzing a severe drought in Southeastern South America. *Environmental Science & Policy* 160: 103848. doi: 10.1016/j.envsci.2024.103848.

Garreaud, R.D., Boisier, J.P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H.H., Veloso-Aguila, D., 2020. The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology* 40 (1): 421-439. doi:[10.1002/joc.6219](https://doi.org/10.1002/joc.6219)

Gevaert, A.I., Veldkamp, T.I.E., Ward, P.J., 2018. The effect of climate on timescales of drought propagation in an ensemble of global hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 22 (9): 4649-4665. doi:10.5194/hess-2017-745

Gómez, C.V., 2020. Las represas internacionales y su influencia en la dinámica temporal del curso medio del río Paraná. *Párrafos Geográficos* 19 (1): 90–99. ISSN 1853-9424

Gulizia, C., Camilloni, I., 2023. Relationship between rainfall and streamflow in the La Plata Basin: annual cycles, interdecadal and multidecadal variability. *Atmósfera* 36 (2): 183–205. doi:10.20937/ATM.53013.

Harrigan, S., Prudhomme, C., Parry, S., Smith, K., Tanguy, M., 2018. Benchmarking ensemble streamflow prediction skill in the UK. *Hydrology and Earth System Sciences* 22 (3): 2023-2039. doi:10.5194/hess-22-2023-2018.

Hisdal, H., Tallaksen, L.M., 2003. Estimation of regional meteorological and hydrological drought characteristics: a case study for Denmark. *Journal of Hydrology* 281 (3): 230-247. doi:[10.1016/S0022-1694\(03\)00233-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00233-6)

Huntington, J.L., Niswonger, R.G. 2012. Role of surface-water and groundwater interactions on projected summertime streamflow in snow dominated regions: an integrated modeling approach. *Water Resources Research* 48: W11524. doi:10.1029/2012WR012319

Huss, M., Hock, R., 2018. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature and Climate Change* 8: 135–140. doi:10.1038/s41558-017-0049-x

IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares, 2018. Informe de la cuenca del río Atuel. IANIGLA-CONICET, *Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación*. Pp.69.

Instituto Nacional de Estadísticas y Censos (INDEC), 2022. Censo Nacional de Población, Hogares y Vivienda 2022 (online). Portal Geoestadístico. Disponible en: <https://portalgeoestadistico.indec.gob.ar/>.

Janssen, A.B.G., Hilt, S., Kosten, S., de Klein, J.J.M., Paerl, H.W., Van de Waal, D.B., 2020. Shifting states, shifting services: Linking regime shifts to changes in ecosystem services of shallow lakes. *Freshwater Biology* 66: 1–12. doi:[10.1111/fwb.13582](https://doi.org/10.1111/fwb.13582)

Khoi, D.N.; Sam, T.T; Loi, P.T.; Hung, B.V.; Nguyen, V.T., 2021. Impact of climate change on hydro-meteorological drought over the Be River Basin, Vietnam. *Water and Climate Change* 12 (7): 3159-3169. doi:[10.2166/wcc.2021.137](https://doi.org/10.2166/wcc.2021.137)

Kuss, A.J.M., Gurdak, J.J. 2014. Groundwater level response in U.S. principal aquifers to ENSO, NAO, PDO, and AMO. *Journal of Hydrology* 519: 1939–1952. doi:[10.1016/j.jhydrol.2014.09.069](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.069)

Kustu, M.D., Fan, Y., Robock, A., 2010. Large-scale water cycle perturbation due to irrigation pumping in the US High Plains: A synthesis of observed streamflow changes. *Journal of Hydrology* 390 (3-4): 222–244. doi:[10.1016/j.jhydrol.2010.06.045](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.06.045)

Lauro, C., Vich, A.I.J., Moreiras, S.M., 2016. Variabilidad del régimen fluvial en cuencas de la región de Cuyo. *GeoActa* 40 (2): 28–51. ISSN: 0326-7237

Lauro, C., Vich, A., Moreiras, S.M., 2019. Streamflow variability and its relationship with climate indices in western rivers of Argentina. *Hydrological Sciences Journal* 64 (5): 607-619. doi:[10.1080/02626667.2019.1594820](https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1594820)

Lauro, C., Vich, A.I.J., Otta, S.A., Moreiras, S.M., 2021. Recursos hídricos superficiales de la vertiente oriental de los Andes Centrales (28°-37°S) en contexto de variabilidad hidroclimática. *Boletín de Estudios Geográficos* 116: 45-71. E-ISSN: 2525-1813.

Lauro, C., Vich, A.I.J., Rivera, J.A., Moreiras, S.M., 2024. Non-stationary models for hydrological extremes in the mountain rivers of the Argentinean Central Andes. *Hydrological Sciences Journal* 69 (10): 1301-1316. doi:[10.1080/02626667.2024.2369627](https://doi.org/10.1080/02626667.2024.2369627)

Loukas, A., Vasiliades, L., 2014. Streamflow simulation methods for ungauged and poorly gauged watersheds. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions* 2: 1033-1092. doi:[10.5194/nhessd-2-1033-2014](https://doi.org/10.5194/nhessd-2-1033-2014).

López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano S.M., Beguería, S., García-Ruiz, J.M., Portela, M.M., Almeida, A.B. 2009. Dam effects on droughts magnitude and duration in a transboundary basin: The Lower River Tagus, Spain and Portugal. *Water Resources Research* 45: W02405. doi:10.1029/2008WR007198

Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., González-Hidalgo, J.C., López-Moreno, J.I., Cortesi, N., 2013. Hydrological drought response to meteorological drought in the Iberian Peninsula. *Climate Research* 58: 117-131. doi:10.3354/cr01177

Lovino, M.A., Müller, O.V., Müller, G.V., Sgroi, L.C., Baethgen, W.E., 2018. Interannual-to-multidecadal hydroclimate variability and its sectoral impacts in northeastern Argentina. *Hydrology and Earth System Sciences* 22: 3155–3174. doi:10.5194/hess-22-3155-2018

Marengo, J.A., Espinoza, J.C., 2015. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology* 36 (3): 1033-1050. doi:10.1002/joc.4420

Marengo, J.A., Cunha, A.P., Cuartas, L.A., Deusdará Leal, K.R., Broedel, E., Seluchi, M.E., Michelin, C.M., De Praga Baião, C.F., Chuchón Angulo, E., Almeida, E.K., Kazmierczak, M.L., Mateus, N.P.A., Silva, R.C., Bender, F., 2021. Extreme drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: characterization, causes, and impacts. *Frontiers in Water* 3: 639204. doi:10.3389/frwa.2021.639204

Margariti, J., Rangecroft, S., Parry, S., Wendt, D.E., Van Loon, A.F., 2019. Anthropogenic activities alter drought termination. *Elementa: Science of the Anthropocene* 7: 27. doi:10.1525/elementa.365

Marron, E.C., Sanchez, R., 2024. Río Atuel: la historia de un desastre ambiental en la pampa. *Revista Fundamentos*: 17-31. doi:10.5281/zenodo.12784723

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., 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* 19: 6334–6352. doi:[10.1175/JCLI3969.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1)

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Lascano, M.E., Delgado, S., Stepanek, P., 2008. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern

Patagonia. *Global and Planetary Change* 60(1-2): 85–100.
doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.031

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., S. Mauget, S., 2010. Intra- to Multidecadal Variations of Snowpack and Streamflow Records in the Andes of Chile and Argentina between 30° and 37°S. *Journal of Hydrometeorology* 11: 822-831.
doi:[10.1175/2010JHM1191.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1191.1)

Masiokas, M.H., Cara, L., Villalba, R., Pitte, P., Luckman, B.H., Toum, E., Christie, D.A., Le Quesne, C., Mauget, S., 2019. Streamflow variations across the Andes (18°–55°S) during the instrumental era. *Scientific Reports* 9: 17879. doi:[10.1038/s41598-019-53981-x](https://doi.org/10.1038/s41598-019-53981-x)

Medeiros, G.C.S.D., Silva, S.M.O.D., 2024. Propagation from Meteorological Drought to Hydrological Drought Using SPI and SPEI Combined with the Adapted Threshold Level Method, *EGUspHERE* [preprint] doi:10.5194/egusphere-2024-813.

Mendoza P.A., Wood, A.W., Clark, E., Rothwell, E., Clark, M.P., Nijssen, B., Brekke, L.D., Arnold, J.R., 2017. An intercomparison of approaches for improving operational seasonal streamflow forecasts. *Hydrology and Earth System Sciences* 21: 3915-3935.
doi:10.5194/hess-21-3915-2017.

Meressa, H., Zhang, Y., Tian, J., Abrar Faiz, M., 2023. Understanding the role of catchment and climate characteristics in the propagation of meteorological to hydrological drought. *Journal of Hydrology* 617 (B): 128967.
doi:10.1016/j.jhydrol.2022.128967

Minetti, J. L., Sierra, E. M., 1989. The influence of general circulation patterns on humid and dry years in the cuyo andean region of argentina. *International Journal of Climatology*, 9 (1), 55–68. doi:[10.1002/joc.3370090105](https://doi.org/10.1002/joc.3370090105)

Mishra, V.P., A.K., Singh, V.P. 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology* 391: 202-216. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.012

Morábito, J., Álvarez, A., Drovandi, A., Hernández, J., Hernández, R., Martinis, N., Maza, J., Mirábile, C., Salatino, S., Vargas Aranibar, A., 2009. El agua en Mendoza y su problemática ambiental. Mendoza: Centro Regional Andino, Instituto Nacional del Agua (CRA-INA).

Munson, S.M., Muldavin, E.H., Belnap, J., Peters, D.P.C., Anderson, J.P., Reiser, M.H., Gallo, K., Melgoza, A., Herrick, J.E., Christiansen, T.A. 2013. Regional signatures of plant response to drought and elevated temperature across a desert ecosystem. *Ecology* 94: 2030–2041. doi:10.1890/12-1586.1.

Naumann, G., Podesta, G., Marengo, J., Luterbacher, J., Bavera, D., Arias-Muñoz, C., Marinho Ferreira Barbosa, P., Cammalleri, C., Chamorro, L., Cuartas, L.A., De Jager, A., Escobar, C., Hidalgo, C., Leal De Moraes, O.L., McCormick, N., Maetens, W., Magni, D., Masante, D., Mazzeschi, M., Seluchi, M., Skansi, M. M., Spinoni, J., Toreti, A. 2021. The 2019-2021 extreme drought episode in La Plata Basin. *Publications Office of the European Union* ISBN 978-92-76-41898-6.

Naumann, G., Podestá, G., Marengo, J., Luterbacher, J., Bavera, D., Acosta Navarro, J., Arias Muñoz, C., Barbosa, P., Cammalleri, C., Cuartas, A., de Estrada, M., de Felice, M., de Jager, A., Escobar, C., Fioravanti, G., Giordano, L., Harst Essenfelder, A., Hidalgo, C., Leal de Moraes, O., Maetens, W., Magni, D., Masante, D., Mazzeschi, M., Osman, M., Rossi, L., Seluchi, M., Skansi, M.M., Spennemann, P., Spinoni, J., Toreti, A., Vera, C., 2023. Extreme and long-term drought in the La Plata Basin: event evolution and impact assessment until September 2022. *Publications Office of the European Union, Luxembourg*. doi:10.2760/62557

Núñez, J., Rivera, D., Oyarzún, R., Arumí, J.L., 2014. On the use of Standardized Drought Indices under decadal climate variability: Critical assessment and drought policy implications. *Journal of Hydrology* 517: 458-470. doi:[10.1016/j.jhydrol.2014.05.038](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.038)

Oertel, M., Meza, F.J., Gironás, J., Scott, C.A., Rojas, F., Pineda-Pablos, N., 2018. Drought Propagation in Semi-Arid River Basins in Latin America: Lessons from Mexico to the Southern Cone. *Water* 10: 1564. doi:10.3390/w10111564

Organización Meteorológica Mundial (OMM), 2021. WMO Atlas of Mortality and Economic Losses from Weather, Climate and Water Extremes (1970–2019). WMO- No. 1267, Pp. 90. ISBN: 978-92-63-11267-5.

Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO), 2015. Estudio Del Potencial De Ampliación Del Riego En Argentina. *Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca de Argentina, Buenos Aires*. Pp. 136.

Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC), 2021. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., Zhou, B. (eds.)].

Penalba, O.C., Rivera, J.A., 2016. Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America – emphasis in regional drought occurrences. *Advances in Geosciences* 42: 1-14. doi:10.5194/adgeo-42-1-2016

Peña-Angulo, D., Vicente-Serrano, S.M., Domínguez-Castro, F., Lorenzo-Lacruz, J., Murphy, C., Hannaford, J., Allan, R.P., Tramblay, Y., Reig-Gracia, F., El Kenawy, A., 2022. The Complex and Spatially Diverse Patterns of Hydrological Droughts Across Europe. *Water Resources Research* 58 (4): e2022WR031976. doi:[10.1029/2022WR031976](https://doi.org/10.1029/2022WR031976)

Peña-Gallardo, M., Vicente-Serrano, S.M., Hannaford, J., Lorenzo-Lacruz, J., Svoboda, M., Domínguez-Castro, F., Maneta, M., Tomas-Burguera, M., El Kenawy, A., 2019. Complex influences of meteorological drought time-scales on hydrological droughts in natural basins of the contiguous United States. *Journal of Hydrology* 568: 611-625. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.11.026

Rivera, J.A., 2014. Aspectos climatológicos de las sequías meteorológicas en el sur de Sudamérica. Análisis regional y proyecciones futuras. *Tesis doctoral - Universidad de Buenos Aires*.

Rivera, J.A., Araneo, D.C., Penalba, O.C. 2017a. Threshold level approach for streamflow droughts analysis in the Central Andes of Argentina: a climatological assessment. *Hydrological Sciences Journal* 62: 1949–1964. doi:[10.1080/02626667.2017.1367095](https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1367095)

Rivera, J.A., Penalba, O.C., Villalba, R., Araneo, D.C., 2017b. Spatiotemporal patterns of the 2010-2015 extreme hydrological drought across the Central Andes, Argentina. *Water* 9: 652. doi:[10.3390/w9090652](https://doi.org/10.3390/w9090652).

Rivera, J.A., Diego C. Araneo, D.C., Penalba, O.C., Villalba, R., 2018. Regional aspects of streamflow droughts in the Andean rivers of Patagonia, Argentina. Links with large-scale climatic oscillations. *Hydrology Research* 49 (1): 134-149. doi:10.2166/nh.2017.207

Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2018. Spatio-temporal assessment of streamflow droughts over Southern South America: 1961–2006. *Theoretical and Applied Climatology* 133: 1021-1033. dx.doi:[10.1007/s00704-017-2243-1](https://doi.org/10.1007/s00704-017-2243-1)

Rivera, J.A., Naranjo Tamayo, E., Viale, M., 2020. Water resources change in Central-Western Argentina under the Paris Agreement warming targets. *Frontiers in Climate* 2: 587126. dx.doi:[10.3389/fclim.2020.587126](https://doi.org/10.3389/fclim.2020.587126)

Rivera, J.A., Arnould, G., 2020. Evaluation of the ability of CMIP6 models to simulate precipitation over Southwestern South America: Climatic features and long-term trends (1901–2014). *Atmospheric Research*: 104953. doi:10.1016/j.atmosres.2020.10495

Rivera, J.A., Otta, S., Lauro, C., Zazulie, N., 2021a. A Decade of Hydrological Drought in Central-Western Argentina. *Frontiers in Water* 3: 640544. doi:[10.3389/frwa.2021.640544](https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544)

Rivera, J.A., Lauro, C., Otta, S.A., 2021b. Cuantificación del déficit hidrológico reciente en la región de Cuyo a partir de indicadores de caudales bajos. *Boletín de Estudios Geográficos* 116: 23-44. doi:10.48162/rev.40.006.

Rivera, J.A., 2023. La sequía reciente en el centro-oeste argentino: Un vistazo al futuro que se viene. *El Ojo del Cóndor*. ISSN: 1853-9505

Rivera, J.A. 2024. Characterization of the recent (2019–2022) La Plata Basin hydrological drought from a centennial-scale perspective. *HydroResearch* 7: 140-153. doi:[10.1016/j.hydres.2024.02.002](https://doi.org/10.1016/j.hydres.2024.02.002)

Robinson, E.L., Blyth, E.M., Clark, D.B., Finch, J., Rudd, A.C., 2017. Trends in atmospheric evaporative demand in Great Britain using high-resolution meteorological data. *Hydrology and Earth System Sciences* 21 (2): 1189–1224. doi:[10.5194/hess-21-1189-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-1189-2017)

Rojas, F., Wagner, F. 2016. Conflicto por la apropiación del río Atuel entre Mendoza y La Pampa (Argentina). *HALAC VI* 2: 278-297. doi:10.5935/2237-2717.20160016

Rojas, F., Prieto, M.R., 2020. "La variabilidad hídrica en la cuenca del río Atuel, desde la climatología histórica: siglo xviii a mediados del xx." *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía* 29 (2): 326-353. doi:[10.15446/rcdg.v29n2.75960](https://doi.org/10.15446/rcdg.v29n2.75960)

Rojas, F., Sironi, O., Martín, F., 2023. Sequías en Mendoza (Argentina): una mirada sociohistórica desde la segunda mitad del siglo XIX. *Agua y Territorio / Water and Landscape* 22: 147-166. doi:[10.17561/AT.22.7134](https://doi.org/10.17561/AT.22.7134)

Saurral, R.I., Barros, V.R., Lettenmaier, D.P., 2008. Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophysical Research Letters* 35 (12): L12401. doi:[10.1029/2008GL033707](https://doi.org/10.1029/2008GL033707)

Satoh, Y., Yoshimura, K., Pokhrel, Y., Kim, H., Shiogama, H., Yokohata, T., Hanasaki, N., Wada, Y., Burek, P., Byers, E., Müller Schmied, H., Gerten, D., Ostberg, S., Newland Gosling, S., Stanslas Boulange, J.R., Oki, T., 2022. The timing of unprecedented hydrological drought under climate change. *Nature Communications* 13: 3287. doi:[10.1038/s41467-022-30729-2](https://doi.org/10.1038/s41467-022-30729-2)

Scordo, F., Seitz, C., Fiorenza, J.E., Piccolo, M.C., Perillo, G.M.E., 2023. Human impact changes hydrological connectivity in a Patagonian fluvial basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 45: 101315. doi:[10.1016/j.ejrh.2023.101315](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101315)

Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S., Kossin, J., Y. Luo, Y., J. Marengo, J., K. McInnes, K., M. Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., 2012. Changes in Climate Extremes and Their Impacts on the Natural Physical Environment. En: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* 109-230.

Shamshirband, S., Hashemi, S., Salimi, H., Samadianfard, S., Asadi, E., Shadkani, S., Kargar, K., Mosavi, A., Nabipour, N., Chau K.W., 2019. Predicting Standardized Streamflow index for hydrological drought using machine learning models. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics* 14 (1): 339-350. doi:[10.1080/19942060.2020.1715844](https://doi.org/10.1080/19942060.2020.1715844)

Sheffield, J., Wood, E.F., 2011. Drought: Past Problems and Future Scenarios. *Londres y Washington DC: Earthscan*.

Slosson, J.R., Kelleher, C., Hoke, G.D., 2021. Contrasting Impacts of a Hotter and Drier Future on Streamflow and Catchment Scale Sediment Flux in the High Andes. *Journal of*

Geophysical Research: Earth Surface 126(8): e2021JF006182. doi: 10.1029/2021JF006182

Suli, S., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Rusticucci, M.M., 2023. Regionalisation of heat waves in southern South America. *Weather and Climate Extremes* 40: 100569. doi:10.1016/j.wace.2023.100569

Sutanto, S.J., Wetterhall, F., Van Lanen, H., 2020. Hydrological drought forecasts outperform meteorological drought forecasts. *Environmental Research Letters* 15 (8): 084010. doi:10.1088/1748-9326/ab8b13

Sutanto, S.J., Syaehuddin, W.A., de Graaf, I., 2024. Hydrological drought forecasts using precipitation data depend on catchment properties and human activities. *Communications Earth & Environment* 5: 118. doi:[10.1038/s43247-024-01295-w](https://doi.org/10.1038/s43247-024-01295-w)

Tallaksen, L.M., Van Lanen, H.A.J., 2004. Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater. *In: Developments in Water Science*. Amsterdam, the Netherlands Elsevier Science 48.

Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Van Lanen, H.A.J., 2009. Space-time modelling of catchment scale drought characteristics. *Journal of Hydrology* 375 (3-4): 363–372. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.032

Terrier, M., Perrin, C., de Lavenne, A., Andréassian, V., Lerat, J., Vaze, J., 2021. Streamflow naturalization methods: a review. *Hydrological Sciences Journal* 66 (1): 1–25. doi:10.1080/02626667.2020.1839080.

Tijdeman, E., Stahl, K., Tallaksen, L.M., 2020. Drought Characteristics Derived Based on the Standardized Streamflow Index: A Large Sample Comparison for Parametric and Nonparametric Methods. *Water Resources Research* 56 (10): e2019WR026315. doi:10.1029/2019WR026315

Tomas-Burguera, M., Beguería, S., Vicente-Serrano, S.M., 2021. Climatology and trends of reference evapotranspiration in Spain. *International Journal of Climatology* 41: E1860–E1874. doi:10.1002/joc.6817

Tramblay, Y., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, S.M., Volaire, F., Boone, A., Le Page, M., Llasat, M.C., Albergel, C., Burak, S., Cailleret, M., Kalin, K.C., Davi, H., Dupuy, J.C., Greve, P., Grillakis, M., Hanich, L., Jarlan, L., Martin-StPaul, N., Martínez-Vilalta, J., Mouillot,

F., Pulido-Velazquez, D., Quintana-Seguí, P., Renard, D., Turco, M., Türkeş, M., Trigo, R., Vidal, J.P., Vilagrosa, A., Zribi, M., Polcher, J., 2020. Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. *Earth-Science Reviews* 210: 103348. doi:[10.1016/j.earscirev.2020.103348](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103348)

Trenberth, K.E., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research* 47 (1-2): 123-138. doi:10.3354/cr00953

United Nations Environment Programme, 2011. UNEP 2011 annual report. *United Nations Environment Programme*. ISBN: 978-92-807-3244-3

Van Loon, A.F., van Lanen, H.A.J., Tallaksen, L.M., Hanel, M., Fendeková, M., Machilica, M., Sapriz, G., Koutroulis, A., van Huijgevoort, M.H.J., Bermúdez, J., Hisdal, H., Tsanis, I., 2011. Propagation of drought through the hydrological cycle. Technical Report No. 32. *Water and Global Change*. Pp. 97

Van Loon, A.F., Van Lanen, H.A.J., 2012. A process-based typology of hydrological drought. *Hydrology and Earth System Sciences* 16: 1915–1946. doi:[10.5194/hess-16-1915-2012](https://doi.org/10.5194/hess-16-1915-2012)

Van Loon A.F., 2013. On the propagation of drought. How climate and catchment characteristics influence hydrological drought development and recovery. *Tesis doctoral, Wageningen University, Wageningen, Países Bajos. Disponible en* <http://edepot.wur.nl/249786>.

Van Loon, F., Van Lanen, H.A.J., 2013. Making the distinction between water scarcity and drought using an observation-modeling framework. *Water Resources Research* 49: 1483–1502. doi:10.1002/wrcr.20147

Van Loon, A.F., 2015. Hydrological drought explained. *WIREs Water* 2: 359–392. doi:[10.1002/wat2.1085](https://doi.org/10.1002/wat2.1085)

Van Loon, A. F., Gleeson, T., Clark, J., Van Dijk, A. I., Stahl, K., Hannaford, J., Di Baldassarre, G., Teuling, A.J., Tallaksen, L.M., Uijlenhoet, R., Hannah, D.M., Sheffield, J., Svoboda, M., Verbeiren, B., Wagener, T., Rangecroft, S., Wanders, N., Van Lanen, H.A.J., 2016. Drought in the Anthropocene. *Nature Geoscience* 9 (2): 89-91. doi:10.1038/ngeo2646

Van Loon, A.F., Kchouk, S., Matanó, A., Tootoonchi, F., Alvarez-Garreton, C., Hassaballah, K.E.A., Wu, M., Wens, M.L.K., Shyrokaya, A., Ridolfi, E., Biella, R., Nagavciuc, V., Barendrecht, M.H., Bastos, A., Cavalcante, L., de Vries, F.T., Garcia, M., Mård, J., Streefkerk, I.N., Teutschbein, C., Tootoonchi, R., Weesie, R., Aich, V., Boisier, J.P., Di Baldassarre, G., Du, Y., Galleguillos, M., Garreaud, R., Ionita, M., Khatami, S., Koehler, J.K.L., Luce, C.H., Maskey, S., Mendoza, H.D., Mwangi, M.N., Pechlivanidis, I.G., Ribeiro Neto, G.G., Roy, T., Stefanski, R., Trambauer, P., Koebele, E.A., Vico, G., Werner, M., 2024. Review article: Drought as a continuum – memory effects in interlinked hydrological, ecological, and social systems. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 24: 3173–3205. doi:10.5194/nhess-24-3173-2024

Van Oel, P.R., Martins, E.S.P.R., Costa, A.C. 2017. The effect of reservoir networks on drought propagation. *European Water* 60: 287-292.

van Tiel, M., Van Loon, A., Seibert, J., Stahl, K., 2021. Hydrological response to warm and dry weather: do glaciers compensate? *Hydrology and Earth System Sciences* 25 (6): 3245-3265. doi:10.5194/hess-25-3245-2021

Vasiliades, L., Loukas, A., Liberis, N., 2010. A Water Balance Derived Drought Index for Pinios River Basin, Greece. *Water Resources Management* 25 (4): 1087–1101. doi:10.1007/s11269-010-9665-1

Veldkamp, T.I.E., Wada, Y., Aerts, J., Döll, P., Gosling, S.N., Liu, J., Masaki, Y., Oki, T., Ostberg, S., Pokhrel, Y., Satoh, Y., Kim, H., Ward, P. J., 2017. Water scarcity hotspots travel downstream due to human interventions in the 20th and 21st century. *Nature Communications* 8: 15697. doi:10.1038/ncomms15697

Vich, A.I.J., López, P.M., Schumacher, M.C., 2007. Trend detection in the water regime of the main rivers of the Province of Mendoza, Argentina. *GeoJournal* 70: 233–243. doi:10.1007/s10708-008-9136-x

Villamayor, J., Khodri, M., Villalba, R., Daux, V., 2021. Causes of the long-term variability of southwestern South America precipitation in the IPSL-CM6A-LR model. *Climate Dynamics* 57: 2391-2414. doi:[10.1007/s00382-021-05811-y](https://doi.org/10.1007/s00382-021-05811-y)

Wanders, N., Wada, Y., Van Lanen, H.A.J., 2015. Global hydrological droughts in the 21st century under a changing hydrological regime. *Earth System Dynamics* 6: 1-15. doi:10.5194/esd-6-1-2015

- Wang, Z., Huang, S., Huang, Q., Duan, W., Leng, G., Guo, Y., Zheng, X., Nie, M., Han, Z., Dong, H., Peng, J., 2022. Seasonal Propagation Characteristics from Meteorological to Hydrological Drought and Their Dynamics in the Headstreams of the Tarim River Basin. *Journal of Hydrometeorology* 23 (9): 1487-1506. doi:10.1175/JHM-D-21-0250.1
- Wasti, A., Ray, P., Wi, S., Folch, C., Ubierna, M., & Karki, P., 2022. Climate change and the hydropower sector: A global review (Vol. 13). John Wiley and Sons Inc. doi:10.1002/wcc.757
- Wilhite, D., Svoboda, M., 2000. Drought early warning systems in the context of drought preparedness and mitigation; OMM: Génova, Suiza. Pp. 212.
- Wong, G., van Lanen, H.A.J., Torfs, P.J.J.F., 2013. Probabilistic analysis of hydrological drought characteristics using meteorological drought. *Hydrological Sciences Journal* 58 (2): 253–270. doi:10.1080/02626667.2012.753147
- Wu, J., Chen, X., Yao, H., Gao, L., Chen, Y., Liu, M., 2017. Non-linear relationship of hydrological drought responding to meteorological drought and impact of a large reservoir. *Journal of Hydrology* 551: 495–507. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.06.029
- Yang, Y., McVicar, T.R., Donohue, R.J., Zhang, Y., Roderick, M.L., Chiew, F.H.S., Zhang, L., Zhang, J., 2017. Lags in hydrologic recovery following an extreme drought: assessing the roles of climate and catchment characteristics. *Water Resources Research* 53: 4821-4837. doi:10.1002/2017WR020683
- Yang, X., Zhang, M., He, X., Ren, L., Pan, M., Yu, X., Wei, Z., Sheffield, J., 2020. Contrasting Influences of Human Activities on Hydrological Drought Regimes Over China Based on High-Resolution Simulations. *Water Resources Research* 56 (6): e2019WR025843.
- Zhang, Y., Yang, X., Chen, C., 2021. Substantial decrease in concurrent meteorological droughts and consecutive cold events in Huai River Basin, China. *International Journal of Climatology* 41 (13): 6065–6083. doi:10.1002/joc.7168

2. Datos y área de estudio

2.1. Cuenca del río Atuel

La CRA se ubica entre el centro-oeste de la Provincia de Mendoza y el noroeste de la Provincia de La Pampa ($34^{\circ}30'S$ - $36^{\circ} 50'S$; $70^{\circ}12'$ - $66^{\circ}53'W$), con una superficie aproximada de 39900 km^2 (Figura 2.1). Nace en la Laguna del Atuel, ubicada en la Cordillera de los Andes a una altitud aproximada de 3500 metros, muy cercana a la frontera con Chile. La cuenca superior posee elevaciones mayores a los 4000 m como el Cerro Sosneado (5189 m), Volcán Overo (4619 m), Risco Plateado (4999 m) y Las Leñas (4351 m), entre otros (IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares, 2018). Este sector se caracteriza por presentar una pendiente inclinada y estrecha con forma de V y es la que produce la alimentación del río Atuel en todo su recorrido hacia el este. Sus principales tributarios en este tramo son los ríos Las Ánimas, Los Caballos, Largo, Agua Buena, Amarillo, Blanco y La Manga. En términos geológicos se conforma por 3 regiones: Cordillera, Piedemonte y Planicie (Pompei y otros, 2024). En la Cordillera, región que corresponde al tramo superior de la cuenca, cuenta con aglomerados volcánicos sobre el Cerro El Sosneado (Sruoga y otros, 2005). Sobre el Piedemonte, en el tramo medio, se destaca como afluente principal el río Salado. En esta zona se aprovecha la explotación de rocas y minerales y se emplazan embalses como El Nihuil y Valle Grande. Sobre la Planicie, en el tramo inferior, se destacan los Bañados del Atuel, zona de importancia estratégica para la biodiversidad y la regulación hídrica, especialmente en épocas de crecidas. El río Atuel en este sector, posee un recorrido noroeste-sudeste y presenta características de río meandroso por su baja pendiente (Dornes y otros, 2015) y desvía su cauce hacia el sudeste debido a la falla de la cuenca de General Alvear en el tramo inferior (Zárate y otros, 2005).

En términos hidrológicos, la CRA contiene un aporte principalmente nival (Masiokas y otros, 2006; 2010; Lauro y otros, 2016), con un aporte glaciar de menor importancia aunque relevante durante períodos secos (Masiokas y otros, 2012). El aporte nival está presente principalmente entre los meses de octubre a marzo debido al derretimiento de la nieve acumulada durante los eventos de precipitaciones invernales en el tramo superior de la cuenca (Masiokas y otros, 2006; Araneo y Villalba, 2015). Según el Observatorio Andino (<https://observatorioandino.com/nieve/>; Cara y otros, 2021), durante el invierno la superficie cubierta de nieve en la cuenca es de entre 2200 y 2800 km^2 , con valores de

entre 50 y 100 km² en los meses de febrero-marzo. La elevación del límite inferior de la nieve es aproximadamente de 2500 msnm durante el invierno y de 3500 msnm en el verano. Sin embargo, estas características no han sido estacionarias, ya que existe evidencia de un corrimiento de la isoterma de 0°C hacia altitudes mayores (Carrasco y otros, 2008), provocando un aumento en el nivel de caudal en los meses de primavera y una disminución en el pico estival por el agotamiento de la fusión de nieve (Boninsegna y Villalba, 2006). Esto trae como consecuencia un mayor riesgo de sequías hidrológicas en los meses de verano (Vicuña y otros, 2011). Los glaciares se ubican en el tramo superior de la cuenca, que pueden ser encontrados mayormente como glaciares de montaña y valle y glaciares de escombro (Zalazar y otros, 2020). Cabe destacar que diversos trabajos han documentado una notable reducción de los glaciares y cuerpos de hielo (Falaschi y otros, 2018; Dussaillant y otros, 2019; Ferri y otros, 2020), debido al incremento de la temperatura a lo largo de las últimas décadas en los Andes Centrales (Ruiz Pereira y Veetil, 2019) y a la merma en las precipitaciones invernales (Masiokas y otros, 2020).

El río Atuel y el río Desaguadero-Salado se unen para formar el río Chadileuvú en una llanura semidesértica a 400 msnm, y recorre 120 km del territorio pampeano, formando hacia el suroeste provincial una serie de lagunas (denominadas genéricamente Urre Lauquén o Lagunas Curacó), que según se documenta constituía en otros tiempos un vasto reservorio de agua que se unía a través del río Curacó al río Colorado (Rojas y Prieto, 2020). Sin embargo, a partir del manejo de agua en el oasis de riego desde fines del siglo XIX, el río Atuel presenta un carácter intermitente en su tramo inferior.

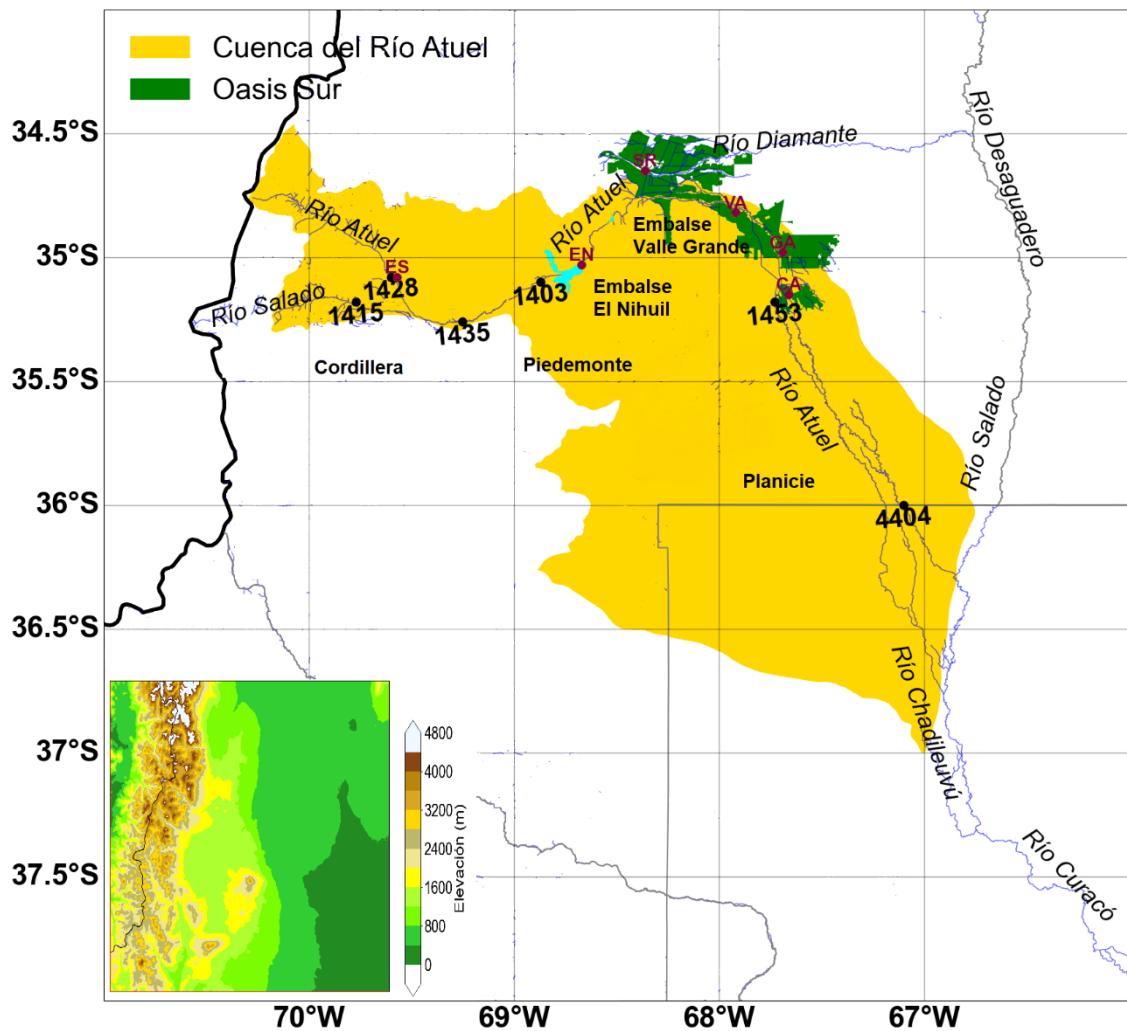


Figura 2.1. Cuenca del río Atuel, red de drenaje y ubicación de los principales ríos de la región. Se muestra la ubicación de las estaciones de aforo de la cuenca en función de su ID (ver Tabla 2.1), los oasis irrigados, los embalses El Nihuil y Valle Grande (celeste) y las principales localidades de la cuenca (puntos rojos): El Sosneado (ES), El Nihuil (EN), San Rafael (SR), Villa Atuel (VA), General Alvear (GA), Carmenza (CA).

2.2. Características climáticas

Existe un marcado contraste climático entre los distintos sectores de la CRA. La cuenca superior, caracterizada por un clima con régimen mediterráneo, concentra las precipitaciones mayoritariamente en forma de nieve sobre los Andes Centrales. La Cordillera de los Andes actúa como una barrera topográfica que interfiere con el flujo de aire proveniente del Océano Pacífico, y esto produce un marcado gradiente de precipitación en sentido oeste-este (Garreaud y otros, 2009; Barrett y Hameed, 2017;

Flores-Aqueveque y otros, 2020). El anticiclón semipermanente del Océano Pacífico Sur es el principal regulador del ciclo anual de precipitación ya que durante el verano se desplaza hacia el sur, inhibiendo el avance de sistemas de bajas presiones y frentes, lo que ocasiona escasas precipitaciones estivales. En cambio, durante el invierno, el anticiclón se desplaza hacia el norte, favoreciendo el pasaje de ciclones extratropicales que producen un intenso flujo de humedad sobre la Cordillera, incrementando las precipitaciones (Viale y Núñez, 2011). Estas precipitaciones se registran mayormente en forma de nieve, con una acumulación anual de entre 500 y 1500 mm de equivalente de agua en nieve (Masiokas y otros, 2006). La mayor parte de estos acumulados se vincula a la ocurrencia de unos pocos ríos atmosféricos, corredores de vapor de agua que se encuentran en entornos prefrontales de latitudes medias, efectivos en el transporte meridional de humedad sobre las regiones oceánicas (Zhu y Newell, 1998). En particular, los ríos atmosféricos juegan un rol preponderante en modular las precipitaciones orográficas y en la acumulación de nieve en los Andes Centrales (Viale y Núñez, 2011; Viale y otros, 2018). Por otra parte, adyacente a la Cordillera de los Andes, sobre el Océano Pacífico se suele producir una amplificación de las vaguadas asociada al marcado gradiente meridional de presión al sur del jet subtropical. Este proceso, en interacción con la Cordillera de los Andes, genera una inclinación de la vaguada y su posterior separación del flujo zonal. Como consecuencia, favorece la formación de bajas segregadas, que son sistemas cerrados, quasi-barotrópicos y persistentes, los cuales también representan una fuente importante de precipitaciones en los Andes Centrales (Garreaud y Fuenzalida, 2007; Viale y Núñez, 2011). La variabilidad en la precipitación modula la acumulación de nieve en la Cordillera de los Andes y, por lo tanto, en la magnitud del aporte nival al caudal (Compagnucci y Araneo, 2007). La variabilidad de la temperatura en los Andes Centrales, en cambio, pueden provocar un adelantamiento o un retraso en la fusión de la nieve, el cual repercute en la época de máximos caudales (Araneo y Villalba, 2015). Dicha variabilidad se asocia a un aumento (disminución) en el espesor 1000-500 hPa, lo cual induce un incremento (disminución) en la temperatura en la región cordillerana, y consecuentemente, genera un incremento (decrecimiento) de la fusión de la nieve (Araneo y otros, 2015). Por otra parte, existen modos de variabilidad que se asocian con la modulación de precipitaciones, y consecuentemente, del caudal en la región. La literatura científica ha documentado que la fase positiva del ENOS se asocia con una mayor acumulación de nieve en relación al promedio histórico en la región de los Andes Centrales durante los meses de invierno (Compagnucci y Vargas, 1998; Montecinos y

Aceituno, 2003; Masiokas y otros, 2006; Cortés y otros, 2011). Por otra parte, la fase La Niña no se asocia de manera directa a un patrón opuesto en las precipitaciones, ya que en la mitad de estos eventos ocurrieron condiciones hídricas normales o de exceso (Masiokas y otros, 2006). Sin embargo, se ha encontrado para la región de la Planicie una asociación entre la ocurrencia de déficit de precipitaciones durante los meses de verano y la ocurrencia de la fase La Niña (Penalba y Rivera, 2016). En la región de la cuenca media y baja, el régimen de precipitación es monzónico, es decir, las precipitaciones se registran mayoritariamente en verano, las cuales son de carácter convectivo (Rivera y otros, 2018). Esto suele provocar un aumento temporal en el caudal de los ríos andinos, el cual típicamente se extiende por algunas horas a días (Braud y otros, 1999; Valenzuela y otros, 2022). Esta porción de la cuenca presenta precipitaciones escasas en el semestre frío, las cuales son mayormente estratiformes (Viale y otros, 2019). De esta forma, estos tramos de la cuenca tienen un carácter semiárido, con un rango de precipitación que oscila entre los 300 mm en la cuenca media y 500 mm en la cuenca baja (Rivera y otros, 2018).

2.3. Manejo del agua en la cuenca

El uso de agua en la cuenca del río Atuel se centra fundamentalmente en actividades agrícolas como el cultivo de la vid y el olivo, usos hortícolas y forestales, uso pastoril para ganadería, así como el aprovechamiento para la generación de energía hidroeléctrica y actividades recreativas (Departamento General de Irrigación, 2022). La cuenca cuenta con un complejo hidroeléctrico denominado Los Nihuiles que contiene 4 centrales cuyos embalses son El Nihuil, Aisol, Tierras Blancas y Valle Grande (Villodas y otros, 2005). El complejo comenzó a operar su primera central en el embalse El Nihuil ininterrumpidamente desde el año 1947, luego en 1969, 1977 y 1997, respectivamente, se pusieron en funcionamiento el resto de las centrales. En su totalidad puede albergar hasta 637 hm³ y generar energía por hasta 420 GWh al año.

Los cambios en la dinámica del escurrimiento entre tramos de la cuenca baja del río Atuel, por la sobreexplotación del recurso hídrico en el oasis sur de la provincia de Mendoza, derivaron en un secamiento persistente y permanente sobre la porción de la cuenca que se extiende hacia provincia de La Pampa. Esto propició una disputa interjurisdiccional en la Corte Suprema de Justicia desde el año 1979 hasta la actualidad por el aprovechamiento del caudal del río Atuel (Rojas y Wagner, 2016; Rojas y Prieto, 2020). Principalmente, la

reducción de caudal sobre la cuenca se debe a la baja eficiencia del sistema de riego (Pereira y Morábito, 2011). El agua utilizada sobre el tramo inferior de la cuenca conforma un sistema de cultivo intensivo, que convierte las regiones semiáridas en áreas fértiles. El oasis sur de Mendoza abarca alrededor de 200.000 hectáreas y posee una red de riego de más de 500 kms (Departamento General de Irrigación, 2022). Según el Observatorio de Agua de Mendoza, la red de riego superficial se complementa con explotación de agua subterránea, la cual posee 3 niveles: el primero desde los 60 m de profundidad (Acuífero Superior) utilizada para riego; el segundo entre 60 y 160 m (Acuífero Principal) que es explotado con mejores rendimientos en relación al Acuífero Superior; y el tercer nivel con profundidad mayor a 160 m (Acuífero Profundo) que es menos vulnerable a la contaminación de la superficie.

2.4. Características hidrológicas

A fin de ilustrar el comportamiento del ciclo hidrológico en la CRA, se calculó el hidrograma característico en las 5 estaciones de aforo utilizadas considerando el período común 1985-2020 (Figura 2.2). El ciclo anual del caudal se definió como el período comprendido entre julio del año t y junio del año $t + 1$. Se observa el período de caudales altos durante la temporada primavera-verano en las estaciones Cañada Ancha, El Sosneado, Loma Negra y La Angostura, asociado al aporte nivo-glacial. Sin embargo, existe una marcada variabilidad en los caudales entre octubre y marzo en comparación con el comportamiento durante los meses de invierno, lo que representa la variabilidad asociada a la ocurrencia de años húmedos y secos en la cuenca (Figuras 2.2a-d). En el ciclo anual de los caudales en la estación Cañada Ancha, los caudales suelen oscilar entre $18 \text{ m}^3/\text{s}$ y $30 \text{ m}^3/\text{s}$ en los meses de verano, fluctuando entre $2 \text{ m}^3/\text{s}$ y $4 \text{ m}^3/\text{s}$ en los meses de invierno. En tanto, para las estaciones El Sosneado, Loma Negra y La Angostura las variaciones en el caudal oscilan entre $45 \text{ m}^3/\text{s}$ y $80 \text{ m}^3/\text{s}$ durante el mes de enero, mientras que en los meses de invierno los caudales oscilan entre $18 \text{ m}^3/\text{s}$ y $25 \text{ m}^3/\text{s}$. En la estación Carmensa, el comportamiento del ciclo hidrológico es marcadamente distinto al del resto de los aforos de la cuenca, con máximos en los meses de invierno que son del mismo orden que los registrados en el resto de las estaciones de aforo, mientras que los mínimos se dan en los meses de septiembre a abril y oscilan entre $2 \text{ m}^3/\text{s}$ y $7 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figura 2.2e). Esto se debe al uso del agua río arriba de esta estación de aforo, lo cual genera una

marcada reducción en los caudales en los meses del período cálido. El riego se da principalmente entre los meses de octubre a marzo, lo cual genera un máximo relativo de caudal en períodos de excedentes de agua.

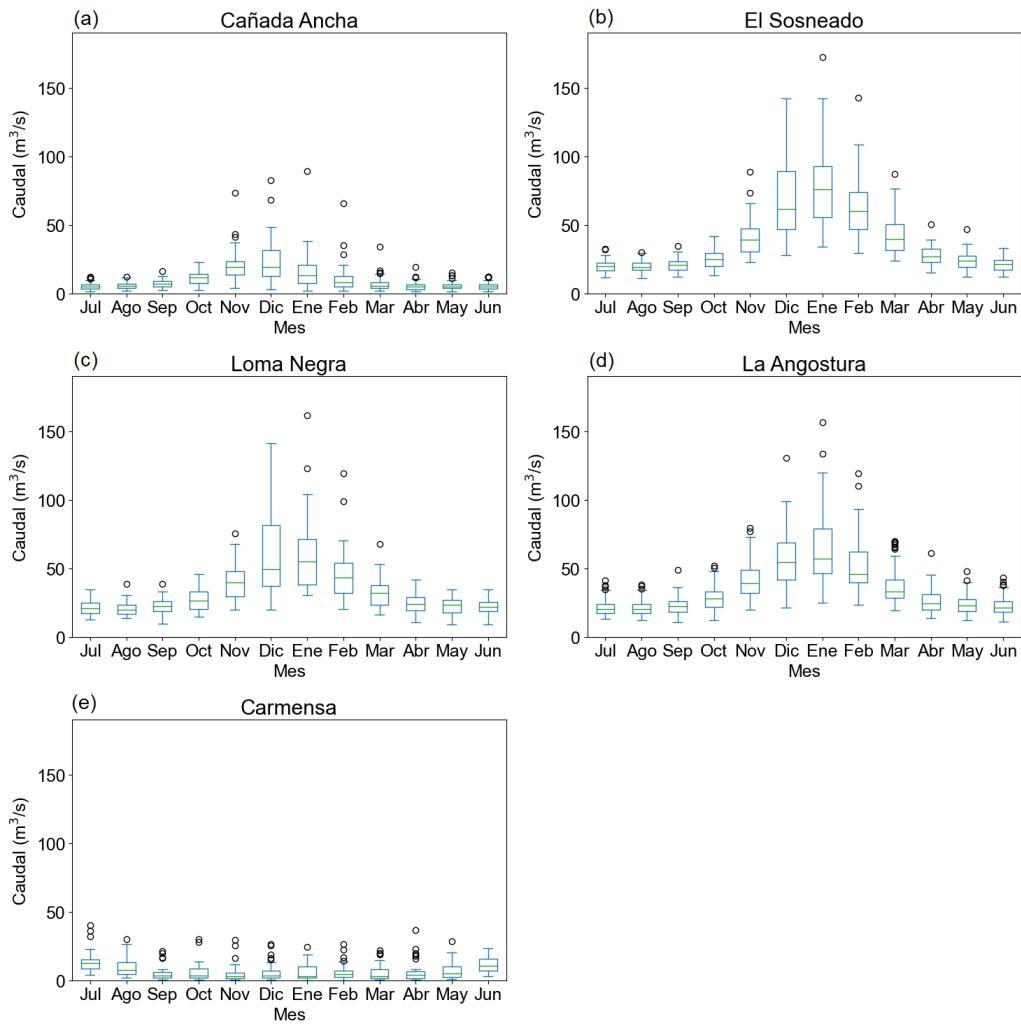


Figura 2.2. Boxplot representativos del ciclo anual de los caudales en las estaciones de la cuenca del río Atuel para el año hidrológico comprendido entre los meses de julio y junio en el período 1985/86-2019/20. Cada boxplot representa la mediana del caudal (línea verde horizontal dentro de cada caja) y el primer y tercer cuartil (límites de las cajas), con los bigotes extendiéndose hasta los valores que corresponden a 1.5 veces el rango intercuartil por encima y por debajo. Los círculos muestran los valores fuera de rango.

2.5. Datos

2.5.1. Observaciones

i. Caudales

Se utilizaron mediciones de caudal medio diario y mensual en estaciones de aforo ubicadas a lo largo de la CRA, los cuales fueron obtenidos a través del Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH, <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/>) perteneciente a la Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica de la Nación (SIPH). Las estaciones de aforo utilizadas son Cañada Ancha (1415), ubicada sobre el río Salado, El Sosneado (1428), Loma Negra (1435), Carmensa (1453), La Angostura (1403) y Puesto Ugalde (4404), las cuales se ubican sobre el río Atuel (Figura 2.1, Tabla 2.1). A excepción de la estación Puesto Ugalde, las estaciones mencionadas cumplen con al menos 30 años de observaciones con relativamente baja cantidad de datos faltantes. Las estaciones Cañada Ancha y El Sosneado se encuentran sobre la cuenca alta, Loma Negra y La Angostura sobre la cuenca media mientras que las estaciones Carmensa y Puesto Ugalde se ubican sobre la cuenca baja del río Atuel. Es importante destacar que la estación La Angostura contiene registros centenarios a escala mensual (1906/07-2019/20), siendo una de las más extensas de todo el Hemisferio Sur. La serie de caudales de la estación Puesto Ugalde posee registros que comienzan en julio de 2014, con datos faltantes en la mayor parte del año 2016, los cuales fueron utilizados para evaluar los registros de la estación Carmensa, en particular en relación a la consistencia y coherencia de picos de crecida.

Tabla 2.1. *Información relacionada con las estaciones ubicadas en la cuenca del río Atuel. Se utilizó el período completo de cada estación para el relleno de datos faltantes.*

ID	Estación	Río	Latitud (°S)	Longitud (°O)	Inicio de los registros	Fin de los registros	Caudal medio mensual (m ³ /s)	Datos faltantes (%)
1403	La Angostura	Atuel	68,87	35,1	1/1/1931	30/6/2020	34,53	1,19
1415	Cañada Ancha	Salado	35,13	69,73	1/7/1940	30/6/2020	10,06	5,26

1428	El Sosneado	Atuel	69,60	35,08	1/6/1972	30/6/2020	37,28	1,91
1435	Loma Negra	Atuel	69,25	35,26	1/11/1981	30/6/2020	33,14	0
1453	Carmensa	Atuel	67,73	35,18	1/5/1985	30/6/2020	7,36	1,7
4404	Puesto Ugalde	Atuel	67,10	36,00	1/7/2014	30/6/2020	3,54	4,75

Las series temporales presentan comienzos de medición de caudales en períodos dispares, aunque todas se extienden hasta el 30/6/2020. Las observaciones cuentan con un registro de datos con pocos datos faltantes, que oscilan entre el 0% (en el caso de Loma Negra), hasta poco más del 5% en Cañada Ancha. En la Sección 2.5.1.1 se detallan los métodos utilizados para el relleno de datos faltantes de las series temporales, mientras que en la Sección 2.5.1.2 se describe el análisis de homogeneidad de los registros.

ii. Temperatura superficial del mar

Se utilizaron observaciones reticuladas de temperatura superficial del mar (TSM) de la base de datos ERSSTv5 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5; Huang y otros, 2017). Esta base de datos surge de una reconstrucción de observaciones históricas de TSM con información de boyas, barcos y satélites que fueron incorporados y ajustados por sesgos asociados a errores de medición, con una distribución espacial más homogénea. Las estimaciones de TSM se asimilan mejor a las temperaturas en regiones isleñas y estaciones meteorológicas costeras. Cuenta con mejoras respecto a la versión anterior ya que contiene menor suavizado en su base de datos y corrige de manera óptima las varianzas en las TSM en la región de El Niño. La base de datos ERSSTv5 cuenta con una resolución espacial de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ y con datos que abarcan el período desde 1854 hasta la actualidad. En el presente trabajo de tesis, se toma el período 1906/07-2019/20 para el análisis que es abordado en el capítulo 4.

iii. Temperatura superficial continental y precipitación

Se utilizaron datos reticulados de precipitación (PP) y temperatura media superficial continental (TS) de la base de datos CRU TS 4.07 (Climatic Research Unit Time Series versión 4.07; Harris y otros, 2023), ambas con una resolución espacial de 0,5° x 0,5° y con un período temporal que va desde el año 1901 hasta 2022. Introduce una mejora frente a las versiones anteriores en la interpolación mediante la técnica de distancia angular ponderada. Estas bases de datos se elaboraron con el fin de cubrir áreas donde las observaciones pueden ser escasas, mediante la interpolación de datos de estaciones meteorológicas de todo el mundo. En particular, utilizan datos de los servicios meteorológicos nacionales a escalas diarias e intradiarias. Al igual que para la TSM, se toma el período 1906/07-2019/20 para el análisis que se lleva a cabo en el capítulo 4, para la región de Sudamérica.

2.5.1.1. Datos faltantes

Para el relleno de datos faltantes, si el vacío temporal es inferior a 3 días se consideran datos faltantes aislados, con lo cual se puede utilizar el valor medio de las observaciones entre el bache temporal o una interpolación lineal entre el primer y último dato disponible, lo que comúnmente se lo conoce como método de inferencia (Organización Meteorológica Mundial, 2008). En los casos en los que la laguna temporal sea mayor, se aplica el método de regresión lineal entre la estación con datos faltantes y una estación de referencia (Kim y otros, 2015). En esos casos, se generaron valores sintéticos utilizando registros de las series temporales de las estaciones de la CRA y algunas series de caudal en cuencas aledañas, siempre que el coeficiente de determinación entre ambas series sea superior a $r^2 = 0,6$. Los datos faltantes de las estaciones Cañada Ancha (meses aislados de los años 1949, 1955, 1957, 1959, 1963, 1972 al 1975, 1983, 1985, 1986, 1991, 1998 y 2002), El Sosneado (meses aislados de 1974 y 1975, 1999, 2001 y 2003) y La Angostura (meses aislados de 1948, 1958, 1971, 1999, 2012 y 2020) fueron llenados mediante el ajuste por regresión lineal con los datos de las estaciones de aforo Loma Negra y Los Reyunos, esta última ubicada sobre el río Diamante. Para el relleno de datos faltantes de la serie temporal de caudales del aforo Carmensa se utilizó la serie temporal de la estación Monte Comán, ubicada sobre el río Diamante. Ambas series temporales están afectadas por el uso de agua en el oasis sur. Los registros de caudal observados en la estación Puesto

Ugalde no son utilizados ya que poseen un período de observación de 6 años y presentan mayormente caudales nulos.

2.5.1.2. Análisis de homogeneidad de las series de caudales

Se emplearon diversos test de homogeneidad de manera comparativa para verificar si las series de datos presentan algún salto o discontinuidad, a modo de establecer si el mismo es artificial o natural. Para ello, se aplicaron los test de Alexandersson, Maronna-Yohai, Pettitt y Buishand. Estos tests de detección de inhomogeneidades han sido aplicados previamente para el análisis de series hidrológicas en regiones áridas y semiáridas (Lauro y otros, 2016; Kazemzadeh y Malekian, 2018; Caragunis y otros, 2020). Estos tests se aplicaron sobre el caudal medio mensual en los sitios de aforo de Cañada Ancha, El Sosneado, Loma Negra, La Angostura y Carmensa.

En primer lugar, se detalla el método de cocientes de Alexandersson (Alexandersson, 1986). Es una técnica que permite detectar inhomogeneidades mediante la detección de cambios abruptos en el nivel medio de la variable hidrometeorológica en cuestión, ya sea por cambios en la manera de registrar las mediciones o por causas relacionadas a procesos naturales. Una ventaja es que permite detectar inhomogeneidades tanto al inicio como al final de las series frente a otros tests, como se ha demostrado en las series de temperatura máxima y mínima (Martínez y otros, 2009). Para ello, se plantea como hipótesis nula que la serie temporal es homogénea o, análogamente, no presenta un quiebre con cambios significativos en el valor medio de la serie. Como hipótesis alternativa, se plantea un salto en la media de la serie en alguna fecha, lo cual indica la presencia de una inhomogeneidad. Para llevarlo a cabo, se debe proceder a dividir la serie en dos segmentos en un instante determinado de la serie temporal. Luego se calcula la media en cada segmento y se busca el período de tiempo en el cual la diferencia en los valores medios maximice, para posteriormente evaluar su significancia.

En todas las series temporales se detectan saltos hacia una disminución de los caudales entre los años 2008 y 2010 (Figura 2.3), en concordancia con los resultados obtenidos por Lauro y otros (2021). Los saltos resultaron estadísticamente significativos en las estaciones Cañada Ancha, El Sosneado, Loma Negra, La Angostura y Carmensa, lo cual fue verificado mediante un test de medias de t-Student para un nivel de confianza de 90%.

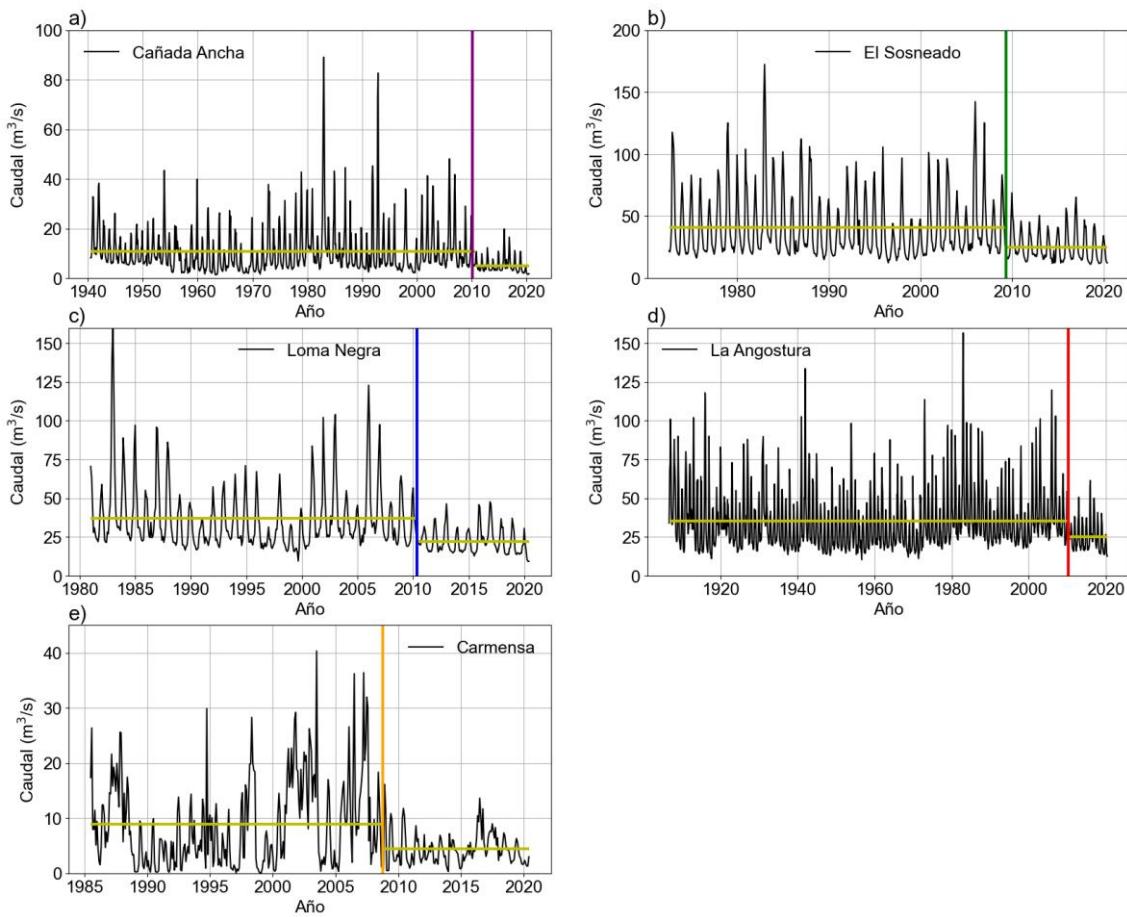


Figura 2.3. Evolución temporal del caudal medio mensual en las estaciones de aforo: a) Cañada Ancha, b) El Sosneado, c) Loma Negra, d) La Angostura y e) Carmensa. Las líneas verticales representan la fecha de ocurrencia del salto de acuerdo al test de Alexandersson, mientras que las líneas horizontales corresponden al valor de caudal medio en los períodos previo y posterior a la fecha del salto.

El método de Maronna-Yohai (Maronna y Yohai, 1978) es un test bivariado que detecta cambios en la media muestral a partir de un salto en una serie dividida en dos tramos diferentes. Se plantea, al igual que en el método de Alexandersson, una hipótesis inicial que las medias muestrales entre ambos tramos son iguales. Como hipótesis alternativa, se plantea que las medias son significativamente distintas para un instante determinado. El enfoque principal consiste en comparar las medias utilizando estimadores que son sensibles a los valores fuera de rango, como el test de razón de probabilidad. Además, se evalúa si ambos tramos tienen distintas medias en función de los diferentes niveles de

significancia. Más detalles en la construcción del índice pueden encontrarse en el trabajo de Maronna y Yohai (1978).

Como se puede observar en la Figura 2.4, el método detecta un salto negativo en las series de caudales de las estaciones Cañada Ancha, El Sosneado, Loma Negra y Carmensa entre los años 2005 y 2010 (Figuras 2.4a-c,e), siendo significativos con un nivel de significancia del 10% en las series de Cañada Ancha y Carmensa. En la serie temporal de la estación La Angostura (Figura 2.4d), el método detecta un salto negativo y no significativo en el año 1939. Este salto está en línea con lo documentado para el río Mendoza en base a registros centenarios (Compagnucci y Vargas, 1998).

Cuando se compara con el método de Alexandersson, puede observarse que la magnitud del salto hidrológico para el método de Maronna-Yohai presenta mayor dispersión en las fechas de ocurrencia (entre 2005 y 2010) en las series de menor período de datos, con una menor sensibilidad a la detección de caudales medios más bajos. Como contraparte, con la estación La Angostura, al mostrar una mayor homogeneidad en la serie, el método no puede determinar momentos críticos que diferencien períodos más húmedos o secos, por lo tanto no es el más efectivo para identificar inhomogeneidades en la cuenca.

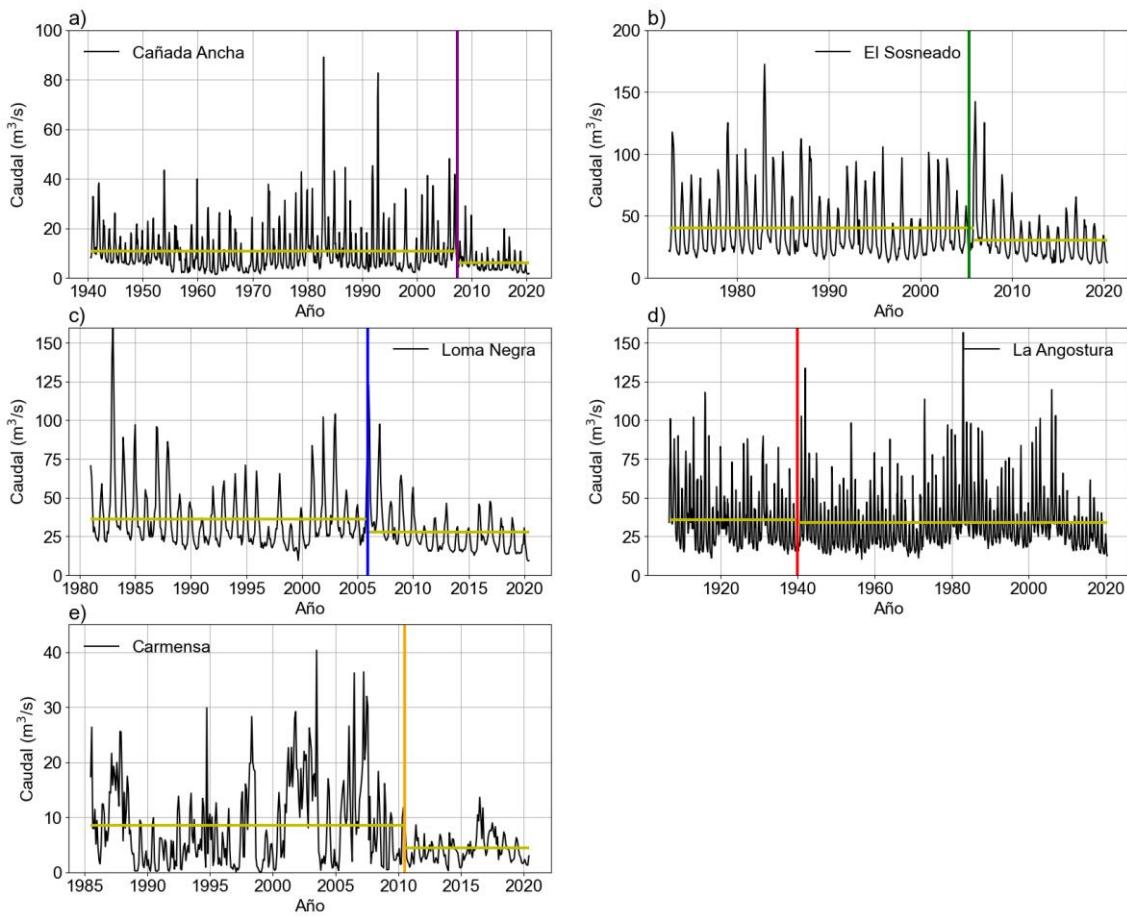


Figura 2.4. Ídem Figura 2.3 para el método de Maronna-Yohai.

Otro método a analizar es el desarrollado por Pettitt (1979), que se basa en un test no-paramétrico que detecta cambios en la serie, derivado del test de doble muestreo de Mann-Whitney (Mann y Whitney, 1947). Este test es más sensible a detectar inhomogeneidades frente a otros tests, como se ha demostrado para las series de temperatura media mensual y anual (Firat y otros, 2011). Plantea como hipótesis inicial que no se producen cambios entre los valores medios, mientras que con la hipótesis alternativa se asume que se produce un salto significativo para un instante determinado. Utiliza la comparación acumulativa de observaciones precedentes y posteriores a cada instante donde puede producirse el salto. El test evalúa el estadístico que mide la desviación entre las sumas acumuladas de dos subconjuntos de datos alrededor de ese instante, siendo el posible salto el de mayor desviación. Se utilizó la librería “trend” del software en R. En el trabajo de Pettitt (1979) se pueden hallar más detalles sobre la construcción de este método.

A excepción de la serie temporal de caudales de la estación La Angostura (Figura 2.5d), en todas las series se detectan saltos significativos hacia una disminución de los caudales entre los años 2008 y 2010 (Figuras 2.5a-c,e), en concordancia con los resultados obtenidos por el test de Alexandersson y por Lauro y otros (2021). Estos saltos se asocian principalmente a un período sostenido de déficit en la acumulación nival sobre la Cordillera de los Andes (Rivera y otros, 2021). La serie temporal de caudales mensuales de la estación La Angostura mostró un salto positivo y significativo en el año 1972 (Figura 2.5d), similar al encontrado por Lauro y otros (2019) para el caudal anual en el año 1971, principalmente asociado a un aumento de los caudales mínimos invernales y máximos estivales entre las décadas de 1980 y 2000. Por otra parte, la serie temporal de caudales en La Angostura es la única que muestra un salto significativo en comparación al resto de las analizadas en la cuenca.

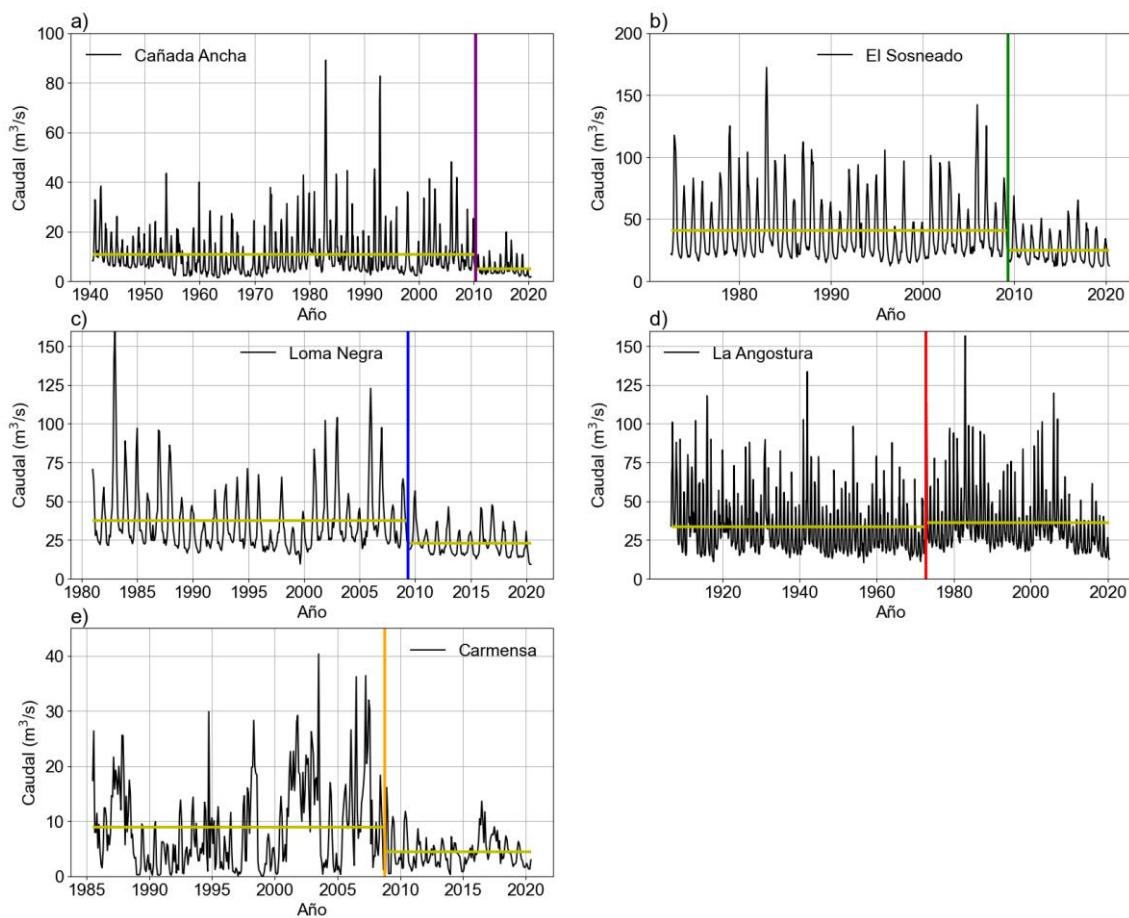


Figura 2.5. Ídem Figura 2.4 para el método de Pettitt.

El último método utilizado para detectar inhomogeneidades es el de desviaciones acumuladas por rangos propuesto por Buishand (1982), en donde se describen y detectan cambios en la homogeneidad en las series de datos temporales, principalmente climáticas e hidrológicas. El test ha mostrado sensibilidad a detectar inhomogeneidades a mitad de la serie, por ejemplo para las series de índices de precipitación extrema diaria (Silva y otros, 2022). Al igual que en los tests anteriores, supone como hipótesis inicial que no se registran cambios en las medias de la serie en ningún instante. Como hipótesis alternativa, se producen cambios en las medias alrededor de un instante determinado. El test se basa en la construcción de una suma acumulativa estandarizada de las desviaciones respecto de la media de la serie. Este proceso se aplica para cada valor de la serie temporal y en el caso que se cumpla la hipótesis inicial, las sumas fluctúan alrededor de cero. Por el contrario, cuando la suma registra un valor significativamente diferente de cero, esto indica la presencia de un salto en la serie. Más detalles de la metodología pueden encontrarse en Buishand (1982).

Al igual que los resultados obtenidos según el test de Alexandersson, en todas las series temporales se detectan saltos significativos hacia una disminución de los caudales entre los años 2008 y 2010 (Figura 2.6), lo cual coincide además con los resultados obtenidos por Lauro y otros (2021).

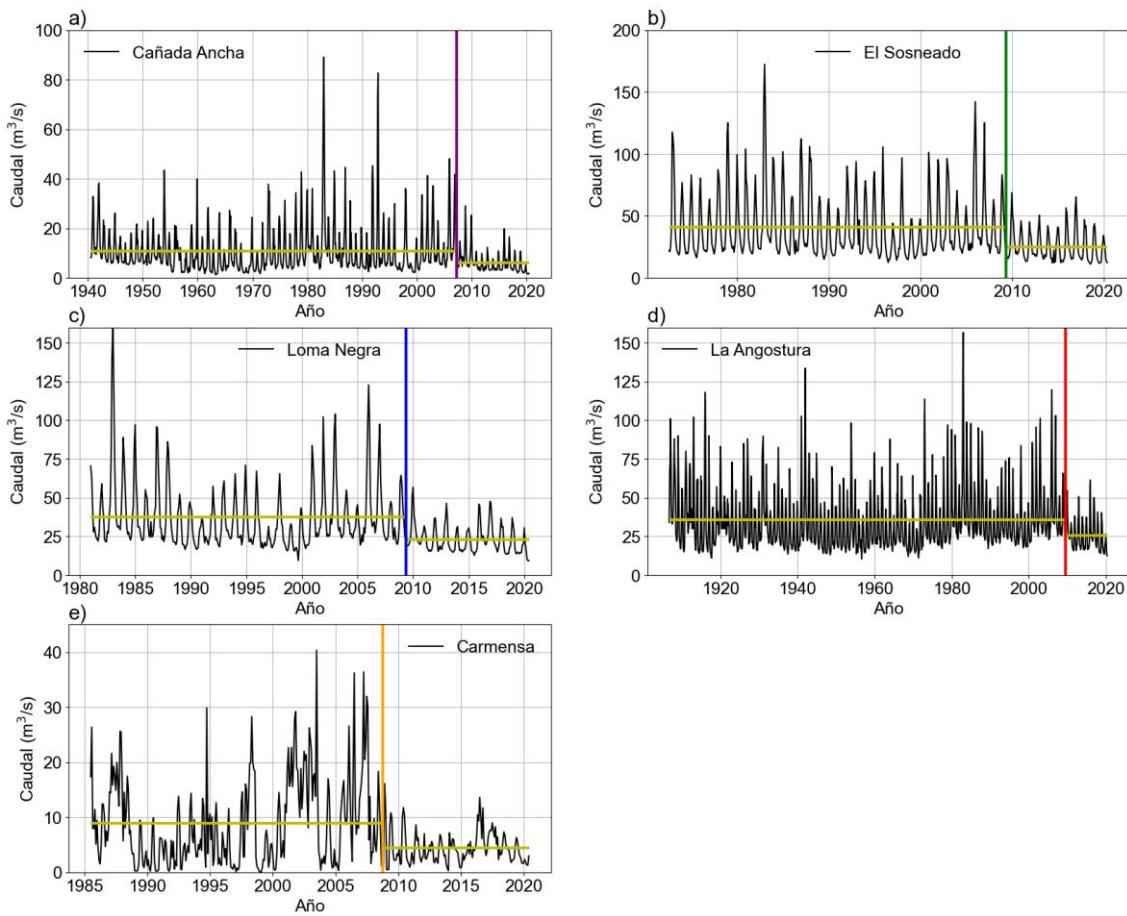


Figura 2.6. Ídem Figura 2.5 para el método de Buishand.

A modo de resumen, la Tabla 2.2 muestra las características de los saltos detectados mediante los métodos de Alexandersson, Maronna-Yohai, Pettitt y Buishand. Resulta útil la aplicación de múltiples métodos de detección de saltos para identificar los cambios abruptos en los regímenes hidrológicos, teniendo en cuenta que pueden coexistir distintos procesos involucrados que contribuyen a estas modificaciones, especialmente en registros observacionales extensos. La mayoría de los métodos detecta saltos negativos significativos al 10% en las series temporales de caudal de las 5 estaciones de la cuenca entre los años 2008 y 2010, período en el que se inicia un prolongado evento de sequía hidrológica (Rivera y otros, 2021). Las diferencias de caudal medio encontradas para la estación Carmensa son mayores a las observadas en el resto de las estaciones río arriba. En consecuencia, este resultado podría indicar que el impacto del manejo del agua podría exacerbar las condiciones de sequía hidrológica en el tramo inferior de la cuenca. El único caso en donde se detectó un salto positivo significativo ocurrió en el año 1972

considerando la serie temporal de caudales en la estación La Angostura, lo cual está en línea con lo documentado por Lauro y otros (2016; 2019).

Tabla 2.2. *Saltos detectados con el método de Alexandersson, Maronna-Yohai, Pettitt y Buishand; mes y año de detección, valores de caudal medio previo y posterior al salto hidrológico, y significancia de diferencia de medias (* es estadísticamente significativo al 10% y ** al 5%, *** al 1%).*

Método	Estación (p-valor)	Caudal medio anterior al salto (m ³ /s)	Fecha de salto hidrológico	Caudal medio posterior al salto (m ³ /s)
Alexandersson	La Angostura* (0.078)	35,49	may-2010	25,05
	Cañada Ancha (0.045)**	10,8	mar-2010	5,08
	El Sosneado** (0.036)	40,99	may-2009	25,01
	Loma Negra** (0.015)	37,06	may-2010	22,23
	Carmensa** (0.04)	8,88	oct-2008	4,39
Maronna-Yohai	La Angostura (0,686)	35,93	dic-1939	34,02

	Cañada Ancha** (0,036)	10,87	abr-2007	6,02
	El Sosneado (0,192)	40,3	nov-2005	30,58
	Loma Negra (0,174)	36,12	dic-2005	27,97
	Carmensa* (0,066)	8,53	jun-2010	4,4
Pettitt	La Angostura* (0.051)	33,32	nov-1972	36,3
	Cañada Ancha** (0,044)	10,8	abr-2010	5,08
	El Sosneado** (0.036)	40,99	may-2009	25,01
	Loma Negra** (0.017)	37,31	may-2009	22,92
	Carmensa** (0.04)	8,88	oct-2008	4,39
Buishand	La Angostura* (0,087)	35,52	jun-2009	25,59

	Cañada Ancha* (0,075)	10,86	abr-2007	6,02
	El Sosneado** (0,036)	40,99	may-2009	25,01
	Loma Negra** (0,017)	37,31	may-2009	22,92
	Carmensa** (0,04)	8,88	oct-2008	4,39

2.5.2. Reanálisis

Se utilizó el reanálisis ERA5 del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Hersbach y otros, 2020), con resolución horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, que cubre el período 1940 en adelante. De forma complementaria, se utilizó el reanálisis ERA20C cuya extensión temporal es el período 1900-2010 (Poli y otros, 2016), considerando la misma resolución horizontal. Estos productos de reanálisis se utilizaron de manera complementaria debido a que se requiere analizar variables asociadas a la circulación atmosférica regional que se extiendan a lo largo del período máximo de registro de caudales en la CRA (1906/07-2019/20). En particular, al momento de la elaboración de los cálculos, se consideraron los datos del reanálisis ERA5 para el período 1950/51-2019/20 y los correspondientes al reanálisis ERA20C para el período 1906/07-1949/50. Las principales variables que se utilizan son las componentes zonal y meridional del viento en 850 hPa (U850 y V850, respectivamente), la humedad específica en 850 hPa (Q850) y la altura geopotencial en 500 hPa (Z500). De forma complementaria, se utilizaron datos de altura geopotencial en los niveles de 200 hPa, 700 hPa y 1000 hPa. Para visualizar de forma clara los campos vectoriales del viento, fue necesario aplicar una interpolación espacial de $3 \times 3^\circ$ en el área delimitada para las composiciones utilizando el método de interpolación lineal multivariada de cuadrícula regular (Weiser y

Zarantonello, 1988). Estas bases de datos son utilizadas para el análisis de la variabilidad climática en el Capítulo 4.

Dado que se utilizaron dos bases de datos diferentes, se realizó un análisis de diferencias de medias climatológicas teniendo en cuenta los períodos 1940/41-1979/80 y 1980/81-2009/10, tomando como referencia el reanálisis ERA5. Las diferencias en los valores medios de las variables se evaluaron mediante el test de T-student para un nivel de significancia de 5% (Figura 2.7). Por otra parte, también se evaluaron las diferencias en las varianzas de ambos conjuntos mediante un test de Fisher con una significancia de 5%, obteniendo resultados comparables entre ERA20C y ERA5 (ver Figura S1 de la sección de Anexos).

Como puede observarse en las Figuras 2.7a y 2.7e, Z500 del reanálisis ERA20C tiende a presentar menores valores en comparación a los obtenidos a partir del reanálisis ERA5 en buena parte del Océano Pacífico, Atlántico y Sudamérica. Sin embargo, en ningún período esas diferencias son estadísticamente significativas. Q850 del reanálisis ERA20C tiende a subestimar a la de ERA5 (Figuras 2.7b y 2.7f), especialmente en la región amazónica de manera significativa. Esta subestimación se detecta también en la región cercana a los Andes Centrales y sobre el margen occidental del Océano Pacífico, aunque sin significancia estadística. Por otra parte, se observa una sobreestimación significativa de Q850 del reanálisis ERA20C en relación al reanálisis ERA5 en la porción oriental del Océano Pacífico para el período 1980/81-2009/10. Las Figuras 2.7c y 2.7g muestran que la componente oeste de U850 del reanálisis ERA20C presenta una diferencia positiva y significativa en comparación al reanálisis ERA5 en la región del Océano Pacífico Ecuatorial. En cambio, para V850, se observan mayores valores de viento de componente norte con ERA20C en la región del Océano Pacífico tropical, al este de los 140°O para el período 1940/41-1979/80 (Figura 2.7d) y al este de los 120°O para el período 1980/81-2009/10 (Figura 2.7h). En este último período, las diferencias entre V850 de los reanálisis ERA20C y ERA5 son estadísticamente significativas en el este de Brasil y en la región de la Baja del Chaco (Figura 2.7h).

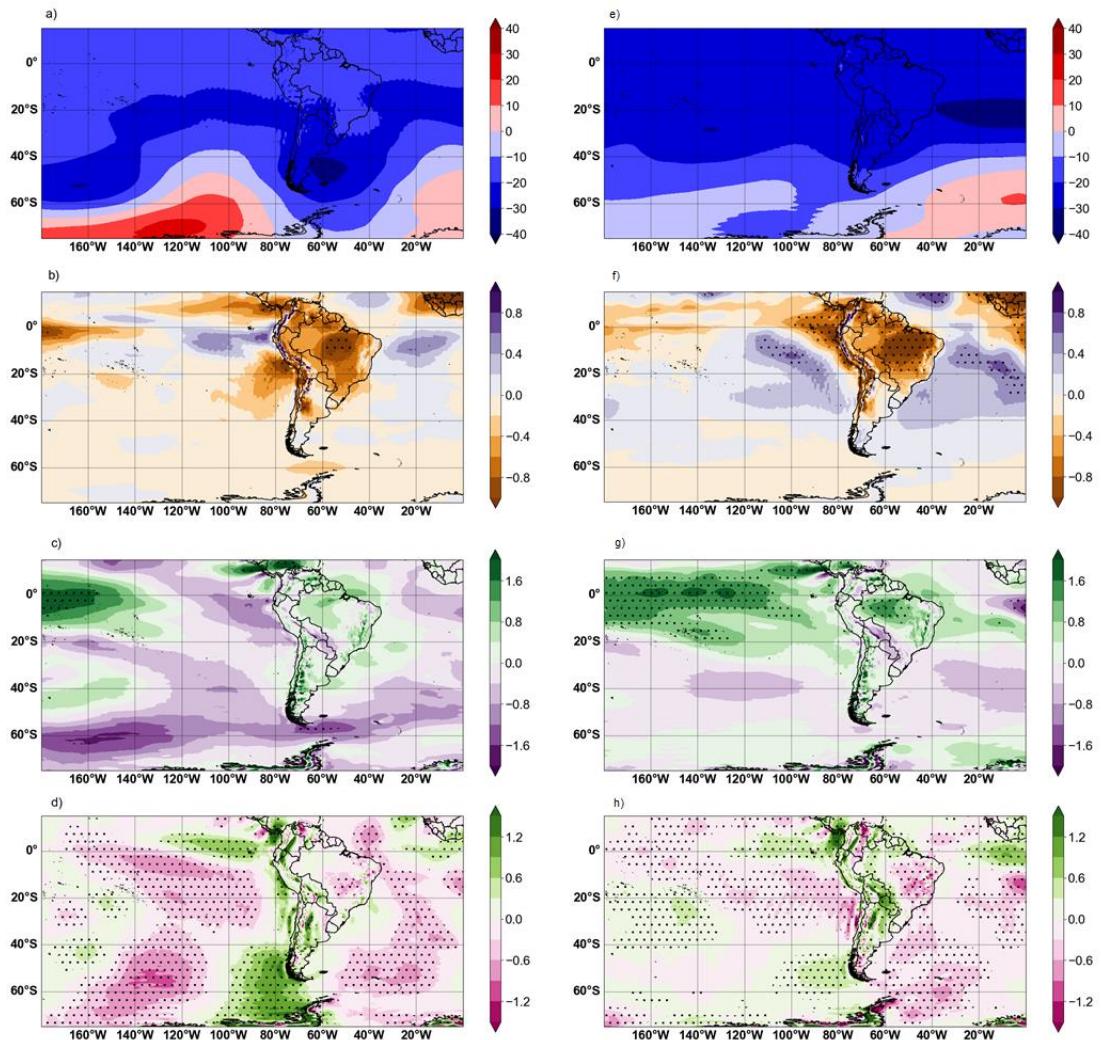


Figura 2.7. Diferencias climatológicas medias entre los reanálisis ERA20C y ERA5 y su significancia estadística al 5% (punteado) para las variables (a) Z500 (reconvertidas desde la variable geopotencial en $m^2 s^{-2}$ a m) (b) Q850 (reconvertido de $kg^{-1} kg^{-1}$ a $g kg^{-1}$) hPa, (c) U850 ($m s^{-1}$) y (d) V850 ($m s^{-1}$) para el período 1940/41-1979/80. Los paneles (e) al (h) corresponden al período 1980/81-2009/10.

En conclusión, para la mayoría de las variables analizadas, las diferencias en los valores medios obtenidos a partir de los reanálisis ERA20C y ERA5 no fueron estadísticamente significativas en la región de estudio y áreas circundantes. Por lo tanto, es posible comparar los resultados obtenidos a partir de ambos reanálisis, lo cual se justifica por el fuerte acople atmósfera-océano, la buena correspondencia con los cambios de fase de

ENOS (Poli y otros, 2016) y la consistencia en los datos de viento asimilados (Wohland y otros, 2019).

2.5.3. Simulaciones GloFAS

A fin de complementar las observaciones de caudal, se utilizaron simulaciones pertenecientes a la versión 4.0 del Global Flood Awareness System (GloFAS; Grimaldi y otros, 2022). Esta base de datos provee información de caudales globales a escala diaria desde el año 1979, con una resolución espacial de $0,05^{\circ} \times 0,05^{\circ}$. GloFAS es un sistema operativo de monitoreo y produce pronósticos de caudal y niveles de excedencia para los principales ríos del mundo (Hirpa y otros, 2018). Para las simulaciones de caudal, GloFAS utiliza el modelo hidrológico LISFLOOD y el modelo de suelo HTESSEL, alimentados por climatologías obtenidas del reanálisis ERA5 y pronósticos del ECMWF (Alfieri y otros, 2013). LISFLOOD es un modelo hidrológico distribuido que se basa en datos meteorológicos (precipitaciones, temperatura y evapotranspiración potencial) para resolver el balance hídrico en cada paso temporal y para cada punto de retícula (Van der Kniff y otros, 2010). La red fluvial utilizada es la de HydroSHEDS (Emerton y otros, 2018). GloFAS utiliza observaciones de caudales de 1200 estaciones de aforo de todo el mundo para la calibración de las simulaciones (Alfieri y otros, 2020). Inicialmente, GloFAS se diseñó para el pronóstico de inundaciones con hasta 30 días de anticipación (Alfieri y otros, 2013). Luego, desde noviembre de 2017 se desarrollaron pronósticos de caudal estacional que pueden predecir hasta 4 meses hacia adelante (Emerton y otros, 2018). Desde abril de 2018 funciona de forma operativa como parte del Servicio de Administración de Emergencia de Copernicus (Harrigan y otros, 2020). GloFAS es ampliamente utilizado en sistemas de alerta temprana que pueden predecir la ocurrencia de fenómenos severos como crecidas repentinas (Alfieri y otros, 2013), aunque también permite determinar períodos con caudales bajos (Brunner y otros, 2021). GloFAS es útil para la identificación de eventos de sequía hidrológica, lo cual fue evaluado en regiones cuyas cuencas están estrechamente relacionadas con un uso intensivo del agua. Por ejemplo, Swain y otros (2023) identificaron períodos de sequía hidrológica en cuencas de India, detectando tendencias hacia mayores condiciones de sequía a lo largo del tiempo. Asimismo, Luo y otros (2023) utilizaron GloFAS para detectar la respuesta de las sequías hidrológicas a las sequías meteorológicas.

GloFAS es utilizado en el Capítulo 6 para evaluar la representación de las simulaciones de caudal en la CRA y para evaluar los cambios en las características de las sequías hidrológicas asociados al uso del agua en la cuenca a partir de separar el caudal simulado del observado río abajo.

Referencias

- Alexandersson, H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6: 661-675. doi:10.1002/joc.3370060607
- Alfieri, L., Burek, P., Dutra, E., Krzeminski, B., Muraro, D., Thielen, J., Pappenberger, F., 2013. GloFAS – global ensemble streamflow forecasting and flood early warning, *Hydrology and Earth System Sciences* 17: 1161–1175. doi:10.5194/hess-17-1161-2013.
- Alfieri, L., Lorini, V., Hirpa, F.A., Harrigan, S., Zsoter, E., Prudhomme, C., Salamon P., 2020. A global streamflow reanalysis for 1980–2018. *Journal of Hydrology X* 6: 100049. doi:10.1016/j.hydroa.2019.100049.
- Araneo, D.C., Rivera, J.A., Villalba, R., 2015. Variabilidad intraestacional de las condiciones níveas en los Andes Centrales relacionadas con los cambios en el régimen hidrológico del río Atuel. *Acta geológica lilloana* 27 (2): 77-86.
- Araneo, D.C., Villalba, R., 2015. Variability in the annual cycle of the Río Atuel streamflows and its relationship with tropospheric circulation. *International Journal of Climatology* 35: 2948–2967. doi:10.1002/joc.4185
- Barrett, B.S., Hameed, S., 2017. Seasonal Variability in Precipitation in Central and Southern Chile: Modulation by the South Pacific High, *Journal of Climate* 30 (1): 55–69. doi:10.1175/JCLI-D-16-0019.1
- Boninsegna, J., Villalba, R., 2006. Los escenarios de Cambio Climático y el impacto en los caudales. Documento sobre la oferta hídrica en los oasis de riego de Mendoza y San Juan en escenarios de Cambio Climático. *Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable. Fundación e Instituto Don Torcuato Di Tella.* 19 págs.
- Braud, I., Fernández, P., Bouraoui, F., 1999. Study of the rainfall-runoff process in the Andes region using a continuous distributed model. *Journal of Hydrology* 216 (3-4): 155-171. doi:10.1016/S0022-1694(98)00292-3.

Brunner, M.I., Slater, L., Tallaksen, L.M., Clark, M., 2021. Challenges in modeling and predicting floods and droughts: A review. *WIREs Water* 8 (3): e1520. doi:10.1002/wat2.1520

Buishand, T.A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology* 58: 11-27. doi:10.1016/0022-1694(82)90066-X

Cara, L.J., Masiokas, M., Villalba, R., Garreaud, R.D., Christie, D.A., 2021. Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología, y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET). *Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)*². doi:10.13140/RG.2.2.11321.70245.

Caragunis, J.I., Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2020. Characterisation of hydrological drought in central-north Argentina and their atmospheric and oceanic drivers. *Climate Research* 80: 1-18. doi:10.3354/cr01593

Carrasco, J.F., Osorio, R., Casassa, G., 2008. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology* 54 (186): 538-550. doi:10.3189/002214308785837002.

Compagnucci, R.H., Vargas, W.M., 1998. Inter-annual variability of the Cuyo rivers' streamflow in the Argentinean Andes mountains and ENSO events. *International Journal of Climatology* 18 (14): 1593–1609. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19981130)18:14<1593::AID-JOC327>3.0.CO;2-U

Compagnucci, R.H., Araneo, D.C., 2007. Alcances de El Niño como predictor del caudal de los ríos andinos argentinos. *Ingeniería hidráulica en México* 22 (3): 23-35. ISSN 0186-4076

Cortés, G., Vargas, X., McPhee, J., 2011. Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera. *Journal of Hydrology* 405(1–2): 93–109. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.013

Departamento General de Irrigación (DGI), 2022. Balance Hídrico - Atuel y Malargüe. Actual y Proyecciones. 114 págs.

Dornes, P., Díaz, P., Pochetti, R., Comas, R., Schulz, C., Mariño, E., 2015. Escurrimientos, infiltración y recarga en la cuenca inferior del Río Atuel. *En: XXV Congreso Nacional del Agua, Paraná, Entre Ríos.* 10 páginas.

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., Ruiz, L., 2019. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Natural Geosciences* 12: 802–808. doi:[10.1038/s41561-019-0432-5](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5)

Emerton, R., Zsoter, E., Arnal, L., Cloke, H. L., Muraro, D., Prudhomme, C., Stephens, E. M., Salamon, P., Pappenberger, F., 2018. Developing a global operational seasonal hydro-meteorological forecasting system: GloFAS-Seasonal v1.0, *Geosciences Model Developments* 11: 3327–3346. doi:10.5194/gmd-11-3327-2018.

Falaschi, D., Lenzano, M.G., Tadono, T., Vich, A.I., Lenzano, L.E., 2018. Balance de masa geodésico 2000-2011 de los glaciares de la cuenca del río atuel, andes centrales de Mendoza (Argentina). 2018. *GeoActa* 42 (2): 7-22. ISSN 1852-7744

Ferri, L., Dussaillant, I., Zalazar, L., Masiokas, M.H., Ruiz, L., Pitte, P., Gargantini, H., Castro, M., Berthier, E., Villalba, R. 2020. Ice Mass Loss in the Central Andes of Argentina Between 2000 and 2018 Derived From a New Glacier Inventory and Satellite Stereo-Imagery. *Frontiers in Earth Science* 8: 530997. doi:10.3389/feart.2020.530997

Firat, M., Dikbas, F., Cem Koc, A., Gungor, M., 2011. Analysis of temperature series: estimation of missing data and homogeneity test. *Meteorological Applications. Science and Technology for Weather and Climate* 19(4): 397-406. doi:10.1002/met.271

Flores-Aqueveque, V., Rojas M., Aguirre, C., Arias P.A., González, C., 2020. South Pacific Subtropical High from the late Holocene to the end of the 21st century: insights from climate proxies and general circulation models. *Climate of the Past* 16: 79-99. doi:10.5194/cp-16-79-2020

Garreaud, R.D., Fuenzalida, H.A., 2007. The Influence of the Andes on Cutoff Lows: A Modelling Study. *American Meteorological Society* 135 (4): 1596-1613. doi:10.1175/MWR3350.1

Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R.H., Matengo, J., 2009. Present-day South American Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 180-195. doi:[10.1016/j.palaeo.2007.10.032](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032)

Grimaldi, S., Salamon, P., Disperati, J., Zsoter, E., Russo, C., Ramos, A., Carton De Wiart, C., Barnard, C., Hansford, E., Gomes, G., Prudhomme, C., 2022. River discharge and related historical data from the Global Flood Awareness System. v4.0. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS) [data set]. *European Commission, Joint Research Centre (JRC)*. doi:10.24381/cds.a4fdd6b9

Harrigan, S., Zsoter, E., Alfieri L., Prudhomme, C., Salamon, P., Wetterhall, F., Barnard, C., Cloke, H., Pappenberger, H., 2020. GloFAS-ERA5 operational global river discharge reanalysis 1979–present. *Earth Systems Science Data* 12: 2043-2060. doi:10.5194/essd-12-2043-2020

Harris, I.C., Jones, P.D., Osborn, T., 2023. CRU TS4.07: Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) version 4.07 of high-resolution gridded data of month-by-month variation in climate (Jan. 1901- Dec. 2022). NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis, date of citation. <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/5fda109ab71947b6b7724077bf7eb753/>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J.N. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Royal Meteorological Society* 146 (730): 1999-2049. doi:10.1002/qj.3803

Hirpa, F.A., Salamon, P., Beck, H.E., Lorini, V., Alfieri, L., Zsoter, E., Dadson, S.J., 2018. Calibration of the Global Flood Awareness System (GloFAS) using daily streamflow data. *Journal of Hydrology* 566: 595–606. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.09.052

Huang, B., Thorne, P.W., Banzon, V.F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Smith, T.M., Vose, R.S., Zhang, H.M., 2017. NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5. *NOAA National Centers for Environmental Information*. doi:10.7289/V5T72FNM.

IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares, 2018. Informe de la cuenca del río Atuel. IANIGLA-CONICET, *Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación*. Pp.69.

Kazemzadeh, M., Malekian, A. 2018. Homogeneity analysis of streamflow records in arid and semi-arid regions of northwestern Iran. *Journal of Arid Land* 10 (4): 493–506. doi:10.1007/s40333-018-0064-4.

Kim, M., Baek, S., Ligaray, M., Pyo, J., Park, M. Cho, K.H., 2015. Comparative Studies of Different Imputation Methods for Recovering Streamflow Observation. *Water* 7 (12): 6847-6860. doi:10.3390/w7126663

Lauro, C., Vich, A.I.J., Moreiras, S.M., 2016. Variabilidad del régimen fluvial en cuencas de la región de Cuyo. *GeoActa* 40 (2): 28–51. ISSN: 0326-7237.

Lauro, C., Vich, A.I.J., Moreiras, S.M. 2019. Streamflow variability and its relationship with climate indices in western rivers of Argentina. *Hydrological Sciences Journal* 64 (5): 607-619. doi:10.1080/02626667.2019.1594820

Lauro, C., Vich, A.I.J., Otta, S.A., Moreiras, S.M., 2021. Recursos hídricos superficiales de la vertiente oriental de los Andes Centrales (28°-37°S) en contexto de variabilidad hidroclimática. *Boletín de Estudios Geográficos* 116: 45-71. E-ISSN: 2525-1813.

Luo, X., Luo, X., Ji, X., Ming, W., Wang, L., Xiao, X., Xu, J., Liu, Y., Li, Y., 2023. Meteorological and hydrological droughts in the Lancang-Mekong River Basin: Spatiotemporal patterns and propagation. *Atmospheric Research* 293: 106913. doi:10.1016/j.atmosres.2023.106913.

Mann, H.B., Whitney, D.R. 1947. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the other. *Annals of Mathematical Statistics* 18: 50-60. doi:10.1214/aoms/1177730491

Maronna, R., Yohai, V.J. 1978. A bivariate test for the detection of a systematic change of mean. *Journal of the American Statistical Association* 73: 640–645. doi:10.1080/01621459.1978.10480070

Martínez, M.D., Serra, C., Burgueño, A., Lana, X., 2009. Time trends of daily maximum and minimum temperatures in Catalonia (ne Spain) for the period 1975–2004. *International Journal of Climatology* 30: 267-290. doi:10.1002/joc.1884

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., 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* 19: 6334–6352. doi:[10.1175/JCLI3969.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1)

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., S. Mauget, S., 2010. Intra- to Multidecadal Variations of Snowpack and Streamflow Records in the Andes of Chile and Argentina between 30° and 37°S. *Journal of Hydrometeorology* 11: 822-831. doi:[10.1175/2010JHM1191.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1191.1)

Masiokas, M.H., Villalba R., Christie, D. A., Betman, E., Luckman, B. H., Le Quesne, C., Prieto, M. R., Mauget, S. 2012. Snowpack variations since AD 1150 in the Andes of Chile and Argentina (30°–37°S) inferred from rainfall, tree-ring and documentary records. *Journal of Geophysical Research* 117: 1-11. doi:10.1029/2011JD016748

Masiokas, M.H., Rabatel, A., Rivera, A., Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J.L., Barcaza, G., Soruco, A., Bown, F., Berthier, E., Dussaillant, I., MacDonell, S., 2020. A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. *Frontiers in Earth Science* 8:99. doi:10.3389/feart.2020.00099

Montecinos, A., Aceituno, P. 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate* 16 (2): 281–296. doi:[10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2)

Organización Meteorológica Mundial. 2008. Manual on Low-flow Estimation and Prediction. Geneva: *WMO*, No. 1029, 138 p. ISBN: 978-92-63-11029-9.

Penalba, O.C., Rivera, J.A., 2016. Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America – emphasis in regional drought occurrences. *Advances in Geosciences* 42: 1-14. doi:10.5194/adgeo-42-1-2016

Pereira, R., Morábito, J.A., 2011. Comportamiento del nivel freático en el tercio inferior del área bajo riego del río Atuel, Mendoza, Argentina. *XXIII Congreso Nacional del Agua. Agua Subterránea, Resistencia, Chaco*. Argentina: 73-83.

Pettitt, A.N. 1979. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)* 28 (2): 126-135. doi:10.2307/2346729

Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D.G.H., Peubey, C-, Thépaut, J.N., Trémolet, Y., Hólm, E.V., Bonavita, M., Isaksen, L., Fisher, M. 2016. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate* 29 (11): 4083-4097. doi:10.1175/JCLI-D-15-0556.1.

Pompei, M.P., Salgán, M.L., Diéguez, S., Neme, G., 2024. Estudio de la base regional de recursos líticos en la cuenca del río Atuel (sur de Mendoza, Argentina). *Intersecciones en Antropología* 25 (1): 133-149. doi:10.37176/iea.25.1.2024.847

Rivera, J.A., Marianetti, G., Hinrichs, S., 2018. Validation of CHIRPS precipitation dataset along the Central Andes of Argentina. *Atmospheric Research* 213: 437-449. doi:10.1016/j.atmosres.2018.06.023

Rivera, J.A., Otta, S., Lauro, C., Zazulie, N., 2021. A Decade of Hydrological Drought in Central-Western Argentina. *Frontiers in Water* 3: 640544. doi:[10.3389/frwa.2021.640544](https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544)

Rojas, F., Wagner, F. 2016. Conflicto por la apropiación del río Atuel entre Mendoza y La Pampa (Argentina). *HALAC VI* 2: 278-297. doi:10.5935/2237-2717.20160016

Rojas, F., Prieto, M.R., 2020. “La variabilidad hídrica en la cuenca del río Atuel, desde la climatología histórica: siglo xviii a mediados del xx.” *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 29 (2), 326-353. doi:[10.15446/rcdg.v29n2.75960](https://doi.org/10.15446/rcdg.v29n2.75960)

Ruiz Pereira, S.F., Veettil, B.K., 2019. Glacier decline in the Central Andes (33°S): Context and magnitude from satellite and historical data. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102249. doi:10.1016/j.jsames.2019.102249

Silva, I.M., Monteiro Medeiros, D., Sakamoto, M.S., Verçosa Leal Jr., J.B., Mendes, D., Ambrizzi, T., 2022. Evaluating homogeneity and trends in extreme daily precipitation indices in a semiarid region of Brazil. *Frontiers in Earth Science* 10: 1071128. doi:10.3389/feart.2022.1071128

Sruoga, P., Llambías, E.J., Fauqué, L., Schonwandt, D., Repol, D.G., 2005. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera–Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34°10'S). *Journal of South American Earth Sciences* 19 (4): 399-414.

Swain, S., Mishra, S.K., Pandey, A., Srivastava, P.K., Nandi, S., 2023. Characterization and assessment of hydrological droughts using GloFAS streamflow data for the Narmada River Basin, India. *Environmental Science and Pollution Research*. doi:10.1007/s11356-023-27036-8

van der Knijff, J.M., Younis, J., de Roo, A.P.J., 2010. LISFLOOD: A GIS-based distributed model for river basin scale water balance and flood simulation. *International Journal of Geographical Information Science* 24: 189–212. doi:10.1080/13658810802549154

Valenzuela, R., Garreaud, R., Vergara, I., Campos, D., Viale, M., Rondanelli, R., 2022. An extraordinary dry season precipitation event in the subtropical Andes: Drivers, impacts and predictability. *Weather and Climate Extremes* 37: 100472. doi:10.1016/j.wace.2022.100472

Viale, M., Núñez, M.N., 2011. Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. *Journal of Hydrometeorology* 12 (4): 481-507. doi:10.1175/2010JHM1284.1

Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R.D., Ralph, F.M., 2018. Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *American Meteorological Society* 19 (10): 1671-1687. doi:10.1175/JHM-D-18-0006.1

Viale, M., Bianchi, E., Cara, L., Ruiz, L.E., Villalba, R., Pitte, P., Masiokas, M., Rivera, J.A., Zalazar, L., 2019. Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. *Frontiers in Environmental Science* 7: 69. doi:10.3389/fenvs.2019.00069

Vicuña, S., Garreaud, R.D., McPhee, J., 2011. Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change* 105(3-4): 469-488. doi:10.1007/s10584-010-9888-4

Villodas, A.R., Pinto, M., Rodríguez, F., Merlo, A., 2005. *RIOS 2005: Principios y Aplicaciones en Hidráulica de Ríos*. Segundo Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Neuquén, Argentina, 2-4 nov. 2005. Pp. 26. ISBN 987-20109-4-3

Weiser, A., Zarantonello, S.E. 1988. A note on piecewise linear and multilinear table interpolation in many dimensions. *Mathematical computation* 50 (181): 189-196. doi:[10.1090/S0025-5718-1988-0917826-0](https://doi.org/10.1090/S0025-5718-1988-0917826-0)

Wohland, J., Omrani, N.E., Witthaut, D., Keenlyside, N.S., 2019. Inconsistent wind speed trends in current twentieth century reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124: 1931–1940. doi:10.1029/2018JD030083

Zalazar, L., Ferri, L., Castro, M., Gargantini, H., Gimenez, M., Pitte, P., Ruiz, L., Masiokas, M., Costa, G., Villalba, R., 2020. Spatial distribution and characteristics of Andean ice masses in Argentina: results from the first National Glacier Inventory. *Journal of Glaciology* 66 (260): 938–949. doi:10.1017/jog.2020.55

Zárate, M., Lanzillotta, R., Mehl, A., 2005. Cuenca del río Atuel: caracterización biofísica. Aspectos geológicos y geomorfológicos”. En: Gavillo Novillo, J.M, Porcel, G.H, Malán, J.M. (Eds), Estudio para la determinación del caudal mínimo necesario para el restablecimiento del sistema ecológico fluvial en el curso inferior del río Atuel. *UNLPam, Santa Rosa, La Pampa. Informe Final 3*: 1-7.

Zhu, Y., Newell R.E., 1998: A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Monthly Weather Review* 126: 725–735. doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2

3. Identificación de eventos de sequía hidrológica en la cuenca del río Atuel

3.1. Introducción

Las sequías hidrológicas requieren un abordaje multidimensional y complejo, debido a su variabilidad tanto espacial como temporal (Mishra y Singh, 2010). Esto representa un desafío para la caracterización de estos eventos, lo cual precisa de diversas definiciones según los sectores afectados (Hisdal y otros, 2004). Para responder esta problemática, numerosos trabajos han aplicado diversas metodologías para la comprensión de estos fenómenos, dado que su impacto no es homogéneo a nivel regional (Van Loon, 2015). Algunos de ellos los abordan a partir de un continuo monitoreo y modelado de las condiciones hídricas (Mishra y Singh, 2010; Van Loon, 2015), el análisis de los impactos relacionados con los cambios derivados en la extracción de agua para irrigación (Athukoralaage y otros, 2024), y el impacto en la calidad de agua (Mishra y otros, 2021), entre otros. En este sentido, no existe un consenso sobre cuál es la mejor forma de identificar y describir la ocurrencia y evolución de las sequías hidrológicas (Hayes y otros, 2010), lo cual depende de las características hidroclimáticas y el nivel de impacto que produce a nivel socioambiental (Van Lanen y otros, 2013; Wilhite y otros, 2014). En particular, las sequías hidrológicas en la CRA afectan fuertemente a la productividad agrícola, la disponibilidad de agua potable y la generación de energía hidroeléctrica (Prieto y otros, 2024). La biodiversidad también se ve perjudicada por la degradación de humedales que dependen del caudal del río Atuel, afectando la fauna y flora regional, lo cual deriva en un problema ambiental (Dillon y Comerci, 2014; Marron y Sánchez, 2024). Asimismo, las actividades recreativas y de turismo se ven seriamente afectadas en períodos de sequía hidrológica, lo cual incrementa los impactos económicos.

Para caracterizar regionalmente las sequías hidrológicas, pueden establecerse diferentes indicadores basados en valores de caudal representativos de niveles de demanda de agua (Yevjevich, 1967; Hisdal y Tallaksen, 2000; Fleig y otros, 2006; Andreadis y Lettenmaier, 2006). Estos umbrales pueden obtenerse a partir de percentiles de excedencia a escala diaria (Prudhomme y otros, 2011; Heudorfer y Stahl, 2017; Rivera y otros, 2017a; Sarailidis y otros, 2019), mensual (Stahl, 2001; Van Lanen, 2006; Van Loon y Van Lanen, 2012) y anual (Anouman y otros, 2019; Thomas y otros, 2019), los cuales se obtienen a partir de la curva de duración de caudales (FDC por sus siglas en inglés).

Las FDC representan la frecuencia acumulada que muestra el porcentaje de tiempo en que los caudales se igualan o exceden durante un período determinado (Vogel y Fennessey, 1995). Los umbrales de excedencia suelen definirse en base a las características hidrológicas de cada río, lo cual afecta la comparación con otras cuencas y regiones, incluso afectando la comparación dentro de una misma cuenca con ríos que poseen caudales medios diferentes (Van Loon y otros, 2014). Es por esto que suelen analizarse alternativamente índices estandarizados, en donde se calculan desvíos estándares del caudal mensual con respecto a la climatología de una ubicación determinada (Organización Meteorológica Mundial, 2016).

Estudios previos han caracterizado las condiciones de sequía hidrológica en la CRA utilizando algunos de los indicadores mencionados anteriormente (Rivera y otros, 2017a; Caragunis y otros, 2020; Rivera y otros, 2021a;b). Estos estudios permitieron determinar una alta frecuencia de ocurrencia de sequías hidrológicas en el centro-oeste de Argentina, principalmente entre 1920 y 1980 (Caragunis y otros, 2020), en línea con niveles de caudal reducidos, aunque con grandes fluctuaciones multidecadales (Carril y otros, 1997; Compagnucci y otros, 2000; Araneo y Villalba, 2015). Los cuerpos de agua en la región sur de la provincia de Mendoza presentaron una reducción significativa como consecuencia de la disminución en los caudales superficiales (Alvarez y otros, 2018; Machado y otros, 2024). Esta reducción se observó también a partir del análisis de estimaciones satelitales de almacenamiento de agua en tierra (Rivera y otros, 2021a).

El objetivo de este capítulo es identificar los eventos de sequía hidrológica a lo largo del último siglo en la CRA, mediante el uso de diferentes metodologías que permitirán comparar las diferencias entre cada una de ellas. A partir del análisis pormenorizado de cada método, se busca evaluar cuál/es es/son el/los que mejor se adapta/n para caracterizar de manera realista las condiciones de sequía hidrológica en la CRA.

3.2. Metodología

3.2.1. Métodos de nivel umbral

Las sequías hidrológicas pueden identificarse a través de diferentes valores umbrales de caudal, los cuales dependen del régimen hidrológico y de las características de la cuenca analizada. Estos métodos se dividen comúnmente en método de umbral fijo, el cual

considera un valor constante de caudal para definir condiciones de sequía hidrológica, y método de umbral variable, el cual considera un valor de referencia para cada día del año. Poseen la ventaja de no precisar la aplicación de un ajuste teórico con parámetros estadísticos para su caracterización, si no que dependen exclusivamente de los datos de caudal disponibles. Esto permite cuantificar de manera simple la ocurrencia de sequías hidrológicas, determinando su duración, severidad, y frecuencia (Mishra y Singh, 2010; Van Loon, 2015). A su vez permiten cuantificar el déficit volumétrico definido durante el evento de sequía hidrológica, lo cual es relevante para el manejo de los recursos hídricos (Van Loon, 2015). La desventaja de los métodos de umbrales es que no existe un criterio para definir cuál es el percentil más adecuado para la clasificación de los eventos extremos, motivo por el cual se precisa una valoración subjetiva para definir el nivel de dichos umbrales. Algunos autores sugieren el uso de umbrales entre los percentiles de excedencia 70 y 95 para ríos con caudal permanente (Hisdal y otros, 2001; Tallaksen y otros, 2009). En particular, en el presente trabajo de tesis se utilizan umbrales basados en el caudal igualado o excedido el 70% (Q70), 80% (Q80) y 90% (Q90) de los registros de la serie temporal. La identificación de eventos de sequía hidrológica se elabora en base a los registros de caudal diario de la estación La Angostura, que abarca el período 1931/32-2019/20.

El método de **umbral fijo** consiste en definir un valor determinístico de caudal, el cual permite identificar condiciones de sequía hidrológica cuando los valores de la serie temporal de caudales se hallan por debajo del umbral (Figura 3.1a). Esto permite describir el caudal en función de la probabilidad de ocurrencia de los caudales más bajos en relación al comportamiento histórico de la serie de una manera cuantitativa. Los umbrales fijos suelen asociarse al caudal ecológico, el cual tiene como objetivo calcular el caudal mínimo necesario para el sostenimiento de los ecosistemas (Acreman y otros, 2014). En el caso de las sequías hidrológicas, suelen considerarse niveles de umbral fijo que representan impactos ambientales y/o socioeconómicos. Los umbrales fijos suelen ser usados como puntos de referencia para el monitoreo de agua acumulada en reservorios naturales y artificiales (Von Christierson y otros, 2011; Borgomeo y otros, 2015).

En los casos en los que el ciclo anual de los caudales posea una marcada variabilidad, es de utilidad considerar el método de **umbral variable**. En este trabajo de tesis se calcula el valor de caudal derivado de los percentiles de excedencia Q70, Q80 y Q90, aplicando un suavizado con un promedio móvil de 30 días a la serie original de caudales. Estos

percentiles han sido previamente utilizados para la caracterización de eventos extremos de sequía hidrológica (Tallaksen y otros, 2009; Rivera y otros, 2017a). Los percentiles se obtienen para cada uno de los 365 días del año, sin contabilizar los días 29 de febrero por presentar una muestra reducida. Este método es el que mejor representa los cambios en el caudal en regiones de régimen nival (Beyene y otros, 2014), como es el caso de la CRA. El proceso de suavizado permite eliminar eventos menores y agrupar aquellos que poseen dependencia entre sí (Tallaksen y otros, 1997). Además, permite incrementar el tamaño de la muestra, lo cual le da estabilidad al cálculo de los percentiles (Stahl, 2001). En consecuencia, facilita la identificación de eventos de larga duración que podrían ser difíciles de detectar con un umbral variable sin el filtro de promedios móviles que responde a variaciones más cortas y abruptas (Fleig y otros, 2006). Este método puede brindar resultados comparables a los obtenidos a partir de índices estandarizados (Van Loon, 2015). A diferencia del método de umbral fijo, la ventaja del método de umbral variable es que permite distinguir de manera sencilla las características típicas de la estacionalidad de las series de caudal, especialmente en aquellas que tienen un régimen de ciclo anual derivado del aporte nival. Esto permite realizar una diferenciación de períodos de caudales altos como de estiaje (Figura 3.1b).

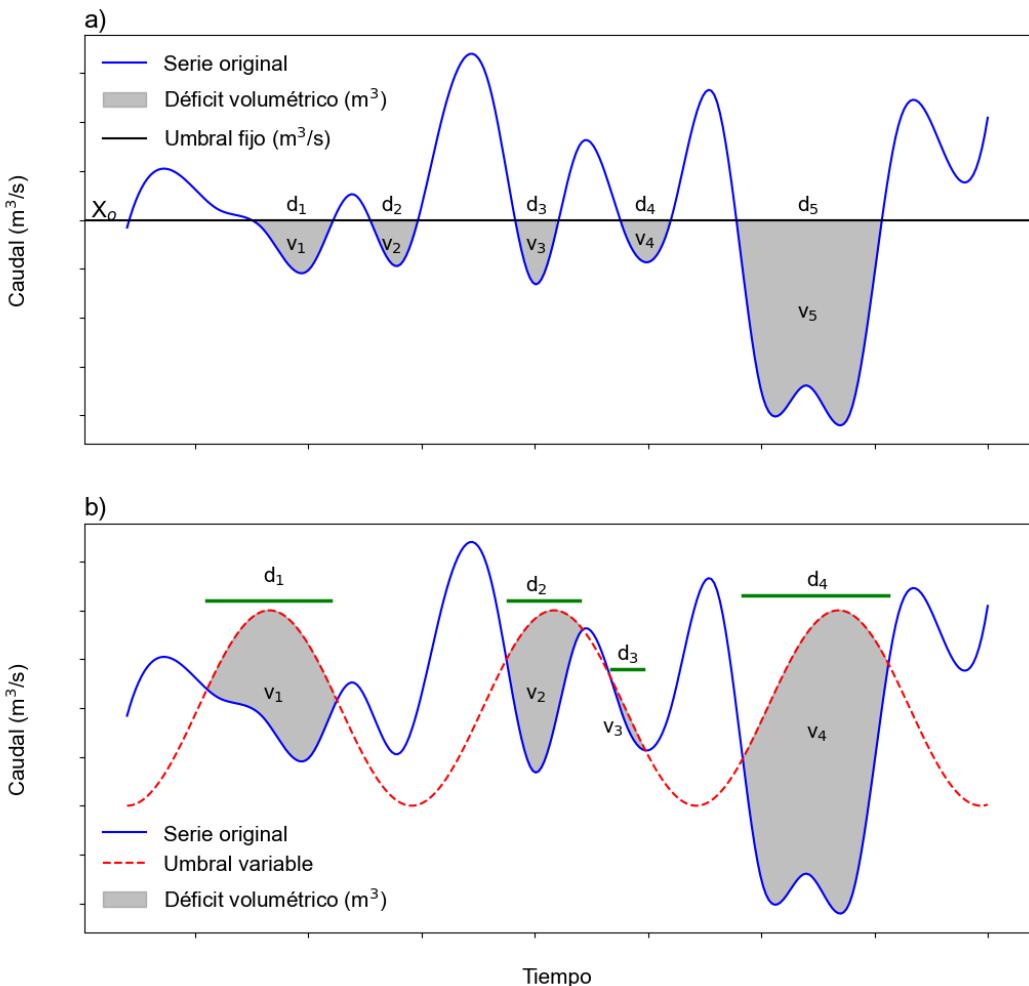


Figura 3.1. Representación esquemática de los métodos de a) umbral fijo y b) umbral variable. El umbral fijo establece un caudal de referencia (línea horizontal negra) para la serie temporal en un período determinado. El método de umbral variable presenta un valor para cada paso temporal (línea punteada roja). Los períodos en los que el caudal observado (línea azul) se encuentran por debajo del umbral corresponden a condiciones de sequía hidrológica. Las duraciones de los eventos de sequía hidrológica se representan como d_1 hasta d_5 (línea horizontal verde) y los déficits volumétricos como v_1 hasta v_5 (sombreado).

Se consideraron únicamente la duración de eventos mayores o iguales a 10 días (Rivera y otros, 2017a) para evitar la contabilización de eventos de sequía hidrológica menores, los cuales en muchas ocasiones están asociados a un evento de sequía hidrológica mayor interrumpidos por un breve período de caudales por encima del umbral de referencia (Tallaksen y otros, 1997). A partir de los umbrales fijos y variables seleccionados pueden

derivarse algunos de los indicadores de sequía hidrológica propuestos por Hisdal y otros (2001), como el Número Anual de Días Secos (NADS) y el Volumen Anual de Déficit Acumulado (VADA). El NADS representa la cantidad de días dentro del año hidrológico que se encuentran por debajo de un umbral determinado. El VADA representa la suma de las diferencias a lo largo del año hidrológico entre los caudales observados y los umbrales de referencia durante períodos de sequía hidrológica (Hisdal y otros, 2004; Fleig y otros, 2006), estandarizado por el caudal medio anual de la serie analizada. Estos índices han sido utilizados también en Estados Unidos (Pournasiri Poshtiri y otros, 2019) y en Argentina, específicamente sobre los Andes Centrales y en la Cuenca del Plata (Rivera y otros, 2017a; Rivera, 2024).

3.2.2. Índice de Caudal Estandarizado (ICE)

Otra forma de determinar condiciones de sequía hidrológica es a través del ICE, desarrollado por Vicente-Serrano y otros (2012). Este método cuantifica la cantidad de desviaciones estándar que el caudal a nivel mensual se aparta respecto del promedio a largo plazo de una estación específica y en un período determinado. Este índice se origina con una idea análoga al Índice de Precipitación Estandarizada (IPE; McKee y otros, 1993). Es una herramienta estadística muy útil para comparar valores de caudales entre estaciones con regímenes hidroclimatológicos completamente diferentes (Vicente-Serrano y otros, 2012; Hao y AghaKouchak, 2013). El ICE resulta simple de calcular ya que requiere únicamente como dato de entrada el caudal a nivel mensual, y existen paquetes estadísticos a través de los que se puede obtener fácilmente este indicador. Típicamente, los registros de caudal suelen acumularse en ventanas temporales que permiten caracterizar diferentes condiciones de déficit a lo largo del ciclo hidrológico. En particular, se seleccionó como indicador de sequía hidrológica una escala de tiempo de 3 meses (ICE3 de ahora en adelante), debido a su capacidad para eliminar fluctuaciones de caudal de alta frecuencia (Núñez y otros, 2014; Rivera y otros, 2021a). Luego, para cada mes del año, los caudales mensuales acumulados se ajustan a la distribución de probabilidad ($F[x]$) que mejor representan el comportamiento del caudal (Vicente-Serrano y otros, 2012). Teniendo en cuenta los resultados obtenidos para la región de Cuyo (Rivera y Penalba, 2018a), se realizó un ajuste a la distribución lognormal. Mediante una transformación equiprobable (Abramowitz y Stegun, 1965), los valores de

caudal descritos por la distribución lognormal se reemplazaron por valores que siguen una distribución normal, lo cual permitió obtener los caudales estandarizados. La Figura 3.2 muestra la transformación de los registros de caudal a valores de ICE3. Los $76 \text{ m}^3/\text{s}$ corresponden a un valor de ICE3 de 1,1, con una probabilidad acumulada de 0,86 para ambas cantidades. El ICE3 se calculó en base a los registros mensuales de caudal en la estación La Angostura durante el período 1906/07-2019/20.

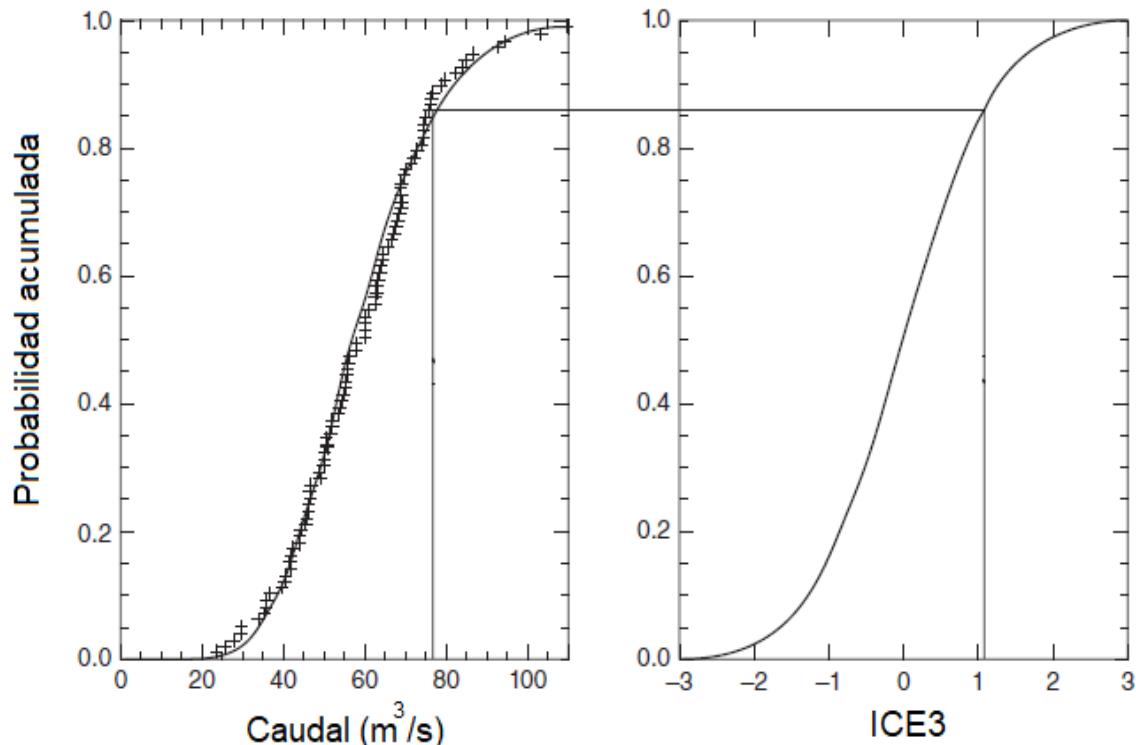


Figura 3.2. Metodología estadística para obtener el Índice de Caudal Estandarizado (ICE3).

Si bien la distribución lognormal no admite valores de caudal nulos (Anderson y Schilling, 2024), las series de caudales utilizadas para caracterizar las sequías hidrológicas en la CRA siempre presentan valores positivos. Los detalles de la construcción del índice se pueden encontrar en Vicente-Serrano y otros (2012). El ICE3 fue calculado a través del paquete Standardized Climate Indices (SCI) de R (Gudmundsson y Stagge, 2016).

Se define el inicio (fin) de un evento de sequía hidrológica cuando el valor mensual del ICE3 es negativo (positivo) y alcanza un valor de -1,0 o inferior durante al menos un mes (Figura 3.3). Por lo tanto, la duración del evento se define como la cantidad de meses que transcurren entre el inicio y el fin de la sequía hidrológica. La magnitud de los eventos se obtiene como la sumatoria de los valores de ICE3 durante los períodos de sequía hidrológica. La severidad de las sequías hidrológicas corresponde al valor más bajo de ICE3 en cada evento. La Tabla 3.1 muestra las categorías de severidad de sequía hidrológica en función de los valores del índice. En la Figura 3.3 se esquematizan los parámetros que identifican las características de los eventos de sequía hidrológica.

Tabla 3.1. Categorización del Índice de Caudal Estandarizado (ICE3).

Categoría	Valor del Índice
Normal	$1,0 > \text{ICE3} > -1,0$
Sequía moderada (SM)	$-1,0 \geq \text{ICE3} > -1,5$
Sequía severa (SS)	$-1,5 \geq \text{ICE3} > -2,0$
Sequía extrema (SE)	$\text{ICE3} \geq -2,0$

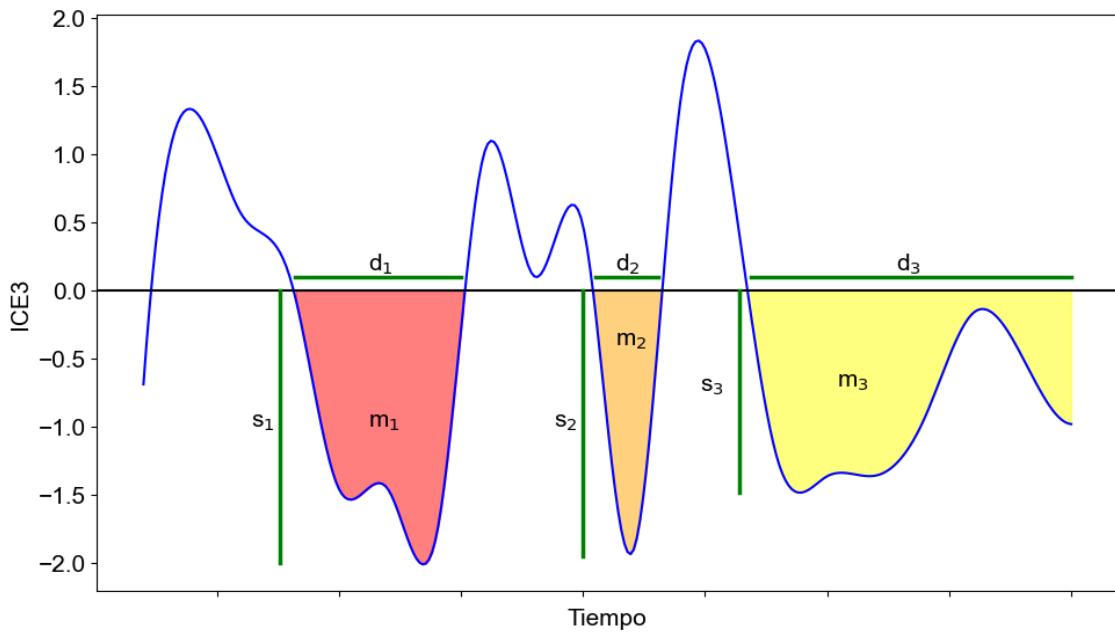


Figura 3.3. Representación gráfica de la evolución temporal del Índice de Caudal Estandarizado para 3 eventos de sequía hidrológica aleatorios con duraciones d_1 , d_2 y d_3 representando el inicio y el final de cada evento; severidades s_1 , s_2 y s_3 que indican el valor más bajo de ICE3 en cada evento (SE, rojo; SS, naranja y SM, amarillo), respectivamente; y magnitudes m_1 , m_2 y m_3 que representan la acumulación de los valores de ICE3 durante los períodos de sequía hidrológica.

3.3. Resultados

3.3.1. Identificación de eventos de sequía hidrológica mediante el método de nivel umbral fijo

La Tabla 3.2 muestra las características de las sequías hidrológicas en base a los caudales de la estación La Angostura para los diferentes umbrales fijos de referencia a escala diaria. Estos umbrales fueron calculados sin aplicar promedios móviles a la serie original de caudal. Puede apreciarse que la cantidad de eventos identificados a partir de los umbrales Q70 y Q80 presentan valores similares (superiores a 100 casos), mientras que para el umbral Q90 se reducen a la mitad. La duración media se reduce de 94 a 62 días de acuerdo a los umbrales Q70 y Q80, respectivamente, mientras que para el umbral Q90 se observa un valor similar al obtenido a partir del umbral Q80. Los eventos más extensos para cada umbral se registran entre los meses de otoño a primavera del año 2019, con una duración de entre los 6 y 8 meses, la cual se incrementa a medida que se considera un umbral fijo

de caudal más elevado. Asimismo, se detecta un incremento en el déficit acumulado en función del umbral, siendo mayor para el nivel Q70 y menor para el nivel Q90. Con lo cual, existe una relación directa entre el déficit acumulado medio y la duración media para los distintos umbrales.

A modo de ejemplo, la Figura 3.4 muestra de manera gráfica la aplicación del método de umbral fijo para los tres umbrales de referencia considerando los caudales en la CRA correspondientes al año hidrológico 1938/39. Se eligió este año hidrológico en particular ya que el caudal muestra características similares a otros años con caudales bajos. Se observa que el método de umbral fijo identifica condiciones de sequía hidrológica principalmente en los meses de otoño, invierno y principios de primavera (Figura 3.4). Allí puede notarse que a medida que se selecciona un umbral más alto (Figura 3.4a) se incrementa la severidad y la duración en comparación con los umbrales más bajos (Figuras 3.4b-c). Cuando se utiliza un umbral más estricto, como el Q90, hay una menor cantidad de eventos de sequía hidrológica, en comparación con umbrales menos estrictos, como el Q70. Esto se debe a que algunos eventos que son identificados en el umbral Q70 no cumplen el criterio de condición de sequía hidrológica para el umbral Q90. En consecuencia, la mayor exigencia del umbral Q90, combinada con la reducción de la duración media de los eventos, da lugar a la aparición de eventos menores con duraciones inferiores a 10 días, como sucede durante varios períodos del invierno y primavera de 1938. Al excluir estos eventos menores del análisis, se reduce aún más la cantidad total de eventos de sequía hidrológica identificados bajo el umbral Q90.

Tabla 3.2. Caracterización de los eventos de sequía hidrológica en la CRA, identificados a partir de la serie temporal de caudal en la estación La Angostura, a partir del método de umbral fijo para los umbrales Q70, Q80 y Q90 para el período 1931/32-2019/20.

Parámetro	Q70	Q80	Q90
Cantidad de eventos de sequía	105	104	53
Duración media	94,4	61,9	59,1

(días)			
Duración máxima (días)	246	222	194
Déficit volumétrico medio (hm ³)	29,1	13,8	10,1
Máximo déficit volumétrico (hm ³)	130,5	82,2	44,6

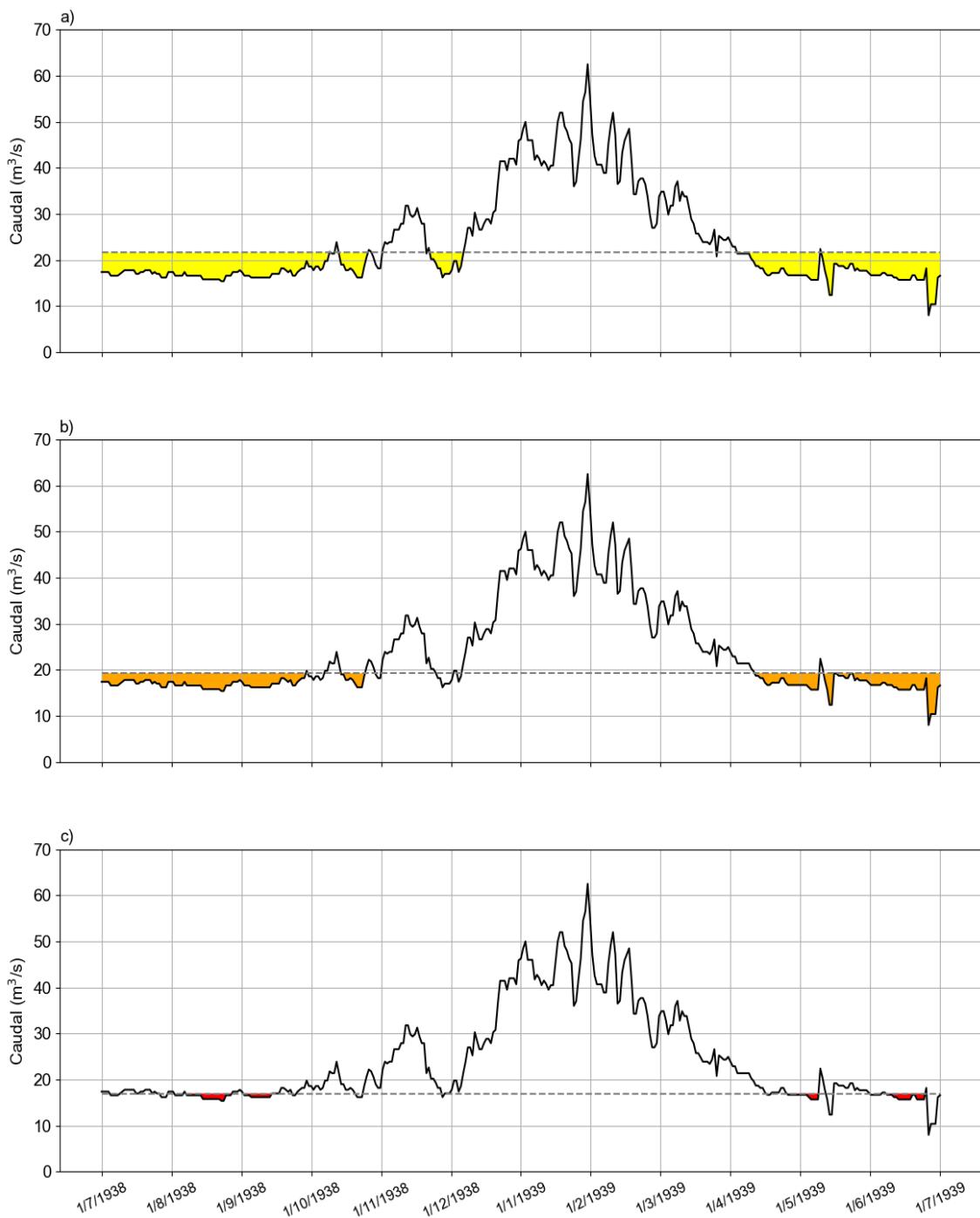


Figura 3.4. Identificación de sequías hidrológicas para el caudal de la CRA correspondiente al año hidrológico 1938/39 (línea negra) mediante el método de nivel umbral fijo (línea punteada) para los niveles a) Q70, b) Q80, y c) Q90. Los períodos de sequía hidrológica se muestran en sombreados amarillo, naranja y rojo de acuerdo a los umbrales Q70, Q80 y Q90, respectivamente, sin tener en cuenta los casos donde la duración es inferior a 10 días.

La Figura 3.5 muestra la evolución temporal del NADS y el VADA para el método de umbral fijo en base a los percentiles de excedencia Q70, Q80 y Q90. Allí se puede observar que el NADS muestra valores inferiores a 250 días en todos los años hidrológicos a excepción del año 2019/20 (Figura 3.5a). En particular, puede identificarse una mayor frecuencia de NADS entre 1935/36 y 1940/41, según exhiben los caudales de referencia Q70 y Q80 con NADS que oscilan entre 150 y 200 días aproximadamente, y con valores de hasta 100 días en el año hidrológico 1939/40 para Q90. Se observa un incremento en el NADS desde el año hidrológico 1945/46 hasta 1957/58, en particular para el umbral Q90 lo que denota un período persistente de condiciones de sequía hidrológica de gran severidad. Luego, se destacan valores de NADS entre 150 y 250 en el umbral Q70 entre los años hidrológicos 1967/68 y 1971/72. A finales de la década de 1990, se observa un incremento en el NADS para los umbrales Q70 y Q80. Por último, desde los años hidrológicos 2008/09 en adelante, se evidencia un período prolongado con un incremento en la frecuencia del NADS para los tres umbrales, con una breve interrupción en los años hidrológicos 2015/16 y 2016/17. El máximo valor de NADS para las tres categorías, en todo el período 1931/32-2019/20, se observa en los años hidrológicos 2019/20, lo cual destaca lo inusual de la sequía hidrológica reciente.

En cuanto al VADA, se observa un patrón temporal similar al del índice NADS (Figura 3.5b). Los períodos de mayor déficit para los umbrales de referencia Q70, Q80 y Q90 se destacan en la segunda mitad de la década de 1930 y, mayormente, entre los años hidrológicos 1945/46 y 1957/58. Durante la primera mitad de la década de 1960, se registra un VADA inferior a 30 para el umbral Q70, inferior a 10 para el umbral Q80, y sólo detectándose déficit para el año hidrológico 1964/65 bajo el umbral Q90. Sin embargo, los años hidrológicos 1967/68 hasta 1971/72, muestran los valores de VADA más elevados para los umbrales Q70, Q80, Q90 desde el inicio de las observaciones. Por otra parte, se destacan las condiciones de déficit durante buena parte de la década de 2010, con un incremento abrupto del VADA para los tres umbrales desde los años hidrológicos 2017/18, en mayor medida el correspondiente a 2019/20.

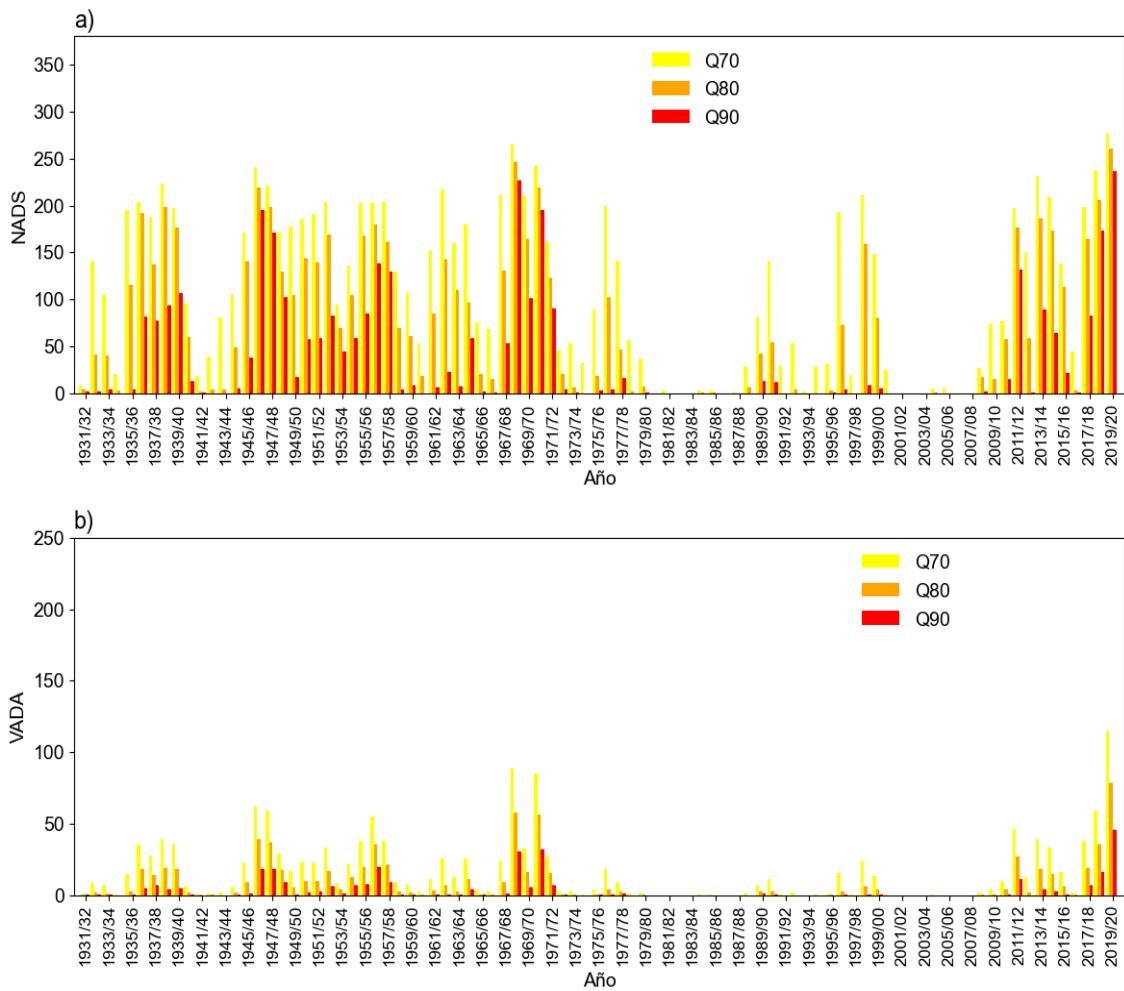


Figura 3.5. Evolución temporal de los índices NADS (panel a) y VADA (panel b) calculados en base al método de umbral fijo para los niveles Q70, Q80 y Q90.

3.3.2. Identificación de eventos de sequía hidrológica mediante el método de umbral variable

La Tabla 3.3 muestra diversos parámetros asociados a las sequías hidrológicas para los diferentes caudales de referencia utilizados en el método de umbral variable. Estos parámetros representan la frecuencia de eventos de sequía hidrológica, la duración promedio de los eventos de todo el registro, la duración máxima registrada, el déficit volumétrico medio y el máximo registrado. Se observa que la cantidad de eventos de sequía hidrológica disminuye a medida que se considera un percentil más alto, lo cual confirma el resultado observado en la Figura 3.6. En cuanto a la duración media de los eventos, también se observa una disminución en la medida en que el percentil es más alto. Esto se refleja también en la duración máxima correspondiente al evento observado entre

los años hidrológicos 2016/17-2019/20, la cual es de casi 3 años para el umbral Q70, disminuyendo gradualmente a una duración aproximada de 2,5 años para el umbral Q90. Como consecuencia de la reducción de la duración y la cantidad de eventos, puede apreciarse que el déficit volumétrico medio y máximo también disminuyen a medida que el percentil es más alto. Las diferencias en los valores de los parámetros muestran contrastes en relación a los resultados obtenidos a partir del método de umbral fijo. Esto se asocia a que el método de umbral fijo no permite detectar eventos de sequía hidrológica durante los meses de verano.

Tabla 3.3. *Idem Tabla 3.2. a partir del método de umbral variable.*

Parámetro	Q70	Q80	Q90
Cantidad de eventos de sequía	229	221	180
Duración media (días)	46,18	33,84	24,26
Duración máxima (días)	1069	926	896
Déficit volumétrico medio (hm³)	25,76	14	9,69
Máximo déficit volumétrico (hm³)	317,09	160,87	106,16

Las Figuras 3.6a-c ejemplifican el funcionamiento del método de umbral variable considerando el año hidrológico 1938/39 para los umbrales de referencia Q70, Q80 y Q90, respectivamente, con promedio móvil a 30 días. En particular, se considera este año hidrológico porque combina parámetros que registran déficits de caudal en las tres categorías, y revisten características similares entre los años 1935/36 hasta 1940/41

inclusive. Además, es representativo del comportamiento de diversos años con sequía hidrológica. Por ejemplo, puede notarse que para el umbral Q70, se identifica un único evento de sequía hidrológica entre octubre y finales de diciembre (Figura 3.6a). Para los umbrales Q80 y Q90, en cambio, dicho evento se fragmenta y presenta un menor déficit volumétrico (Figuras 3.6b-c). En la época de estiaje, por otra parte, no se perciben marcadas diferencias en relación a la duración y la severidad de las sequías hidrológicas identificadas a partir de los umbrales de referencia en comparación a los picos de caudal estival. De manera similar que para el método de umbral fijo, a medida que se considera un percentil más alto, la duración de los eventos de sequía se reducen al igual que los déficit volumétricos. Es importante destacar que los percentiles más altos, como Q80 y Q90, tienden a detectar eventos de sequía hidrológica de menor duración, lo que genera un impacto directo en los déficits observados y en la frecuencia de ocurrencia a lo largo de todo el período de análisis.

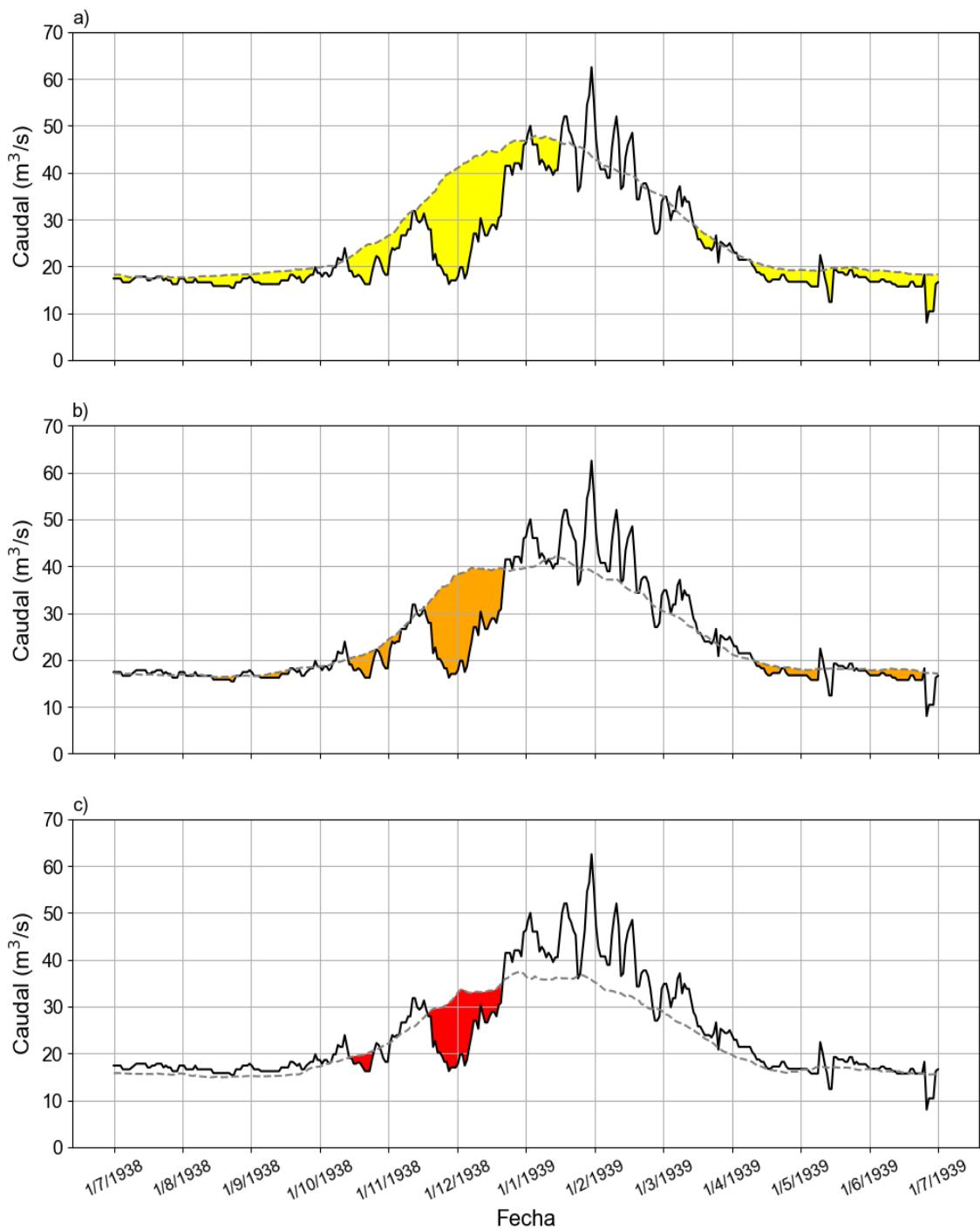


Figura 3.6. Identificación de sequías hidrológicas para el caudal del río Atuel correspondiente al año hidrológico 1938/39 (línea negra) mediante el método de nivel umbral variable (línea punteada) para los niveles a) Q70, b) Q80, y c) Q90. Los períodos de sequía hidrológica se muestran en sombreados amarillo, naranja y rojo de acuerdo a los umbrales Q70, Q80 y Q90, respectivamente, sin tener en cuenta los casos donde la duración es inferior a 10 días.

La Figura 3.7 muestra la variabilidad temporal de los índices de NADS y VADA considerando el método de umbral variable para los niveles Q70, Q80 y Q90. En particular, el NADS se incrementa a lo largo de la década de 1930 para todos los umbrales (Figura 3.7a) y, consistentemente, se evidencia un aumento en el VADA en cada uno de los años hidrológicos (Figura 3.7b). El NADS supera mayormente los 100 días entre los años hidrológicos 1945/46 y 1957/58 inclusive. Por ejemplo, las mayores duraciones oscilan entre los años 1945/46-1948/49, con duraciones superiores a 300 días en base a los umbrales Q70 y Q80, y de 200 días para el umbral Q90. Por otra parte, el VADA duplica a los valores hallados en base al método de umbral fijo, lo cual se asocia a una subestimación de la cantidad de días con caudales bajos en el período estival. Las condiciones de sequía hidrológica se observan en los años 1967/68-1971/72 y se caracterizan por presentar un NADS para el umbral Q90 aproximado de 300 días en el año hidrológico 1970/71, sin precedentes en los 40 años anteriores. Por otro lado, se destaca el VADA más elevado entre los años hidrológicos 1967/68-1971/72 para los tres umbrales en relación a los 40 años precedentes. Hacia finales de la década de 1990, pueden encontrarse años hidrológicos con NADS cercanos a 300 días para el umbral Q70, aunque con déficits acumulados menores en comparación a los períodos secos de fines de la década de 1960 y comienzos de la década de 1970. A partir del año hidrológico 2010/11 en adelante, estos parámetros indican un nuevo período de sequía hidrológica, siendo que en el año hidrológico 2019/20 maximiza el NADS con 353 días, al igual que el VADA, mostrando valores récord al menos en los últimos 90 años, tanto en términos de duración como de déficit.

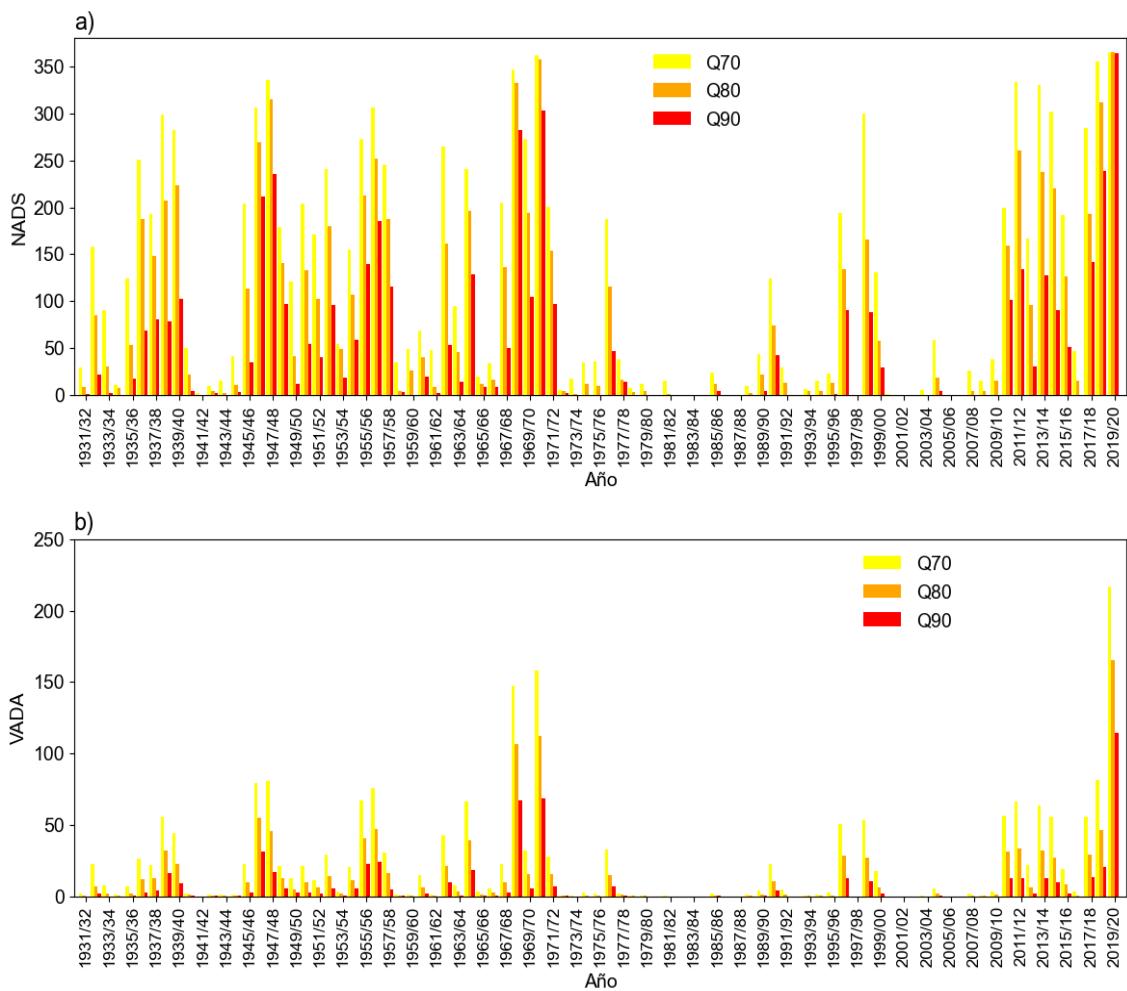


Figura 3.7. Ídem Figura 3.5 en base al método de umbral variable para los niveles Q70, Q80 y Q90.

3.3.3. Identificación de eventos de sequía hidrológica en base al ICE3

La evolución de la serie temporal del ICE3 a escala mensual durante el período 1906/07-2019/20 (Figura 3.8) muestra que la cantidad de eventos de sequías hidrológicas durante el período 1906/07-1939/40 es mayor en relación al resto del registro histórico, aunque presentan menor duración, lo que pone de relieve el papel de la variabilidad interanual en su modulación. Desde mediados de la década de 1930 hasta finales de la década del 1950, similar a los patrones del NADS detectados con el método de umbral variable, se detecta una persistencia de condiciones de sequía hidrológica en los valores de ICE3, con una mayor duración en relación a las décadas anteriores. Se destaca la máxima severidad durante la sequía hidrológica que tuvo lugar entre 1966/67 y 1971/72, con un valor de ICE3 equivalente a -2,71 durante septiembre de 1968. Sin embargo, entre los años

1975/76 hasta 1990/91 sólo ocurren dos eventos de sequía hidrológica que apenas logran alcanzar una severidad de categoría SM. Seis años después, se producen dos eventos hasta el año hidrológico 1999/2000 cuyas severidades alcanzan la categoría SS, siendo la última de mayor duración. Desde el año 2010/11, se observan nuevamente dos eventos de sequías hidrológicas con características muy diferentes a las del resto de la serie temporal. Por un lado, ambos eventos tienen una duración de 6 y 3 años, respectivamente, y se detecta la mayor cantidad de meses que revisten categoría SM, SS y SE para una misma década. Por lo tanto, es importante remarcar que los eventos de sequía hidrológica extrema tienden a concentrarse en los años hidrológicos 2010/11-2019/20. Cabe señalar que el comportamiento del ICE3 está modulado variabilidades multidecadales en el centro-oeste de Argentina. Esto puede notarse claramente en la alternancia de períodos secos desde mediados de la década del 1940 hasta principios de la década del 1970, la décadas del 1990 y 2010, con los períodos más húmedos evidentes para las décadas de 1980 y 2000. A su vez, el ICE3 cuenta con una variabilidad a escala interanual que amplifica o reduce la señal multidecadal dentro de estos períodos, lo que puede eventualmente conducir a la formación de eventos de sequía hidrológica más extremos.

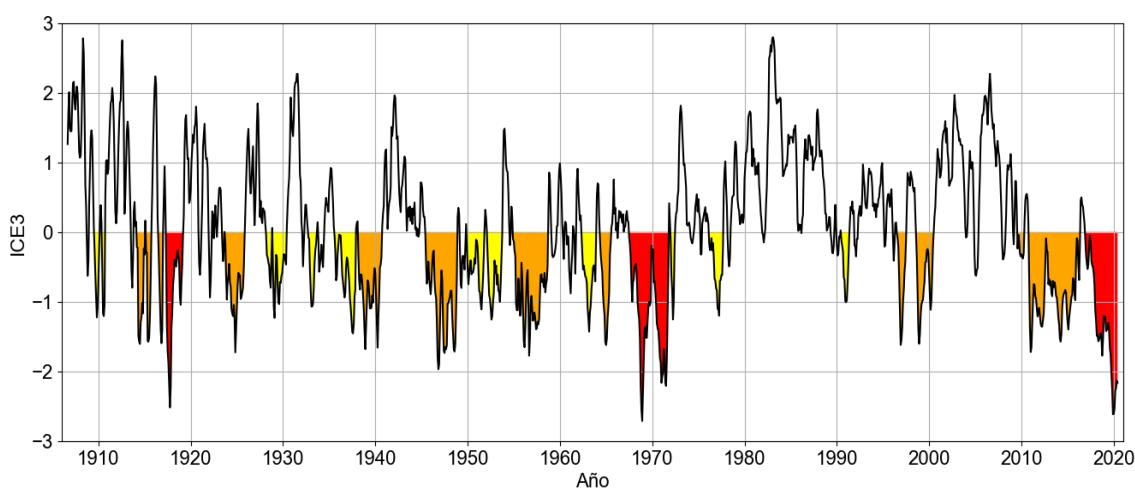


Figura 3.8. Evolución temporal de la serie de ICE3 de la estación La Angostura en el período 1906/07-2019/20. El sombreado amarillo representa condiciones de sequía moderada (SM); el sombreado naranja representa condiciones de sequía severa (SS) y el sombreado rojo representa condiciones de sequía extrema (SE).

A modo de resumen, la Tabla 3.4 sintetiza las principales características de las sequías hidrológicas identificadas en base al ICE3. En total se identifican 23 eventos de sequía hidrológica a lo largo del período 1906/07-2019/20 según los registros de caudal de la estación La Angostura. La duración media resulta ser superior a 2 años (~26,7 meses), la severidad media es de -1,63 y la magnitud media es de -14,35. En particular, la magnitud máxima se identifica para el evento de 1966/67-1971/72 con un valor de -64,76, período en el que coincide con la mayor severidad de todo el período de análisis (-2,71 en el mes de diciembre de 1968), que se caracterizó por contener la mayor cantidad de meses con SE en relación a los eventos de 1918/19-1920/21 y 2016/17-2019/20. Sin embargo, el evento con magnitud máxima no coincide con el de mayor duración (de aproximadamente 5,6 años entre 2010/11 y 2016/17). Estos resultados muestran que los parámetros que determinan las condiciones de sequías hidrológicas pueden presentar algún tipo de relación a lo largo del tiempo.

Tabla 3.4. Características de las sequías hidrológicas identificadas a partir del ICE3 para el período 1906/07-2019/20 en base a los registros mensuales de caudal en la estación La Angostura.

Parámetro	Valor
Cantidad de eventos de sequía	23
Magnitud media	-14,35
Magnitud máxima	-64,76 (Jul-1967/Oct-1971)
Severidad media	-1,63
Severidad máxima y fecha	-2,71 (Dic-1968)
Duración media (meses)	26,7
Duración máxima (meses) y fecha	67 (Nov-2010/Jun-2016)

La Figura 3.9 muestra la relación entre la severidad de cada evento de sequía hidrológica y su duración. Se observa en líneas generales, que los eventos que presentan una mayor duración se asocian a condiciones de sequía hidrológica más severa. No obstante, esta relación no es lineal y suele depender de la señal de propagación de las sequías hidrológicas. Por ejemplo, en muchos de los eventos en donde se obtuvo una categorización de SM, la duración osciló entre 3 y 31 meses. En los casos donde se alcanzó una categorización de SS el comportamiento de la duración fue más heterogéneo, oscilando entre 7 y 67 meses, aunque muchos eventos se concentraron en duraciones entre 15 y 25 meses. En cambio, para los casos donde se alcanzó una severidad con categoría de SE, los 3 eventos mostraron una duración entre 31 y 60 meses.

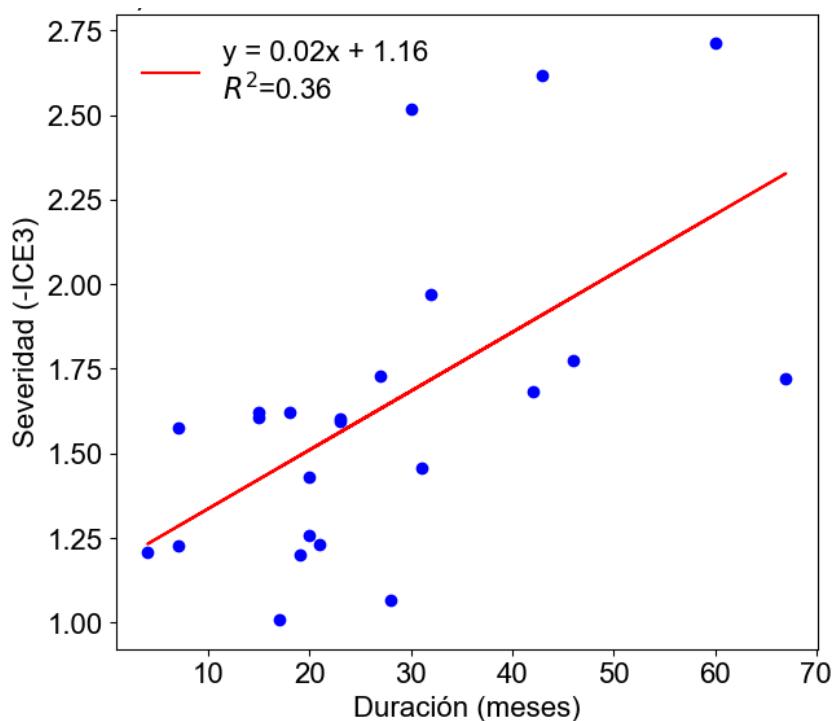


Figura 3.9. Diagrama de dispersión de la severidad máxima de cada evento de sequía hidrológica en función de su duración mensual, identificados a través del ICE3 para la CRA.

3.4. Discusión

El método de umbral fijo basado en percentiles de referencia adecuados podría ser considerado como un valor crítico para el funcionamiento del ecosistema y la biodiversidad (Patil y otros, 2022). Es común utilizar como percentil de referencia Q90 y Q95 para la determinación de caudales bajos (Smakhtin, 2001), lo cual es relevante en la definición de caudales ecológicos para el manejo de los recursos hídricos (Paredes-Arquiola y otros, 2013). Algunos trabajos discuten utilizar un caudal básico que esté ajustado a las características hidroclimáticas de la cuenca en particular y tener en cuenta la variabilidad del caudal en diferentes escalas temporales (Efstratiadis y otros, 2014). Por ejemplo, Aguilar y Polo (2016) concluyen que el caudal mínimo ecológico crítico debe ser evaluado a lo largo del año para establecer una comprensión más dinámica de los regímenes de caudal en términos operativos. En este sentido, la definición de las sequías hidrológicas bajo un paradigma interdisciplinario ha adquirido una mayor importancia (Stahl y otros, 2020).

En los métodos de umbral fijo y variable se pueden apreciar diferencias relacionadas a la caracterización de parámetros, como la duración de los períodos de sequía hidrológica y sus déficits, los cuales dependen de la estacionalidad que presenta el régimen de caudal (Wu y otros, 2024). Los resultados identificados mediante el método de umbral variable mostraron similitudes con los hallados por Rivera y otros (2017a), especialmente en los años hidrológicos 1967/68 a 1971/72, 1995/96 a 1998/99 y desde los años hidrológicos 2009/10 para los principales ríos de los Andes Centrales. Sin embargo, para la CRA los resultados de este capítulo muestran una mayor duración media para los umbrales Q70, Q80 y Q90. Esto puede deberse principalmente al uso de un período de referencia mayor, lo cual impacta en los niveles umbrales y, por lo tanto, en los parámetros de duración y déficits volumétricos. Los déficits volumétricos acumulados para la década de 2010 en la CRA registran los valores máximos históricos, resultado que va en línea a los hallados por Rivera y otros (2021b).

Las características de la variabilidad temporal bajo el ICE3 analizadas en este capítulo muestran similitudes en la detección de períodos secos a finales de las décadas del 1960 y principios del 1970, finales de la década del 1990 (Rivera y otros, 2017b) y durante la década del 2010 (Rivera y otros, 2021a). La duración máxima del evento de sequía hidrológica para la CRA es coincidente con la hallada por Rivera y otros (2018b). Sin

embargo, esto no se verifica con la severidad máxima debido a que se toma un período de referencia que no incluye lo hallado en los resultados de este capítulo. En cambio, la severidad máxima es coincidente con la hallada por Caragunis y otros (2020), pero no así su duración dado que los autores toman como referencia hasta el año 2014.

Dado que la variabilidad temporal del caudal responde a forzantes en múltiples escalas, los parámetros que caracterizan a los eventos de sequías hidrológicas responden a procesos de variabilidad interanual y multidecadal. La severidad y la duración de los eventos de sequía hidrológica identificados para la CRA, si bien están relacionados, no necesariamente muestran una relación lineal (Van Loon y otros, 2014; Van Loon y Laaha, 2014; Sung y Chung 2014; Razmkhah, 2016). Es necesario profundizar en el abordaje estadístico del nexo entre estos parámetros y su caracterización a nivel regional.

El uso de indicadores de sequía hidrológica permitió identificar los eventos más importantes de los últimos 118 años. El evento de sequía hidrológica año 1924 en la CRA fue identificado en este capítulo y por Caragunis y otros (2020). En particular, tuvo un impacto agrícola considerable, lo que provocó conflictos por la distribución del agua, particularmente en la infraestructura de riego, y en el uso doméstico del agua en menor medida, el cual fue informado por medios locales (Rojas y Prieto, 2020). Por otro lado, se encontró un evento de sequía hidrológica en los años hidrológicos 1966/67-1971/72 con severidad extrema en el verano de 1968/1969, los cuales son coincidentes con los resultados hallados en publicaciones anteriores (Rivera y otros, 2017a; Rivera y Penalba, 2018b; Caragunis y otros, 2020). La acumulación de nieve registrada en el año hidrológico 1967/68 representó únicamente el 6% del valor promedio histórico (Masiokas y otros, 2006) lo cual redujo drásticamente los caudales de los ríos de la región. Esto afectó la generación de energía hidroeléctrica y redujo el suministro de agua potable en zonas urbanas y los agricultores experimentaron pérdidas en la producción de entre 35% y 50% (Prieto y otros, 2024). En la sequía hidrológica de 2010/11-2019/20, la CRA volvió a verse afectada, exacerbando los desafíos en el manejo de los recursos hídricos en la región, hecho que se contrasta con los mayores valores de NADS y VADA en términos históricos en los últimos años hidrológicos. Las características de la duración y severidad, por otra parte, muestran que se pueden identificar dos subperíodos con características similares (2010/11-2014/15 y 2016/17-2019/20), aunque el último fue el que presentó mayores déficits. En particular, características similares han sido detectadas para la región de Cuyo recientemente (Rivera y otros, 2021a; Prieto y otros, 2024).

3.5. Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos en el análisis de los eventos de sequía hidrológica en la CRA, se puede concluir que el método de umbral fijo no es adecuado para identificar los eventos de sequía hidrológica en la CRA. Esto se debe a la marcada estacionalidad que poseen las series temporales de los caudales. El método tiende a subestimar la ocurrencia de sequías hidrológicas durante la temporada estival, cuando los caudales generalmente son más altos, lo cual reduce la identificación de eventos significativos en períodos críticos. Asimismo, sobreestima el déficit volumétrico durante los meses de estiaje. Los resultados obtenidos con el método de umbral variable mostraron que es útil para capturar déficits de caudal en relación con las fluctuaciones estacionales, dado que se ajusta a las variaciones naturales en los caudales de la CRA. El método de umbral variable permite detectar eventos a escala de días, meses y años y representa mejor el caudal invernal y de los meses de transición en comparación al método de umbral fijo. En consecuencia, algunos parámetros de sequía hidrológica obtenidos a partir de ambos métodos presentaron diferencias. Por ejemplo, el déficit volumétrico medio presentó valores similares en ambos métodos, pero la frecuencia mostró diferencias, dado que se registró una mayor cantidad de eventos de sequía hidrológica según el método de umbral variable. Como resultado, se identificó un mayor déficit reflejado en el VADA registrado a lo largo de la evolución de los años hidrológicos. Mediante el ICE3, se encontró que, a medida que los eventos presentaron una mayor duración, las condiciones de sequía hidrológica resultaron ser más severas. No obstante, esta relación no fue estrictamente lineal, ya que se observaron eventos de corta duración con alta severidad y eventos de mayor duración con severidad moderada. El método de umbral variable y el ICE3 detectaron períodos de sequía hidrológica en los años 1945/46-1948/49, 1954/55-1957/58, 1966/67-1971/72, 2010/11-2015/16 y 2017/18-2019/20. A diferencia del método de umbral fijo, los métodos de umbral variable y el ICE3 permitieron detectar con mayor claridad las características multianuales de las sequías hidrológicas, identificando eventos prolongados que abarcan varios años consecutivos. Esto es particularmente importante para comprender la persistencia de las condiciones de déficit hídrico y su impacto en el largo plazo. Por lo tanto, durante el resto de los capítulos del presente trabajo de tesis, se utilizarán los métodos de umbral variable con promedio móvil de 30 días y el ICE3, tanto para investigar aspectos relacionados con la variabilidad climática, así como para cuantificar el impacto del uso del agua en la cuenca.

Referencias

- Abramowitz, M., Stegun, I.A., 1965. Handbook of Mathematical Functions. *Dover Publications*, Nueva York. Pp. 470.
- Acreman, M., Arthington, A.H., Colloff, M.J., Couch, C., Crossman, N.D., Dyer, F., Overton, I., Pollino, C., Stewardson, M., Young, W, 2014. Environmental flows for natural, hybrid, and novel riverine ecosystems in a changing world. *Frontiers in Ecology and the Environment* 12 (8): 466-473. doi:10.1890/130134
- Aguilar, C., Polo, M.J., 2016. Assessing minimum environmental flows in nonpermanent rivers: The choice of thresholds. *Environmental Modelling & Software* 79: 120–134. doi:10.1016/j.envsoft.2016.02.003
- Alvarez, L.M., Meglioli, P.A., Rivera, J.A., Bianchi, L.O., Martín, S., Sosa, H., 2018. Efectos de la Variación Hidrológica Sobre la Dinámica Poblacional del Flamenco Austral (*Phoenicopterus Chilensis*) en el Sitio Ramsar Laguna de Llancanelo, Mendoza, Argentina. *Ornitología Neotropical* 29: 275-280. doi:10.58843/ornneo.v29i1.328
- Anderson, E.S., Schilling, K.E., 2024. Expanding the applications of the standardized streamflow index through regionalization. *Journal of the American Water Resources Association* 60 (4): 837-850. doi:10.1111/1752-1688.13205
- Andreadis, K.M., Lettenmaier, D.P., 2006. Trend in 20th century drought over the continental United States. *Geophysical Research Letters* 33 (10). doi:10.1029/2006GL025711
- Anouman, D., N'go, Y., Soro, G., Bi, T., 2019. Spatial and Temporal Evolution of Low Water Flows in the Sassandra River Catchment Area in Cote d'Ivoire. *Journal of Geoscience and Environment Protection* 7: 184-202. doi: [10.4236/gep.2019.76015](https://doi.org/10.4236/gep.2019.76015).
- Araneo, D.C., Villalba, R., 2015. Variability in the annual cycle of the Río Atuel streamflows and its relationship with tropospheric circulation. *International Journal of Climatology* 35: 2948–2967. doi: [10.1002/joc.4185](https://doi.org/10.1002/joc.4185)
- Athukoralalage, D., Brookes, J., McDowell, R.W., Mosley, L.M., 2024. Impact of hydrological drought occurrence, duration, and severity on Murray-Darling basin water quality. *Water Research* 252: 121201. doi:10.1016/j.watres.2024.121201

Beyene, B.S., Van Loon, A.F., Van Lanen, H.A.J., Torfs, P.J.J.F., 2014. Investigation of variable threshold level approaches for hydrological drought identification. *Hydrology and Earth System Sciences* 11: 12765-12797. doi:10.5194/hessd-11-12765-2014

Borgomeo, E., Pflug, G., Hall, J.W., Hochrainer-Stigler, S., 2015. Assessing water resource system vulnerability to unprecedented hydrological drought using copulas to characterize drought duration and deficit. *Water Resources Research* 51 (11): 8927-8948. doi:10.1002/2015WR017324.

Caragunis, J.I., Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2020. Characterisation of hydrological drought in central-north Argentina and their atmospheric and oceanic drivers. *Climate Research* 80: 1-18. doi:10.3354/cr01593

Carril, A.F., Doyle, M.E., Barros, V.R., Núñez, M.A., 1997. Impacts of climate change on the oases of the Argentinean cordillera. *Climate Research* 9: 121-129. doi:10.3354/cr009121

Compagnucci, R.H., Blanco, S.A., Figliola, M.A., Jacovkis, P.M., 2000. Variability in subtropical Andean Argentinean Atuel river; a wavelet approach. *Environmetrics* 11 (3): 251-269. doi:10.1002/(SICI)1099-095X(200005/06)11:3<251::AID-ENV405>3.0.CO;2-0

Dillon, B., Comerci, M.E. 2014. Territorialidades en tensión en el Oeste de La Pampa. Sujetos, modelos y conflictos. *Colección Libros Académicos de Interés Regional*, 225 págs.

Efstratiadis, A., Tegos, A., Varveris, A., Koutsoyiannis, D., 2014. Assessment of environmental flows under limited data availability: case study of the Acheloos River, Greece. *Hydrological Sciences Journal* 59 (3-4): 731–750. doi:10.1080/02626667.2013.804625

Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Demuth, S., 2006. A global evaluation of streamflow drought characteristics. *Hydrology and Earth System Sciences* 10 (4): 535-552. doi:10.5194/hess-10-535-2006

Gudmundsson, L., Stagge, J.H., 2016. SCI: Standardized Climate Indices such as SPI, SRI or SPEI. R package version 1.0-2. Disponible online en: <http://cran.rproject.org/web/packages/SCI/SCI.pdf>

Hao, Z., AghaKouchak, A., 2013. Multivariate Standardized Drought Index: A parametric multi-index model. *Advances in Water Resources* 57: 12-18. doi:10.1016/j.advwatres.2013.03.009

Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N., Widhalm, M., 2010. The Lincoln declaration on drought indices: universal meteorological drought index recommended. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92: 485–488. doi:10.1175/2010BAMS3103.1

Heudorfer, B., Stahl, K., 2017. Comparison of different threshold level methods for drought propagation analysis in Germany. *Hydrology Research* 48 (5): 1311-1326. doi:10.2166/nh.2016.258

Hisdal, H., Tallaksen, L., 2000. Drought event definition. Technical Report, *ARIDE Technical Report No. 6, Universidad de Oslo, Noruega.*

Hisdal, H., Stahl, K., Tallaksen, L. M., Demuth, S., 2001. Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent?. *International Journal of Climatology* 21: 317–333. doi:10.1002/joc.619

Hisdal, H., Tallaksen, L.M., Clausen, B., Peters, E., Gustard, A., 2004. Hydrological drought characteristics. *En: Developments in Water Science Amsterdam, the Netherlands: Elsevier Science B.V.* 48: 139–198.

Machado, F., Solorza, R., Teverovsky Korsic, S., 2024. Monitoring of Water Surface Area Using Optical and SAOCOM SAR Data: A Case Study of the Nihuil Reservoir, Mendoza, Argentina. *Publicado en: 2024 IEEE Biennial Congress of Argentina (ARGENCON). 18-20 de septiembre.* doi:10.1109/ARGENCON62399.2024.10735862

Marron, E.C., Sanchez, R., 2024. Río Atuel: la historia de un desastre ambiental en la pampa. *Revista Fundamentos*: 17-31. doi:10.5281/zenodo.12784723

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., 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* 19: 6334–6352. doi:[10.1175/JCLI3969.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1)

McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. *In Proceedings of the Eight Conference on Applied Climatology, Anaheim, CA, American Meteorological Society*: 179-184.

Mishra, A.K., Singh, V.P., 2010. A review of drought concepts, *Journal of Hydrology* 391 (1-2): 202–216. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.012

Mishra, A., Alnahit, A., Campbell, B., 2021. Impact of land uses, drought, flood, wildfire, and cascading events on water quality and microbial communities: a review and analysis. *Journal of Hydrology* 596: 125707. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125707.

Núñez, J., Rivera, D., Oyarzún, R., Arumí, J.L., 2014. On the use of Standardized Drought Indices under decadal climate variability: Critical assessment and drought policy implications. *Journal of Hydrology* 517: 458-470. doi:[10.1016/j.jhydrol.2014.05.038](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.038)

Organización Meteorológica Mundial (OMM), 2016. Handbook of Drought Indicators and Indices; *WMO-No. 1173; WMO: Génova, Suiza.*

Paredes-Arquiola, J., Martínez-Capel, F., Solera, A., Aguilella, V., 2013. Implementing environmental flows in complex water resources systems - case study: the Duero river basin, Spain. *River Research and Applications* 29 (4): 451-468. doi:10.1002/rra.1617

Patil, R., Wei, Y., Pullar, D., Shulmeister, J., 2022. Sensitivity of streamflow patterns to river regulation and climate change and its implications for ecological and environmental management. *Journal of Environmental Management* 319: 115680. doi:10.1016/j.jenvman.2022.115680

Pournasiri Poshtiri, M., Pal, I., Lall, U., Naveau, P., Towler, E., 2019. Variability patterns of the annual frequency and timing of low streamflow days across the United States and their linkage to regional and large-scale climate. *Hydrological Processes* 33 (11): 1569-1578. doi:10.1002/hyp.13422

Prieto, M.R., Rojas, F., Martín, F., Araneo, D., Villalba, R., Rivera, J.A., Gil Guirado, S., 2024. Sequías extremas en Mendoza durante el siglo XX y principios del XXI. Administración de la carencia y conflictos socio-políticos. *En: Medio ambiente y transformación rural en la Argentina contemporánea.* ISBN: 978-987-723-398-8

Prudhomme, C., Parry, S., Hannaford, J., Clark, D.B., Hagemann, S., Voss, F., 2011. How well do large-scale models reproduce regional hydrological extremes in Europe? *Journal of Hydrometeorology* 12: 1181–1204. doi:10.1175/2011JHM1387.1.

Razmkhah, H., 2016. Preparing streamflow drought severity–duration–frequency curves using threshold level method. *Arabian Journal of Geosciences* 9 (7). doi:10.1007/s12517-016-2528-1.

Rivera, J.A., Araneo, D.C., Penalba O.C., 2017a. Threshold level approach for streamflow droughts analysis in the Central Andes of Argentina: A climatological assessment. *Hydrological Sciences Journal* 62 (12): 1949-1964. doi:[10.1080/02626667.2017.1367095](https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1367095).

Rivera, J.A., Penalba, O.C., Villalba, R., Araneo, D.C., 2017b. Spatio-temporal patterns of the 2010–2015 extreme hydrological drought across the Central Andes, Argentina. *Water* 9: 652. doi:10.3390/w9090652

Rivera, J.A., Penalba, O.C. 2018a. Distribución de probabilidades de los caudales mensuales en las regiones de Cuyo y Patagonia (Argentina). Aplicación al monitoreo de sequías hidrológicas. *Meteorológica* 43: 25–46. ISSN 1850-468X.

Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2018b. Spatio-temporal assessment of streamflow droughts over Southern South America: 1961–2006. *Theoretical and Applied Climatology* 133: 1021-1033. dx.doi:[10.1007/s00704-017-2243-1](https://doi.org/10.1007/s00704-017-2243-1)

Rivera, J.A., Otta, S.A., Lauro, C., Zazulie, N. 2021a. A Decade of Hydrological Drought in Central-Western Argentina. *Frontiers in Water* 3: 1-20. doi:[10.3389/frwa.2021.640544](https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544)

Rivera, J.A., Lauro, C., Otta, S.A., 2021b. Cuantificación del déficit hidrológico reciente en la región de Cuyo a partir de indicadores de caudales bajos. *Boletín de Estudios Geográficos* 116: 23-44. doi:10.48162/rev.40.006

Rivera, J.A. 2024. Characterization of the recent (2019–2022) La Plata Basin hydrological drought from a centennial-scale perspective. *HydroResearch* 7: 140-153. doi:10.1016/j.hydres.2024.02.002

Rojas, F., Prieto, M.R., 2020. “La variabilidad hídrica en la cuenca del río Atuel, desde la climatología histórica: siglo xviii a mediados del xx.” *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía* 29 (2): 326-353. doi:[10.15446/rcdg.v29n2.75960](https://doi.org/10.15446/rcdg.v29n2.75960)

Sarailidis, G., Vasiliades, L., Loukas, A., 2019. Analysis of streamflow droughts using fixed and variable thresholds. *Hydrological Processes* 33 (3): 414-431. doi:10.1002/hyp.13336

Smakhtin, V., 2001. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology* 240 (3-4): 147–186. doi:10.1016/s0022-1694(00)00340-1

Sung, J.H., Chung, E.S., 2014. Development of streamflow drought severity–duration–frequency curves using the threshold level method. *Hydrology and Earth System Sciences* 18: 3341–3351. doi:10.5194/hess-18-3341-2014.

Stahl, K., 2001. Hydrological drought—a study across Europe. Tesis doctoral, *Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Alemania*.

Stahl, K., Vidal, J.P., Hannaford, J., Tijdeman, E., Laaha, G., Gauster, T., Tallaksen, L.M., 2020. The challenges of hydrological drought definition, quantification and communication: an interdisciplinary perspective. *Proceedings of IAHS* 383: 291–295. doi:10.5194/piahs-383-291-2020

Tallaksen, L.M., Madsen, H., Clausen, B., 1997. On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume. *Hydrological Sciences Journal* 42: 15–33. doi:10.1080/02626669709492003

Tallaksen, L.M., Hisdal, H., van Lanen, H.A.J., 2009. Space-time modelling of catchment scale drought characteristics. *Journal of Hydrology* 375: 363–372. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.032

Thomas, D.E., Venkataraman, K., Chraibi, V., Kannan, N., 2019. Hydrologic Trends in the Upper Nueces River Basin of Texas—Implications for Water Resource Management and Ecological Heath. *Hydrology* 6: 20. doi:[10.3390/hydrology6010020](https://doi.org/10.3390/hydrology6010020)

Van Lanen, H.A.J., 2006. Drought propagation through the hydrological cycle. In: Demuth, S., Gustard, A., Planos, E., Scatena, F., Servat, E., eds. *Climate Variability and Change* 308. Wallingford, UK: IAHS Press: 122–127. ISBN: 9781901502787

Van Lanen, H.A.J., Wanders, N., Tallaksen, L.M., and Van Loon, A.F., 2013. Hydrological drought across the world: impact of climate and physical catchment structure, *Hydrology and Earth System Sciences* 17: 1715–1732. doi:10.5194/hess-17-1715-2013

van Loon, A.F., Van Lanen, H.A.J., 2012. A process-based typology of hydrological drought. *Hydrology and Earth System Sciences* 16: 1915–1946. doi:[10.5194/hess-16-1915-2012](https://doi.org/10.5194/hess-16-1915-2012)

Van Loon, A.F., van Huijgevoort, M., van Lanen, H.A.J., 2012. Evaluation of drought propagation in an ensemble mean of large-scale hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences* 16 (11): 4057-4078. doi:10.5194/hess-16-4057-2012

Van Loon, A.F., Tijdeman, E., Wanders, N., Van Lanen, H.A.J., Teuling A.J., Uijlenhoet R., 2014. How climate seasonality modifies drought duration and deficit. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119 (8): 4640-4656. doi:10.1002/2013JD020383

Van Loon, A.F., Laaha, G., 2014. Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics. *Journal of Hydrology*. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.10.059.

Van Loon, A.F., 2015. Hydrological drought explained. *WIREs Water* 2(4): 359-392. doi:10.1002/wat2.1085

Vicente-Serrano, S., López Moreno, J., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin Molina, C., Morán Tejeda, E., 2012. Accurate computation of a streamflow drought index. *American Society of Civil Engineers*: 17 (2). doi:10.1061%2F%28ASCE%29HE.1943-5584.0000433

Vogel, R.M., Fennessey, N.M., 1995. Flow duration curves II: A review of applications in water resources planning. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 31 (6): 1029-1039. doi:10.1111/j.1752-1688.1995.tb03419.x

Von Christierson, B., Hannaford, J., Lonsdale, K., Parry, S., Rance, J., Wade, S., Jones, P., 2011. Impact of long droughts on water resources. *Report SC070079/R5, Environment Agency*.

Wilhite, D.A., Sivakumar, M.V.K., Pulwarty, R., 2014. Managing drought risk in a changing climate: The role of national drought policy. *Weather and Climate Extremes* 3: 4-13. doi:10.1016/j.wace.2014.01.002

Wu, J., Wang, G., Chen, X., Yuan, X., Yao, H., Chen, X., Lan, T., Zheng, Y., AghaKouchak, A., 2024. Hydrological drought characterization considering onset, maximum streamflow deficit, and termination. *Advances in Water Resources* 184: 104613. doi:10.1016/j.advwatres.2023.104613

Yevjevich, V. 1967. An objective approach to definition and investigation of continental hydrologic droughts. Fort Collins, CO: Colorado State University.

4. Forzantes asociados a la ocurrencia de sequías hidrológicas en la cuenca del río Atuel

4.1 Introducción

Las sequías hidrológicas resultan de un déficit prolongado en las precipitaciones, con lo cual los precursores dinámicos que generan estos fenómenos pueden identificarse mediante la evaluación de los factores atmosféricos y oceánicos en escala regional a hemisférica que favorecen su ocurrencia. Algunos de estos factores son el fenómeno de ENOS (Ferreira y otros, 2023), la frecuencia e intensidad de los ríos atmosféricos (Dettinger, 2013), o, en el caso de cuencas que dependen del aporte nivo-glaciar, los mecanismos que favorecen la ocurrencia de períodos anómalamente fríos que inhiben la fusión (Van Loon y Van Lanen, 2012).

Desde el año 2010 se registró una reducción en la acumulación de nieve en la región de Cuyo, lo cual generó condiciones de sequía hidrológica sin precedentes en términos de severidad y duración en el contexto del último siglo (Garreaud y otros, 2020; Rivera y otros, 2021). Esto generó además impactos en el balance de masa de los glaciares y, por lo tanto, en la disponibilidad de agua regional (Dussaillant y otros, 2019). Mecanismos como la expansión hacia el polo de la rama descendente de la celda de Hadley (Cai y otros, 2012; Rivera y otros, 2020) y la tendencia hacia una fase positiva del MAS (Fogt y Marshall, 2020) fueron responsables de las tendencias de precipitación observadas en la región (Garreaud y otros, 2020; Villamayor y otros, 2021). Ambos mecanismos están influenciados por factores antropogénicos, como la disminución del ozono estratosférico y el incremento en las emisiones de gases de efecto invernadero (Boisier y otros, 2018; Villamayor y otros, 2021). Las evaluaciones de tendencias a largo plazo en los caudales de los ríos andinos muestran disparidades en cuanto a los resultados, con estudios que destacan tendencias positivas principalmente debido a un cambio abrupto en la década de 1970 (Vich y otros, 2007; Lauro y otros, 2016; Rivera y Penalba, 2018). En cambio, otros trabajos muestran una reducción de precipitación y caudal (Masiokas y otros, 2012; 2019; Rivera y Arnould, 2020), lo cual resalta la presencia de modulaciones multidecadales en la precipitación regional. Además, las contribuciones antropogénicas a las tendencias juegan también un rol importante (Boisier y otros, 2018).

El objetivo de este capítulo es mejorar el conocimiento sobre los factores que influyen en la ocurrencia de sequías hidrológicas en la CRA, considerando registros de caudal centenarios, analizando los principales forzantes atmosféricos y oceánicos, y su comportamiento interanual y multidecadal.

4.2. Metodologías

4.2.1. Composiciones de variables atmosféricas y oceánicas

Se realizó un análisis de campos de composiciones de variables atmosféricas y oceánicas considerando los meses en los que se registraron eventos de sequías hidrológicas. La propagación de la señal de las precipitaciones a la respuesta en el caudal tiene un intervalo de entre 5 y 6 meses en la CRA (Boninsegna y Villalba, 2006; Caragunis y otros, 2020), por lo que se tuvo en cuenta este desfasaje para establecer las composiciones. Se tomaron como representativos para el análisis de la CRA los registros de la estación La Angostura, debido a que es la única que cuenta con mediciones centenarias de caudal y su variabilidad responde exclusivamente a factores climáticos, ya que no se encuentra afectada por los efectos del manejo del agua. Por otra parte, las composiciones se tienen en cuenta indistintamente de la época del año ya que la principal contribución de la reducción del caudal transcurre durante los cambios en los forzantes naturales durante los meses de invierno.

A partir de las variables atmosféricas y oceánicas descritas en la Sección 2.5, se confeccionaron campos de composiciones relevantes para el análisis, en un dominio espacial que cubre Sudamérica y parte de los Océanos Atlántico y Pacífico. Se combinaron las anomalías de las variables Q850, U850 y V850 para ilustrar aspectos vinculados al transporte de humedad regional; la anomalía de Z500 representa la circulación en la troposfera media; la anomalía de la TSM en regiones oceánicas y la anomalía de TS y PP en áreas continentales. En particular, se calcularon las composiciones a partir de dos enfoques. Se consideraron los eventos de sequía hidrológica definidos en la sección 3.3.3 mediante el ICE3, los cuales fueron divididos en 4 subperíodos de acuerdo a los saltos identificados en la sección 2.5.1.2: 1906/07-1939/40, 1940/41-1979/80, 1980/81-2009/10 y 2010/11-2019/20. Cabe señalar que los subperíodos seleccionados separan diferentes características de sequía hidrológica, moduladas por cambios de precipitación en escalas interanuales y multidecadales en el

centro-oeste de Argentina. Por otro lado, se consideró el período completo (1906/07-2019/2020) y se clasificaron los eventos de sequía hidrológica según su severidad a fin de agrupar los casos de SM, SS y SE.

Durante el período 1906/07-1940/41 se identificaron 10 eventos de sequía hidrológica, con una duración media de 19 meses y un promedio de severidad máxima media de ICE3 = -1,52. El subperíodo 1940/41-1979/80 registró una frecuencia de 8 eventos, una duración media de casi 32 meses, y un promedio de la severidad máxima media de ICE3 = -1,71. El subperíodo 1980/81-2009/10 exhibió sólo 3 eventos durante la década de 1990, con una duración media de 19 meses y un promedio de la severidad máxima media de ICE3 = -1,41. Finalmente, el subperíodo más reciente, 2010/11-2019/20, estuvo dominado por condiciones de sequía hidrológica, con un total de 2 eventos, una duración media de 55 meses y una severidad máxima media de ICE3 = -2,17.

4.2.2. Descomposición de series temporales

Para descomponer temporalmente el ICE3 calculado en base a los caudales del río Atuel y los forzantes atmosféricos y oceánicos que modulan la ocurrencia de sequías hidrológicas, se utilizó el método de Complete Ensemble Empirical Mode Decomposition with Adaptive Noise (CEEMDAN; Colominas y otros, 2014). Al ser una variante del Empirical Mode Decomposition (EMD; Huang y otros, 1998), este método es una forma adaptativa de descomposición de series temporales para datos no lineales y no estacionarios, lo que lo hace adecuado para el análisis de variables hidrológicas (McMahon y otros, 2007). Este método puede determinar los principales modos de variabilidad descomponiendo la serie temporal original en varias series independientes, llamadas Funciones de Modo Intrínsecas (FMI), que tienen diferentes periodicidades y amplitudes, y una componente residual que representa la tendencia a largo plazo. La descomposición funciona como un procedimiento de tamizado, con un aumento de la escala temporal de las FMI a medida que avanza la descomposición, y por lo tanto, su frecuencia media disminuye (Deléchelle y otros, 2005). El CEEMDAN se configuró con un ruido equivalente a una desviación estándar de 0,2, un número de separaciones de 200 y una cantidad de 1000 iteraciones para obtener el ensamble para cada FMI. El paquete utilizado es el “Rlibeemd” del software R. Se pueden encontrar más detalles sobre el método en Colominas y otros (2014).

En Argentina, el CEEMDAN ha sido utilizado típicamente para caracterizar la variabilidad hidroclimática regional (Rivera y Penalba, 2014; Antico y otros, 2016), y solo algunos estudios lo han utilizado para analizar las relaciones entre las sequías hidrológicas y los forzantes climáticos en cuencas de Cuyo y Patagonia (Rivera y otros, 2017; 2018). Siguiendo estudios previos (Hu y otros, 2017; Rivera y otros, 2017), las periodicidades dominantes de los forzantes atmosféricos y oceánicos y el ICE3 para la CRA se obtuvieron combinando las FMI con períodos de entre 1 y 10 años como representativas de la variabilidad interanual. Asimismo, las FMI con períodos iguales o mayores a 10 años se consideran representativas de la variabilidad multidecadal, la cual contiene también la tendencia no lineal de cada descomposición. Las periodicidades por debajo de la escala temporal interanual se descartaron del análisis.

Por otra parte, a modo de evaluar la asociación entre la variabilidad hidrológica y los diferentes indicadores climáticos, se aplicó una correlación por separado entre las descomposiciones del ICE3 y de los forzantes atmosféricos y oceánicos en escala interanual y multidecadal. Las correlaciones se calcularon para los 4 subperíodos y para el período completo de estudio (1906/07-2019/20). Esto permite cuantificar posibles cambios en la señal de los forzantes que modulan el caudal del río Atuel.

4.2.3. Selección de indicadores climáticos

A partir del conjunto de datos ERSSTv5 se obtuvo el Índice Oceánico de El Niño, el cual requiere la aplicación de un promedio móvil de 3 meses a las anomalías de TSM en la región Niño 3.4 (120°O-170°O, 5°S-5°N) para la caracterización de la variabilidad del ENOS. Para el cálculo de las anomalías se utilizó el período base correspondiente a cada subperíodo. El MAS fue analizado a partir del índice propuesto por Gong y Wang (1999), el cual se obtiene como la diferencia de presión media zonal a nivel del mar estandarizada entre las latitudes 40°S y 65°S derivado del reanálisis 20CRV2c para el período 1857-2012. Esta serie se complementó con el índice MAS de Marshall (2003) que consiste en calcular la diferencia de observaciones de presión atmosférica estandarizada en estaciones meteorológicas ubicadas en latitudes cercanas a los 40°S y los 65°S, que cubre el período 1957-2020. Ambas series temporales tienen una correlación positiva y significativa en el período común entre 1957 y 2012 ($r^2 = 0,71$, p -valor = 0,01), lo que permite la extensión del índice reconstruido del MAS desde 2012 hasta 2020.

4.3. Resultados

4.3.1. Forzantes atmosféricos y oceánicos que promueven el desarrollo de eventos de sequía hidrológica

4.3.1.1. Período 1906/07-1939/40

Las condiciones de sequía hidrológica en la CRA durante el primer período analizado se atribuyen a condiciones anómalamente secas en la región del Océano Pacífico Ecuatorial, considerando el campo de Q850, particularmente en el rango de latitudes que va entre 0° -20°S. Esta anomalía se propaga hacia los Andes Centrales de Argentina, con anomalías de vientos del sureste que inhiben el transporte de humedad hacia la CRA (Figura 4.1a) y, en consecuencia, favorecen el desarrollo de condiciones de sequía hidrológica. Se observa en el campo de anomalías de Z500 anomalías anticiclónicas en el Océano Pacífico Sur (al norte de los 60°S) y anomalías ciclónicas significativas entre 65°S-75°S (Figura 4.1b). Este factor se detecta también en los niveles de 200 hPa, 700 hPa y 1000 hPa (ver Figuras S2 a S4 de los Anexos). Esta configuración del campo de presión aumenta la intensidad de los vientos oestes en 500 hPa alrededor de la banda latitudinal de los 50°S, lo que limita el desplazamiento de los sistemas frontales hacia el norte, y genera un déficit en las precipitaciones sobre los Andes Centrales de Argentina. Se observa un patrón de condiciones similares a las de La Niña en el Océano Pacífico tropical, con anomalías negativas de TSM entre 110°O-180°O (Figura 4.1c) que se extiende hacia la costa de Chile. Por el contrario, en Argentina y Chile predominan anomalías positivas de temperatura, aunque las mismas no son estadísticamente significativas. Las anomalías de PP sobre el centro-oeste argentino son negativas y significativas (Figura 4.1d), con déficits que oscilan entre -5% y -10%, condición que favoreció la ocurrencia de condiciones de sequía hidrológica sobre la CRA.

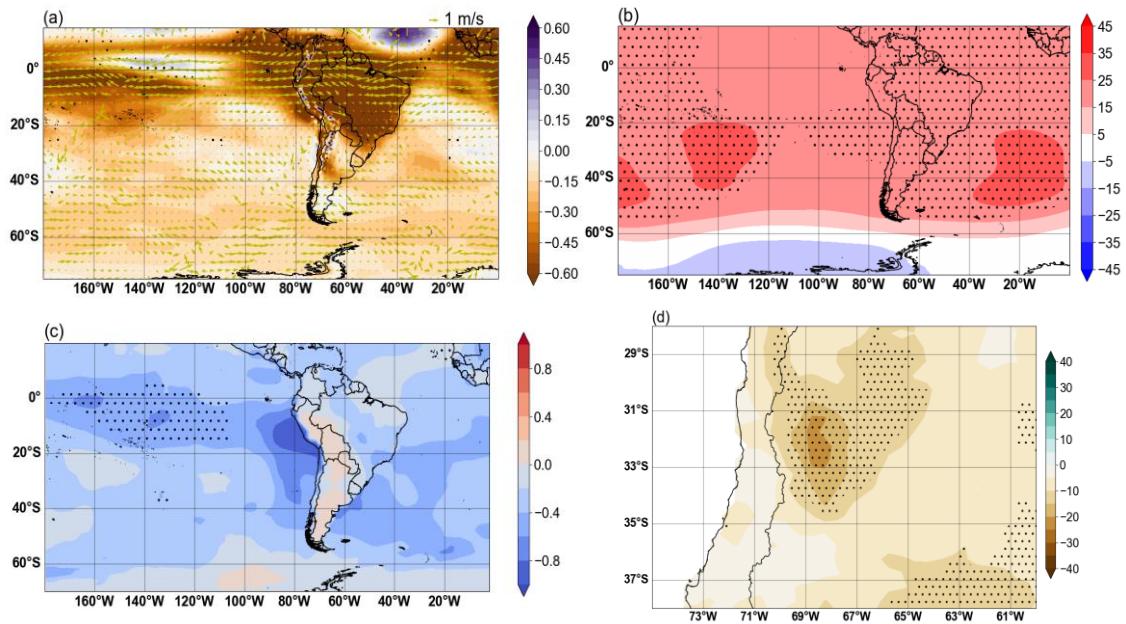


Figura 4.1. Campos de composiciones de anomalías que promueven el desarrollo de condiciones de sequía hidrológica sobre la CRA, correspondientes al período 1906/07-1939/40 para a) $Q850\ (g\ kg^{-1})$ y viento horizontal con componentes $U850$ y $V850\ (m\ s^{-1})$, b) $Z500\ (m)$, c) TSM y TS (ambas en $^{\circ}C$), d) $PP\ (%)$. Los puntos representan una significancia estadística al 10%. En el panel a), la significancia se verificó para $Q850$ y viento horizontal simultáneamente.

4.3.1.2. Período 1940/41-1979/80

El patrón espacial de las anomalías de $Q850$ está dominado por un déficit de humedad específica en gran parte del Océano Pacífico tropical y subtropical (Figura 4.2a), el cual es ligeramente inferior a los valores observados durante el período anterior. Estas anomalías negativas de $Q850$ sobre el Océano Pacífico también se extienden hacia Sudamérica en una rama que se observa hacia latitudes medias, aunque esta región de máximas anomalías negativas no alcanza el continente. Esto genera un menor transporte de humedad hacia Sudamérica, particularmente desde la región ecuatorial y desde los subtrópicos (Figura 4.2a). En gran parte de la región continental se observa un déficit de humedad durante este período. Esta composición del campo de $Q850$, $U850$ y $V850$ promueve el desarrollo de sequías hidrológicas en la CRA, que son algunas de las más severas y duraderas de los 114 años analizados (ver sección 3.3.3). El campo de $Z500$ muestra un patrón de anomalías ciclónicas sobre gran parte del océano Pacífico Sur y el

sur de Sudamérica (Figura 4.2b), la mayoría de ellas con significancia estadística. Debido a la circulación ciclónica anómala en latitudes subtropicales, predomina un debilitamiento de los vientos típicamente del sur en la costa oeste de Sudamérica, lo que favorece la advección anómala de aire más seco (Figura 4.2a). Esto implica una menor disponibilidad de humedad para el desarrollo de precipitaciones sobre la CRA. Se detectan anomalías frías de la TSM en casi todos los océanos australes, y también anomalías negativas de temperaturas en el sur de Sudamérica (Figura 4.2c). Asimismo, se observan anomalías frías significativas de la TSM sobre el Océano Pacífico tropical frente a la costa de Sudamérica, lo que sugiere una posible influencia de La Niña en el desarrollo de sequías hidrológicas sobre la CRA. Las anomalías negativas de temperatura en el área de estudio pueden desencadenar condiciones de sequía hidrológica al inhibir la fusión nival durante la estación cálida. En relación a las anomalías de precipitación regional, se registra un déficit entre -15% y -20% sobre la cuenca alta del río Atuel (Figura 4.2d), factor responsable del desarrollo de condiciones de sequía hidrológica. Las anomalías negativas y significativas de PP sólo se presentan en las partes central y norte de Chile.

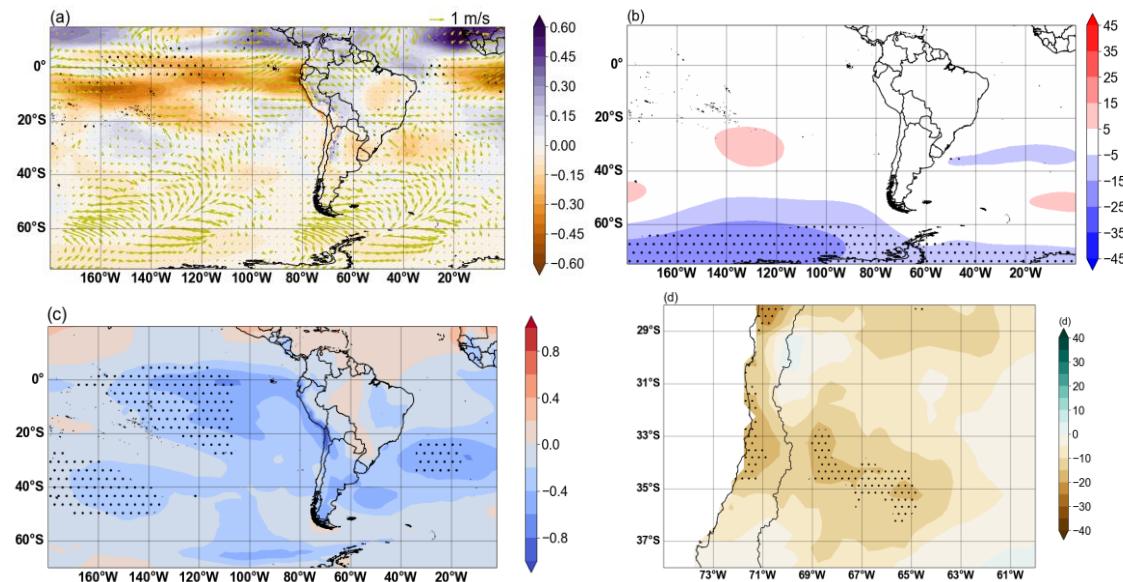


Figura 4.2. Ídem Figura 4.1 para el período 1940/41-1979/80.

4.3.1.3. Período 1980/81-2009/10

El patrón espacial de Q850 exhibe algunas diferencias en comparación con los resultados de períodos anteriores, con anomalías positivas en el sector tropical del Océano Pacífico entre 0°-10°S (Figura 4.3a). Sin embargo, la mayor parte de la cuenca oceánica muestra anomalías negativas de Q850, en particular la región tropical entre las longitudes 80°O-120°O. Alrededor de 20°S, las anomalías positivas de U850 favorecen la ocurrencia de anomalías negativas de Q850 al este de 120°O, generando menor contenido de humedad sobre la costa oeste de Sudamérica. Gran parte del centro-norte de Argentina está también caracterizada por anomalías negativas de Q850. De manera similar a lo encontrado para el período 1906/07-1939/40, se distingue un dipolo en el campo de anomalías de Z500 sobre el Océano Pacífico Sur, caracterizado por anomalías positivas entre 20°S-50°S y negativas alrededor de 60°S hacia la Antártida (Figura 4.3b), que se extienden en los niveles de 200 hPa, 700 hPa y 1000 hPa (ver Figuras S2 a S4 de los Anexos). Las mayores anomalías anteciclónicas (ciclónicas) se detectan en la región alrededor de 140°O-180°O y 20°S-40°S (120°O-140°O y 60°S-70°S). Como se mencionó anteriormente, esta configuración espacial de anomalías de Z500 aumenta la intensidad de los vientos del oeste, lo que inhibe el desplazamiento hacia el norte de los sistemas frontales y resulta en un déficit de precipitación sobre la CRA. La distribución espacial de las anomalías de la TSM muestra un patrón heterogéneo sobre el Océano Pacífico (Figura 4.3c). Se registran condiciones más cálidas en el Océano Pacífico tropical al este de 120°O, en el Océano Pacífico Sur en áreas cercanas al extremo sur de Sudamérica, y alrededor de 35°S, al oeste de 160°O. Se observan TSM más frías en el Océano Pacífico ecuatorial al oeste de 140°O, y alrededor de 50°S entre 140-160°O. Las anomalías de temperatura negativas dominan en el continente, particularmente en el centro y norte de Argentina, lo cual incide en la fusión nival en la CRA y favorece el desarrollo de condiciones de sequía hidrológica (Figura 4.3c). En línea con los forzantes atmosféricos y oceánicos identificados, se observa un déficit de PP significativo de entre -30% y -40% en gran parte de los Andes Centrales de Argentina y Chile, que se extiende desde 15°S a 40°S (Figura 4.3d).

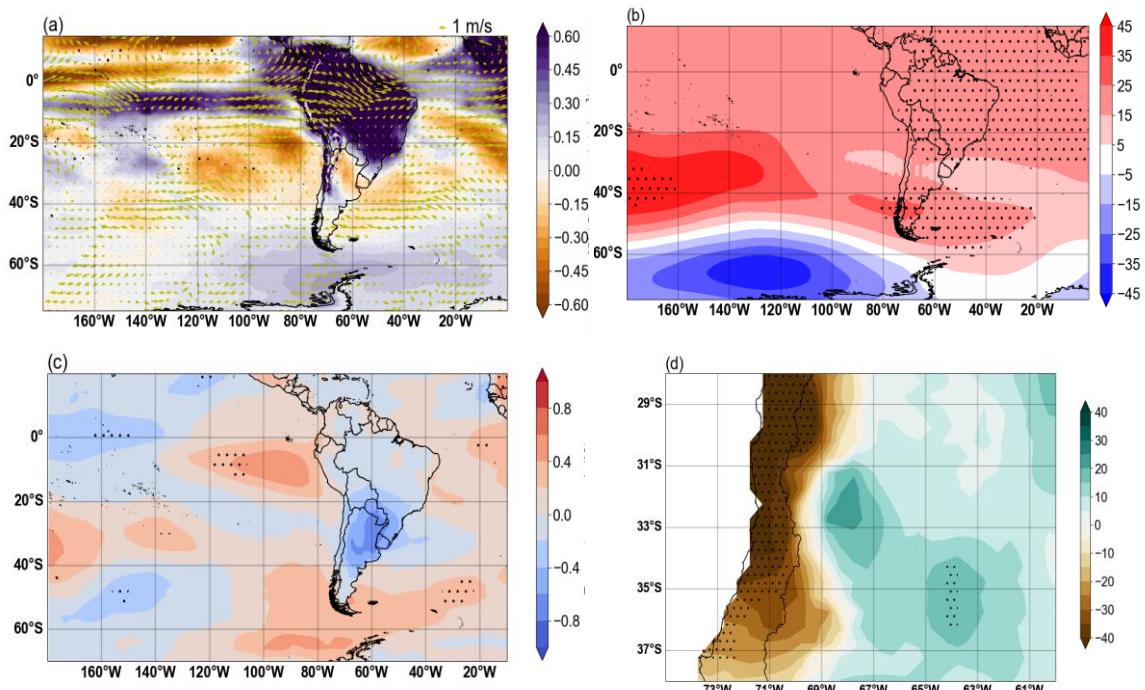


Figura 4.3. Ídem Figura 4.2 para el período 1980/81-2009/10.

4.3.1.4. Período 2010/11-2019/20

El patrón espacial de Q850 exhibe un predominio de anomalías positivas en la mayor parte del Océano Pacífico, particularmente sobre la región tropical (Figura 4.4a), lo cual contrasta con los resultados identificados en el resto de los períodos. Sin embargo, existe una región de anomalías negativas que se extiende desde la región tropical del Océano Pacífico ubicada alrededor de 100°O hacia Sudamérica, factor que puede favorecer el desarrollo de sequías meteorológicas sobre los Andes Centrales de Argentina. Asimismo, se observa una región con anomalías negativas de Q850 sobre el centro y norte de Argentina en las cercanías de la Cordillera de los Andes entre las latitudes 30°S-35°S (Figura 4.4a). En términos de las anomalías de Z500, las condiciones de sequía hidrológica están ligadas a un patrón espacial similar al obtenido para el período anterior (Figura 4.4b). Las anomalías positivas significativas de Z500 sobre el Océano Pacífico entre 40°S-60°S al oeste de 140°O, y las anomalías negativas de Z500 al sur de 60°S, y en 120°O, forman un dipolo de anomalías de Z500. Este patrón espacial está presente en todos los niveles de la tropósfera, con un leve debilitamiento en altura (ver Figuras S2 a S4 de los Anexos). Como consecuencia, la configuración resultante de vientos en niveles medios inhibe el desplazamiento hacia el norte de los sistemas frontales que favorecen la ocurrencia de precipitaciones invernales en la CRA. En términos de anomalías de

temperatura, la banda latitudinal entre 30°S-40°S está dominada por anomalías de TSM positivas y significativas entre 160°O-180°O, y condiciones cálidas sobre la CRA y gran parte del centro de Argentina (Figura 4.4c). A su vez, hay un área de anomalías positivas de TSM en el Océano Atlántico Sur cerca de la costa del sureste de Sudamérica. Se observan anomalías negativas de la TSM en el Océano Pacífico Sur alrededor de los 60°S y en la región tropical entre 100°O-140°O, aunque no hay evidencia de un patrón del tipo La Niña. La combinación de estas anomalías atmosféricas y oceánicas resulta en importantes anomalías negativas de PP sobre los Andes Centrales de Argentina y gran parte de Chile central, alcanzando hasta -30% en el período 2010/11-2019/20 (Figura 4.4d), con impacto en la acumulación de nieve y, por tanto, favoreciendo el desarrollo de condiciones de sequía hidrológica en la CRA.

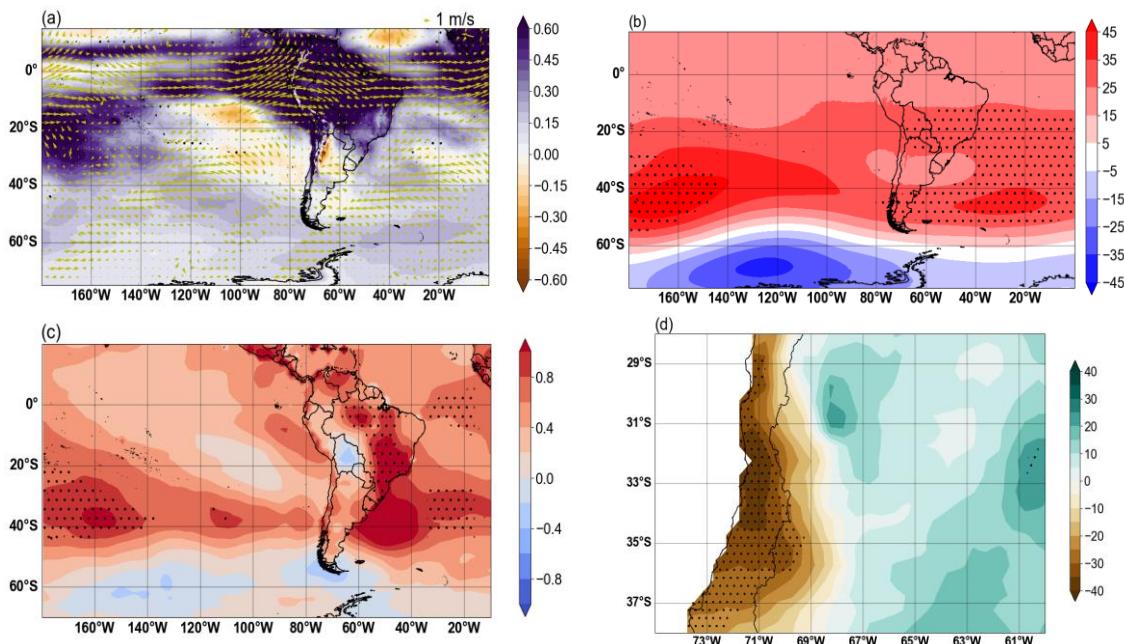


Figura 4.4. Ídem Figura 4.3 para el período 2010/11-2019/20.

4.3.2. Composiciones para distintos niveles de severidad de sequía hidrológica

Para los eventos de sequía hidrológica moderada (eventos donde se alcanza una severidad máxima del ICE3 entre -1,0 y -1,5) en el período 1906/07-2019/20, se detecta una anomalía negativa de Q850 en la banda tropical del Océano Pacífico (Figura 4.5a). Se observa además una circulación anómala ciclónica significativa sobre el Océano Pacífico

austral, junto con una circulación anticiclónica de menor intensidad sobre latitudes medias (Figura 4.5b). Este dipolo se ubica entre los 40°S y 65°S, desfasado hacia el oeste (140°O) en relación a lo hallado para los diferentes sub-períodos. Las anomalías negativas de Q850 sobre el Océano Pacífico se evidencian por un enfriamiento anómalo en la TSM sobre las regiones tropicales y sobre latitudes medias de manera significativa (Figura 4.5c). Por lo tanto, se genera una mayor circulación zonal que, combinado con las aguas más frías que inhiben la evaporación, favorece la reducción de PP sobre la región de los Andes Centrales con déficits del orden del -20% (Figura 4.5d).

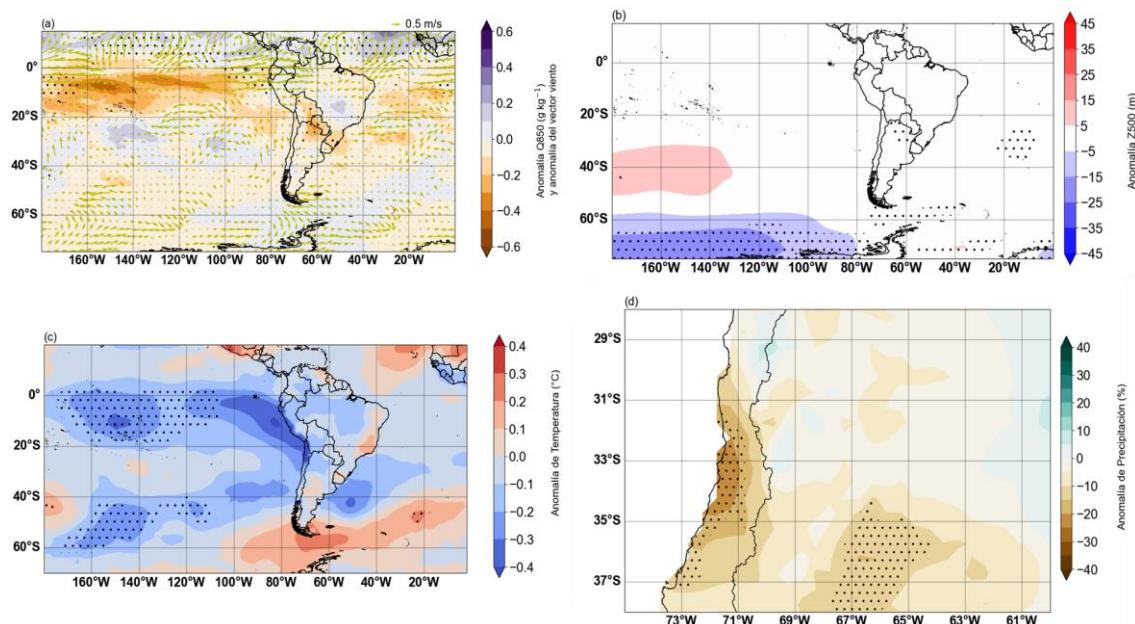


Figura 4.5. Ídem Figuras 4.1-4.4 para eventos de sequía moderada (SM) durante el período 1906/07-2019/20.

Considerando los eventos de sequía hidrológica severa (severidad máxima del ICE3 entre -1,5 y -2,0), se observa que sobre el Océano Pacífico las máximas anomalías negativas de Q850 se desplazan hacia latitudes subtropicales en comparación a los casos de SM (Figura 4.6a). Esto podría asociarse a un enfriamiento significativo en la TSM entre el Ecuador, al oeste de 140°O, y los 30°S en la costa oeste de Sudamérica (Figura 4.6c). Se observa una intensificación de la circulación zonal en latitudes medias producto de la profundización significativa de la Baja del Mar de Amundsen-Bellingshausen (BMAB;

100°O-150°O, 60°S-70°S) (Figura 4.6b). Estos factores favorecen una disminución de las PP de entre -15% y -25% sobre la cuenca alta del río Atuel (Figura 4.6d).

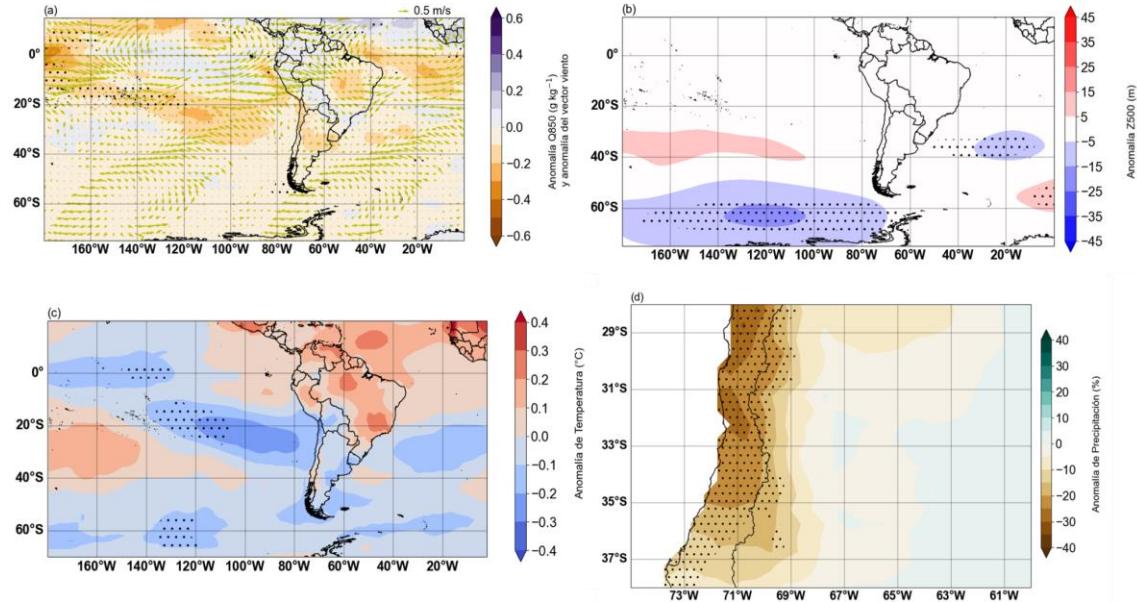


Figura 4.6. Ídem Figura 4.5 para eventos de sequía severa (SS).

Los casos de sequía hidrológica extrema (severidad máxima del ICE3 inferior a -2,0) muestran diferencias en algunos de los patrones espaciales de las composiciones en comparación a los eventos de menor severidad. Las anomalías negativas de Q850 se encuentran en las regiones ecuatoriales mayormente al oeste de los 120°O ocupando una banda latitudinal angosta (Figura 4.7a), aunque resultan positivas en el Océano Pacífico Sur entre 20-45°S y 180-140°O, producto de una intensificación de la circulación anticiclónica en esta región (Figura 4.7b). Esto se verifica también en niveles cercanos a la superficie (resultado no mostrado). Esta configuración genera un transporte superficial de aire más cálido desde las regiones tropicales y ecuatoriales hacia la región subtropical, lo que provoca una anomalía cálida en el Océano Pacífico Sudoccidental (Figura 4.7c). Por lo tanto, esto genera condiciones anómalamente más húmedas en el campo de Q850 y, en consecuencia, podría generar mayores precipitaciones de manera localizada. Sin embargo, debido al desplazamiento hacia latitudes más altas del anticiclón semipermanente del Pacífico, producto de la intensificación del dipolo observado en el campo de Z500 (Figura 4.7b), se registran déficits generalizados de precipitación de entre

-20% y -30% entre Chile y Argentina (Figura 4.7d). Al registrarse TS anómalamente positivas en esta región, se favorecería la fusión nival (Figura 4.7c). A pesar de ello, dado el notorio déficit en las PP, el rol de las anomalías térmicas únicamente genera un cambio en el comportamiento temporal del ciclo hidrológico.

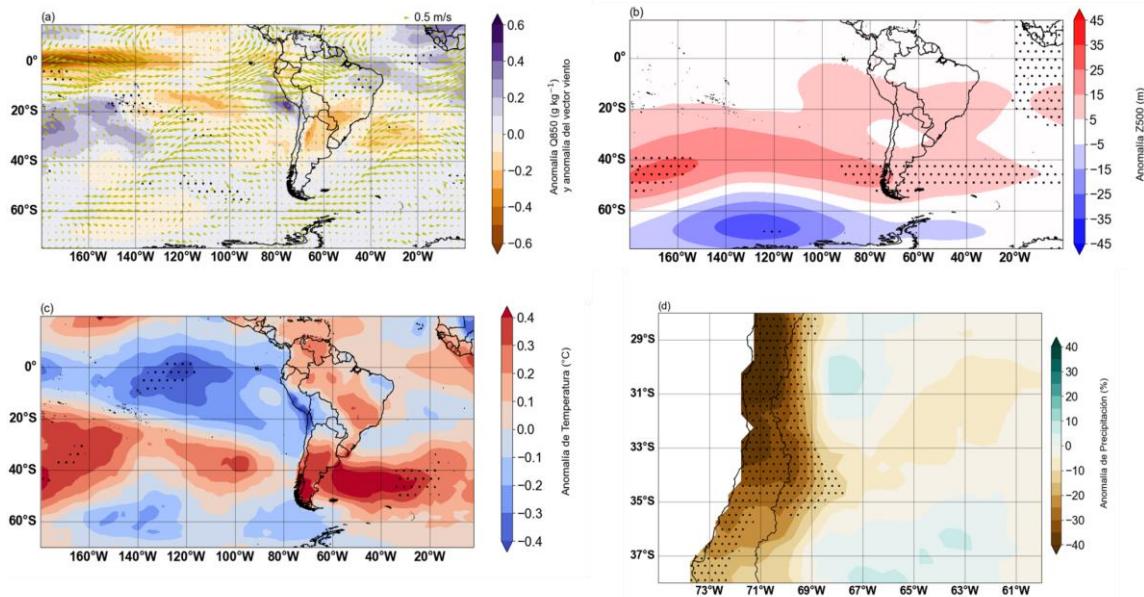


Figura 4.7. Ídem Figura 4.6 para eventos de sequía extrema (SE).

4.3.3. Variabilidad temporal de los forzantes de sequías hidrológicas en regiones específicas seleccionadas

La evaluación de las composiciones de los forzantes atmosféricos y oceánicos que favorecen el desarrollo de sequías hidrológicas en la CRA permitió identificar algunas regiones específicas en las que las anomalías de las variables presentaron valores altos y en muchos casos significativos. A partir de estas regiones, se obtuvieron las series temporales de los promedios espaciales de las variables, las cuales se descompusieron mediante el método CEEMDAN para el análisis de su variabilidad interanual y multidecadal. Para la evaluación de la variabilidad temporal de la TSM, se seleccionó la región del Niño 3.4 y la región del Océano Pacífico Occidental (TSM-PO), ubicada entre 160°O-180°O, 30°S-40°S. Las características temporales de las anomalías de Z500 se cuantificaron en la porción central del Océano Pacífico Sur (CPAC; 150°O-180°O, 35°S-

50°S) y en la región correspondiente a la BMAB. Además, se analiza la evolución temporal del MAS, cuyas bandas latitudinales están alineadas a las regiones de CPAC y BMAB. Para una comparación más directa, se muestran los resultados basados en la diferencia de las anomalías de Z500 entre estas dos regiones (CPAC-BMAB). La Figura 4.8 muestra las regiones consideradas para el análisis.

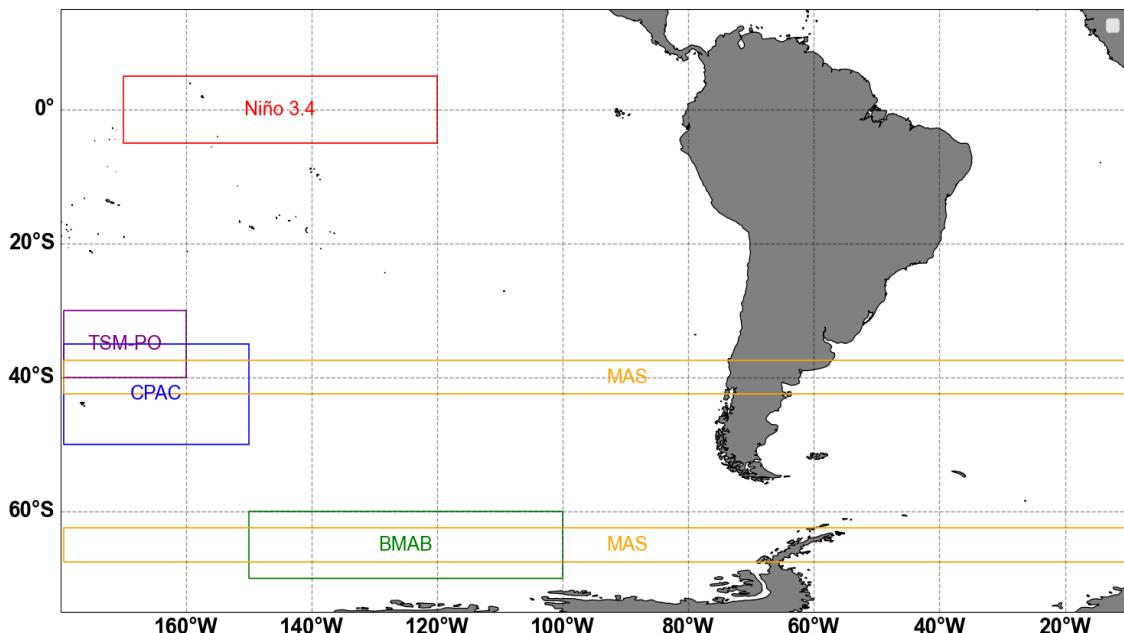


Figura 4.8. Representación esquemática de las regiones seleccionadas para el análisis de la variabilidad climática: la región Niño 3.4 (120°O-170°O, 5°S-5°N), la región central del Pacífico (CPAC; 150°O-180°O, 35°S-50°S), la Baja del Mar de Amundsen-Bellingshausen (BMAB; 100°O-150°O, 60°S-70°S), la TSM en el Pacífico Occidental (TSM-PO; 160°O-180°O, 30°S-40°S) y el Modo Anular del Sur (MAS; diferencia de presión a nivel del mar media zonal entre los 40°S y 65°S).

4.3.3.1. Variabilidad interanual

La componente interanual del ICE3, ENOS, MAS, el dipolo CPAC-BMAB y la región TSM-PO incluyen la suma de los modos FMI4 al FMI6, que cubren un rango de periodicidades entre 1 y 6,28 años, con variaciones específicas para cada serie temporal. Para el ICE3, las periodicidades van de 1 a 5,5 años, mientras que para el ENOS abarcan de 1,32 a 5,46 años. El MAS presenta un rango de periodicidades de 1,52 a 6,28 años, y

el dipolo CPAC-BMAB de 1,19 a 5,46 años. Finalmente, la región TSM-PO muestra periodicidades dominantes entre 1,32 y 6,28 años. Las periodicidades fueron obtenidas mediante un análisis espectral con ruido rojo para cada FMI.

En particular, la variabilidad interanual del ICE3 de la CRA es dominante particularmente en el período 1906/07-1939/40, y alcanza condiciones de sequía hidrológica extrema durante 1917/18 (Figura 4.9a). La variabilidad interanual contribuye al desarrollo de sequías hidrológicas particularmente durante los años hidrológicos 1924/25, 1928/1929, 1938/39, 1946/1947, 1962/63, 1968/69, 1970/71, 1981/82, 1988/89, 1999/2000 y 2003/04. Estos eventos tienden a coincidir con períodos donde la variabilidad interanual del dipolo CPAC-BMAB muestra valores positivos (Figura 4.9b), es decir, indicando un fortalecimiento del CPAC y una profundización del BMAB. Dicho mecanismo favorece la intensificación del flujo del oeste sobre latitudes medias, factor que impide el desplazamiento de las trayectorias de los sistemas de mal tiempo hacia el norte y, por tanto, conduce a un déficit de precipitaciones y condiciones de sequía hidrológica sobre la CRA. Adicionalmente, se ejemplifica este nexo con más detalle en la Tabla 4.2, donde se muestran los coeficientes de correlación entre el ICE3 y la variabilidad interanual de la serie temporal de anomalías de Z500 en la región CPAC-BMAB. Allí, la correlación es negativa y significativa para todos los períodos a excepción de 1906/07-1939/40 donde no registra significancia estadística. La evolución temporal de la componente interanual de la TSM-PO muestra valores de anomalía que van desde -1° a 1°C (Figura 4.9c), coincidiendo anomalías cálidas con períodos de valores negativos de la variabilidad interanual del ICE3 en la CRA. La correlación entre las componentes interanuales de las anomalías TSM-PO y la serie temporal ICE3 es negativa y significativa para todos los períodos, excepto para 1940/41-1979/80 (Tabla 4.2). El vínculo entre las anomalías cálidas y el ICE3 es particularmente relevante durante los períodos 1916/17, 1924/25, 1929/30, 1942/44, 1962, 1974/75, 1982/83, 1988/90, 1997/98, 2002 y 2009/10. En cuanto a la relación entre la variabilidad interanual del ENOS y el ICE3 (Figura 4.9d), existe buena correspondencia en el comportamiento de ambas variables. Esto se puede notar para los años 1909/10-1911/12, finales de la década de 1910, mediados de la década de 1920, finales de las décadas de 1930 y 1940, mediados de la década de 1950, finales de 1960, principios y mediados de la década de 1970, principios y finales de la década de 1980, mediados y finales de la década de 1990, finales de las décadas 2000 y 2010, que corresponden a condiciones de sequía hidrológica asociadas con la fase fría del ENOS.

La componente interanual del MAS muestra que la mayoría de las anomalías positivas tienden a coincidir con el desarrollo de sequías hidrológicas sobre la CRA (Figura 4.9e). En particular, la correspondencia entre anomalías MAS positivas y valores negativos de ICE3 se detecta mayoritariamente alrededor de los años 1910/11, 1918/1919, 1924/1925, 1929/30, 1962/1963, 1985/86 y 2003/04. Sin embargo, la relación entre las componentes interanuales de ICE3 y MAS no es directa, factor que se ilustra con la correlación entre ambas series temporales durante los períodos seleccionados (Tabla 4.2) con valores, en su mayoría, no significativos que alternan signos dependiendo del período considerado.

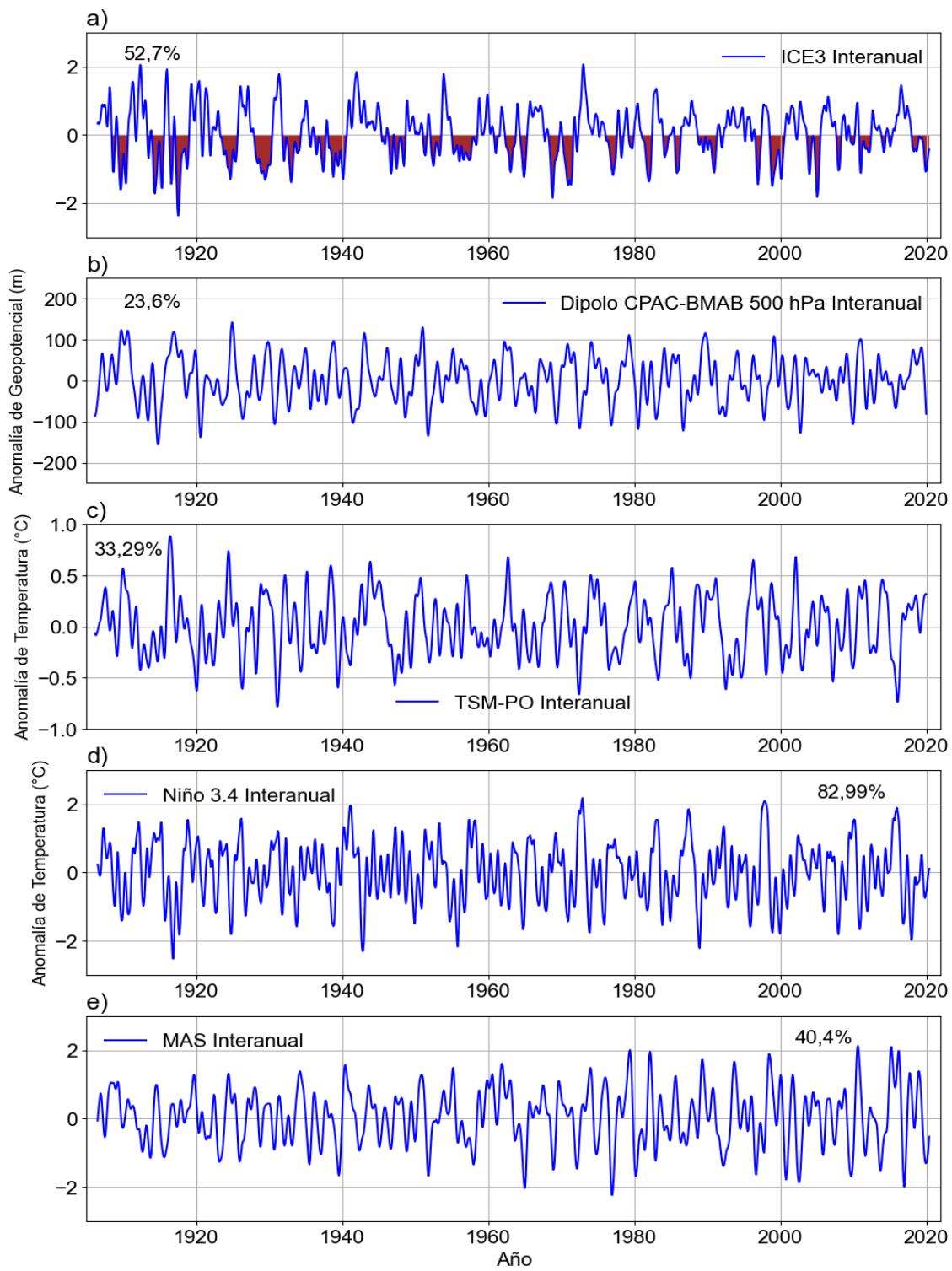


Figura 4.9. Evolución temporal de los componentes interanuales de a) ICE3 en la CRA, cuyos valores negativos están sombreados en bordó, b) anomalías de Z500 considerando la diferencia entre las regiones CPAC y BMAB, c) anomalías de TSM en la región TSM-PO, d) anomalías de TSM en la región Niño 3.4, e) índice MAS. Los valores porcentuales indican la varianza explicada por la componente interanual en relación a la varianza total.

Tabla 4.2. *Coeficientes de correlación entre la componente interanual del ICE3 en la CRA y las componentes interanuales del CPAC-BMAB, TSM-PO, ENOS y MAS para los períodos considerados en la sección 4.2.1. Los valores en negrita son significativos con un p -valor < 0.05 .*

Período	ICE3 vs CPAC-BMAB	ICE3 vs TSM-PO	ICE3 vs ENOS	ICE3 vs MAS
1906/07-2019/20	-0,29	-0,3	0,21	0,07
1906/07-1939/40	-0,21	-0,39	0,26	-0,09
1940/41-1979/80	-0,33	-0,11	0,04	0,23
1980/81-2009/10	-0,37	-0,32	0,4	-0,25
2009/10-2019/20	-0,27	-0,65	0,21	0,21

4.3.3.2. Variabilidad multidecadal

La componente multidecadal del ICE3, ENOS, MAS, CPAC-BMAB y TSM-PO está determinada por la suma de los modos FMI7 al FMI9 (o FMI10 en algunos casos), con periodicidades que varían entre 11,84 y 84,45 años, además de la tendencia no lineal o el residuo de la descomposición. En el ICE3, las periodicidades oscilan entre 12,5 y 84,5 años, mientras que en el ENOS van de 11,84 a 84,45 años. Para el MAS, las periodicidades se encuentran entre 12,16 y 84,45 años, el CPAC-BMAB entre 13,45 y 84,45 años, y en la región TSM-PO, entre 14,93 y 84,45 años. La variabilidad multidecadal, considerando las FMIs decadales y la tendencia de largo plazo, muestra una

tendencia hacia valores negativos del ICE3 sobre el CRA (Figura 4.10a), con una marcada variabilidad decadal. Se observa un período sostenido de valores negativos de ICE3 principalmente entre mediados de la década de 1940 y finales de la década de 1970, lo que contribuyó a los eventos de sequía hidrológica descritos durante el período 1940/41-1979/80. De manera similar, la variabilidad multidecadal contribuye en gran medida a la severidad y duración de las condiciones de sequía hidrológica que se observan desde el año 2010/11. Considerando la componente decadal de las anomalías CPAC-BMAB, los valores positivos contribuyeron al desarrollo de valores multidecadales negativos del ICE3, particularmente en la década de 1930, la segunda mitad de la década de 1950 y la primera mitad de la década de 1960, principios de la década de 1970 y la primera parte de la década de 2010 (Figura 4.10b). La componente multidecadal del TSM-PO muestra una marcada tendencia positiva de largo plazo, con un aumento notable de casi 1°C desde la década de 1990 (Figura 4.10c). Este calentamiento reciente coincide con una circulación anómala anticlónica tanto en el nivel de 500 hPa (Figura 4.6) como en 1000 hPa (resultado no mostrado) que se puede identificar en la tendencia al aumento de la señal multidecadal CPAC-BMAB desde la década del 1990 (Figuras 4.10b y 4.10c). La configuración en el campo de Z500 genera condiciones que favorecen el desarrollo de sequías hidrológicas en la CRA. Por otra parte, la componente multidecadal de las anomalías de la TSM en la región del Niño 3.4 (Figura 4.10d) muestra valores negativos durante 1906/07-1915/16, favoreciendo así condiciones del tipo La Niña, lo que lleva a una disminución del ICE3 multidecadal evidenciada en la Figura 4.10a. Esto también es evidente durante la década de 1930, en el período comprendido entre principios de la década de 1940 y mediados de la década de 1950, durante la década de 1970, finales de la década de 1990 y principios de la década de 2010. El inicio de la sequía hidrológica de los años 2010/11-2019/20 también puede vincularse a la componente multidecadal de las anomalías de TSM en la región Niño 3.4 (Tabla 4.2), aunque otros factores vinculados a la variabilidad decadal de las series CPAC-BMAB y TSM-PO explicarían su magnitud y severidad. Este es también el caso de la componente multidecadal del MAS, que muestra una tendencia positiva de largo plazo, particularmente desde la década de 1970 (Figura 4.10e), lo que indicaría condiciones más favorables para una circulación más zonal en el rango de latitudes 40-65°S, factor que favorece una disminución de las precipitaciones sobre el centro-oeste argentino. Esto puede verse reflejado en los valores elevados de correlación (Tabla 4.2). Sin embargo, los cambios en los signos entre ambos forzantes a

escala multidecadal no sugieren un fuerte acople en el desarrollo de las sequías hidrológicas y la fase positiva del MAS.

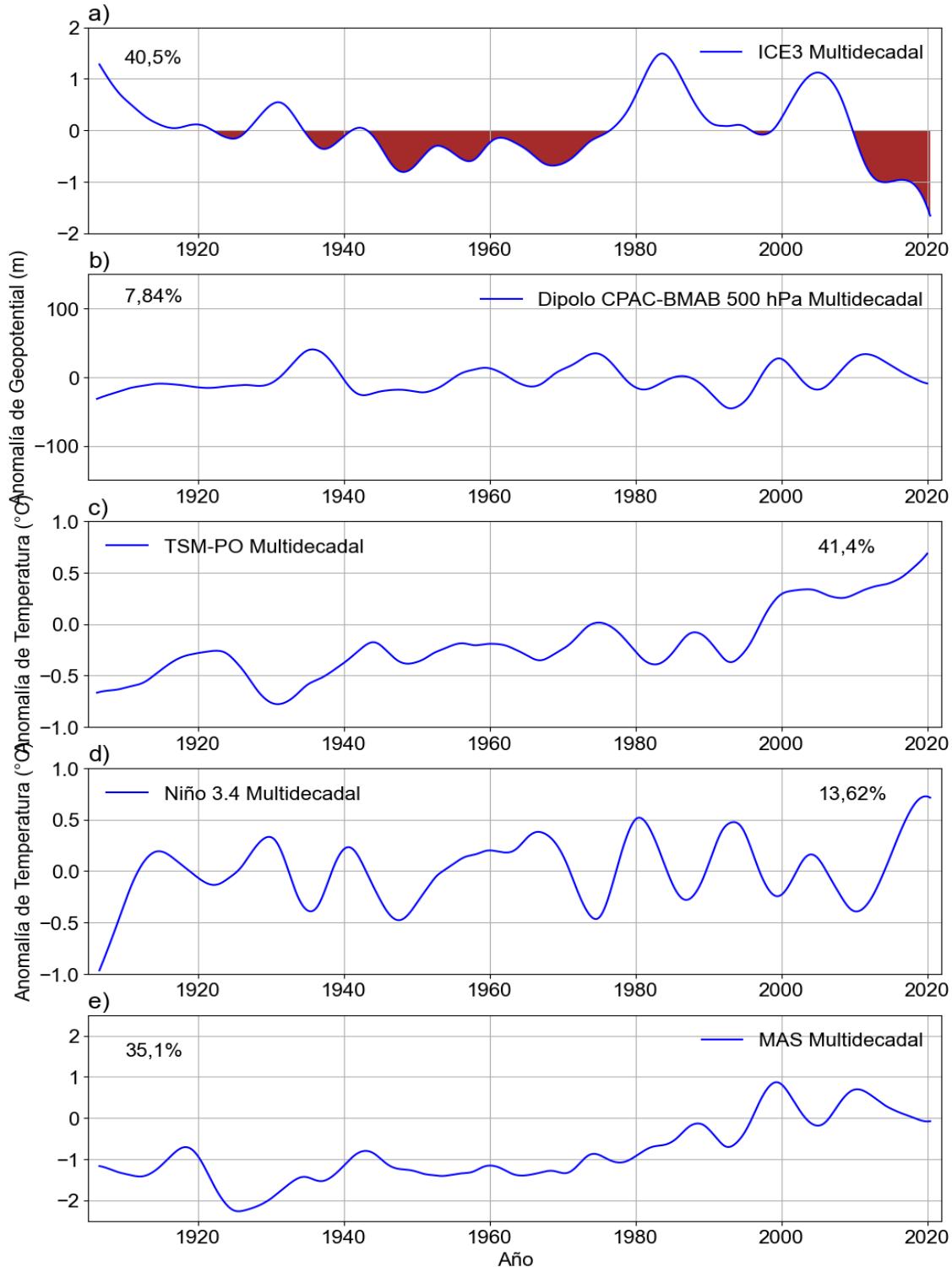


Figura 4.10. Ídem Figura 4.9 para la componente multidecadal de las series temporales seleccionadas.

Tabla 4.3. Ídem Figura 4.2 para la componente multidecadal.

Período	ICE3 vs CPAC-BMAB	ICE3 vs TSM-PO	ICE3 vs ENOS	ICE3 vs MAS
1906/07-2019/20	-0,26	-0,26	-0,13	0,26
1906/07-1939/40	-0,56	-0,59	-0,37	0,13
1940/41-1979/80	0,13	0,5	0,25	0,62
1980/81-2009/10	0,07	-0,03	0,02	-0,42
2009/10-2019/20	0,73	-0,85	-0,79	0,84

4.4. Discusión

Los campos de composiciones de las variables atmosféricas y oceánicas seleccionadas permitieron identificar configuraciones espaciales que se asocian a la ocurrencia de sequías hidrológicas en la CRA. En general, el campo de anomalías de Z500 mostró anomalías antíclínicas sobre el CPAC y anomalías clínicas al sur de 60°S, configuración que aumenta el gradiente de presión y fortalece los vientos del oeste alrededor de los 50°S. Este patrón se encuentra más desplazado hacia los polos respecto de su posición climatológica (Viale y otros, 2019; Lamy y otros, 2019), lo que inhibe la llegada de sistemas frontales hacia la CRA. Este dipolo fue identificado previamente considerando los años con menor acumulación de nieve en los Andes Centrales de Argentina y Chile (Masiokas y otros, 2006) en eventos de sequía hidrológica en el centro-oeste de Argentina durante los últimos 40 años (Caragunis y otros, 2020), y durante la evaluación de la reciente sequía (2010-2020) que afectó a Chile central (Garreaud y otros, 2020). Las anomalías de Z500 en las regiones de CPAC y BMAB se encuentran en las mismas bandas latitudinales que se utilizan para el cálculo del índice que caracteriza al MAS. Las tendencias de largo plazo en este dipolo coinciden con una predominancia de la fase positiva del MAS, aunque se observan diferencias en el rol de las anomalías regionales de Z500 y las condiciones del MAS para el desarrollo de sequías hidrológicas, factor que podría estar vinculado a las diferencias en los procesos regionales y hemisféricos que representan estos patrones del campo de presión. Como se mostró en estudios previos (Lauro y otros, 2019), no existe una relación directa entre la ocurrencia

de sequías hidrológicas en la CRA y la variabilidad del MAS, mecanismo que ejerce su influencia principalmente en los caudales de la región patagónica (Rivera y otros, 2018). Los campos de anomalías de Q850, U850 y V850 mostraron un transporte reducido de humedad desde el Océano Pacífico tropical hacia la CRA, lo cual promueve condiciones de sequía hidrológica. Este resultado también se observó a partir del análisis de las correlaciones de caudal con Q850 y con el agua precipitable (Araneo y Compagnucci, 2008; Araneo y Villalba, 2015). Las anomalías frías de TSM sobre el Océano Pacífico tropical, con un patrón espacial del tipo La Niña, resultaron ser más importantes para los eventos de sequía hidrológica observados entre 1906/07 y 1979/80. Desde la década de 1980, el campo de anomalías de TSM sobre el Océano Pacífico tropical exhibió anomalías frías en regiones más acotadas, resultado que indicaría que la señal de la fase fría del ENOS no es tan clara en términos de reducciones en la acumulación de nieve (Masiokas y otros, 2006). Otro factor que favoreció las condiciones de sequía hidrológica en la CRA, particularmente durante el período 2010/11-2019/20, fue la presencia de anomalías cálidas de TSM sobre la región del Océano Pacífico al este de Nueva Zelanda. Esta característica, denominada mancha cálida del sur, favorece una advección cálida hacia Sudamérica, lo cual fomenta la ocurrencia de anomalías positivas de Z500 en la región alrededor de la posición del anticiclón semipermanente del Océano Pacífico Sur. En consecuencia, resulta en un desplazamiento hacia el sur de las trayectorias de los sistemas frontales (Garreaud y otros, 2021). En el análisis según la severidad de los eventos de sequía hidrológica, para los casos donde se registraron eventos de SM, SS y SE, se registraron patrones similares de anomalías negativas de Q850 transportadas hacia la CRA. Por otra parte, se detectaron características similares a las condiciones de la fase La Niña con un calentamiento anómalo sobre el Océano Pacífico Sudoccidental, el cual podría ser responsable de los mayores déficits de PP sobre los Andes Centrales bajo la categoría SE. Asimismo, las anomalías positivas de TS registradas bajo esta categoría sobre los Andes Centrales podrían compensar la reducción de caudal por la fusión glaciar, aunque este patrón no se observó para los casos de SM y SS. El enfoque para caracterizar la variabilidad climática según los diversos grados de severidad es novedoso en la región. La variabilidad multidecadal de TSM-PO mostró una clara tendencia a un calentamiento especialmente desde la década de 1980, que favoreció así las condiciones recientes de sequía hidrológica (Garreaud y otros, 2020). Se observaron anomalías frías de TS sobre la CRA, principalmente entre 1940/41 y 2009/10, un factor que podría haber contribuido al desarrollo de sequías hidrológicas dado que impide la fusión de nieve durante los meses

cálidos, lo que lleva a reducciones del caudal (Araneo y Villalba, 2015). Puede existir una componente asociada a la influencia del Océano Atlántico Sur, asociada a un enfriamiento en la región tropical inducida por una anomalía ciclónica en ese sector (Caragunis y otros, 2020). Sin embargo, es necesario profundizar este aspecto para comprender su influencia en las sequías hidrológicas en la CRA.

4.5. Conclusiones

En este capítulo se realizó una caracterización de los forzantes atmosféricos y oceánicos que contribuyeron al desarrollo de eventos de sequía hidrológica en la CRA, mediante el uso de datos centenarios de caudal y varios conjuntos de datos atmosféricos y oceánicos. Se consideraron 4 subperíodos para la evaluación de los forzantes de las sequías hidrológicas, los cuales están en línea con las variaciones multidecadales de la precipitación y los caudales en el centro-oeste de Argentina. Durante los dos primeros períodos (1906/07-1979/80), se hallaron múltiples eventos de corta duración pero alta severidad. Las sequías hidrológicas presentaron una reducción en frecuencia y severidad durante el período 1980/81-2009/10, mientras que desde el año 2010/11 se observan condiciones persistentes y extremas de sequía hidrológica sobre la CRA.

A partir de la evaluación de las composiciones de variables atmosféricas y oceánicas seleccionadas durante los meses bajo ocurrencia de sequías hidrológicas, se identificó que en la mayoría de los períodos hubo un patrón con anomalías frías de la TSM en el Océano Pacífico tropical, un dipolo en el campo de Z500 con anomalías anticiclónicas alrededor de los 40°S y anomalías ciclónicas alrededor de los 65°S, una reducción del transporte de Q850 hacia el centro-oeste de Argentina, y una tendencia emergente de calentamiento en el Océano Pacífico Sur alrededor de los 180°O. Estos factores contribuyeron a una reducción significativa de PP en el tramo superior de la CRA, debido a una reducción en el pasaje de perturbaciones transientes responsables de la acumulación de nieve en la CRA durante los meses invernales. Al analizar los eventos de sequía hidrológica según su severidad, se detectaron patrones similares a los hallados para cada uno de los subperíodos. En particular, la severidad de estos eventos estuvo condicionada por los cambios en los posicionamientos del dipolo CPAC-BMAB hacia la región central del Océano Pacífico. A su vez, el mayor gradiente meridional entre los sistemas de altas y bajas presiones provocó reducciones de mayor magnitud en la precipitación.

La contribución interanual y multidecadal de los factores que influyeron en el desarrollo de sequías hidrológicas en la CRA mostró que el dipolo CPAC-BMAB desempeñó un papel relevante en escalas de tiempo interanuales, mientras que las tendencias a largo plazo identificadas en la región del TSM-PO y en el MAS también podrían ser responsables de la reducción de PP en las últimas cinco décadas en el centro-oeste de Argentina. Estos forzantes juegan un papel relevante en el desarrollo de la reciente sequía hidrológica de 2009/10-2019/20, aunque con marcadas variaciones multidecadales, también presentes en la TSM de la región Niño 3.4.

Los resultados de este capítulo proporcionan un contexto a escala centenaria sobre los forzantes atmosféricos y oceánicos que influyen en el desarrollo de las sequías hidrológicas en la CRA. Los mecanismos atmosféricos y oceánicos identificados, en general, permiten explicar la reducción de precipitación invernal que favorece la ocurrencia de eventos de sequía hidrológica. Sin embargo, es posible que sea necesario profundizar el análisis de estos mecanismos en función de los eventos de sequía hidrológica más y menos duraderos para una mayor comprensión. El monitoreo y predicción de las variables analizadas en las regiones clave identificadas pueden ser útiles para anticipar condiciones deficitarias sobre los Andes Centrales de Argentina en el desarrollo de las sequías hidrológicas en la región.

Referencias

- Antico, A., Torres, M.E., Diaz, H.F., 2016. Contributions of different time scales to extreme Paraná floods. *Climate Dynamics* 46: 3785-3792. doi:10.1007/s00382-015-2804-x.
- Araneo, D. C., Compagnucci, R.H., 2008. Atmospheric circulation features associated to Argentinean Andean rivers discharge variability. *Geophysical Research Letters* 35: L01805, doi:10.1029/2007GL032427.
- Araneo, D.C., Villalba, R., 2015. Variability in the annual cycle of the Río Atuel streamflows and its relationship with tropospheric circulation. *International Journal of Climatology* 35: 2948–2967. doi:[10.1002/joc.4185](https://doi.org/10.1002/joc.4185)
- Boisier, J.P., Alvarez-Garreton, C., Cordero, R.R., Damiani, A., Gallardo, L., Garreaud, R.D., Lambert, F., Ramallo, C., Rojas, M., Rondanelli, R. 2018. Anthropogenic drying in

central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. *Elementa Science of the Anthropocene* 6: 74. [doi:10.1525/elementa.328](https://doi.org/10.1525/elementa.328)

Boninsegna, J.A., Villalba, R. 2006. Documento marco sobre la oferta hídrica en los oasis de riego de Mendoza y San Juan. Los condicionantes geográficos y climáticos. *Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable. Fundación e Instituto Don Torcuato Di Tella.* 19 págs.

Cai, W., Cowan, T., Thatcher, M., 2012. Rainfall reductions over Southern Hemisphere semi-arid regions: the role of subtropical dry zone expansion. *Scientific Reports* 2: 702. doi:10.1038/srep00702

Caragunis, J.I., Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2020. Characterisation of hydrological drought in centralnorth Argentina and their atmospheric and oceanic drivers. *Climate Research* 80: 1-18. doi:10.3354/cr01593

Colominas, M.A., Schlothauer, G., Torres, M.E., 2014. Improved complete ensemble EMD: A suitable tool for biomedical signal processing. *Biomedical Signal Processing and Control* 14: 19-29. doi:10.1016/j.bspc.2014.06.009

Deléchelle, E., Lemoine, J., Niang, O., 2005. Empirical mode decomposition: an analytical approach for sifting process. *IEEE Signal Processing Letters* 12: 764-767. doi:10.1109/LSP.2005.856878

Dettinger, M.D., 2013. Atmospheric Rivers as Drought Busters on the U.S. West Coast. *Journal of Hydrometeorology* 14 (6): 1721-1732. doi:10.1175/JHM-D-13-02.1

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., Ruiz, L., 2019. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Natural Geosciences*: 12, 802–808. doi:10.1038/s41561-019-0432-5.

Ferreira, G.W., Reboita, M.S., Ribeiro, J.G.M., de Souza, C.A., 2023. Assessment of Precipitation and Hydrological Droughts in South America through Statistically Downscaled CMIP6 Projections. *Climate* 11 (8): 166. doi:10.3390/cli11080166

Fogt, R.L., Marshall, G. J. 2020. The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. *WIREs Climate Change*, 11(4): 1-24. doi:10.1002/wcc.652

- Garreaud, R.D., Boisier, J.P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H.H., Veloso-Aguila, D. 2020. The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology* 2019: 1-19. doi:10.1002/joc.6219
- Garreaud, R.D., Clem, K.Y., Veloso, J.V. 2021. The South Pacific Pressure Trend Dipole and the Southern Blob. *American Meteorological Society* 34(18): 7661-7676. doi:10.1175/JCLI-D-20-0886.1
- Gong, D., Wang, S. 1999. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters* 26(4): 459-462. doi:10.1029/1999GL900003
- Hu, Z., Zhou, Q., Chen, X., Qian, C., Wang, S., Li, J., 2017. Variations and changes of annual precipitation in Central Asia over the last century. *International Journal of Climatology* 37: 157-170. doi:10.1002/joc.4988
- Huang, N., Shen, Z., Long, R., Wu, M., Shih, E., Zheng Q., Tung, C., Liu, H. 1998. The empirical mode decomposition method and the Hilbert spectrum for non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society* 454A: 903-995. doi:10.1098/rspa.1998.0193
- Lamy, F., Chiang, J.C.H., Martínez-Méndez, G., Thierens, M., Arz, H.W., Bosmans, J., Hebbeln, D., Lambert, F., Lembke-Jene, L., Stuut, J.B., 2019. Precession modulation of the South Pacific westerly wind belt over the past million years. *Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences* 116 (47): 23455-23460. doi:10.1073/pnas.1905847116
- Lauro, C., Vich, A.I.J., Moreiras, S.M., 2016. Variabilidad del régimen fluvial en cuencas de la región de Cuyo. *GeoActa* 40 (2): 28–51. ISSN: 0326-7237.
- Lauro, C., Vich, A.I.J., Moreiras, S.M. 2019. Streamflow variability and its relationship with climate indices in western rivers of Argentina. *Hydrological Sciences Journal* 64(5): 607-619.
- Marshall, G.J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate* 16 (24): 4134-4143. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2
- Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., 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* 19: 6334–6352. doi:[10.1175/JCLI3969.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1)

Masiokas, M.H., Villalba, R., Christie, D. A., Betman, E., Luckman, B.H., Le Quesne, C., Prieto, M.R., Mauget, S., 2012. Snowpack variations since AD 1150 in the Andes of Chile and Argentina (30°-37°S) inferred from rainfall, tree-ring and documentary records. *Journal of Geophysical Research* 117 (D5): 1–11. doi:10.1029/2011JD016748

Masiokas, M.H., Cara, L., Villalba, R., Pitte, P., Luckman, B.H., Toum, E., Christie, D.A., Le Quesne, C., Mauget, S., 2019. Streamflow variations across the Andes (18°–55°S) during the instrumental era. *Scientific Reports*, 9, 17879. doi:[10.1038/s41598-019-53981-x](https://doi.org/10.1038/s41598-019-53981-x)

McMahon T.A., Vogel, R.M., Peel, M.C., Pegram, G.G.S., 2007. Global streamflows – Part 1: Characteristics of annual streamflows. *Journal of Hydrology* 347 (3–4): 243–259. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.09.002

Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2014. Trends and spatial patterns of drought affected area in Southern South America. *Climate* 2(4): 264–278. doi:10.3390/cli2040264

Rivera, J.A., Araneo, D.C., Penalba, O.C. 2017. Threshold level approach for streamflow droughts analysis in the Central Andes of Argentina: a climatological assessment. *Hydrological Sciences Journal* 62: 1949–1964. doi:[10.1080/02626667.2017.1367095](https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1367095)

Rivera, J.A., Araneo, D.C., Penalba, O.C., Villalba, R., 2018. Regional aspects of streamflow droughts in the Andean rivers of Patagonia, Argentina. Links with large-scale climatic oscillations. *Hydrology Research* 49 (1): 134–149. dx.doi:10.2166/nh.2017.207

Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2018. Spatio-temporal assessment of streamflow droughts over Southern South America: 1961–2006. *Theoretical and Applied Climatology* 133: 1021–1033. dx.doi:10.1007/s00704-017-2243-1.

Rivera, J.A., Arnould, G., 2020. Evaluation of the ability of CMIP6 models to simulate precipitation over Southwestern South America: climatic features and long-term trends (1901–2014). *Atmospheric Research* 241: 104953. doi:10.1016/j.atmosres.2020.104953

Rivera, J.A., Naranjo Tamayo, E., Viale, M., 2020. Water resources change in Central-Western Argentina under the Paris Agreement warming targets. *Frontiers in Climate*: 2, 587126. dx.doi:10.3389/fclim.2020.587126

Rivera, J.A., Otta, S., Lauro, C., Zazulie, N., 2021. A Decade of Hydrological Drought in Central-Western Argentina. *Frontiers in Water*, 3, 640544. doi:[10.3389/frwa.2021.640544](https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544)

Van Loon, A.F., Van Lanen, H.A.J., 2012. A process-based typology of hydrological drought. *Hydrological Earth System Sciences* 16: 1915–1946. doi:10.5194/hess-16-1915-2012

Vich, A.I.J., López, P.M., Schumacher, M.C., 2007. Trend detection in the water regime of the main rivers of the Province of Mendoza, Argentina. *GeoJournal*, 70, 233–243. doi:10.1007/s10708-008-9136-x

Villamayor, J., Khodri, M., Villalba, R., Daux, V. 2021. Causes of the long-term variability of southwestern South America precipitation in the IPSL-CM6A-LR model. *Climate Dynamics* 57: 2391–2414. dx.doi:10.1007/s00382-021-05811-y

5. Impacto del manejo de los recursos hídricos en las características de las sequías hidrológicas en la cuenca del río Atuel

5.1. Introducción

La hidrología dentro de una cuenca está afectada por numerosas actividades humanas, tales como el uso de agua para agricultura, el emplazamiento de embalses para la generación de energía hidroeléctrica, la extracción de agua subterránea, y el consumo doméstico e industrial, entre otros (Ashraf y otros, 2021; de Campos y otros, 2021; Álamos y otros, 2024). En el caso de los embalses, pueden utilizarse para controlar el caudal del río en períodos extremos, como inundaciones y sequías (López-Moreno y otros, 2009). Cuando se considera el efecto del uso del agua en la modulación del caudal, pueden existir diferencias en los caudales observados entre aforos aguas arriba y aguas abajo del manejo del agua. Esto puede provocar una exacerbación de las sequías hidrológicas, es decir, que las sequías aguas abajo sean más severas que las ocurridas aguas arriba. El uso intensivo de agua en una región puede generar diversas consecuencias ecológicas y socioeconómicas (Van Loon y otros, 2016). La extracción de agua para riego, consumo humano o actividades industriales, especialmente en regiones áridas y semiáridas, tienden a reducir la disponibilidad de agua río abajo (Saedi y otros, 2022). Por otra parte, puede degradar humedales, lo que provoca una pérdida de biodiversidad (Xiong y otros, 2023). Además, las sequías hidrológicas pueden afectar la calidad y composición del agua, generando riesgos para la salud (Vallese y otros, 2024). Es por ello, que en los últimos años se ha introducido el concepto de sequía en el antropoceno, que refiere al efecto de las actividades humanas a nivel de cuenca asociado a la utilización de los recursos hídricos superficiales y subterráneos (Van Loon y otros, 2016; AghaKouchak y otros, 2021). Diversos estudios han analizado el impacto de las actividades humanas en el desarrollo de las sequías hidrológicas, y destacan la tendencia general a agravarse río abajo de los principales usos del agua, como se ha observado en países como China, Brasil, Irán, EE.UU. y Europa (Huang y otros, 2015; Van Loon y otros, 2022). En Inglaterra y Gales se evidenció que los reservorios y la extracción de agua subterránea prolongan las sequías hidrológicas (Tijdeman y otros, 2018), mientras que en el sudeste de Australia, la construcción de reservorios ayudó a mitigarlas (Wen y otros, 2011). Sin embargo, la explotación de aguas subterráneas suele contrarrestar estos

efectos positivos, agravando las sequías hidrológicas (Wang y otros, 2019). En Sudamérica, el uso de agua para consumo humano incrementa el riesgo de sequías hidrológicas entre un 10 y 20% (Wada y otros, 2013). En particular, para la región central de Chile, la respuesta de los caudales regulados por reservorios varía según el método de análisis empleado (Rangecroft y otros, 2019).

En Argentina, la regulación del caudal y la irrigación afectaron severamente las condiciones hídricas sobre algunas cuencas con nacientes en la Cordillera de los Andes, como las cuencas del río Negro (Jaramillo y Destouni, 2015) y la del río Colorado (Cooley y otros, 2021), siendo esta una de las más afectadas a nivel global por el uso intensivo de agua. En Mendoza, la ciénaga del Bermejo ha sufrido un secamiento progresivo desde comienzos del siglo XIX debido a la construcción de redes de drenaje y canales, hasta su desaparición en la década de 1930 (Prieto y Rojas, 2012). Las lagunas de Guanacache, alimentadas por los ríos Mendoza y San Juan, sufrieron un proceso de secamiento progresivo desde la década de 1980, debido a la expansión agrícola especialmente en los tramos superiores y medios de las cuencas de los ríos Mendoza y San Juan, y la construcción de embalses que alteraron el flujo natural del agua (Alvarez y otros, 2024). En particular, la CRA presenta un uso intensivo del agua en el oasis irrigado, lo cual genera una reducción en el caudal en su tramo inferior, afectando principalmente los ecosistemas y el uso de agua para las poblaciones locales. Esto derivó en una disputa histórica entre las provincias de La Pampa y Mendoza por el uso del río Atuel a lo largo del último siglo (Rojas y Wagner, 2016). A pesar de las consecuencias que produce la falta de agua en el tramo inferior de la CRA, poco se conoce en términos de la cuantificación del impacto de las actividades humanas en el desarrollo de las sequías hidrológicas. En este contexto, el objetivo de este capítulo es analizar las diferencias en las características de las sequías hidrológicas en la CRA, mediante una comparación de los caudales río arriba y río abajo de la porción de la cuenca que desarrolla los principales usos del agua.

5.2. Metodologías

En este capítulo se lleva a cabo una comparación de las series de caudales observadas en estaciones de aforo que se encuentran río arriba y río abajo de la porción de la cuenca donde se genera el mayor aprovechamiento de los recursos hídricos. Este es uno de los

métodos más utilizados para la cuantificación del impacto de las actividades humanas en las características de las sequías hidrológicas (Van Oel y otros, 2018; Rangecroft y otros, 2019; Van Loon y otros, 2022). Mediante esta metodología, se considera la serie temporal del aforo ubicado río arriba como referencia, en donde se asume que la variabilidad del caudal responde únicamente a factores naturales, mientras que la serie temporal del aforo ubicado río abajo considera adicionalmente el efecto del uso del agua en la porción de la cuenca ubicada entre ambas estaciones (López-Moreno y otros, 2009; Rangecroft y otros, 2019; Brunner, 2021; Chalise y otros, 2021). La serie temporal de caudales en la estación La Angostura se toma como indicadora de la variabilidad natural en la CRA, mientras que la serie temporal de caudales en la estación Carmensa se considera como indicadora de la influencia de las actividades humanas en la CRA (Figura 5.1). La distancia entre ambas estaciones de aforo es de 168 km siguiendo el curso del río Atuel. Entre las localidades más importantes ubicadas entre ambas estaciones se encuentran San Rafael y General Alvear que suman en total 260.687 habitantes (Instituto Nacional de Estadísticas y Censos, 2022). Los principales usos del agua entre las porciones de la cuenca son el cultivo de vid y olivo, forestal y de pastoreo (Departamento General de Irrigación, 2022).

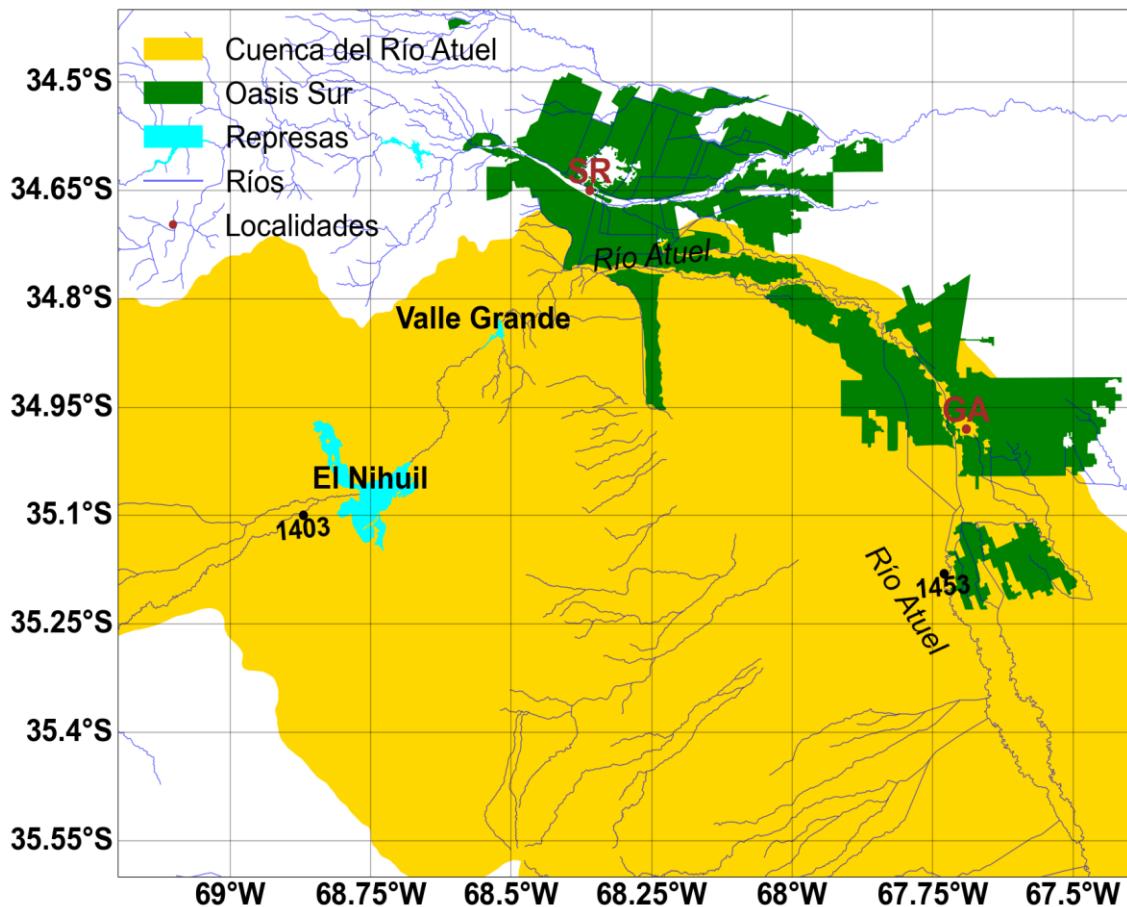


Figura 5.1. Localización de la CRA (naranja), el Oasis Sur (verde) donde se encuentran las localidades San Rafael (SR) y General Alvear (GA), las represas El Nihuil y Valle Grande (celeste), los aforos La Angostura (1403) y Carmensa (1453).

Para caracterizar las sequías hidrológicas río arriba y río abajo, se emplean el método de umbral variable y el ICE3 (ver sección 3.2). Las diferencias entre las condiciones río arriba y río abajo se comparan mediante variaciones porcentuales respecto a lo que se considera como la variabilidad puramente natural río arriba. Este análisis se realiza sobre las series temporales de La Angostura y Carmensa, considerando el período común 1985/86-2019/20.

5.2.1. Método de umbral variable

El método de umbral variable se utiliza para evaluar el impacto del uso de agua en las sequías hidrológicas comparando condiciones río arriba, que son definidas como "testigo"

de la variabilidad natural, y río abajo, influenciadas por actividades humanas (Rangecroft y otros, 2019; Van Loon y otros, 2019). Este método identifica eventos de sequía hidrológica cuando los caudales permanecen por debajo de un umbral predefinido, generalmente percentiles como Q70, Q80 o Q90. Para ello, el umbral debe ser generado a partir de una serie temporal de un aforo de referencia que responda lo mejor posible a la variabilidad natural, de modo que excluya cualquier alteración de caudal asociado a las actividades humanas, el cual se puede establecer río arriba (Rangecroft y otros, 2019; Van Loon y otros, 2019; Wang y otros, 2020). En particular, se toma en consideración el umbral de la serie temporal de la estación de aforo La Angostura para identificar condiciones de sequía hidrológica tanto río arriba como río abajo. A partir de establecer el umbral, se puede cuantificar la duración (media y máxima de un único evento), la frecuencia de eventos y el déficit volumétrico (medio y máximo) definidos por debajo del umbral (Liu y otros, 2016). Luego, se comparan las modificaciones de las características de los eventos de sequía hidrológica río arriba y río abajo para cuantificar el impacto del uso de agua. Por último, se calculan las diferencias porcentuales en duración, frecuencia y severidad entre las condiciones naturales y las influenciadas por actividades humanas.

5.2.2. Índice de caudal estandarizado

El ICE3 también permite cuantificar el impacto de las actividades humanas relacionadas a la regulación de los caudales en distintos tramos de una cuenca (Wu y otros, 2019). En primer lugar, se ajusta una distribución lognormal a los datos de caudal de la serie temporal de la estación de aforo La Angostura, la cual representa condiciones hidrológicas naturales no afectadas por actividades humanas. Este ajuste permite obtener parámetros estadísticos como la media y el desvío estándar, que caracterizan la distribución de los caudales río arriba. Posteriormente, estos parámetros se trasladan a la serie de caudales de la estación de aforo Carmensa, lo cual permite obtener el ICE3 río abajo pero con los parámetros de una distribución de caudales natural. Luego, las probabilidades acumuladas se transforman a la distribución normal estándar mediante una función inversa de la función de distribución acumulada de la normal, obteniendo así los valores del ICE3 ajustado para Carmensa (ver Sección 3.2.2, Figura 3.2). Esto es útil porque frente a la ausencia de forzantes que puedan alterar la variabilidad natural del caudal, el régimen hidrológico aguas abajo debe responder de la misma manera en

comparación a río arriba. Esta hipótesis es considerada dada la escasa contribución de afluentes en los tramos intermedios entre La Angostura y Carmensa. Por lo tanto, las diferencias que resulten entre las series temporales resultantes de ICE3 río arriba y río abajo permitirán separar las fluctuaciones asociadas a las variaciones climáticas respecto a las asociadas al uso del agua. La construcción del método fue elaborada con la librería SCI en R.

5.2.3. Estimación del impacto de las actividades humanas en las características de las sequías hidrológicas

Para establecer de manera práctica las diferencias entre las características más importantes de las sequías hidrológicas (CS), se calculó una estimación del impacto del uso del agua mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta CS(%) = \frac{CS_{\text{río abajo}} - CS_{\text{río arriba}}}{CS_{\text{río arriba}}} \cdot 100$$

donde ΔCS indica el cambio porcentual en el parámetro de sequía hidrológica que se utiliza para su caracterización (frecuencia, duración, severidad, entre otros) entre la estación afectada por el uso de agua (“río abajo”; en referencia a Carmensa) y la que se considera que ocurre por efecto de la variabilidad climática (“río arriba”; en referencia a La Angostura) (Rangecroft y otros, 2019; Krajewski y otros, 2021). Valores negativos del ΔCS indican que la actividad humana alivia las características de la sequía hidrológica río abajo, mientras que valores positivos indican que la actividad humana agrava las características de la sequía hidrológica río abajo.

5.3. Resultados

5.3.1. Comparación de los caudales río arriba y río abajo de los principales usos del agua en la CRA

Las series temporales de caudal medio diario en las estaciones de aforo La Angostura y Carmensa presentan diferencias notables como, por ejemplo, un marcado ciclo anual en la serie de caudal de La Angostura, el cual no se identifica claramente considerando la

serie de caudal de Carmensa (Figura 5.2). El coeficiente de correlación entre ambas series temporales es de $r = 0,18$ ($p < 0,001$), lo cual indica que es significativa al 5%. La correlación a escala mensual se incrementa a $r = 0,23$ ($p < 0,001$). Además, se observa en la serie de caudales de Carmensa que en casi todo el período de análisis los caudales son inferiores a los observados en La Angostura. Los valores de caudal para la serie de La Angostura oscilan entre los $15 \text{ m}^3/\text{s}$ y $150 \text{ m}^3/\text{s}$, con picos frecuentes que superan los $100 \text{ m}^3/\text{s}$ entre noviembre y marzo, los cuales muestran una gran variabilidad entre años húmedos y secos (Figura 2.2), especialmente en los años hidrológicos 1986/87 y 1997/98 (fases El Niño). Por otra parte, la serie de la estación de aforo Carmensa comprende un rango de valores entre $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ a $60 \text{ m}^3/\text{s}$, con un pico diario alcanzando los $155 \text{ m}^3/\text{s}$ para el período 1985/86-2019/20. El máximo caudal diario registrado en Carmensa ocurrió el 12 de octubre de 1994, relacionado con un evento de precipitación extrema registrado el 10 de octubre del mismo año en la región, en el cual se acumularon más de 100 mm de lluvia en la estación meteorológica San Rafael Aero (Servicio Meteorológico Nacional, 2024). En este sentido, se destaca el rol de los eventos convectivos en el incremento temporal de los caudales en el tramo inferior de la CRA.

En Carmensa, los caudales reflejan una amortiguación progresiva de los eventos extremos, lo cual se asocia al efecto regulador de los embalses y del riego en el oasis sur. En contraposición, los caudales bajos en La Angostura se manifiestan también en caudales bajos en Carmensa, especialmente desde el año hidrológico 2008/09 en adelante, incluso adquiriendo valores muy cercanos a $0 \text{ m}^3/\text{s}$ durante la época estival, lo cual ayuda a incrementar la señal de sequía hidrológica aguas abajo respecto a las condiciones naturales.

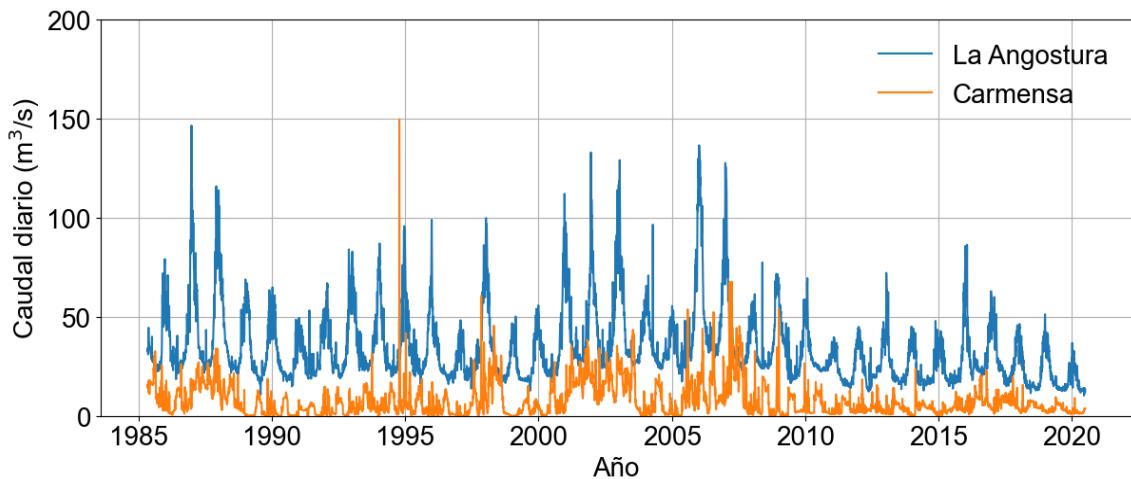


Figura 5.2. Evolución temporal del caudal medio diario observado en las estaciones de aforo La Angostura y Carmensa para el período 1985/86-2019/20.

5.3.2. Cambios en las características de las sequías hidrológicas identificadas mediante el método de caudal umbral variable

Las principales características de las sequías hidrológicas identificadas a partir del método de umbral variable, considerando las series temporales de caudal diario en las estaciones ubicadas río arriba y río abajo de las principales actividades asociadas al manejo de los recursos hídricos en la CRA, presentan notables diferencias (Tabla 5.1). Se observa que la cantidad de eventos de sequía hidrológica disminuye drásticamente aguas abajo, pasando de 117 a 31 considerando el umbral Q70, de 113 a 40 considerando el umbral Q80, y de 96 a 42 teniendo en cuenta el umbral Q90. Esto representa diferencias que van del 73 al 56%, según se considere el umbral Q70 o Q90, respectivamente. Dada la estrecha relación entre la frecuencia y la duración de los eventos de sequía hidrológica, se detectaron cambios importantes en las duraciones media y máxima. La duración media de los eventos de sequía hidrológica identificados en base al umbral Q70 presenta un incremento notable aguas abajo, con una duración superior al año, en contraste con un promedio de cerca de 35 días río arriba (Tabla 5.1). Del mismo modo, la comparación considerando el evento de sequía hidrológica de mayor duración, registrado durante la década de 2010, muestra un incremento en su duración, pasando de 2,5 años considerando los registros de caudal río arriba a casi 13 años de duración río abajo (Tabla 5.1). En tanto, el déficit volumétrico máximo es 20 veces mayor río abajo, superando los 9200 hm^3 respecto a los casi 460 hm^3 producidos río arriba.

Las series de caudal medio diario observado en las estaciones La Angostura y Carmensa se muestran en la Figura 5.3, junto con el umbral Q70 calculado en base a los registros de caudal río arriba. Los eventos de sequía hidrológica más importantes río arriba se registran en los años hidrológicos 1998/99, 2010/11-2011/12, 2012/13-2014-15, 2017/18-2019/20, presentando los déficits más notorios en los últimos 3 años hidrológicos (Figura 5.3a). Río abajo se observa una mayor magnitud de los déficits hídricos junto con una mayor duración de las sequías hidrológicas. Los valores de estas métricas y la frecuencia de ocurrencia de los eventos de sequía hidrológica se detallan en la Tabla 5.1. Los períodos de sequía hidrológica más importantes se observan entre los años hidrológicos 1987/88-1997/98, 1998/99-2001/02, 2003/04-2007/08 y 2008/09-2019/20. Por otra parte, en los años hidrológicos 1985/86 y 1987/88 los déficits son menos relevantes.

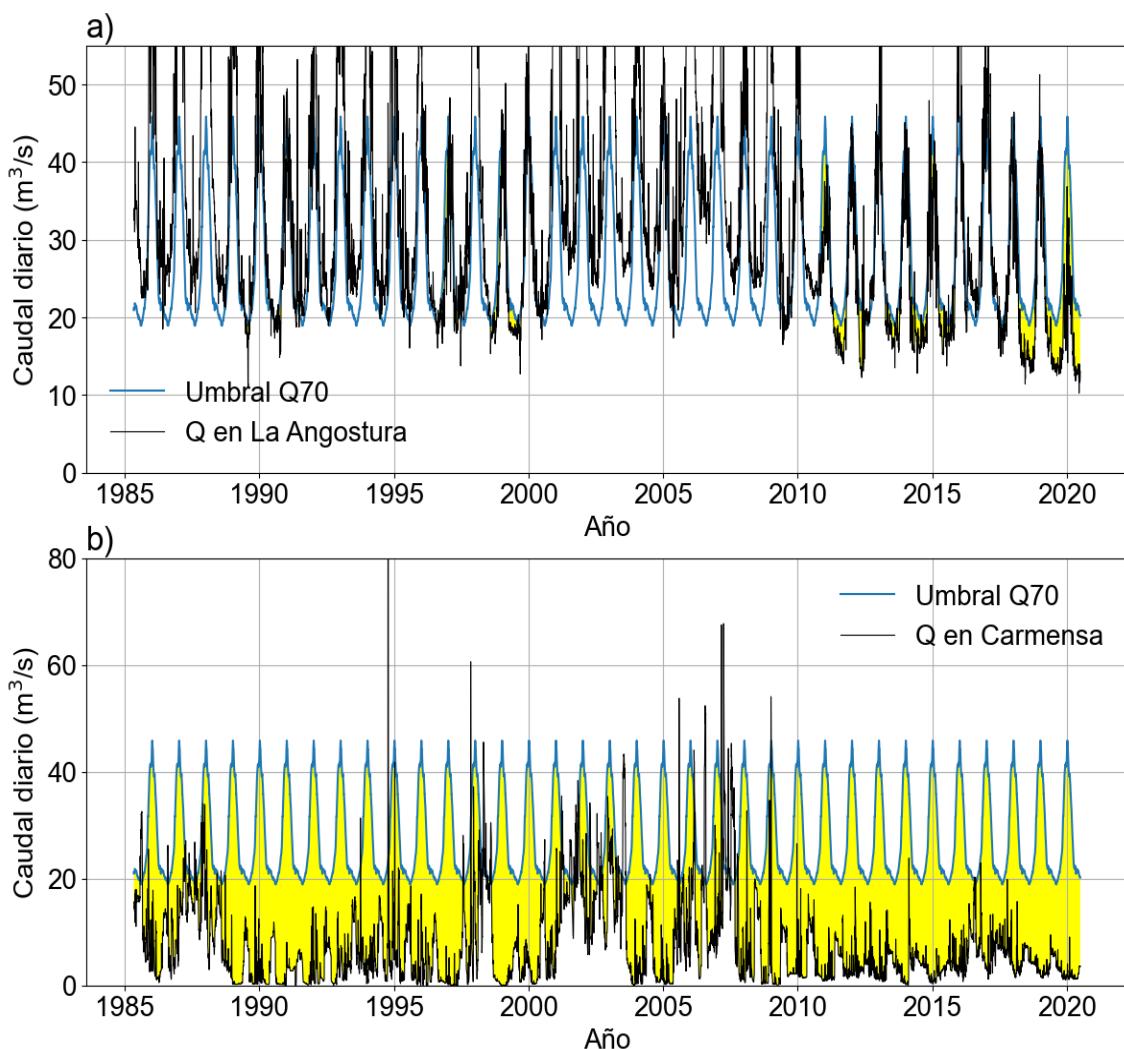


Figura 5.3. *Aplicación del método de umbral variable para el nivel Q70 en las series de caudal de las estaciones a) aguas arriba y b) aguas abajo calculado sobre la base del período 1985/86-2019/20 aguas arriba, para representar las condiciones “naturales”. Las áreas sombreadas de amarillo representan condiciones de sequía hidrológica.*

Para el umbral Q80, el evento de sequía hidrológica más extenso revela duraciones de aproximadamente 1,5 años para La Angostura y de 12 años para Carmensa (Tabla 5.1). En términos de déficit volumétrico, puede observarse un agravamiento del déficit río abajo, el cual pasa de aproximadamente 3 hm^3 en La Angostura a casi 500 hm^3 en Carmensa. Las diferencias considerando el máximo déficit volumétrico observado río arriba y río abajo de las actividades asociadas al manejo del agua presentan mayores magnitudes, pasando de casi 200 hm^3 en La Angostura a más de 7600 hm^3 en Carmensa, lo que incrementa la diferencia porcentual en relación al umbral Q70 (Tabla 5.1).

Considerando las series temporales para el nivel umbral Q80 (Figura 5.4), la serie de caudales río arriba presenta condiciones de sequía hidrológica en los años hidrológicos 2011/12, 2012/13 y 2017/18-2019/20, (Figura 5.4a). Los mayores déficits se observan en los años 2017/18-2019/20. La serie de caudales río abajo presenta condiciones de sequía hidrológica en 1987/88-1997/98, 1998/99-2001/02, 2003/04-2007/08 y 2008/09-2019/20, con déficits más severos y persistentes durante 2008/09-2019/20. (Figura 5.4b), destacando la influencia del uso del agua en el comportamiento de las sequías hidrológicas río abajo. El período y la magnitud del déficit evidencia que las sequías hidrológicas río abajo no solo son más intensas sino que afectan tanto la época estival como invernal, ampliando significativamente la duración de los eventos en comparación con lo observado río arriba, como se detalla en la Tabla 5.1.

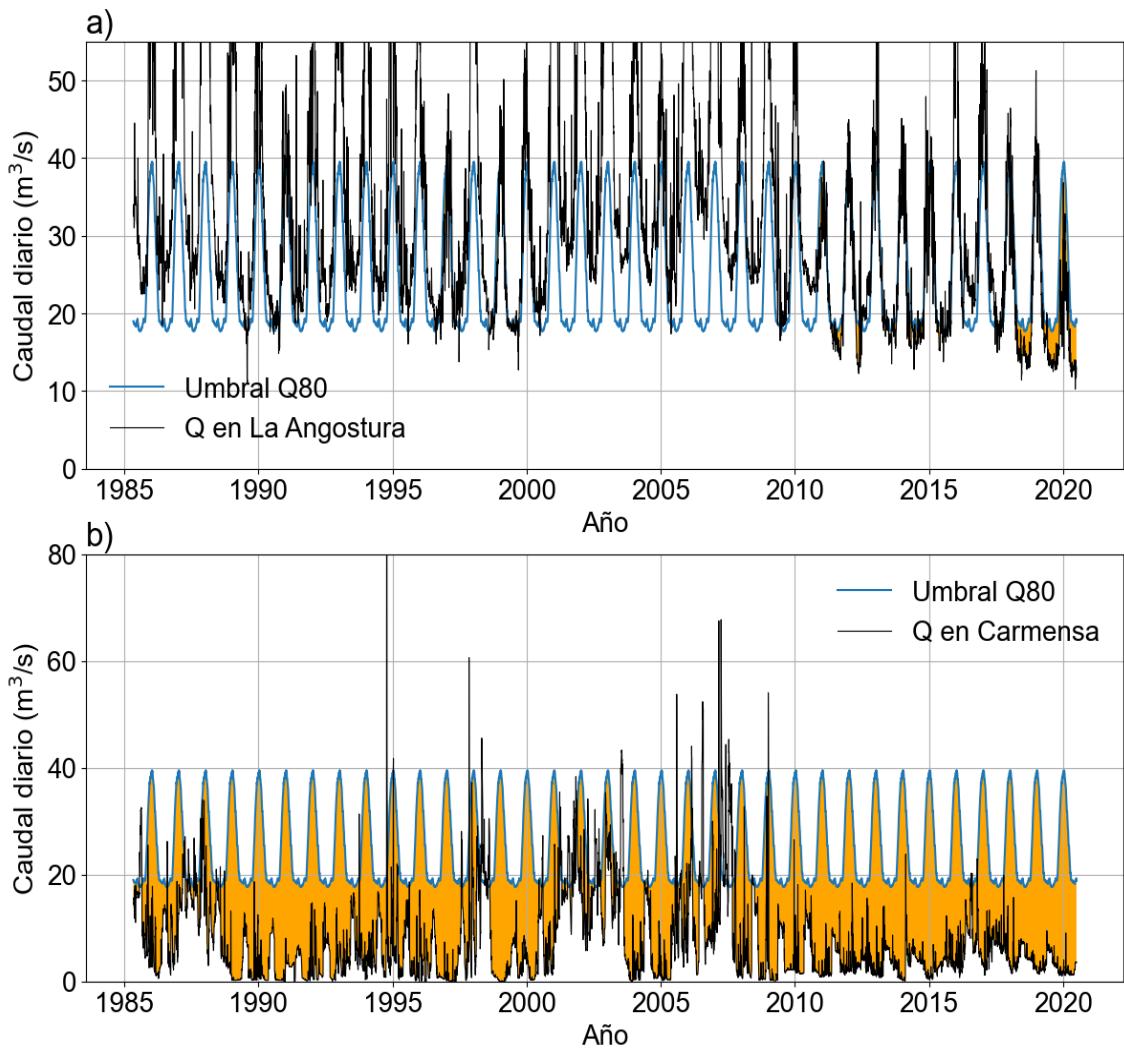


Figura 5.4. *Idem Figura 5.3 para el nivel Q80.*

Para el umbral Q90, la duración media de los eventos de sequía hidrológica supera ligeramente los 17 días en La Angostura y los 280 días para Carmensa (Tabla 5.1). En comparación con los percentiles más bajos, la reducción en La Angostura es mayor que en Carmensa, lo que demuestra un aumento en los cambios porcentuales de esta métrica en la comparación río arriba y río abajo. Por otra parte, el evento de sequía hidrológica más prolongado tiene una duración aproximada de 1,4 años para la serie de La Angostura, mientras que en Carmensa se extiende por 12 años, similar al identificado para el umbral Q80. Esto evidencia un notable aumento en la duración de las sequías hidrológicas río abajo, donde los principales usos del agua amplifican la magnitud del fenómeno. El déficit volumétrico medio muestra un aumento de más de 300 veces río abajo, exhibiendo un cambio más importante frente a los anteriores umbrales debido a que el déficit

volumétrico medio para el umbral Q90 disminuye más río arriba en relación a lo observado río abajo. En cuanto al máximo déficit volumétrico, el impacto es aún más marcado: río arriba alcanza casi 88 hm^3 , mientras que río abajo supera los 6700 hm^3 .

La serie de caudales río arriba presenta los eventos de sequía hidrológica considerando el nivel umbral Q90 durante los años hidrológicos 2011/12, y 2017/18-2019/20 (Figura 5.5a). La serie de caudales río abajo presenta déficits más prolongados y severos, particularmente durante los meses cálidos y en años hidrológicos como 2011/12 y 2018/19. Aunque los déficits son menores en comparación con los observados bajo los umbrales Q70 y Q80, las condiciones persistentes de menor caudal río abajo extienden significativamente la duración de los períodos de sequía hidrológica, en línea con lo descrito en las Figuras 5.3 y 5.4.

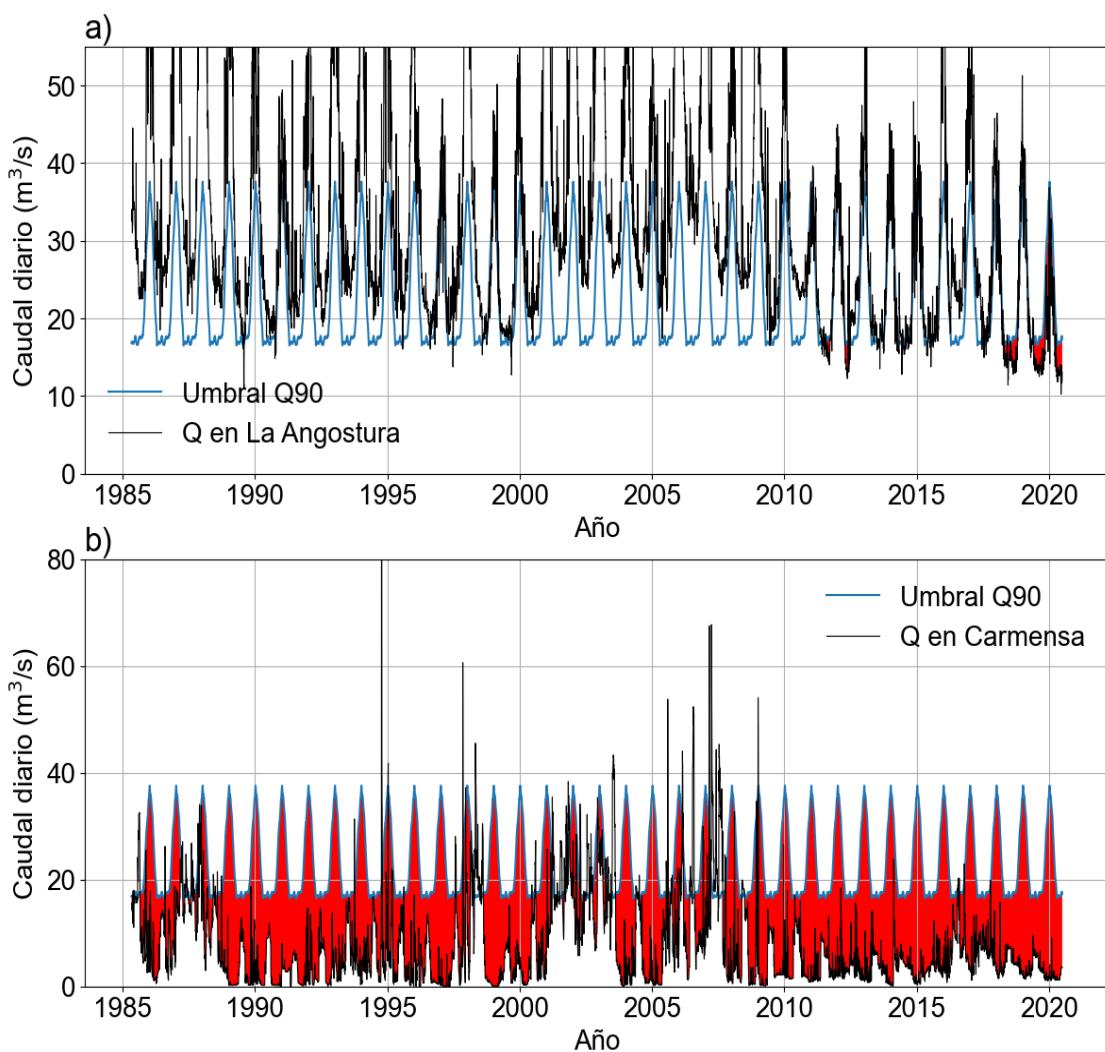


Figura 5.5. Idem Figura 5.3 para el nivel Q90.

Tabla 5.1. Características de las sequías hidrológicas en las estaciones río arriba y río abajo para el período 1985/86-2019/2020 considerando los umbrales Q70, Q80 y Q90, junto con el porcentaje de cambio de las características río abajo, calculado en base a la ecuación de la sección 5.2.3.

Parámetro	Umbbral de referencia	Río arriba	Río abajo	Porcentaje de cambio (%)
Frecuencia	Q70	117	31	-73,50
Duración media (días)		34,62	394,71	1040,12
Duración máxima (días)		929	4686	404,41
Déficit volumétrico medio (hm ³)		9,25	730,63	7798,70
Máximo déficit volumétrico (hm ³)		459,89	9241,61	1909,53
Frecuencia	Q80	113	40	-64,60
Duración media (días)		24,34	300,55	1134,80
Duración máxima (días)		553	4403	696,20
Déficit volumétrico medio (hm ³)		3,4	495,53	14474,41

Máximo déficit volumétrico (hm ³)		198,64	7638,43	3745,36
Frecuencia	Q90	96	42	-56,25
Duración media (días)		17,58	280,57	1495,96
Duración máxima (días)		502	4384	773,31
Déficit volumétrico medio (hm ³)		1,41	418,76	29599,29
Máximo déficit volumétrico (hm ³)		87,7	6733,89	7578,32

5.3.3. Cambios en las características de las sequías hidrológicas identificadas mediante el ICE3

Para comprender el impacto de los distintos ajustes de distribución de los caudales, la Figura 5.6 muestra a modo de ejemplo el histograma de frecuencias correspondientes al caudal mensual acumulado en ventana de 3 meses para las series temporales de La Angostura y Carmensa durante el mes de abril. Con lo cual, la Figura 5.6 representa las frecuencias de caudal de los meses de febrero-marzo-abril. Se muestra además el ajuste a la distribución lognormal para ambas series de caudal. Se destaca que la cola inferior de la distribución de caudal para la serie de La Angostura presenta los mismos valores de caudal que los que se observan en la cola superior del ajuste en Carmensa. Esto muestra las diferencias entre la media y el desvío estándar de ambas distribuciones, lo cual tiene un impacto al momento de cuantificar las diferencias entre las condiciones de sequía hidrológica. Para generar la serie temporal de ICE3 río abajo, al ajustar los parámetros de la distribución lognormal derivados de la serie temporal de caudales de la estación La Angostura, es probable que se generen diferencias notorias en la caracterización de

sequías hidrológicas río arriba y río abajo. Esta característica deriva en que la probabilidad de ocurrencia de los valores de caudal de Carmensa, bajo la función de distribución de los datos de La Angostura sea muy baja, con lo cual el valor de ICE3 río abajo resultará en un valor muy pequeño.

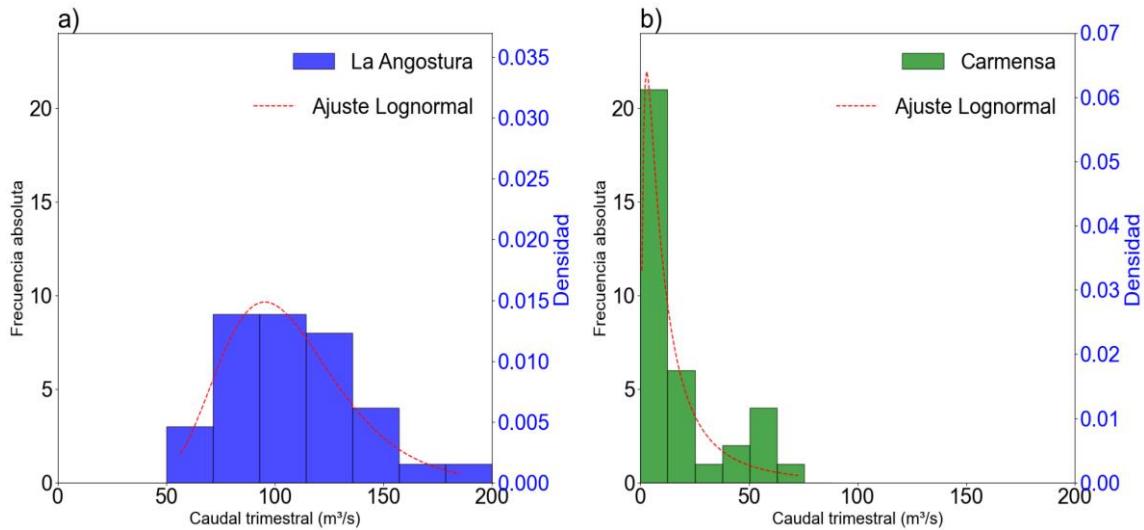


Figura 5.6. Histograma de frecuencias de la serie de caudales acumulados en ventana de 3 meses para el mes de abril en a) La Angostura y b) Carmensa, con los ajustes una distribución lognormal.

La Figura 5.7 muestra las series temporales del ICE3 río arriba y río abajo de las principales actividades asociadas al manejo de los recursos hídricos en la CRA. En primer lugar, se observa que, a diferencia de la serie río arriba, que presenta valores de ICE3 que oscilan entre -3 y 3 (Figura 5.7a), la serie río abajo muestra condiciones de sequía hidrológica durante casi todos los años hidrológicos, sin excesos hídricos (Figura 5.7b). Por otro lado, la severidad del ICE3 río abajo es marcadamente mayor en comparación con lo observado río arriba, lo que deriva en un incremento en la severidad de las sequías hidrológicas asociado a las actividades humanas. Puede notarse que la variabilidad temporal de los índices en ambas series presenta similitudes, sobre todo durante períodos secos y de excesos río arriba. En este tramo, se identifican cuatro eventos de sequía hidrológica, los cuales alcanzan niveles de SM en el año hidrológico 1996/97, niveles de SS en los años hidrológicos 1998/99 y 2014/15 y SE en el año hidrológico 2019/20 (Figura 5.7a). En cambio, río abajo se distinguen 3 eventos de sequía hidrológica, entre

los años 1985/86-2002/03, 2003/04-2007/08 y 2008/09-2019/20, todos alcanzando categoría SE. Asimismo, la duración de los eventos es mayor, especialmente para el evento registrado en 1985/86-2002/03 río abajo. Los primeros dos eventos río arriba, de corta duración y severidades que alcanzan las categorías SM y SS, respectivamente, coinciden con valores inferiores a $ICE = -15$ río abajo, como se observa en los años hidrológicos 1997/98 y 1998/99. Río abajo, además de unificarse en un sólo evento en la década de 2010, la variabilidad del comportamiento del ICE3 muestra una menor severidad respecto a lo observado en décadas anteriores. Las fechas de máxima severidad no presentan coincidencia entre las series de ICE3 río arriba y río abajo. Dados los cambios en la amplitud del ICE3 río abajo, especialmente previo al período de sequía hidrológica 2009/10-2019/20, se asume que el rol de las actividades humanas en el comportamiento del caudal no es constante a lo largo del período 1985/86-2019/20.

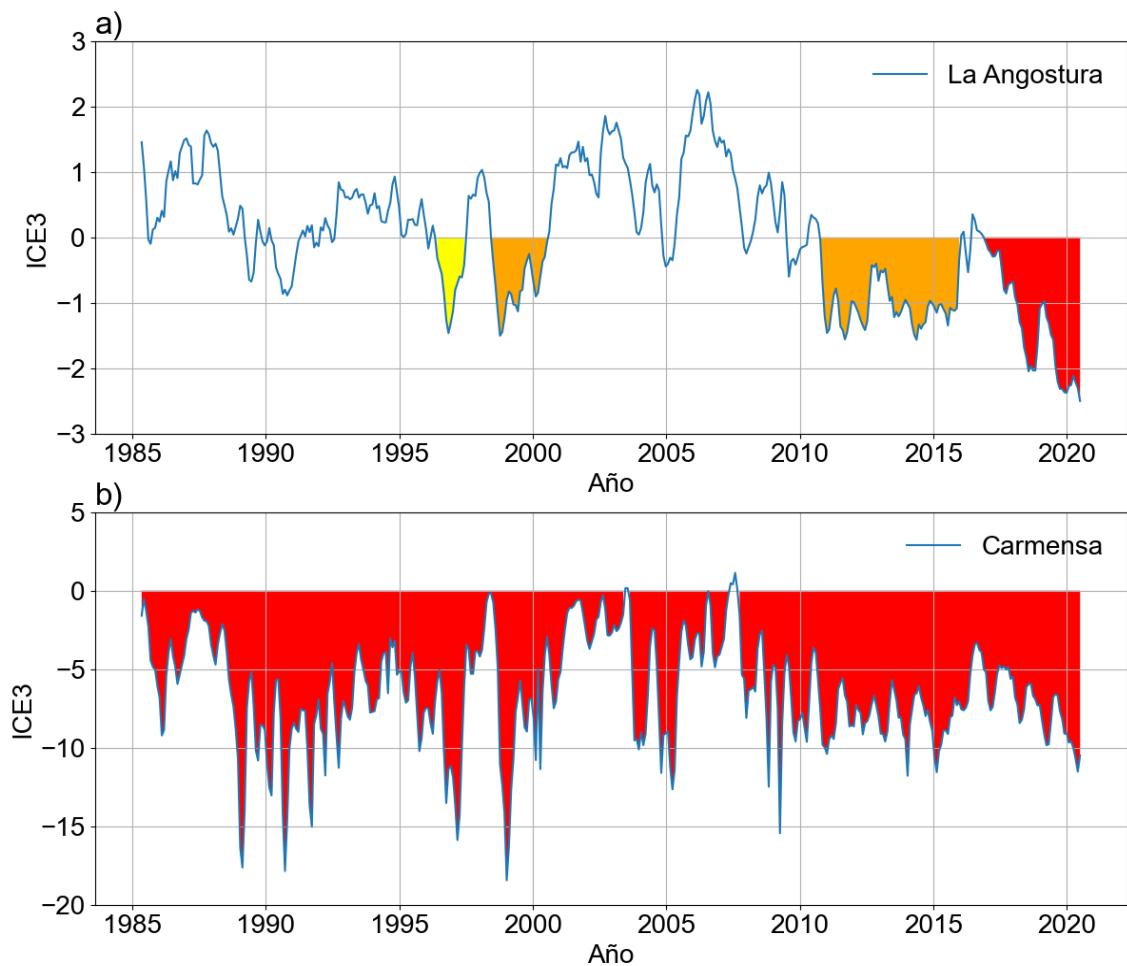


Figura 5.7. Evolución temporal de las series de ICE3 para las estaciones a) La

Angostura y b) Carmensa para eventos con sequía moderada (amarillo), severa (naranja) y extrema (rojo).

Al igual que para el método de umbral variable, se calcularon las características de las sequías hidrológicas identificadas a partir del ICE3 calculado en base a los registros de caudal mensual río arriba y río abajo para el período 1985/86-2019/20 (Tabla 5.2). En relación a la cantidad de eventos de sequía hidrológica identificados no se produce un cambio notable en la comparación río arriba/río abajo, dado que se registraron 4 eventos de sequía hidrológica en la estación La Angostura y 3 en la estación Carmensa. Sin embargo, se observan marcadas diferencias en términos de severidad y duración. La severidad media de los eventos de sequía hidrológica en base a los registros de la estación La Angostura es de ICE3 = -1,73 mientras que considerando los registros de caudales de Carmensa este parámetro es de ICE3 = -14,53 (Tabla 5.2). En cuanto a la duración máxima, se registra un valor de 68 meses en la estación La Angostura, que corresponde al evento de sequía hidrológica que se extendió desde mayo de 2010 hasta enero de 2016. En el caso de la duración máxima río abajo, esta alcanza los 153 meses, período que comprende los meses de octubre de 2007 hasta junio de 2020. Por otro lado, la severidad máxima se observa en junio de 2020 río arriba, con un valor de ICE3 = -2,45, mientras que río abajo se alcanza un valor de ICE3 = -18,44 en febrero de 1999. Por lo tanto, la severidad máxima coincide con el evento de mayor duración para la serie de caudales de La Angostura, mientras que esa relación no se establece para la serie de caudales de Carmensa.

Tabla 5.2. *Características de las sequías hidrológicas en las estaciones río arriba y río abajo para el período 1985/86-2019/2020 considerando el ICE3, junto con el porcentaje de cambio de las características río abajo, calculado en base a la ecuación de la sección 5.2.3.*

Parámetro	Río arriba	Río abajo	Porcentaje de cambio (%)
Cantidad de eventos de sequía	4	3	-25

Severidad media	-1,73	-14,53	739,88
Severidad máxima	-2,5 (Jun-2020)	-18,44 (Feb-1999)	652,65
Duración media (meses)	27	138	411,11
Duración máxima (meses)	68 (May-2010/Ene-2016)	153 (Oct-2007/Jun-2020)	125

5.4. Discusión

El método de comparación río arriba-río abajo evalúa el impacto hidrológico que se produce entre dos estaciones de aforo distribuidas espacialmente a lo largo de un río, aguas arriba y aguas abajo de las actividades humanas (Rangecroft y otros, 2019). Para la comparación, se calcularon las variaciones porcentuales de los parámetros que caracterizan las sequías hidrológicas río abajo respecto de las características identificadas río arriba a través del método de umbral variable y el ICE3.

Este enfoque permitió identificar que río abajo las características de las sequías hidrológicas exhibieron un claro agravamiento, asociado al impacto del uso de agua en la cuenca. A partir del método de umbral variable, se identificó que el déficit volumétrico medio río abajo supera entre 8.000% y hasta casi 30.000% al registrado río arriba, según el umbral analizado. Este resultado supera ampliamente lo reportado por Zimmerman y otros (2018) en cuencas estadounidenses, donde los déficits fueron hasta 900% mayores en comparación con condiciones naturales. Asimismo, las diferencias encontradas por Van Loon y otros (2022) en cuencas de Estados Unidos y República Checa presentan aumentos del déficit medio río abajo de entre 850% y 3500%, respectivamente. El máximo déficit registrado en la CRA mostró variaciones menores frente a las halladas para el déficit volumétrico medio, de 1.900% a 7.900% mayor río abajo para los umbrales Q70 a Q90. El cambio porcentual en esta característica exhibe contrastes muy importantes con respecto a resultados obtenidos en cuencas en Australia y Chile, donde las variaciones

oscilan entre -3% (aliviamiento) y 180% (Rangecroft y otros, 2019; Van Loon y otros, 2019). En cuanto a la duración media de las sequías hidrológicas en la CRA, esta característica se incrementa entre 1.000% y 1.500% respecto a las condiciones naturales, dependiendo del umbral considerado. En cuencas representativas de Europa, Australia y Estados Unidos los aumentos en la duración media de las sequías hidrológicas van del 90% al 300% (Van Loon y otros, 2022), lo cual es considerablemente menor en relación a los resultados obtenidos para la CRA. El cambio en la duración media es comparativamente mayor al encontrado para cuencas en Inglaterra, donde se reportó un aumento de hasta el 250% debido al consumo humano (Margariti y otros, 2019), así como también en comparación a cuencas en Australia y Chile donde las variaciones rondaron el 15% (Rangecroft y otros, 2019; Van Loon y otros, 2019). Finalmente, la frecuencia de eventos de sequía hidrológica en la CRA se reduce entre un 50% y 75%, con mayor impacto en el umbral Q70, en contraste con estudios donde se reporta un aumento de la frecuencia río abajo (Wu y otros, 2009; Rangecroft y otros, 2019). Por lo tanto, el impacto del uso del agua en la CRA es considerablemente mayor al identificado en otras cuencas del mundo, lo cual está en línea con el uso prioritario que se le da al agua para consumo humano y agricultura (Hurlbert y Mussetta, 2016). Los resultados obtenidos para la CRA poseen similitudes a lo encontrado en la cuenca del río Colorado (Cooley y otros, 2021) y del río Negro (Jaramillo y Destouni, 2015), los cuales destacan una reducción en los caudales asociados al uso intensivo de agua para irrigación.

De manera comparativa, el método de ICE3 permite identificar condiciones de eventos de sequía hidrológica con mayor duración, severidad, magnitud y menor frecuencia de ocurrencia río abajo. En este sentido, el impacto del uso del agua estaría exacerbando las sequías hidrológicas en relación a lo observado bajo condiciones naturales. La aplicación de este método se tuvo en cuenta tomando los parámetros estadísticos asociados a la distribución de probabilidades de los caudales observados río arriba. De haber aplicado el ICE3 de manera directa a la serie de caudal de Carmensa, se habría subestimado el impacto del uso de agua en el desarrollo de eventos de sequía hidrológica, ya que los caudales de referencia habrían sido considerablemente menores. En la CRA, la severidad media y máxima presentó un aumento de entre 650% y 750% río abajo. Estos valores se hallan por encima de las variaciones porcentuales encontradas en cuencas en España, las cuales oscilaron entre 85% y 400% para condiciones de SS y SE (López-Moreno y otros, 2009), así como también por encima de lo documentado en cuencas de China (Jiang y

otros, 2019; Li y otros, 2021), las cuales presentaron incrementos en la severidad de entre 60% y 120%. La alteración en la duración media y máxima para la CRA ronda el 125% y 411%, respectivamente, la cual exhibe variaciones porcentuales similares a las halladas en España, con un aumento cercano al 100% (López-Moreno y otros, 2009). En cambio, los resultados obtenidos en este capítulo muestran una variación mayor a lo hallado en cuencas de China, las cuales presentan cambios de entre un 20% y un 30% (Jiang y otros, 2019). En general, algunas de las métricas mencionadas parecen acercarse a los órdenes de magnitud bajo índices estandarizados en relación al método de umbral variable.

Se debe tener en cuenta que las metodologías utilizadas para la cuantificación de las sequías hidrológicas río arriba y río abajo presentan algunas limitaciones. Una de ellas es suponer que los caudales se deberían comportar de la misma manera tanto río arriba como río abajo, si no existiera un uso intensivo del agua en algún tramo intermedio de la cuenca. Adicionalmente, es imprescindible contar con un registro temporal extenso para establecer umbrales de referencia y parámetros estadísticos precisos. Por otra parte, la comparación no tiene en cuenta procesos como las pérdidas por evapotranspiración y la infiltración hacia aguas subterráneas, responsables de pérdidas significativas de caudal estimadas en un 23% en el tramo entre las estaciones de aforo La Angostura y Carmensa, y de 34% entre los aforos Carmensa y Puesto Ugalde (Vives y otros, 2005). Tampoco permite diferenciar el aporte específico de cada actividad vinculada al uso del agua en el desarrollo de las sequías hidrológicas, por lo que se requiere del uso de modelos hidrológicos que permitan dar respuesta a estos interrogantes (Yang y otros, 2024). En este sentido, es necesario avanzar en esta descomposición, como la irrigación intensiva de los oasis, la extracción de agua subterránea, y el uso de agua para consumo humano.

El panorama futuro para la región podría intensificar los efectos de las sequías hidrológicas, con un aumento del déficit volumétrico superior al 50% hacia el período 2070-2099, en comparación con las condiciones actuales (Wanders y Wada, 2015). Según concluyen los autores de ese trabajo, este deterioro estaría vinculado al uso intensivo de agua para riego y la regulación mediante embalses, bajo todos los escenarios proyectados de cambio climático. Esta situación podría agravar a futuro las condiciones de sequía hidrológica aguas abajo.

5.5. Conclusiones

En este capítulo se cuantificó el impacto del uso del agua en la modificación de las características de las sequías hidrológicas en la CRA, mediante la implementación de métodos de comparación directa entre dos series temporales de caudal ubicadas río arriba y río abajo de las principales actividades que regulan los recursos hídricos superficiales. Este enfoque es novedoso a nivel regional dado que no hay estudios previos que realicen esta comparación en base a caudales observados. Se aplicó el método de umbral variable para la comparación de las características de las sequías hidrológicas río arriba y río abajo, utilizando los umbrales Q70, Q80 y Q90 definidos a partir de la serie temporal de caudal río arriba. Estos umbrales representan las condiciones que ocurrirían de forma natural, y se utilizaron para definir condiciones de sequía hidrológica río abajo. Los resultados mostraron una reducción de los caudales medios río abajo a lo largo de los 35 años del período de comparación. La frecuencia de sequías hidrológicas disminuyó río abajo para todos los umbrales, mientras que la duración media y máxima se incrementó, lo que resulta en un agravamiento de las condiciones de sequía hidrológica asociadas al manejo del agua. Los déficits volumétricos resultaron proporcionales al incremento en la duración de las sequías hidrológicas. Cabe destacar que las variaciones porcentuales de los parámetros descritos para las sequías hidrológicas se acentuaron conforme se utilizó un umbral más restrictivo. Para el caso del ICE3, se tomaron los parámetros derivados del ajuste de los caudales mensuales a la distribución lognormal en la estación La Angostura, los cuales se trasladaron a la distribución de caudales en la serie temporal de Carmensa con el propósito de construir el ICE3 río abajo. Los resultados mostraron que río abajo se redujo la frecuencia de eventos de sequía como consecuencia de un aumento en la duración media de los eventos río abajo, lo que derivó en un agravamiento de las condiciones de sequía hidrológica en este sector. La severidad fue notoriamente mayor río abajo, tanto en la media de los eventos como en la severidad máxima de la serie temporal. Los resultados obtenidos a partir de la aplicación del método de umbral variable y del ICE3 son similares, lo cual indica que el impacto de las actividades asociadas al uso de agua en la CRA resulta en una exacerbación de las condiciones de sequía hidrológica.

Referencias

AghaKouchak, A., Mirchi, A., Madani, K., Di Baldassarre, G., Nazemi, A., Alborzi, A., Anjileli, H., Azarderakhsh, M., Chiang, F., Hassanzadeh, E., Huning, L.S., Mallakpour,

- I., Martinez, A., Mazdiyasni, O., Moftakhari, H., Norouzi, H., Sadegh, M., Sadeqi, D., Van Loon, A.F., Wanders, N., 2021. Anthropogenic drought: Definition, challenges, and opportunities. *Reviews of Geophysics* 59: e2019RG000683. doi:10.1029/2019RG000683
- Álamos, N., Alvarez-Garreton, C., Muñoz, A., González-Reyes, Á., 2024. The influence of human activities on streamflow reductions during the megadrought in central Chile. *Hydrology and Earth System Sciences* 28: 2483–2503. doi:10.5194/hess-28-2483-2024
- Alvarez, L.M., Rivera, J.A., Calderón Archina, A., 2024. Efectos de la variabilidad climática y las políticas hídricas en el Sitio Ramsar Lagunas de Guanacache (San Juan, Mendoza y San Luis, Argentina): cuando la gestión finaliza en los diques. *Cuadernos Geográficos* 63 (1): 142-157. doi:10.30827/cuadgeo.v63i1.27952
- Ashraf, S., Nazemi, A., AghaKouchak, A., 2021. Anthropogenic drought dominates groundwater depletion in Iran. *Scientific Reports* 11: 9135. doi:10.1038/s41598-021-88522-y
- Brunner, M.I., 2021. Reservoir regulation affects droughts and floods at local and regional scales. *Environmental Research Letters* 16 (12): 124016. doi:10.1088/1748-9326/ac36f6
- Chalise, D.R., Sankarasubramanian, A., Ruhi, A., 2021. Dams and climate interact to alter river flow regimes across the United States. *Earth's Future* 9: e2020EF001816. doi:10.1029/2020EF001816
- Cooley, S.W., Ryan, J.C., Smith, L.C., 2021. Human alteration of global surface water storage variability. *Nature* 591: 78–81. doi:10.1038/s41586-021-03262-3
- de Campos, E.F., Bueno Pereira, E., van Oel, P., Ramos Martins, F., Rodrigues Gonçalves, A., Santos Costa, R. 2021. Hybrid power generation for increasing water and energy securities during drought: Exploring local and regional effects in a semi-arid basin. *Journal of Environmental Management* 294: 112989. doi:10.1016/j.jenvman.2021.112989
- Departamento General de Irrigación (DGI), 2022. Balance Hídrico - Atuel y Malargüe. Actual y Proyecciones. 114 págs.

Huang, S., Huang, Q., Chang, J., Leng, G., 2015. Linkages between hydrological drought, climate indices and human activities: a case study in the Columbia River basin. *International Journal of Climatology* 36 (1): 280-290. doi:10.1002/joc.4344

Hurlbert, M., Mussetta, P., 2016. Creating resilient water governance for irrigated producers in Mendoza, Argentina. *Environmental Science and Policy* 58: 83-94. doi:10.1016/j.envsci.2016.01.004

Instituto Nacional de Estadísticas y Censos (INDEC), 2022. Censo Nacional de Población, Hogares y Vivienda 2022 (online). *Portal Geoestadístico*. Disponible en: <https://portalgeoestadistico.indec.gob.ar/>.

Jaramillo, F., Destouni, G., 2015. Local flow regulation and irrigation raise global human water consumption and footprint. *Science* 350 (6265): 1248–1251. doi:10.1126/science.aad1010

Jiang, S., Wang, M., Ren, L., Xu, C. Y., Yuan, F., Liu, Y., Liu, Y.L., Shen, H., 2019. A framework for quantifying the impacts of climate change and human activities on hydrological drought in a semiarid basin of Northern China. *Hydrological Processes* 33 (7): 1075–1088. doi:10.1002/hyp.13386

Krajewski, A., Sikorska-Senoner, A.E., Hejduk, L., Banasik, K., 2021. An Attempt to Decompose the Impact of Land Use and Climate Change on Annual Runoff in a Small Agricultural Catchment. *Water Resources Management* 35: 881–896. doi:10.1007/s11269-020-02752-9

Li, Q., Zhou, J., Zou, W., Zhao, X., Huang, P., Wang, L., Shi, W., Ma, X., Zhao, Y., Xue, D., Dou, J., Wei, W., Zhu, G., 2021. A tributary-comparison method to quantify the human influence on hydrological drought. *Journal of Hydrology* 595: 125652. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125652

Liu, Y., Zhu, Y., Yang, X., Yuan, F., Jiang, S., Ma, M., 2016. Evolution of Hydrological Drought in Human Disturbed Areas: A Case Study in the Laohehe Catchment, Northern China. *Advances in Meteorology*: 5102568. doi:10.1155/2016/5102568

López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano S.M., Beguería, S., García-Ruiz, J.M., Portela, M.M., Almeida, A.B. 2009. Dam effects on droughts magnitude and duration in a transboundary basin: The Lower River Tagus, Spain and Portugal. *Water Resources Research* 45: W02405. doi:10.1029/2008WR007198

Margariti, J., Rangecroft, S., Parry, S., Wendt, D.E., Van Loon, A.F., 2019. Anthropogenic activities alter drought termination. *Elementa Science of the Anthropocene* 7: 27. doi:10.1525/elementa.365

Prieto, M.R., Rojas, F., 2012. Documentary evidence for changing climatic and anthropogenic influences on the Bermejo Wetland in Mendoza, Argentina, during the 16th–20th century. *Climate of the Past* 8: 951-961. doi:10.5194/cp-8-951-2012

Rangecroft, S., Van Loon, A.F., Maureira, H., Verbist, K., Hannah, D.M., 2019. An observation-based method to quantify the human influence on hydrological drought: upstream–downstream comparison. *Hydrological Sciences Journal*, doi:10.1080/02626667.2019.1581365

Rojas, F., Wagner, F. 2016. Conflicto por la apropiación del río Atuel entre Mendoza y La Pampa (Argentina). *HALAC VI* 2: 278-297. doi:10.5935/2237-2717.20160016

Saedi, J., Sharifi, M.R., Saremi, A., Babazadeh, H., 2022. Assessing the impact of climate change and human activity on streamflow in a semiarid basin using precipitation and baseflow analysis. *Scientific Reports* 12: 9228. doi:10.1038/s41598-022-13143-y

Servicio Meteorológico Nacional (SMN), 2024. Características: Estadísticas de largo plazo. Acceso al link: <https://www.smn.gob.ar/estadisticas>

Tijdeman, E., Hannaford, J., Stahl, K., 2018. Human influences on streamflow drought characteristics in England and Wales. *Hydrology and Earth System Sciences* 22: 1051-1064. doi:10.5194/hess-22-1051-2018

Vallese, F.D., Trillini, M., Dunel Guerra, L., Pistonesi, M.F., Pierini, J.O., 2024. Data Analysis to Evaluate the Influence of Drought on Water Quality in the Colorado River Basin. *Water* 16 (19): 2750. doi:10.3390/w16192750

Van Loon, A.F., Gleeson, T., Clark, J., Van Dijk, A.I.J.M., Stahl, K., Hannaford, J., Di Baldassarre, G., Teuling, A.J., Tallaksen, L.M., Uijlenhoet, R., Hannah, D.M., Sheffield, J., Svoboda, M., Verbeiren, B., Wagener, T., Rangecroft, S., Wanders, N., Van Lanen, H.A.J., 2016. Drought in the Anthropocene. *Nature Geoscience* 9: 89-91. doi:10.1038/ngeo2646

Van Loon, A.F., Rangecroft, S., Coxon, G., Breña Naranjo, J.A., Van Ogtrop, F., Van Lanen, H.A.J., 2019. Using paired catchments to quantify the human influence on

hydrological droughts. *Hydrology and Earth System Sciences* 23 (3): 1725-1739. doi:10.5194/hess-23-1725-2019.

Van Loon, A.F., Rangecroft, S., Coxon, G., Werner, M., Wanders, N., Di Baldassarre, G., Tijdeman, E., Bosman, M., Gleeson, T., Nauditt A., AghaKouchak, A., Breña-Naranjo, J.A., Cenobio-Cruz O., Cunha Costa, A., Fendekova, M., Jewitt, G., Kingston, D.G., Loft, J., Mager, S.M., Mallakpour, I., Masih, I., Maureira-Cortés, H., Toth, E., Van Oel, P., Van Ogtrop, F., Verbist, K., Vidal J.P., Wen, L., Yu, M., Yuan, X., Zhang, M., Van Lanen, H.A.J., 2022. Streamflow droughts aggravated by human activities despite managements. *Environmental Research Letter* 17: 044059. doi:10.1088/1748-9326/ac5def

Van Oel, P., Martins, E., Costa, A., Wanders, N., van Lanen, H.A.J., 2018. Diagnosing drought using the downstreamness concept: the effect of reservoir networks on drought evolution. *Hydrological Sciences Journal* 63 (7): 979-990. doi:10.1080/02626667.2018.1470632

Vives, L., Mariño, E., Gaviño Novillo, M., 2005. Estudio para la determinación del caudal mínimo necesario para el restablecimiento del sistema ecológico fluvial en el curso inferior del río Atuel. Capítulo 13: Simulación hidrológica y definición de escenarios. *Universidad Nacional de La Pampa*, Santa Rosa.

Wada, Y., Van Beck, L.P.H., Wanders, N., Bierkens, M.F.P., 2013. Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. *Environmental Research Letters* 8: 034036. doi:10.1088/1748-9326/8/3/034036

Wanders, N., Wada, Y., 2015. Human and climate impacts on the 21st century hydrological drought. *Journal of Hydrology* 526: 208–220. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.10.047

Wang, H., Chen, Z., Chen, Y., Pan, Y., Feng, R., 2019. Identification of the Space-Time Variability of Hydrological Drought in the Arid Region of Northwestern China. *Water* 11: 1051-1069. doi:10.3390/w11051051

Wang, M., Jiang, S., Ren, L., Xu, C.-Y., Yuan, F., Liu, Y., & Yang, X., 2020. An approach for identification and quantification of hydrological drought termination characteristics of natural and human-influenced series. *Journal of Hydrology*: 125384. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125384

- Wen, L., Rogers, K., Ling, J., Saintilan, N., 2011. The impacts of river regulation and water diversion on the hydrological drought characteristics in the Lower Murrumbidgee River, Australia. *Journal of Hydrology* 405: 382–391. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.037
- Wu, H., Soh, L.K., Samal, A., Hong, T., Marx, D., Che, X., 2009. Upstream-Downstream Relationships in Terms of Annual Streamflow Discharges and Drought Events in Nebraska. *Journal of Water Resource and Protection* 1 (5): 299-315. doi:10.4236/jwarp.2009.15037
- Wu, J., Chen, X., Yu, Z., Yao, H., Li, W., Zhang, D., 2019. Assessing the impact of human regulations on hydrological drought development and recovery based on a “simulated-observed” comparison of the SWAT model. *Journal of Hydrology*: 123990. doi:10.1016/j.jhydrol.2019.123990
- Xiong, Y., Mo, S., Wu, H., Qu, X., Liu, Y., Zhou, L., 2023. Influence of human activities and climate change on wetland landscape pattern-A review. *Science of the Total Environment* 879: 163112. doi:10.1016/j.scitotenv.2023.163112
- Yang, X., Wu, F., Yuan, S., Ren, L., Sheffield, J., Fang, X., Jiang, S., Liu, Y., 2024. Quantifying the impact of human activities on hydrological drought and drought propagation in China using the PCR-GLOBWB v2.0 model. *Water Resources Research* 60: e2023WR035443. doi:10.1029/2023WR035443
- Zimmerman, J.K.H., Carlisle, D.M., May, J.T., Klausmeyer, K.R., Grantham, T.E., Brown, L.R., Howard, J.K., 2017. Patterns and magnitude of flow alteration in California, USA. *Special Issue: Evaluating and Managing Environmental Water Regimes in a Water-Scarce and Uncertain Future* 63 (8): 859-873. doi:10.1111/fwb.13058

6. Evaluación de las simulaciones GloFAS para el análisis de sequías hidrológicas. Aplicación para la cuantificación del impacto de las actividades humanas en la cuenca del río Atuel.

6.1. Introducción

La identificación de eventos de sequía hidrológica es crucial para la gestión de los recursos hídricos, y las simulaciones hidrológicas desempeñan un papel fundamental en este ámbito (Ansarifard y otros, 2024). Sin embargo, estos productos poseen limitaciones, ya que las variables meteorológicas que alimentan a los modelos hidrológicos suelen tener resoluciones más bajas que las necesarias para describir procesos específicos de cuencas y ríos (Pappenberger y otros, 2015). En el caso de cuencas en las que los caudales de sus principales ríos son influenciadas por el uso del agua, los caudales observados en estaciones de aforo que se encuentran río abajo de estas actividades son generados tanto por procesos naturales como por actividades humanas (Terrier y otros, 2021). Por lo tanto, es común realizar estimaciones de los caudales a partir de simulaciones en las que se separan las condiciones naturales del caudal respecto de las condiciones asociadas a las actividades humanas. Este tipo de estimación permite aislar la variabilidad climática natural en los análisis hidrológicos y es fundamental para la gestión sostenible de los recursos hídricos, el diseño de medidas de mitigación y el estudio de impactos del cambio climático (Silva y otros, 2020; 2022). Por ejemplo, a través del uso de simulaciones de caudal en cuencas de China, diversos estudios revelaron que el uso del agua intensifica la severidad y duración de las sequías hidrológicas (Zhang y otros, 2018; Li y otros, 2022; Van Loon y otros, 2022), aunque en algunos casos muestra efectos mitigadores (Yang y otros, 2024). De manera similar, en Vietnam, se identificaron impactos positivos y significativos del uso del agua sobre el caudal aplicando simulaciones que combinan caudal y precipitación (Firoz y otros, 2018). En Argentina, los modelos hidrológicos han sido empleados para diversos propósitos. Por ejemplo, se utilizaron redes neuronales artificiales para predecir el comportamiento del caudal diario en el río Colorado río arriba del embalse Casa de Piedra, el cual muestra una mejora frente a modelos de autorregresión (Pierini y otros, 2012). En el litoral, se aplicó el modelo SWAT para evaluar la alteración en el caudal asociados a los cambios en el uso del suelo (Heidari y otros, 2021). Pocos estudios han utilizado la modelización hidrológica para separar las características de la variabilidad natural de las asociadas a la intervención humana en

cuencas argentinas. Por ejemplo, se identificó una reducción de caudal asociado a la expansión de la agricultura en el norte patagónico a través del modelo WEAP (Forni y otros, 2019). Este mismo modelo es utilizado por el Departamento General de Irrigación (2022) para calcular el balance hídrico en la CRA a partir de las erogaciones realizadas desde la presa Valle Grande.

El European Flood Awareness System (EFAS) es un ejemplo destacado de un sistema de monitoreo de inundaciones en Europa que combina modelos hidrológicos avanzados con datos meteorológicos y fluviales para generar pronósticos detallados de caudales y alertas tempranas (Smith y otros, 2016). Su extensión global, conocida como el Global Flood Awareness System (GloFAS), combina datos en tiempo real con resoluciones espaciales a escala kilométrica (Prudhomme y otros, 2024). GloFAS ha demostrado utilidad para simular caudales en diversas cuencas del mundo (Hirpa y otros, 2018; Alfieri y otros, 2020), siendo aplicado tanto para monitoreo de inundaciones como para predicción estacional (Qiao y otros, 2019; Dayal y otros, 2021). Recientemente, se ha identificado su potencial en la detección de sequías hidrológicas, particularmente en cuencas sensibles a la propagación de sequías meteorológicas a hidrológicas (Odongo y otros, 2023; Luo y otros, 2023). En el centro-oeste de Argentina, incluida la CRA, se utilizaron las simulaciones GloFAS para pronóstico estacional de caudales (Toreti y otros, 2023). No obstante, existe un vacío en el conocimiento relativo a la aplicación de este producto para la caracterización de sequías hidrológicas. En este contexto, el objetivo de este capítulo es analizar las simulaciones del producto GloFAS en la CRA con el propósito cuantificar los efectos de la variabilidad climática y del uso del agua en las características de las sequías hidrológicas.

6.2. Metodología

6.2.1. Simulaciones GloFAS

La Figura 6.1 muestra la distribución espacial de la CRA generado con la herramienta de monitoreo GloFAS en su versión 4.0 promediado temporalmente para el período 1985/86-2019/20. La simulación de caudal sigue adecuadamente el recorrido del río, lo cual se asocia a la buena representación que posee la base de datos HydroSHEDS sobre la región. Una descripción de las simulaciones GloFAS más exhaustiva se incluyó en la sección 2.5.3.

Para evaluar las series temporales de los caudales simulados en la estación de aforo La Angostura, se consideró un promedio regional de 5 píxeles río arriba y río abajo (de 5 km x 5 km cada píxel), además del píxel correspondiente a la ubicación de la estación de aforo. De esta forma, se busca obtener una serie temporal que tenga estabilidad en términos de los valores medios y extremos de caudal río arriba y río abajo del oasis sur.

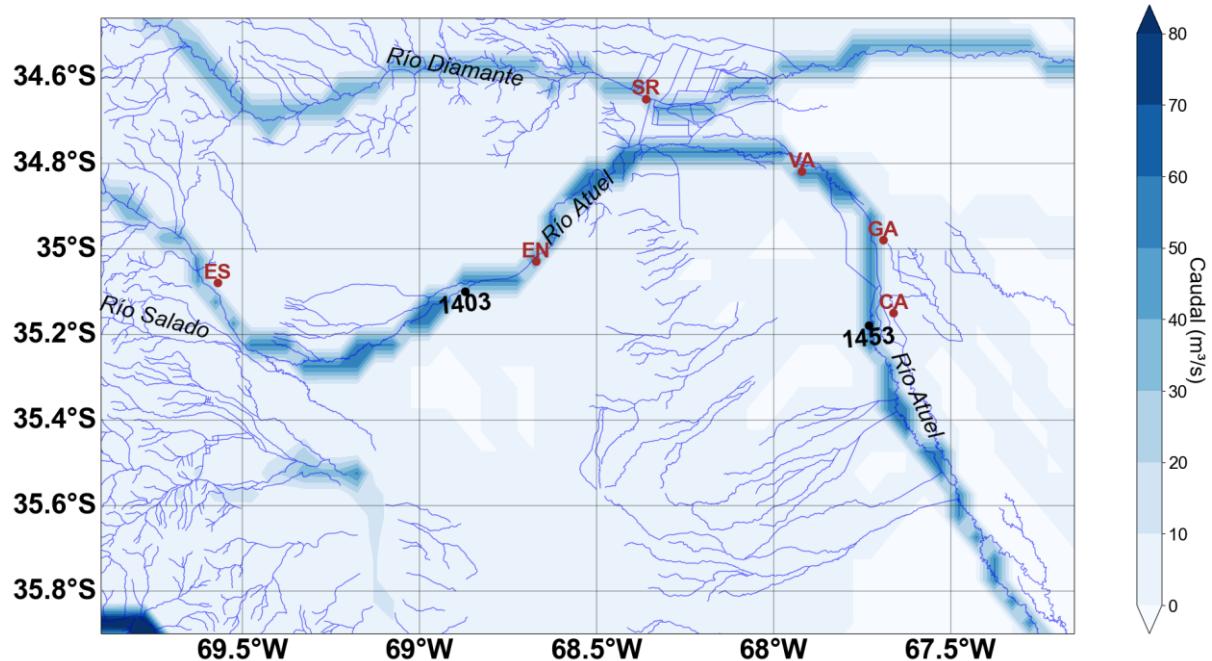


Figura 6.1. Caudal simulado por GloFAS para los ríos que alimentan el oasis sur de Mendoza. Se muestra la ubicación de los aforos La Angostura (1403) y Carmensa (1453) y las principales localidades.

6.2.2. Métricas para la validación de las simulaciones GloFAS

Para evaluar el desempeño de GloFAS, se emplearán métricas comúnmente utilizadas en la validación de modelos hidrológicos (Hirpa y otros, 2018; Lin y otros, 2019). Las métricas son el Índice de Eficiencia de Kling-Gupta (KGE'), la Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE), el error cuadrático medio (RMSE), el coeficiente de determinación (R^2), el sesgo porcentual (PBIAS), el error absoluto medio (MAE) y el Puntaje de Habilidad del Índice de Eficiencia de Kling-Gupta (KGESS por sus siglas en inglés). Estas métricas se consideran conjuntamente debido a que cada una aporta ventajas específicas, pero también presentan limitaciones que pueden ser compensadas al analizarlas en

combinación. El KGE' (Gupta y otros, 2009; Kling y otros, 2012) se concibe como un índice más general que compara la variabilidad de los valores observados y simulados de los caudales incluyendo información sobre la correlación entre ellos y sus desviaciones típicas, así como cualquier sesgo presente, expresado por la relación entre los valores medios (Rivera y otros, 2024). Se define matemáticamente de la siguiente manera:

$$KGE' = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2}$$

Siendo

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_0}, \quad ; \quad \gamma = \frac{\frac{\sigma_s}{\mu_0}}{\frac{\sigma_o}{\mu_0}}$$

con r la correlación de Pearson entre las simulaciones de caudal (s) y las observaciones (o), β es el cociente de sesgo entre las medias simuladas y observadas, γ es el cociente de variabilidad, μ es la media del caudal y σ es el desvío estándar en cada caso. En particular, los indicadores r , β y γ son adimensionales y un valor cercano a 1 en cada indicador implica una representación óptima de la simulación del caudal en relación a las observaciones. El valor óptimo del índice KGE' es 1, lo que indica que el caudal simulado coincide perfectamente con el observado. El valor de KGE' referencia para determinar si la simulación tiene un buen o mal rendimiento es igual a $1 - \sqrt{2} \approx -0,41$ (Knoben y otros, 2019).

La NSE (Nash y Sutcliffe, 1970) es un índice estadístico normalizado que cuantifica la magnitud relativa a la varianza residual (o ruido) comparado con la varianza obtenida por las observaciones:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_t^o - Q_t^s)^2}{\sum_{t=1}^N (Q_t^o - \bar{Q}^o)^2}$$

siendo Q_t^o el caudal observado en cada instante de tiempo, \bar{Q}^o como el caudal medio observado y Q_t^s como caudal simulado en cada instante de tiempo. Los valores de NSE varían entre $-\infty$ y 1, donde 1 representa una simulación perfecta respecto a las observaciones. En particular, se considera que la simulación es satisfactoria si la métrica es mayor a 0,5 (Bracmort y otros, 2006).

El R^2 mide la proporción de la varianza explicada por la relación lineal entre los caudales observados y simulados, oscilando entre 0 (sin ajuste) y 1 (ajuste perfecto) (Di Bucchianico, 2008). Su interpretación puede complicarse si hay sesgos en las

simulaciones. Una buena representación de la simulación se cumple con un $R^2 > 0,5$ (Van Liew y otros, 2003).

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^N (Q_t^o - \underline{Q^o})(Q_t^s - \underline{Q^s})}{\sqrt{\sum_{t=1}^N (Q_t^o - \underline{Q^o})^2} \sqrt{\sum_{t=1}^N (Q_t^s - \underline{Q^s})^2}}$$

El RMSE cuantifica la diferencia promedio entre los datos observados y los valores simulados, de modo tal que permite establecer el apartamiento de la variable simulada frente a la observada a lo largo de toda la serie temporal (Hodson, 2022). En términos hidrológicos, es sensible a diferencias extremas entre valores caudales simulados y observados. Valores bajos de RMSE, en general, indican una buena concordancia (Ahn, 2021).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (Q_t^s - Q_t^o)^2}$$

El PBIAS (Gupta y otros, 1999) evalúa la discrepancia relativa entre caudales simulados y observados, indicando subestimación si es negativo y sobreestimación si es positivo. Se debe tomar precaución con este parámetro ya que puede ser afectado por valores extremos especialmente en años secos (Gupta y otros, 1999). Para una buena representación, se considera que el PBIAS debe permanecer en un rango de $\pm 25\%$ (Moriasi y otros, 2007).

$$PBIAS = 100 \times \frac{\sum_{t=1}^N (Q_t^s - Q_t^o)}{\sum_{t=1}^N Q_t^o}$$

Por su parte, el MAE promedia las diferencias absolutas entre observaciones y simulaciones (Wang y Lu, 2018), y se le asigna el mismo peso a todos los errores, lo que es una ventaja cuando se comportan uniformemente, a diferencia del RMSE donde se penalizan las mayores varianzas (Chai y Draxler, 2014).

$$MAE = \frac{\sum_{t=1}^N |Q_t^o - Q_t^s|}{N}$$

Finalmente, KGE $'$ mide la mejora del modelo frente al caudal medio simulado como referencia (Harrigan y otros, 2020).

$$KGE' = \frac{KGE'_{simulado} - KGE'_{referencia}}{KGE'_{óptimo} - KGE'_{referencia}}$$

Donde $KGE'_{óptimo} = 1$, lo que implica una simulación perfecta frente a la observación. Valores positivos indican habilidad para representar el caudal observado, mientras que

valores negativos reflejan un desempeño inferior al promedio (Knoben y otros, 2019). Si KGESS = 0, la simulación es exactamente igual al caudal promedio observado.

6.2.3. Corrección de sesgos

Para la corrección de sesgos en las simulaciones GloFAS se utilizó el Stream Analysis for Bias Estimation and Correction (SABER) (Hales y otros, 2022), una técnica de ajuste de frecuencias mediante el escalamiento de curvas de duración del caudal (scalar flow duration curves, SFDC) (Farmer y otros, 2018; Chevuturi y otros, 2023). La SFDC ajusta los sesgos mediante la comparación de distribuciones de probabilidad de caudales simulados y observados, lo cual permite su aplicación en regiones con datos limitados al usar características de cuencas cercanas (Hales y otros, 2022). Luego, la SFDC obtenida para las características del caudal río arriba se aplica a la simulación de caudales río abajo, generando un SFDC corregido. Este enfoque es similar al mapeo por cuantiles, utilizado para la corrección de sesgos de temperatura y precipitación (Maraun, 2016). Esta herramienta también ha sido aplicada en cuencas a nivel global (Hales y otros, 2023), logrando mejorar los parámetros de validación en aproximadamente el 90% de los aforos analizados.

Para cada percentil de excedencia correspondiente a las series temporales del caudal simulado y observado se aplica un factor de ajuste escalar (SAF, por sus siglas en inglés):

$$Q_c = Q_s/SAF$$

Donde Q_s es el caudal simulado y Q_c indica el caudal corregido. Si $SAF = 1$ entonces las simulaciones no presentan sesgos. Si $SAF > 1$ la simulación sobreestima el caudal observado, mientras que si $SAF < 1$ la simulación presenta una subestimación. Este procedimiento se repite mensualmente para toda la serie temporal a la cual se aplica la corrección por sesgo.

6.2.4. Cuantificación de la influencia de las actividades humanas en las sequías hidrológicas en la CRA

Para este análisis se consideran las simulaciones de caudal del producto GloFAS luego de aplicar la corrección de sesgos identificados río arriba en el entorno de la estación La

Angostura. El paso siguiente es extraer la serie temporal simulada en el entorno de la estación Carmensa, y aplicar el mismo factor de corrección SAF obtenido para la serie de caudales río arriba. Para eso, se asume que las simulaciones GloFAS no reproducen los usos de agua en el oasis sur de Mendoza, lo cual permitiría suponer que el caudal simulado en la estación Carmensa responde a la variabilidad climática. Bajo esta hipótesis, la diferencia entre el caudal observado y el simulado es lo que permite cuantificar el impacto del uso del agua en el tramo inferior de la CRA.

Para la caracterización de sequías hidrológicas río abajo se emplea el método de umbral variable con un promedio móvil de 30 días en base al umbral Q70 y el ICE3 (ver sección 3.2) para el período 1985/86-2019/20, calculados a partir de la serie de caudal simulado en Carmensa luego de la corrección de sesgos. A modo esquemático, la Figura 6.2 representa las cuatro combinaciones posibles de caudales observados y simulados con el respectivo umbral de definición de sequía hidrológica. Cuando los caudales observados y simulados se encuentran por encima de los umbrales, no se alcanzan condiciones de sequía hidrológica río abajo como consecuencia de las actividades humanas (Figura 6.2a). Cuando el caudal simulado se encuentra por debajo del umbral que define condiciones de sequía hidrológica, se asume que la variabilidad climática es responsable de la generación del evento. Si en esa condición, el caudal observado es mayor que el caudal simulado y que el umbral de definición de condiciones de sequía hidrológica, se asume que las actividades humanas sirvieron para aliviar las condiciones de déficit en los caudales (Figura 6.2b). Cuando el caudal observado se encuentra por debajo del umbral de sequía hidrológica, se asocia a que las actividades humanas asociadas al uso del agua en la cuenca son las responsables de la generación del evento (Figura 6.2c). Cuando simultáneamente se cumple que el caudal observado y simulado están por debajo de los umbrales de referencia, la sequía hidrológica se interpreta como una combinación de variabilidad natural y uso del agua (Figura 6.2d). En el caso del ICE3, si el valor asociado al caudal simulado es negativo y alcanza en al menos un mes un valor de $ICE3 = -1,0$, se define el evento de sequía hidrológica atribuida a la variabilidad climática. En cambio, el ICE3 observado, que surge de los datos observados de caudal en el aforo Carmensa con los parámetros de la distribución teórica del ICE3 correspondiente al caudal simulado río abajo, permite definir eventos de sequía hidrológica que se asocian de manera conjunta la variabilidad climática y el uso del agua. Por lo tanto, la diferencia entre el ICE3 simulado y observado permite separar el uso del agua de la variabilidad climática río

abajo. La variación en las características de las sequías hidrológicas asociadas al uso del agua se expresa como un cambio porcentual respecto a un caudal de referencia bajo la influencia climática, siguiendo el procedimiento descrito en la sección 5.2.3. Los valores de los cambios porcentuales pueden variar entre -100% y $+\infty$.

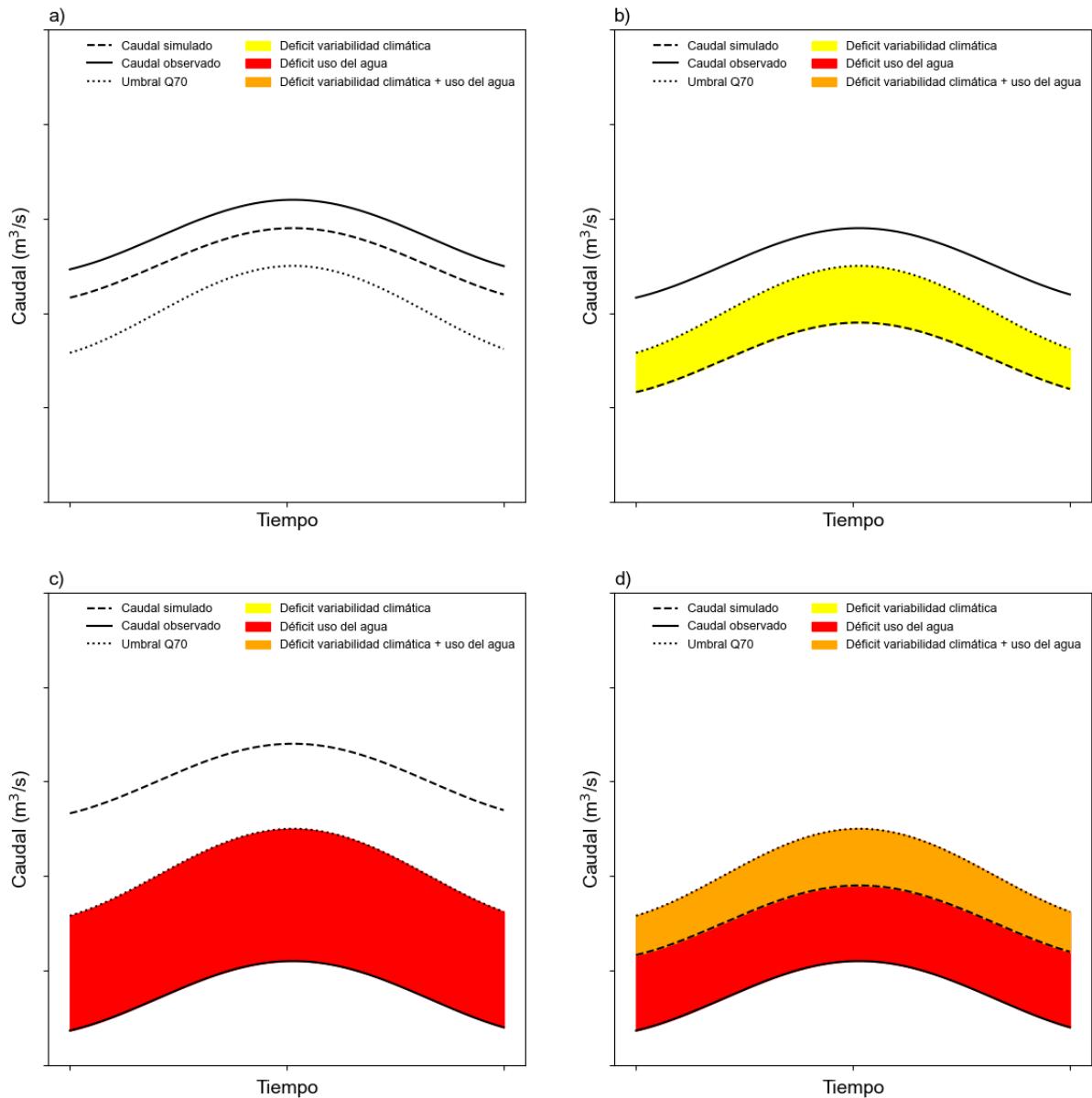


Figura 6.2. Representación esquemática de los tipos de sequía hidrológica asociadas a la variabilidad climática y al uso del agua. a) el caudal simulado y observado se hallan por encima del umbral Q70, no se genera evento de sequía hidrológica. b) Sequía hidrológica ocasionada por la variabilidad climática y no por el uso de agua, provoca un aliviamiento de las condiciones secas (sombreado en amarillo). c) Sequía hidrológica

agravada completamente por el uso del agua provocada por el uso del agua y no por la variabilidad climática (sombreado en rojo) y d) sequía hidrológica provocada en conjunto por la variabilidad climática y el uso del agua (sombreado en naranja). En este caso, las sequías hidrológicas por el uso del agua exacerbaban condiciones de sequía hidrológica a las ya existentes por la variabilidad climática (sombreado en rojo).

Adaptado de Van Loon y otros (2022).

6.3. Resultados

6.3.1. Validación de las simulaciones GloFAS

GloFAS detecta una sobreestimación de los valores medios de caudal, los cuales son de entre 51 y 52 m³/s, así como tampoco detecta caudales asociados al río Salado (Figura 6.1). En la Tabla 6.1 se muestran los resultados de las métricas que se utilizaron para evaluar las simulaciones GloFAS en el entorno de la estación La Angostura respecto a las observaciones de caudal. El RMSE presenta un valor cercano a 27,7 m³/s, el cual exhibe principalmente las diferencias entre los caudales observados y simulados durante los meses de verano. El KGE' presenta un valor ligeramente negativo, que si bien se encuentra por encima del umbral que define un mal desempeño de las simulaciones, indica que las simulaciones presentan algunos inconvenientes para representar correctamente los caudales observados. El PBIAS, por su parte, indica una sobreestimación cercana al 50%, lo cual supera el umbral considerado para clasificar a la simulación como satisfactoria. La métrica NSE presenta un valor de -1,29, lo que indica que las simulaciones no reproducen adecuadamente el caudal observado río arriba. El R² es de 0,67 a escala diaria (Figura 6.4a) y de R² = 0,73 a escala mensual. Estos valores indican una simulación satisfactoria de acuerdo al umbral determinado en la sección 6.2.2. El MAE presenta un valor de 18,17 m³/s, el cual es menor al RMSE y refleja que la simulación GloFAS muestra algunos valores fuera de rango. Por último, KGESS indica un valor ligeramente negativo, lo que sugiere que la simulación exhibe limitaciones para representar el caudal de referencia. En síntesis, la evaluación del conjunto de métricas evidencia que la simulación GloFAS necesita ser ajustada para corregir los sesgos observados en la CRA, a modo de representar mejor el comportamiento hidrológico.

6.3.2. Corrección de sesgos

La Figura 6.3 ilustra el proceso de corrección de sesgos en la simulación de GloFAS para el entorno alrededor de la estación de aforo La Angostura. A modo de ejemplo se muestran los resultados para el caudal medio diario correspondiente al mes de enero. Se observa que el caudal simulado sobreestima consistentemente el observado (Figuras 6.3a; b), especialmente en los picos de caudal más elevados y en los caudales más bajos que poseen valores de SAF superiores a 2. Luego, se ajusta el caudal simulado para cada probabilidad de excedencia, y se obtiene una SFDC corregida que coincide estrechamente con la SFDC observada en las probabilidades de excedencia intermedias (10% al 90%) (Figura 6.3a). Sin embargo, para los picos máximos de caudales en enero se mantiene una sobreestimación cercana al 30% (Figura 6.3a). Finalmente, la SFDC obtenida para las características del caudal río arriba se extrapola a los caudales simulados en Carmensa (Figura 6.3c). Esta corrección genera, como consecuencia, un ajuste a la baja en el caudal simulado, el cual se verifica para todos los meses del año.

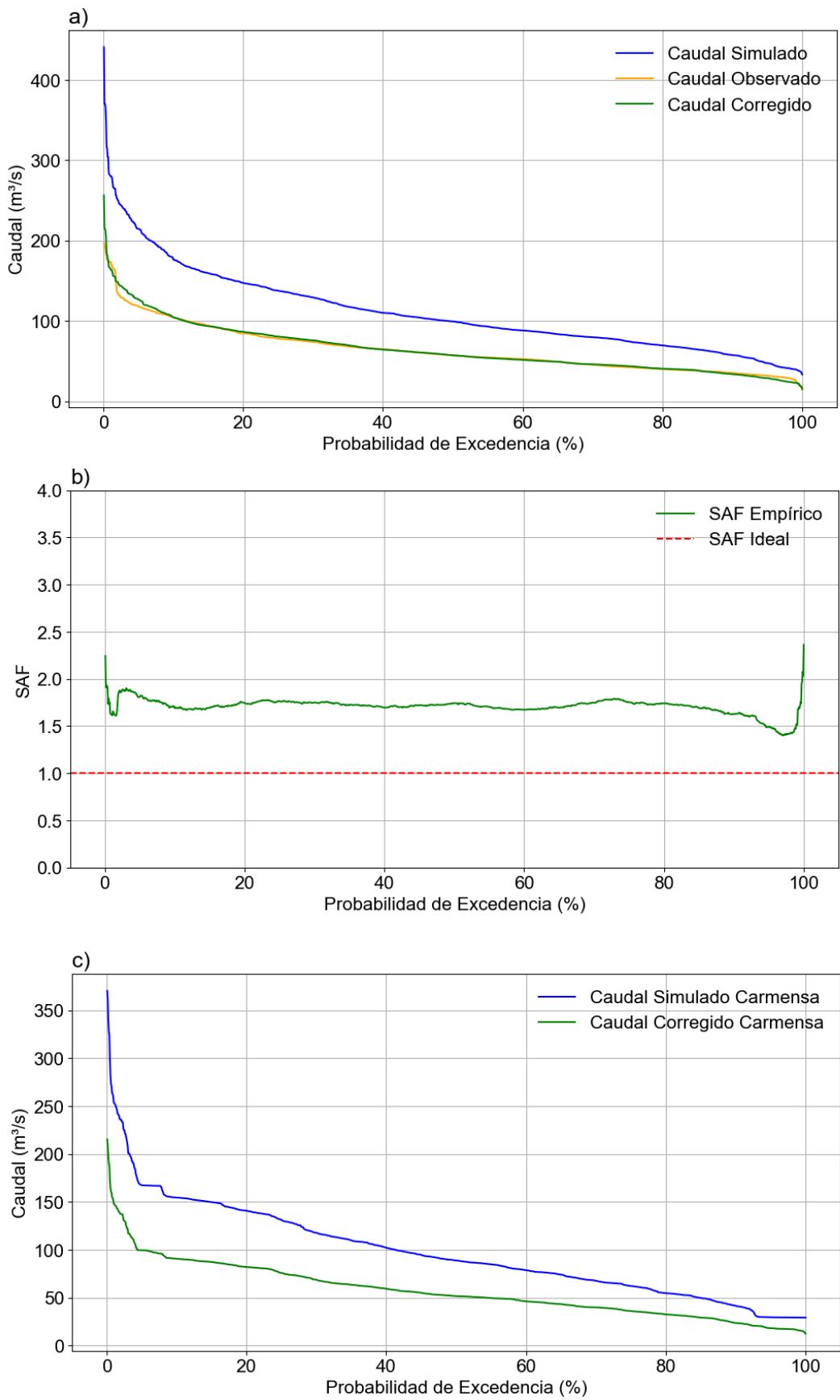


Figura 6.3. a) Representación esquemática de la Curva de Duración de Caudal Escalar (SFDC) para el caudal medio diario observado en el mes de enero en la estación La Carmenza

Angostura (curva naranja), para las simulaciones GloFAS en los píxeles aledaños a la ubicación de la estación (curva azul), y para las simulaciones corregidas mediante el método SABER (curva verde). b) factor de ajuste escalar (SAF). c) caudal medio diario simulado por GloFAS en el mes de enero en los píxeles aledaños a la ubicación de la estación Carmensa (línea azul) y simulaciones corregidas a partir de la aplicación del método SABER en La Angostura (verde).

Tras aplicar la corrección de sesgos mediante el método SABER, se evaluó la mejora en las métricas asociadas a la representación de los caudales observados en la estación de aforo La Angostura. La corrección de sesgos permitió reducir significativamente la dispersión entre los caudales observados y simulados a escala diaria, lo cual se traduce en un aumento del coeficiente de determinación a $R^2 = 0,75$ (Figura 6.4b). A escala mensual, la mejora en el coeficiente de determinación es aún mayor, con un valor de $R^2 = 0,85$. El resto de las métricas de verificación también muestran mejoras notables tras la corrección (Tabla 6.1), destacándose la reducción del RMSE a menos de la mitad y una mejora significativa del parámetro KGE', que alcanza un valor positivo cercano a 1, lo que sugiere una representación adecuada del caudal observado en la estación La Angostura. Asimismo, se registra una importante disminución del PBIAS, la cual es del orden del 6%. Por otra parte, la métrica NSE presenta un valor positivo cercano a 0,6, lo cual indica una mejora en la representación de los caudales observados. Finalmente, el parámetro KGESS refleja un desempeño significativamente superior de los caudales simulados respecto a los de referencia.

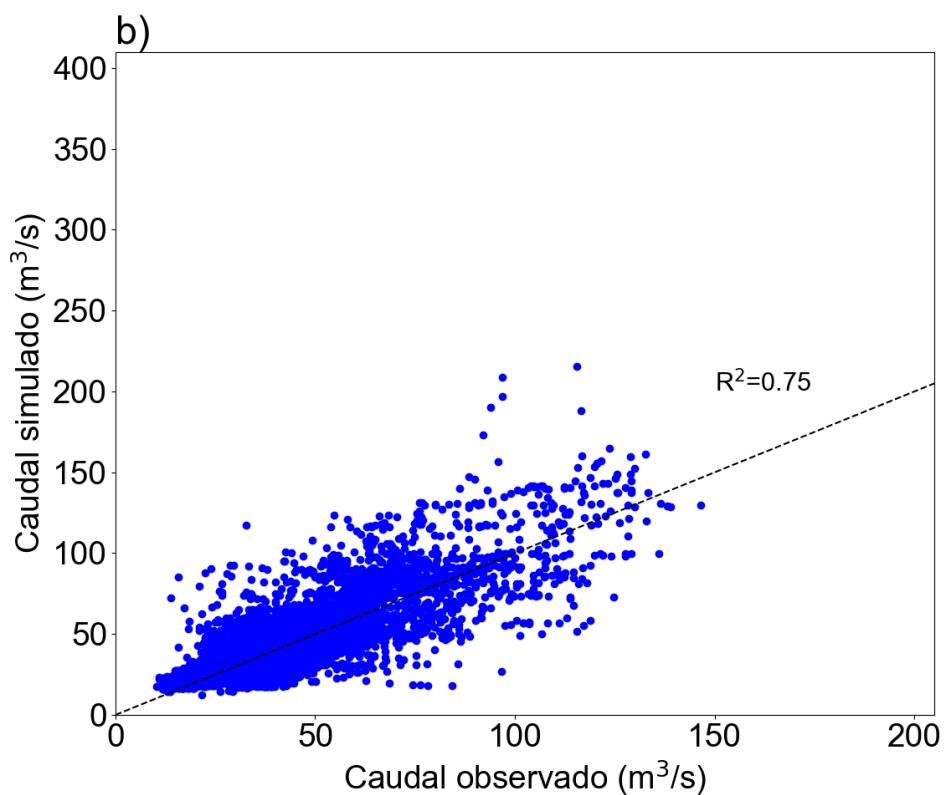
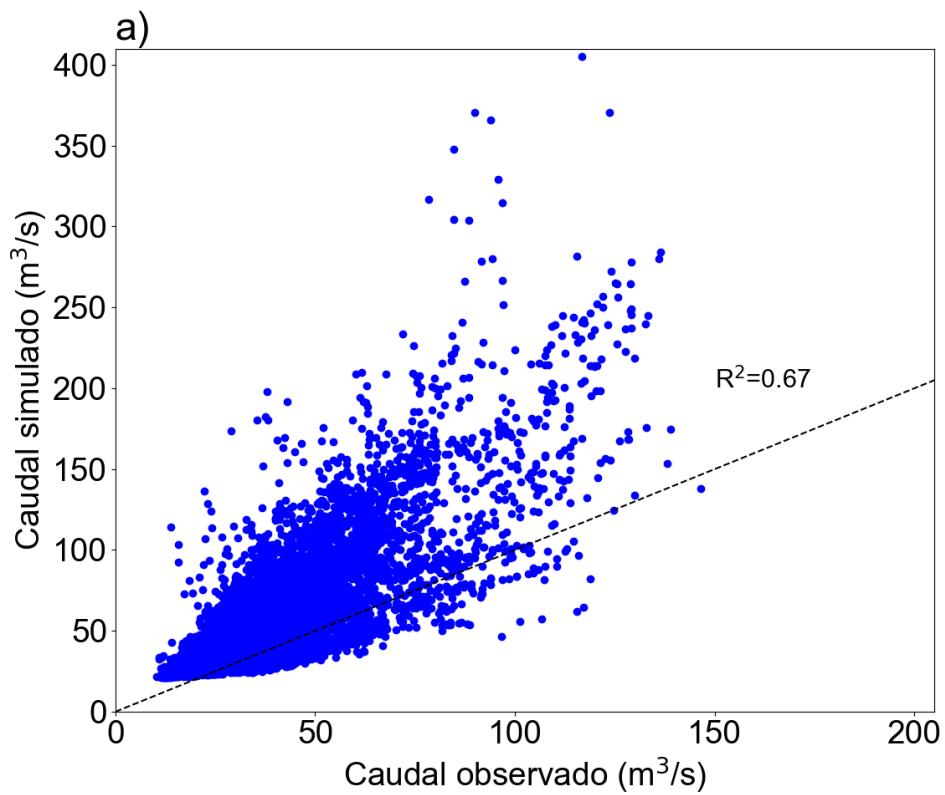


Figura 6.4. a) Diagrama de dispersión entre el caudal diario observado y simulado sobre la estación La Angostura para el período 1985/86-2019/20. b) Igual a a) para el diagrama de dispersión entre las simulaciones con corrección de sesgos y las observaciones río arriba.

Las series temporales de caudal medio diario observado y simulado con corrección de sesgos se muestran en la Figura 6.5 río arriba y río abajo. Río arriba (Figura 6.5a), la simulación de caudal representa de manera adecuada el caudal observado durante gran parte de la serie temporal, a excepción de los máximos de verano, que presentan una sobreestimación. Asimismo, se observa una sobreestimación del caudal durante los meses invernales de algunos años hidrológicos, lo cual podría estar asociado a una representación incorrecta de los eventos de precipitación en la cuenca. Río abajo (Figura 6.5b), los caudales simulados son consistentemente mayores a los caudales observados. Esto evidencia que la diferencia entre el caudal simulado frente al observado está asociado al uso del agua en el oasis sur de Mendoza. En la década de 2010, los caudales simulados río abajo representan de forma razonable el período de sequía hidrológica reciente, con valores máximos de entre $60 \text{ m}^3/\text{s}$ y $70 \text{ m}^3/\text{s}$, notablemente más bajos que los simulados en la década de 2000. Cabe destacar que los caudales simulados río abajo tienden a presentar valores menores a los observados en la serie de caudal simulado río arriba, lo cual podría estar representando procesos de infiltración y evaporación entre ambos tramos de la cuenca.

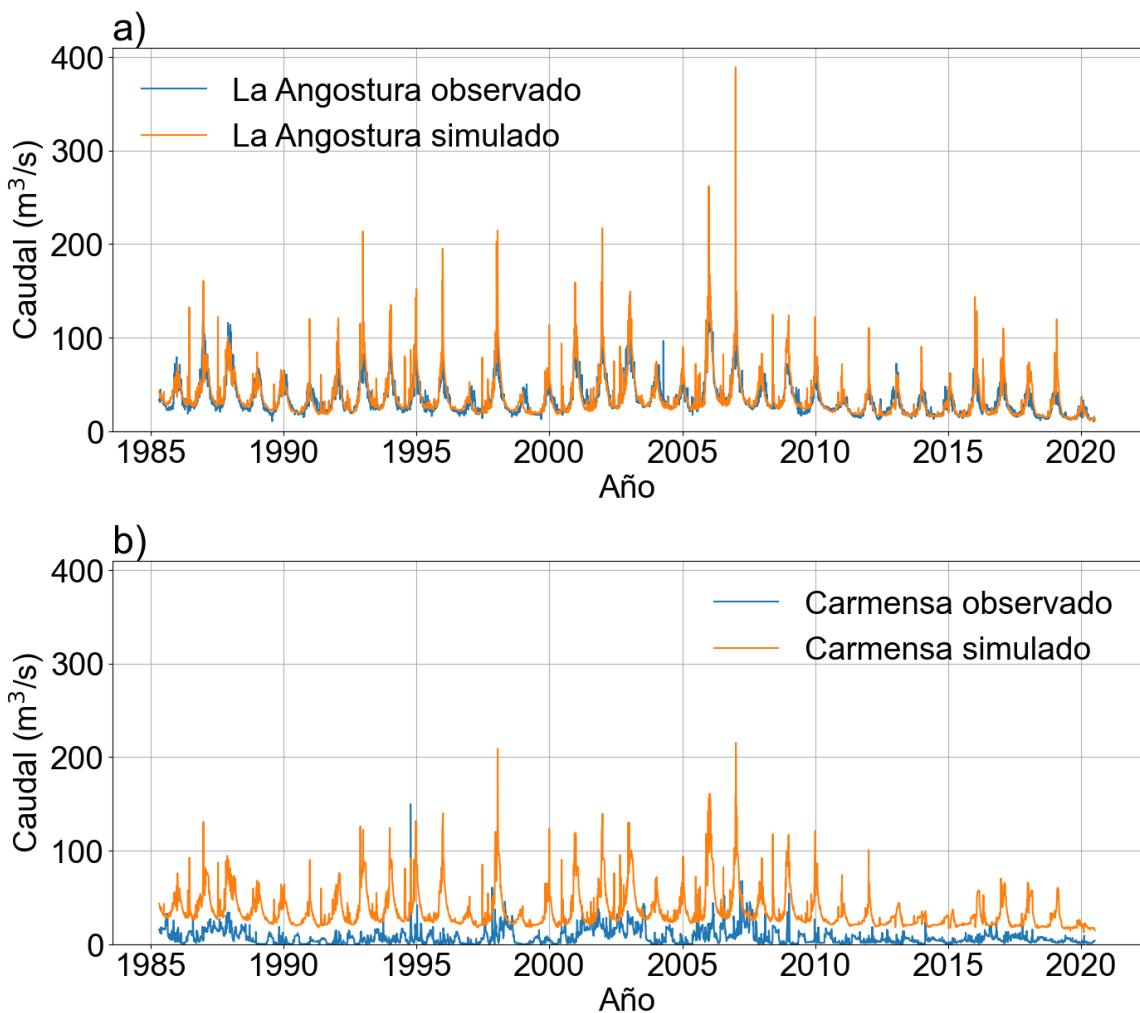


Figura 6.5. Evolución temporal de la serie de caudal diario observado (azul) y las simulaciones GloFAS con corrección de sesgos (naranja) para el entorno de las estaciones de aforo a) La Angostura y b) Carmensa, en el período 1985/86-2019/20.

Tabla 6.1. Métricas para la evaluación de las simulaciones GloFAS en el entorno de la estación de aforo La Angostura, con y sin corrección de sesgos.

Métrica (unidades)	Simulación río arriba	Simulación río arriba (con corrección de sesgos)
RMSE (m^3/s)	27,66	11,88
KGE'	-0,02	0,69

PBIAS (%)	49,83	5,93
NSE	-1,29	0,58
R²	0,67	0,76
MAE (m³/s)	18,17	6,36
KGE_{SS}	-0,04	0,91

6.3.3. Cuantificación del impacto del uso del agua en las características de las sequías hidrológicas a partir de las simulaciones de GloFAS utilizando el método de umbral variable

Las principales características de las sequías hidrológicas río abajo considerando el caudal observado y simulado se presentan en la Tabla 6.2. Mediante el umbral Q70 se identifican 80 eventos de sequía hidrológica en base a las simulaciones de caudal en el período 1985/86-2019/20, mientras que las observaciones presentan 37 eventos en el mismo período. Esto evidencia una reducción en la frecuencia de eventos asociada al uso del agua en la CRA. Además, considerando únicamente la variabilidad climática, la duración media de los eventos de sequía hidrológica es de aproximadamente 51 días, mientras que bajo los efectos combinados de la variabilidad climática y el uso del agua, la duración se incrementa a 330 días. Esto representa un aumento de aproximadamente 550%. Adicionalmente, para la máxima duración de una sequía hidrológica en el período 1985/86-2019/20, el caudal simulado registra un total de 456 días (de 1/4/2019 a 30/6/2020), mientras que el caudal observado alcanza una duración de 4193 días (de 4/1/2009 a 30/6/2020). Esto representa un cambio porcentual cercano al 820% como consecuencia de las actividades humanas que modulan el caudal del río Atuel. La tasa de cambio es el doble que la obtenida con el método de comparación río arriba-río abajo basado en observaciones (sección 5.3.2). La razón se debe a que los niveles de caudal simulados río abajo son superiores a los observados río arriba. En consecuencia, el umbral variable definido es mayor en relación al caudal observado río arriba y las condiciones para identificar las sequías hidrológicas son menos restrictivas. En términos del déficit

volumétrico, el valor medio por evento supera ligeramente los 20 hm^3 para el caudal simulado y más de 640 hm^3 para el caudal observado, lo que representa un cambio porcentual superior al 3000% como consecuencia del uso del agua en la cuenca. El máximo déficit volumétrico se registró durante el evento de sequía hidrológica registrado desde el año 2010/11, el cual supera los 320 hm^3 para el caudal simulado y 8740 hm^3 para el observado. Esto representa un incremento de aproximadamente 2500% asociado al uso del agua en la cuenca.

Tabla 6.2. Características de las sequías hidrológicas identificadas a partir de las series temporales de caudal simulado y observado río abajo para el período 1985/86-2019/2020 considerando el umbral $Q70$, junto con el porcentaje de cambio de cada característica.

Parámetro	Caudal simulado	Caudal observado	Porcentaje de cambio (%)
Frecuencia	80	37	-53,75
Duración media (días)	50,9	331	550,29
Duración máxima (días)	456	4193	819,52
Déficit volumétrico medio (hm^3)	20,62	641,17	3009,46
Máximo déficit volumétrico (hm^3)	324,77	8732,2	2588,73

La Figura 6.6 muestra la evolución temporal de los caudales simulados y observados en el tramo inferior de la CRA durante el período 1985/86-2019/20, junto con el umbral variable $Q70$ a escala diaria obtenido en base a los registros de caudal simulado río abajo.

Los eventos de sequía hidrológica, atribuibles tanto a la variabilidad climática como al uso del agua, se destacan particularmente durante los máximos estivales entre 2010/11 y 2019/20, con mayores duraciones y déficits en los años hidrológicos 1996/97, 1998/99, 2010/11 y en los períodos 2012/13-2015/16 y 2018/19-2019/20. El uso del agua agrava las características de las sequías hidrológicas en términos de duración y déficit volumétrico en intervalos específicos, como los años hidrológicos 1988/89-1997/98, 1998/99-2001/02, 2003/04 y 2007/08-2019/20. Por último, no se identificaron eventos de sequía hidrológica asociados exclusivamente a la variabilidad climática cuyos efectos fueran mitigados por el uso del agua, lo que subraya un agravamiento generalizado de las condiciones de déficit hídrico a lo largo de toda la serie temporal.

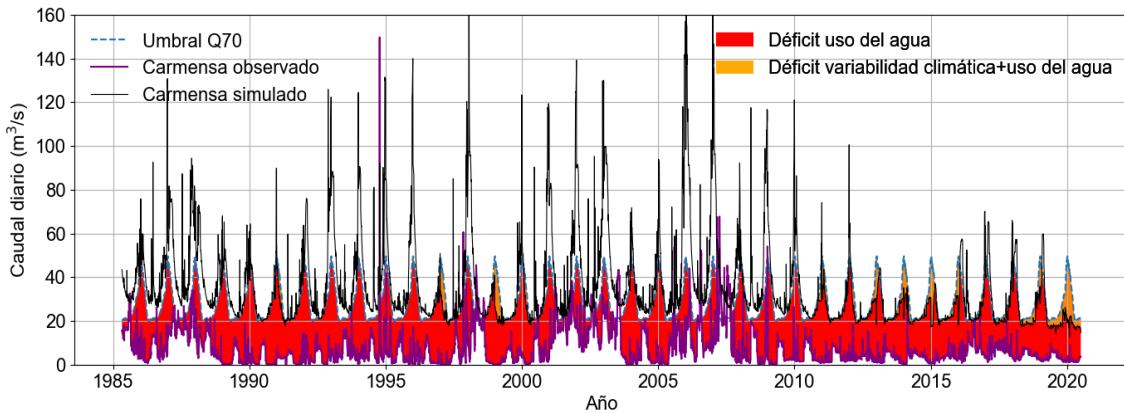


Figura 6.6. Evolución temporal de las sequías hidrológicas asociadas a la variabilidad climática y al uso del agua en la CRA durante 1985/86-2019/20, definida a partir del umbral variable $Q70$. La línea negra representa el caudal simulado río abajo, la línea violeta representa el caudal observado río abajo y la línea de trazos azul representa el umbral $Q70$ definido a partir del caudal simulado. Las áreas sombreadas en rojo representan condiciones de sequía hidrológica asociadas a las actividades humanas y donde se cumplen simultáneamente las condiciones de sequía hidrológica asociada a la variabilidad climática y la influencia humana se sombrean en naranja.

6.3.4. Cuantificación del impacto del uso del agua en las características de las sequías hidrológicas a partir de las simulaciones de GloFAS utilizando el ICE3

A partir de los registros de caudales simulados y observados río abajo, se calcularon las principales características de las sequías hidrológicas en base al ICE3 (Tabla 6.3). En términos de la cantidad de eventos de sequía hidrológica, se observa una notable reducción del orden de -80% en los caudales observados (1 evento) respecto a los simulados (6 eventos) debido al uso del agua. Por otro lado, se destacan diferencias significativas en la severidad y la duración de los eventos. La severidad media de las sequías hidrológicas muestra un aumento del 1585,55%, pasando de ICE3 = -1,73 en los caudales simulados a ICE3 = -29,16 en los observados, lo que muestra un evidente agravamiento asociado al uso del agua. La severidad máxima también registra un incremento drástico como consecuencia de las actividades humanas, el cual es superior al 1100% respecto a lo observado como consecuencia de la variabilidad climática. Los caudales observados presentan una duración media de 420 meses, lo cual representa un aumento de casi 1200% respecto a la duración media en base a los caudales simulados, asociado al uso de agua en la CRA. De manera similar, la duración máxima se incrementa como consecuencia de las actividades humanas. El uso del agua río abajo determina que el caudal mensual observado se encuentra durante todo el período 1985/86-2019/20 por debajo del umbral definido para identificar las sequías hidrológicas dado por la variabilidad climática, lo que explica las diferencias entre ambas series temporales, más acentuadas en el evento de mayor duración.

Tabla 6.3. Características de las sequías hidrológicas para el caudal simulado y observado en el período 1985/86-2019/2020 en base al ICE3, junto con el porcentaje de cambio.

Parámetro	Caudal simulado	Caudal observado	Porcentaje de cambio (%)
Cantidad de eventos de sequía	6	1	-83,33
Severidad media	-1,73	-29,16	1585,55

Severidad máxima	-2,3 (Mar-2020)	-29,16 (Nov-1990)	1167,82
Duración media (meses)	32,5	420	1192,31
Duración máxima (meses)	71 (May-2010/Abr-2016)	420 (Jul-1985/Jun 2020)	491,55

La Figura 6.7 muestra las series temporales del ICE3 para el caudal simulado y observado río abajo. Al igual que lo observado en base al método de umbral variable, existen diferencias significativas entre las series, lo cual deriva en condiciones de sequía hidrológica con marcadas diferencias en cuanto a sus características (Tabla 6.3). La serie del ICE3 simulado muestra un comportamiento similar al identificado en base a las observaciones de caudal río arriba, descrito en la sección 5.3.3. Esto es evidente en los períodos de sequía hidrológica a principios y finales de la década de 1990, y durante los registrados a partir del año 2010/11. Sin embargo, el rango de valores de ICE3 presenta ligeras diferencias respecto al capítulo 5, especialmente en la segunda mitad de la década del 2010, donde las condiciones secas son menos extremas, alcanzando la categoría de SE sólo en el verano de 2020. Esto está relacionado con que el caudal de referencia que se utiliza para la construcción de la serie es ligeramente superior al caudal observado utilizado en la serie de La Angostura. En cuanto al caudal observado, los valores de ICE3 son negativos durante todo el período 1985/86-2019/20, lo cual indica condiciones permanentes de sequía hidrológica extrema ($ICE3 \leq -2,0$) para un único evento de sequía hidrológica. A pesar de la disminución significativa del caudal río abajo, durante los períodos de exceso (según el caudal simulado), los valores de ICE3 para la serie observada muestran una atenuación de los valores negativos, incluso cuando se toman en cuenta los parámetros definidos por el caudal simulado.

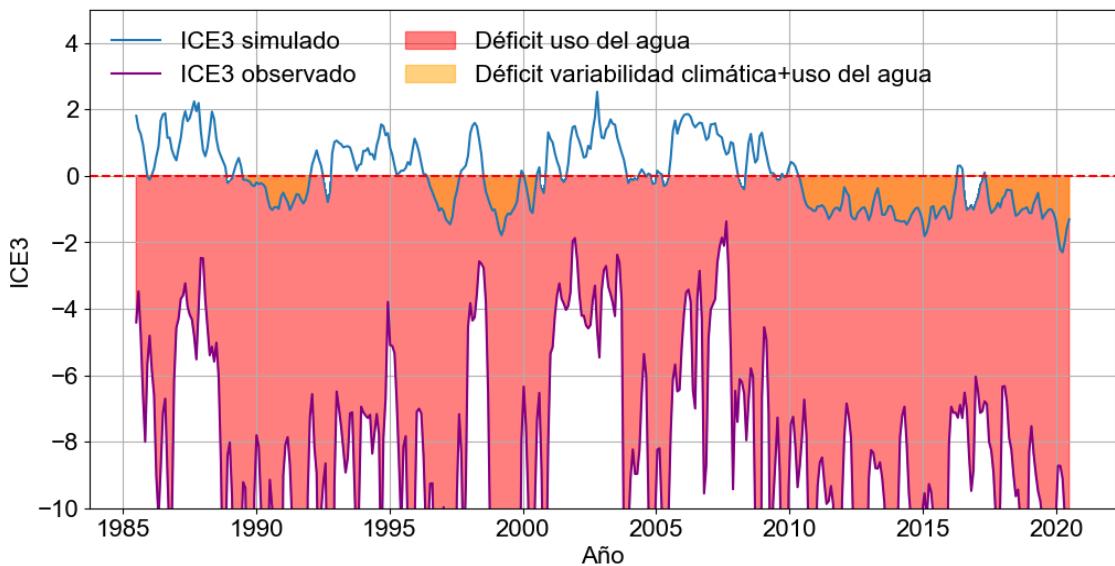


Figura 6.7. Evolución temporal de las series de ICE3 obtenidas a partir del caudal simulado (línea azul) y observado (línea violeta) en la estación de aforo Carmensa.

6.4. Discusión

El método de separación de la variabilidad climática del impacto del uso del agua, mediante la simulación hidrológica, ha adquirido relevancia en los últimos años (Terrier y otros, 2021). Esto se debe a que la intervención humana, asociada al manejo de los recursos hídricos genera una alteración de los regímenes hídricos naturales (King y otros, 2015). Este enfoque proporciona una alternativa al método de comparación río arriba y río abajo en base a caudales observados, ya que la simulación del caudal surge como una estimación derivada de los procesos físicos naturales y de las actividades humanas que dominan una cuenca (Müller Schmied y otros, 2014; Shah y otros, 2021).

Los resultados obtenidos exhibieron un aumento respecto a las estimaciones asociadas a la variabilidad climática en la duración y déficit de las sequías hidrológicas atribuido al uso del agua. Asimismo, se observó una reducción en la frecuencia de los eventos de sequía hidrológica en comparación con las simulaciones de caudal del producto GloFAS. El manejo del agua en la CRA generó una reducción en la frecuencia de eventos de sequía hidrológica, mientras que la duración media y máxima aumentaron entre 550% y 820%, respectivamente, y los déficits máximos y medios se incrementaron entre 2500% y 3000%. Los resultados obtenidos en este capítulo mostraron valores de cambio similares a los obtenidos a partir del método de comparación río arriba y río abajo descrito en el

capítulo 5. Las principales diferencias radican en que las comparaciones se basaron en caudales simulados. Dado que estos caudales de referencia generalmente fueron superiores a los caudales observados en La Angostura, las variaciones porcentuales tendieron a ser menores. Por otra parte, presentaron marcadas diferencias en comparación con estudios previos, lo cual podría estar asociado al rol que posee la variabilidad climática y el uso del agua en cada cuenca. Por ejemplo, Álamos y otros (2024) documentaron en cuencas de Chile incrementos en la duración máxima de las sequías hidrológicas de entre un 25% y 80%, e incrementos en los déficits máximos que variaron entre 21% y 80%. En una cuenca de México se reportó una reducción en la duración promedio de las sequías del 14% y un incremento del déficit promedio superior al 500% asociado a la irrigación (Van Loon y otros, 2022). Por su parte, en Inglaterra se observó un aumento del 80% en la duración y del 170% en la severidad asociado al consumo doméstico (Van Loon y otros, 2022). En China, el uso intensivo de agua para irrigación y el emplazamiento de represas provocó un aumento del déficit volumétrico de entre 120% y 210% respecto a lo observado considerando únicamente el impacto de la variabilidad climática (Cheng y otros, 2021).

En cuanto a los índices estandarizados, en la CRA se presentó una disminución en la frecuencia de eventos de sequía hidrológica, contraria a los incrementos de hasta el 800% reportados en el norte de China (Yang y otros, 2024). Asimismo, los incrementos en duración y severidad de las sequías hidrológicas asociadas al manejo de agua no siempre se observan en otras regiones del mundo, lo cual podría estar asociado a políticas de manejo que sirvan para aliviar los efectos de las sequías hidrológicas río abajo (Heggy y otros, 2024; Zhao y otros, 2024). No obstante, se observaron resultados consistentes en cuanto al aumento en duración y déficit de las sequías hidrológicas asociado al uso de agua en otras regiones del mundo (Laraib y otros, 2024; Yang y otros, 2024).

Es importante destacar que, si bien el caudal simulado permitió discriminar el impacto del uso del agua de las variaciones naturales, estas estimaciones presentan limitaciones. Las simulaciones globales pueden ser una fuente de incertidumbres si no representan adecuadamente a las observaciones de caudal, dado que no necesariamente reproducen todos los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico regional (Pechlivanidis y otros, 2011). Algunas de estas se relacionan con los diferentes datos de entrada que alimentan las simulaciones, como las precipitaciones (Beck y otros, 2016) o las fracciones de cobertura nival, procesos de sublimación o congelamiento del terreno (Feng y otros,

2024). No obstante, las simulaciones de caudal del producto GloFAS y su corrección de sesgos han revelado de manera satisfactoria el comportamiento del caudal río arriba de los principales usos del agua en la CRA, lo cual permitió establecer umbrales de referencia para cuantificar el rol del uso del agua en el desarrollo de sequías hidrológicas en el tramo inferior de la CRA. Sin embargo, las correcciones de sesgos aplicadas para la CRA pueden mejorarse utilizando la técnica de coincidencia de frecuencia donde el factor de ajuste se adapta mejor a las observaciones (Hales y otros, 2022). En ese sentido, es necesario avanzar en esa línea para mejorar la estimación del caudal simulado.

6.5. Conclusiones

En este capítulo, se cuantificaron las diferencias en las características de las sequías hidrológicas asociadas a la variabilidad climática y al uso del agua en la CRA mediante el uso de simulaciones globales de caudal del producto GloFAS. Las simulaciones se validaron río arriba de los usos de agua y los sesgos identificados fueron removidos mediante la aplicación del método SABER. Río abajo, al suponer que las simulaciones no capturan los usos de agua en el oasis sur de Mendoza, se aplicó la misma corrección de sesgos utilizada río arriba. La comparación entre las diferencias observadas en las características de las sequías hidrológicas, derivadas del método de umbral variable considerando el nivel Q70 y del ICE en base a las simulaciones y las observaciones, permitió evidenciar el impacto del uso del agua río abajo del oasis sur de Mendoza. Los resultados mostraron un aumento de la duración y el déficit de los eventos de sequía hidrológica, asociado al uso del agua en la región durante el período 1985/86-2019/20. En líneas generales, tanto los métodos de comparación río arriba-río abajo, como la separación en base al uso de simulaciones de caudal, mostraron resultados similares en la separación de los efectos de la variabilidad climática y el uso del agua. Este análisis confirma que las simulaciones de caudal, corregidas para representar adecuadamente la variabilidad hidrológica regional, son herramientas útiles para establecer un caudal de referencia que permite separar las características de las sequías hidrológicas asociadas a la variabilidad climática y al uso de agua en la cuenca. Dado que el enfoque de este capítulo ha sido aplicado con éxito en otras regiones del mundo considerando otro tipo de simulaciones hidrológicas (Ren y otros, 2024; Tilloy y otros, 2024), se puede aplicar

un análisis similar en otras cuencas de la región, de modo que los resultados permitan realizar un aporte para la gestión del recurso hídrico.

Referencias

- Ahn, K-H., 2021. Streamflow estimation at partially gaged sites using multiple-dependence conditions via vine copulas. *Hydrology and Earth System Sciences* 25: 4319–4333. doi:10.5194/hess-25-4319-2021
- Álamos, N., Alvarez-Garreton, C., Muñoz, A., González-Reyes, Á., 2024. The influence of human activities on streamflow reductions during the megadrought in central Chile. *Hydrology and Earth System Sciences* 28: 2483–2503. doi:10.5194/hess-28-2483-2024
- Alfieri, L., Lorini, V., Hirpa, F.A., Harrigan, S., Zsoter, E., Prudhomme, C., Salamon P., 2020. A global streamflow reanalysis for 1980–2018. *Journal of Hydrology X* 6: 100049. doi:10.1016/j.hydroa.2019.100049.
- Ansarifard, S., Ghorbanifard, M., Boustanic, F. Abdolazimi, H., 2024. Hydrological simulation and evaluation of drought conditions in the ungauged watershed Parishan lake Iran, using the SWAT model. *Journal of Water & Climate Change* 15 (9): 4666. doi:10.2166/wcc.2024.268
- Beck, H.E., van Dijk, A.I.J.M., deRoo, A., Miralles, D.G., McVicar, T.R., Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., 2016. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resources Research* 52: 3599-3622. doi:10.1002/2015WR018247.
- Bracmort, K.S., Arabi, M., Frankenberger, J.R., Engel, B.A., Arnold, J.G., 2006. Modeling long-term water quality impact of structural BMPs. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers* 49 (2): 367-374. doi:10.13031/2013.20411
- Chai, T., Draxler, R.R., 2014. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? – Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development* 7: 1247-1250. doi:10.5194/gmd-7-1247-2014

Cheng, H., Wang, W., van Oel, P.R., Lu, J., Wang, G., Wang, H., 2021. Impacts of different human activities on hydrological drought in the Huaihe River Basin based on scenario comparison. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 37: 100909. doi:10.1016/j.jehr.2021.100909

Chevuturi, A., Tanguy, M., Facer-Childs, K., Martínez-de la Torre, A., Sarkar, S., Thober, S., Samaniego, L., Rakovec, O., Kelbling, M., Sutanudjaja, E.H., Wanders, N., Blyth, E., 2023. Improving global hydrological simulations through bias-correction and multi-model blending. *Journal of Hydrology* 621: 129607. doi:10.1016/j.jhydrol.2023.129607

Dayal, D., Gupta, P.K., Pandey, A., 2021. Streamflow estimation using satellite-retrieved water fluxes and machine learning technique over monsoon-dominated catchments of India. *Hydrological Sciences Journal* 66 (4): 656-671. doi:10.1080/02626667.2021.1889557

Departamento General de Irrigación (DGI), 2022. Balance Hídrico - Atuel y Malargüe. Actual y Proyecciones. 114 págs.

Di Bucchianico, A., 2008. Coefficient of Determination (R2). Encyclopedia of Statistics in Quality and Reliability. doi:10.1002/9780470061572.eqr173

Farmer, W.H., Over, T.M., Kiang, J.E., 2018. Bias correction of simulated historical daily streamflow at ungauged locations by using independently estimated flow duration curves. *Hydrology and Earth System Sciences* 22: 5741-5758. doi:10.5194/hess-22-5741-2018

Feng, D., Beck, H., de Bruijn, J., Sahu, R.K., Satoh, Y., Wada, Y., Liu, J., Pan, M., Lawson, K., Shen, C., 2024. Deep dive into hydrologic simulations at global scale: harnessing the power of deep learning and physics-informed differentiable models (δ HBV-globe1.0-hydroDL). *Geoscientific Model Development* 17 (18): 7181-7198. doi:10.5194/gmd-17-7181-2024

Firoz, A.B.M., Nauditt, A., Fink, M. Ribbe, L. Quantifying human impacts on hydrological drought using a combined modelling approach in a tropical river basin in central Vietnam. *Hydrology and Earth System Sciences* 22: 547-565. doi:10.5194/hess-22-547-2018

Forni, L., Escobar, M., Cello, P., Marizza, M., Nadal, G., Girardin, L., Losano, F., Bucciarelli, L., Young, C., Purkey, D., 2019. Navigating the Water-Energy Governance

Landscape and Climate Change Adaptation Strategies in the Northern Patagonia Region of Argentina. *Water* 10(6): 794. doi:10.3390/w10060794

Gupta, H.V., Sorooshian, S., Yapo, P.O., 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering* 4(2): 135-143. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135)

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377: 80–91. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.003

Hales, R.C., Sowby, R.B., Williams, G.P., Nelson, E.J., Ames, D.P., Dundas, J.B., Ogden, J., 2022. SABER: A Model-Agnostic Postprocessor for Bias Correcting Discharge from Large Hydrologic Models. *Hydrology* 9(7): 113. doi:10.3390/hydrology9070113

Hales, R.C., Williams, G.P., Nelson, E.J., Sowby, R.B., Ames, D.P., Sanchez Lozano, J.L., 2023. Bias correcting discharge simulations from the GEOGloWS global hydrologic model. *Journal of Hydrology* 626(B): 130279. doi:10.1016/j.jhydrol.2023.130279

Harrigan, S., Zsoter, E., Alfieri L., Prudhomme, C., Salamon, P., Wetterhall, F., Barnard, C., Cloke, H., Pappenberger, H., 2020. GloFAS-ERA5 operational global river discharge reanalysis 1979–present. *Earth Systems Science Data* 12: 2043-2060. doi:10.5194/essd-12-2043-2020

Heggy, E., Abotalib, A.Z., You, J., Hanert, E., Ramah, M., 2024. Grand Ethiopian Renaissance Dam can generate sustainable hydropower while minimizing downstream water deficit during prolonged droughts. *Communications Earth & Environment* 5: 757. doi:10.1038/s43247-024-01821-w

Heidari, A., Watkins, D., Mayer, A., Propato, T.S., Verón, S.R., de Abelleira, D., 2021. Spatially variable hydrologic impact and biomass production tradeoffs associated with Eucalyptus (*E. grandis*) cultivation for biofuel production in Entre Ríos, Argentina. *GCB Bioenergy* 13: 823-837. doi:10.1111/gcbb.12815

Hodson, T.O., 2022. Root-mean-square error (RMSE) or mean absolute error (MAE): when to use them or not. *Geoscientific Model Development* 15: 5481-5487. doi:10.5194/gmd-15-5481-2022

Hirpa, F.A., Salamon, P., Beck, H.E., Lorini, V., Alfieri, L., Zsoter, E., Dadson, S.J., 2018. Calibration of the Global Flood Awareness System (GloFAS) using daily streamflow data. *Journal of Hydrology* 566: 595–606.

Kling, H., Fuchs, M., Paulin, M., 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios, *Journal of Hydrology* 424–425: 264–277. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.01.011.

King, A.J., Townsend, S.A., Douglas, M.M., Kennard, M.J., 2015. Implications of water extraction on the low-flowhydrology and ecology of tropical savannah rivers:an appraisal for northern Australia. *Freshwater Science* 34 (2): 741-758. doi:10.1086/681302

Knoben, W.J.M., Freer, J.E., Woods, R.A., 2019. Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores. *Hydrology and Earth System Sciences* 23: 4323–4331. doi:10.5194/hess-23-4323-2019.

Laraib, M., Iqbal, M., Waseem, M., Arshed, A.B., Sultan, U., Ullah Khan, H., Rahman, A., Abbas, K., Shah, M.A., Javaid, S., Tariq, M.A.U.R., 2024. Natural streamflow reconstruction and quantification of hydrological drought in the Soan River basin, Pakistan. *Journal of the American Water Resources Association* 60 (3): 741-754. doi:10.1111/1752-1688.13193

Li, W., Wang, W., Wu, Y., Quan, Q., Zhao, S., Zhang, W., 2022. Impact of Human Activities on Hydrological Drought Evolution in the Xilin River Basin. *Atmosphere* 13 (12): 2079. doi:10.3390/atmos13122079

Lin, P., Pan, M., Beck, H.E., Yang, Y., Yamazaki, D., Frasson, R., David, C.H., Durand, M., Pavelsky, T.M., Allen, G.H., Gleason, C.J., Wood, E.F., 2019. Global Reconstruction of Naturalized River Flows at 2.94 Million Reaches. *Water Resources Research* 55(8): 6499-6516. doi:10.1029/2019WR025287

Luo, X., Luo, X., Ji, X., Ming, W., Wang, L., Xiao, X., Xu, J., Liu, Y., Li, Y., 2023. Meteorological and hydrological droughts in the Lancang-Mekong River Basin: Spatiotemporal patterns and propagation. *Atmospheric Research* 293: 106913. doi:10.1016/j.atmosres.2023.106913.

Maraun, D., 2016. Bias Correcting Climate Change Simulations - a Critical Review. *Current Climate Change Reports* 2: 211-220. doi:10.1007/s40641-016-0050-x

Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE* 50 (3): 885–900.

Müller Schmied, H., Eisner, S., Franz, D., Wattenbach, M., Portmann, F.T., Flörke, M., Döll, P., 2014. Sensitivity of simulated global-scale freshwater fluxes and storages to input data, hydrological model structure, human water use and calibration. *Hydrology and Earth System Sciences* 18: 3511-3538. doi:10.5194/hess-18-3511-2014

Nash, J.E.; Sutcliffe, J., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10: 282–290.

Odongo, R.A., De Moel, H., Van Loon, A.F., 2023. Propagation from meteorological to hydrological drought in the Horn of Africa using both standardized and threshold-based indices. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 23: 2365-2386. doi:10.5194/nhess-23-2365-2023

Pappenberger, F., Ramos, M.H., Cloke, H.L., Wetterhall F., Alfieri L., Bogner, K., Mueller, A., Salamon, P., 2015. How do I know if my forecasts are better? Using benchmarks in hydrological ensemble prediction. *Journal of Hydrology* 522: 697-713. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.01.024

Pechlivanidis, I.G., Jackson, B.M., McIntyre, N.R., Wheater, H.S., 2011. Catchment scale hydrological modelling: a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global NEST Journal* 13 (3): 193–214. doi:10.30955/gnj.000778

Pierini, J.O., Gómez, E.A., Telesca, L., 2012. Prediction of water flows in Colorado River, Argentina. *Latin American Journal of Aquatic Research* 40 (4): 872-880. doi:103856/vol40-issue4-fulltext-5

Prudhomme, C., Zsótér, E., Matthews, G., Melet, A., Grimaldi, S., Zuo, H., Hansford, E., Harrigan, S., Mazzetti, C., de Boisseson, E., Salamon, P., Garric, G., 2024. Global hydrological reanalyses: The value of river discharge information for world-wide downstream applications – The example of the Global Flood Awareness System GloFAS. *Meteorological Applications, Science and Technology for Weather and Climate* 31 (2): e2192. doi:10.1002/met.2192

Qiao, X., Nelson, E.J., Ames, D.P., Li, Z., David, C.H., Williams, G.P., Roberts, W., Lozano, J.L., Edwards, C., Souffront, M., Matin, M.A., 2019. A systems approach to routing global gridded runoff through local high-resolution stream networks for flood early warning systems. *Environmental Modelling Software* 120:104501.

Ren, M., Jiang, S., Ren, L., Weng, B., Wang, M., Cui, H., Xu, C.Y., 2024. A new non-stationary standardised streamflow index using the climate indices and the optimal anthropogenic indices as covariates in the Wei River Basin, China. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 51: 101649. doi:10.1016/j.ejrh.2023.101649

Rivera, J.A., Robo, M., Bianchi, E., Mulleady, C., 2024. Impact of climate change on the streamflow in northern Patagonia. *Journal of Water and Climate Change* 1; doi:10.2166/wcc.2024.492

Shah, D., Shah, H.L., Dave, H.M., Mishra, V., 2021. Contrasting influence of human activities on agricultural and hydrological droughts in India. *Science of The Total Environment* 774: 144959. doi:10.1016/j.scitotenv.2021.1449

Silva, M.V.M., Silva Silveira, C., Silva, G.K., Vasconcelos Pedroza, W.H., Júnior, A.D.M., Souza Filho, F.A., 2020. Projections of climate change in streamflow and affluent natural energy in the Brazilian hydroelectric sector of CORDEX models. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 25. doi:10.1590/2318-0331.252020200020

Silva, M.V.M, Silva, C.S., Cabral, S.L., Junior, A.D.M., Silva, G.K., Lima, C.E.S., 2022. Naturalized streamflows and affluent natural energy projections for the Brazilian hydropower sector for the SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios of the CMIP6. *Journal of Water Climate Change* 13: 315–36. doi:10.2166/wcc.2021.352

Smith, P.J., Pappenberger, F., Wetterhall, F., Thielen del Pozo, J., Krzeminski, B., Salamon, P., Muraro, D., Kalas, M., Baugh, C., 2016. On the Operational Implementation of the European Flood Awareness System (EFAS). *Flood Forecasting* 313–348. doi:10.1016/b978-0-12-801884-2.00011-6

Terrier, M., Perrin, C., de Lavenne, A., Andréassian, V., Lerat, J., Vaze, J., 2021. Streamflow naturalization methods: a review. *Hydrological Sciences Journal* 66: 1-25. doi:10.1080/02626667.2020.1839080

Tilloy, A., Paprotny, D., Grimaldi, S., Gomes, G., Bianchi, A., Lange, S., Beck, H., Feyen, L., 2024. HERA: a high-resolution pan-European hydrological reanalysis (1950-2020). *Earth System Science Data Discussions*. doi:10.5194/essd-2024-41

Toreti, A., Bavera, D., Acosta Navarro, J., Arias Muñoz, C., Barbosa, P., de Jager, A., Di Ciollo, C., Fioravanti, G., Grimaldi, S., Hrast Essenfelder, A., Maetens, W., Magni, D., Masante, D., Mazzeschi, M., McCormick, N., Salamon, P., Spinoni, J., 2023. Drought in South America. April 2023: GDO Analytical Report. *JRC Technical Report*. doi:10.2760/873366

Van Liew, M.W., Arnold, J.G., Garbrecht, J.D., 2003. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: Choosing between two models. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers* 46(6): 1539-1551. doi:10.13031/2013.15643

Van Loon, A.F., Rangecroft, S., Coxon, G., Werner, M., Wanders, N., Di Baldassarre, G., Tijdeman, E., Bosman, M., Gleeson, T., Nauditt A., AghaKouchak, A., Breña-Naranjo, J.A., Cenobio-Cruz O., Cunha Costa, A., Fendekova, M., Jewitt, G., Kingston, D.G., Loft, J., Mager, S.M., Mallakpour, I., Masih, I., Maureira-Cortés, H., Toth, E., Van Oel, P., Van Ogtrop, F., Verbist, K., Vidal J.P., Wen, L., Yu, M., Yuan, X., Zhang, M., Van Lanen, H.A.J., 2022. Streamflow droughts aggravated by human activities despite managements. *Environmental Research Letter* 17: 044059. doi:10.1088/1748-9326/ac5def

Wang, W., Lu, Y., 2018. Analysis of the Mean Absolute Error (MAE) and the Root Mean Square Error (RMSE) in Assessing Rounding Model. *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* 324: 012049. doi:10.1088/1757-899X/324/1/012049

Yang, X., Wu, F., Yuan, S., Ren, L., Sheffield, J., Fang, X., Jiang, S., Liu, Y., 2024. Quantifying the Impact of Human Activities on Hydrological Drought and Drought Propagation in China Using the PCR-GLOBWB v2.0 Model. *Water Resources Research* 60 (1): e2023WR035443. doi:10.1029/2023WR035443

Zhang, D., Zhang, Q., Qiu, J., Bai, P., Liang, K., Li, X., 2018. Intensification of hydrological drought due to human activity in the middle reaches of the Yangtze River, China. *Science of the Total Environment* 637-638: 1432-1442. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.05.121

Zhao, W., Wu, J., Du, E., Deng, X., Sun, G., Wang, G., 2024. Deciphering the influence of climate change and human activities on the drought propagation. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 51: 101654. doi:10.1016/j.ejrh.2024.101654

7. Conclusiones finales

La cuenca del río Atuel (CRA), ubicada en los Andes Centrales, es fundamental para la economía regional y las comunidades locales, ya que irriga el oasis sur de Mendoza, donde se concentra cerca del 10% del área irrigada a nivel país y el 95% de la población provincial. El funcionamiento de estos oasis depende críticamente de los caudales superficiales, los cuales son vulnerables a la variabilidad climática que deriva en la ocurrencia de sequías hidrológicas. Estos fenómenos, agravados por el uso intensivo del agua y la variabilidad climática natural, afectan la disponibilidad hídrica, comprometiendo la agricultura, la economía y el equilibrio ecológico de la región. En el caso de la CRA, la sequía hidrológica se manifiesta en una disminución significativa de los caudales superficiales por reducción de la acumulación de nieve en la Cordillera de los Andes, el agotamiento de los acuíferos y una reducción en la disponibilidad de agua para diversos usos. Este fenómeno, resultado de interacciones complejas entre factores climáticos, hidrológicos y antrópicos, genera impactos profundos en la región. Entre ellos, se destacan la disminución de la capacidad de riego para llevar a cabo actividades agrícolas, el abastecimiento de agua para actividades ganaderas y la pérdida de biodiversidad a partir de la reducción del caudal en porciones bajas de la cuenca (Poff y Zimmermann, 2010). En este marco, el objetivo de esta investigación consiste en cuantificar la influencia conjunta de los forzantes climáticos y el uso del agua en las características de las sequías hidrológicas en la CRA.

Para abordar el objetivo general se plantearon tres objetivos específicos que apuntan a mejorar el conocimiento de los procesos que favorecen la ocurrencia de sequías hidrológicas en la región. El primer objetivo específico propone cuantificar el rol de la variabilidad climática en la ocurrencia y severidad de los eventos de sequía hidrológica en la CRA. Para llevar a cabo este objetivo, en el capítulo 3 se identificaron eventos de sequía hidrológica utilizando dos métodos: el método de umbrales aplicado a datos diarios y el Índice de Caudal Estandarizado (ICE; Vicente-Serrano y otros, 2012), que se calcula a escala temporal mensual. Se emplearon métodos de umbrales fijo y variable considerando los percentiles de excedencia Q70, Q80 y Q90, ampliamente aplicados en estudios a nivel nacional (Rivera y otros, 2017a; Rivera, 2021; 2024) como internacional (Tomaszewski, 2011; Van Loon, 2015; Sarailidis y otros, 2019; Stahl y otros, 2020). Los resultados obtenidos para la CRA revelaron discrepancias en la identificación de eventos de sequía hidrológica al comparar el uso de umbrales fijos frente a umbrales variables,

particularmente considerando indicadores como el Número Anual de Días Secos (NADS) o el Volumen Anual de Déficit Acumulado (VADA). Esto se asocia a que el método de umbral fijo, al establecer un caudal de referencia constante para toda la serie, mostró que la mayoría de los días con condiciones de sequía hidrológica se concentraron en invierno, mientras que en las épocas estivales el caudal generalmente superó dicho umbral. Este resultado es opuesto a lo obtenido a partir del método de umbral variable, el cual responde adecuadamente al ciclo estacional de los caudales en la región y reproduce la señal de déficit en la acumulación nival en los caudales del río Atuel. En el caso del ICE3, se encontró que los eventos de sequía hidrológica con mayor duración se caracterizaron por ser más severos. Esta relación, sin embargo, no fue lineal, ya que registraron eventos de corta duración con elevada severidad y eventos de mayor duración con severidad más moderada. Una vez identificados los eventos de sequía hidrológica, se determinó que tanto el método de umbral variable como el ICE3 fueron comparables entre sí, ya que ambos identificaron eventos de sequía hidrológica en períodos similares. Esto resulta evidente en los períodos 1945/46-1948/49, 1954/55-1957/58, 1966/67-1971/72, 2010/11-2015/16 y 2017/18-2019/20, siendo el período 2010/11-2015/16 el que presentó la duración máxima y el período 2017/18-2019/20 el de mayor severidad. Dadas las diferencias en las escalas temporales entre sí, el método de umbral variable identificó una mayor cantidad de eventos de corta duración en relación al ICE3, pero combinando las métricas NADS y VADA lograron identificar condiciones de sequía hidrológica que abarcaron varios años consecutivos en ambos casos.

Complementariamente, se realizó un análisis de campos de composiciones considerando forzantes que son relevantes para el desarrollo de sequías hidrológicas en la región. Estas variables son las anomalías de humedad específica (Q850) y viento horizontal en 850 hPa (U850 y V850), el campo de altura geopotencial en 500 hPa (Z500), los campos de temperatura en superficie observadas a nivel oceánico (TSM) y continental (TS) y la precipitación observada (PP) sobre Sudamérica, con énfasis en la región de los Andes Centrales. A partir de las variables analizadas, los principales forzantes para la ocurrencia de sequías hidrológicas en la CRA son el déficit de vapor de agua en la región del Océano Pacífico Central ecuatorial, la persistencia de anomalías anticiclónicas sobre el Océano Pacífico Sur en la región del anticiclón semipermanente, una circulación ciclónica profunda en el cinturón de bajas presiones de la región del Mar de Amundsen-Bellingshausen (BMAB). Estas configuraciones impiden el avance de los sistemas

frontales hacia los Andes Centrales, lo cual genera una reducción de la acumulación de nieve sobre las nacientes del río Atuel. En relación a la TSM, se identificó como forzante la presencia de anomalías frías en el Océano Pacífico Tropical con un patrón espacial del tipo La Niña, el cual tuvo predominancia hasta el año hidrológico 2009/10. En las últimas décadas tomó relevancia la presencia de un calentamiento anómalo en el Océano Pacífico Sur subtropical, que favoreció la ocurrencia de sequías hidrológicas en la región (Garreaud y otros, 2020). En relación a la TS, se observó un predominio de anomalías negativas en los Andes Centrales durante el período 1940/41-2009/10, lo cual contribuyó a la reducción de los caudales en la CRA como consecuencia de un menor aporte asociado a la fusión de nieve. El análisis de teleconexiones (ENOS, MAS, TSM-PO, CPAC, BMAB) mostró que el ENOS influyó interanualmente en 1906/07-1939/40, 1980/81-2009/10 y 2010/11-2019/20. El MAS mostró un rol menos claro en la CRA, siendo más relevante para los caudales patagónicos (Rivera y otros, 2018; Lauro y otros, 2019) que para los Andes Centrales, especialmente en escalas multidecadales. El análisis de los eventos de sequía hidrológica según su severidad estuvo condicionado por los cambios en el posicionamiento del dipolo dado por la diferencia entre las anomalías de CPAC y BMAB hacia la región central del Océano Pacífico. Al mismo tiempo, el mayor gradiente meridional entre los sistemas de alta y bajas presiones provocaron reducciones de mayor magnitud en PP. Además de comprender los forzantes climáticos que contribuyen a su desarrollo, es necesario realizar estudios de atribución para determinar el rol del cambio climático antropogénico en el desarrollo de sequías hidrológicas en la CRA.

Al mismo tiempo se esperaría que, dado el aumento de TS, se generen cambios adicionales en el ciclo hidrológico sobre la CRA. Por ejemplo, se encontró que las características del ciclo anual en la cuenca en los años 1989/90-2013/14 mostraron un aumento en el caudal por fuera del máximo estival, en detrimento de éste, en relación al período 1919/20-1944/45 (Caragunis y otros, 2020). Estos adelantamientos en el máximo del ciclo anual de caudales implica la necesidad de planificar el manejo de agua en la región. Este contexto se agravaría teniendo en cuenta que las proyecciones futuras indican un incremento entre 3°C y 4°C de la temperatura y una reducción de la precipitación de hasta un 30% en los Andes Centrales hacia finales de este siglo bajo el escenario de emisiones de gases de efecto invernadero más pesimista (Pabón-Caicedo y otros, 2020).

Para el segundo objetivo específico se cuantificó la influencia de las actividades humanas asociadas al manejo de los recursos hídricos superficiales de la cuenca en el desarrollo e

intensificación de las sequías hidrológicas. Este objetivo se abordó mediante un método de comparación río arriba y río abajo utilizando los caudales observados en estaciones de aforo ubicadas entre el oasis sur de Mendoza (capítulo 5). Para cuantificar las diferencias en la frecuencia, duración y severidad de las sequías hidrológicas río arriba (serie La Angostura) y río abajo (serie Carmensa), se tomaron como referencia los umbrales y los parámetros de la distribución de probabilidades correspondientes a la serie temporal observada río arriba. Los umbrales Q70, Q80 y Q90 se utilizaron para definir condiciones de sequía hidrológica río abajo, mientras que los parámetros de ajuste de la distribución de probabilidades del caudal río arriba fueron aplicados sobre la serie de caudales observados río abajo para obtener el ICE3. Los resultados obtenidos mostraron un incremento en el déficit volumétrico máximo y medio, la duración del evento máximo y la duración media de las sequías hidrológicas como consecuencia del uso del agua en el oasis sur de Mendoza. Asimismo, la frecuencia de ocurrencia de estos eventos se redujo, lo cual se tradujo en condiciones de sequía hidrológica con mayor permanencia temporal. Además, se evidenció que las variaciones porcentuales de los parámetros asociados a las sequías hidrológicas se intensificaron a medida que se aplicaron umbrales más restrictivos. Las diferencias observadas en las características de las sequías hidrológicas superaron ampliamente lo documentado en diversas cuencas del mundo a través de metodologías similares, lo cual refleja el impacto del uso intensivo del agua en la CRA.

Finalmente, frente a las limitaciones relacionadas con el método de comparación río arriba y río abajo, el último objetivo específico propone evaluar una herramienta de simulación global de caudal en la CRA para determinar su utilidad para la cuantificación de sequías hidrológicas contemplando el rol de la variabilidad climática y las actividades humanas. En ese sentido, el Capítulo 6 se focalizó en la comprensión del impacto del uso de agua en las sequías hidrológicas a través de la evaluación de la base de datos reticulada Global Flood Awareness System (GloFAS). En primera instancia se realizó una validación de estas simulaciones tomando como referencia las observaciones correspondientes a la estación de aforo La Angostura. Se obtuvo que las simulaciones sobreestimaron los valores de caudal, en particular durante los máximos estivales y en algunos años hidrológicos durante los meses fríos. Dadas las diferencias en el caudal observado y simulado por GloFAS, se aplicó el método de corrección mediante el scalar flow duration curve (SFDC) para la eliminación de sesgos (Hales y otros, 2022), lo que mejoró significativamente las simulaciones. Se cuantificaron las características de las

sequías hidrológicas en la CRA mediante el método de separación de la variabilidad climática del impacto del uso del agua, a través de la simulación GloFAS. Los resultados revelaron un aumento de la duración y el déficit de los eventos de sequía hidrológica asociado al uso del agua en la región para el período 1985/86-2019/20. Se aplicaron los métodos de umbral variable e ICE3 para evaluar las características de las sequías hidrológicas. La aplicación de ambos métodos fue útil y complementaria, ya que el método de umbral variable permitió cuantificar déficits en términos volumétricos, lo que revela el impacto que provoca la falta de agua para en una región, necesaria para la gestión del recurso hídrico. El ICE3 permitió obtener los cambios asociados al uso del agua relativos a las condiciones normales de caudal en su régimen natural. Los resultados mostraron una disminución en la frecuencia de eventos de sequía hidrológica río abajo, con un incremento significativo en la duración y déficit, lo que indica un agravamiento de las condiciones de sequía asociado al uso del agua. Los resultados obtenidos en este capítulo mostraron valores de cambio similares a los hallados a partir del método de comparación río arriba y río abajo descrito en el segundo objetivo específico. Las principales diferencias radican en que las comparaciones se basaron en caudales simulados. Sin embargo, el método de umbral variable fue más eficiente en detectar los cambios asociados al uso del agua en comparación con el ICE3. Esto se debe a que extrapolar las características de la distribución de probabilidad de caudales de las series representativas de la variabilidad climática sobre los caudales afectados por las actividades humanas generó una imposibilidad para identificar adecuadamente los períodos de sequía hidrológica. Si bien los métodos utilizados en el segundo y tercer objetivo específico permitieron discriminar el impacto del uso del agua de las variaciones naturales, estas estimaciones presentan algunas limitaciones, como presentar incertidumbres si no se adecua a los caudales observados y por la ineficiente representación de la precipitación y procesos de superficie, como las pérdidas por infiltración y evaporación. Tampoco diferencia los aportes específicos de actividades humanas como la irrigación, la extracción de agua subterránea o el consumo humano. Estos factores subrayan la necesidad de utilizar modelos hidrológicos calibrados a escala de cuenca para descomponer estas contribuciones. En este sentido, algunos trabajos han logrado separar los efectos asociados a la irrigación, la extracción de agua subterránea y el emplazamiento de represas hidroeléctricas (Wang y Hejazi, 2011; Lee y otros, 2024). Sin embargo, tanto las comparaciones río arriba y río abajo como la simulación de caudal son herramientas útiles para evaluar el desarrollo y la severidad de las sequías

hidrológicas, necesarios para integrar impactos del uso del agua y de la variabilidad climática en los estudios hidrológicos.

En conclusión, la influencia conjunta de los forzantes climáticos y el uso del agua en la CRA incrementa significativamente la duración y severidad de las sequías hidrológicas río abajo del oasis sur de Mendoza, lo cual posee un impacto directo tanto para la sociedad como para la biodiversidad y los ecosistemas en el tramo inferior de la CRA. Esta problemática podría agravarse teniendo en cuenta las proyecciones futuras de un mayor déficit hídrico considerando diversos escenarios de cambio climático.

Referencias

- Arsenault, R., Breton-Dufour, M., Poulin, A., Dallaire, G., & Romero-Lopez, R., 2019. Streamflow prediction in ungauged basins: analysis of regionalization methods in a hydrologically heterogeneous region of Mexico. *Hydrological Sciences Journal* 64 (11): 1297–1311. doi:10.1080/02626667.2019.1639716
- Bo, H., Dong, X., Li, Z., Hu, X., Reta, G., Wei, C., Su, B., 2019. Impacts of Climate Change and Human Activities on Runoff Variation of the Intensive Phosphate Mined Huangbaihe River Basin, China. *Water* 11 (10): 2039. doi:10.3390/w11102039
- Caragunis, J.I., Rivera, J.A., Penalba, O.C., 2020. Characterisation of hydrological drought in central-north Argentina and their atmospheric and oceanic drivers. *Climate Research* 80: 1-18. doi:10.3354/cr01593
- Garreaud, R.D., Boisier, J.P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H.H., Veloso-Aguila, D. 2020. The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology* 2019: 1-19. doi:10.1002/joc.6219
- Hales, R.C., Sowby, R.B., Williams, G.P., Nelson, E.J., Ames, D.P., Dundas, J.B., Ogden, J., 2022. SABER: A Model-Agnostic Postprocessor for Bias Correcting Discharge from Large Hydrologic Models. *Hydrology* 9 (7): 113. doi:10.3390/hydrology9070113
- Lauro, C., Vich, A.I.J., Moreiras, S.M., 2019. Streamflow variability and its relationship with climate indices in western rivers of Argentina. *Hydrological Sciences Journal* 64 (5): 607-619. doi:[10.1080/02626667.2019.1594820](https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1594820)

Lee, J., Lee., J.E., Kim, C.G., Chung, I-M., 2024. Evaluation of Individual Impacts of Human Activities on Streamflow Changes Using SWAT Model. *Water* 16 (23): 3455. doi:10.3390/W00J12

Pabón-Caicedo, J.D., Arias, P.A., Carril, A.F., Espinoza, J.C., Borrel, L.F., Goubanova, K., Lavado-Casimiro, W., Masiokas, M.H., Solman, S., Villalba, R., 2020. Observed and Projected Hydroclimate Changes in the Andes. *Frontiers in Earth Science* 8: 61. doi:10.3389/feart.2020.00061

Poff, N.L., Zimmerman, J.K.H., 2010. Ecological responses to altered flow regimes: a literature review to inform the science and management of environmental flows. *Freshwater Biology* 55 (1): 194-205. doi:10.1111/j.1365-2427.2009.02272.x

Rivera, J.A., Araneo, D.C., Penalba O.C., 2017a. Threshold level approach for streamflow droughts analysis in the Central Andes of Argentina: A climatological assessment. *Hydrological Sciences Journal* 62 (12): 1949-1964. doi:[10.1080/02626667.2017.1367095](https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1367095).

Rivera, J.A., Araneo, D.C., Penalba, O.C., Villalba, R., 2018. Regional aspects of streamflow droughts in the Andean rivers of Patagonia, Argentina. Links with large-scale climatic oscillations. *Hydrology Research* 49 (1): 134–149. dx.doi:10.2166/nh.2017.207

Rivera, J.A., Otta, S., Lauro, C., Zazulie, N., 2021. A Decade of Hydrological Drought in Central-Western Argentina. *Frontiers in Water* 3: 640544. doi:[10.3389/frwa.2021.640544](https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544)

Rivera, J.A. 2024. Characterization of the recent (2019–2022) La Plata Basin hydrological drought from a centennial-scale perspective. *HydroResearch* 7: 140-153. doi:[10.1016/j.hydres.2024.02.002](https://doi.org/10.1016/j.hydres.2024.02.002)

Sarailidis, G., Vasiliades, L., Loukas, A., 2019. Analysis of streamflow droughts using fixed and variable thresholds. *Hydrological Processes* 33 (3): 414-431. doi:10.1002/hyp.13336

Stahl, K., Vidal, J.P., Hannaford, J., Tijdeman, E., Laaha, G., Gauster, T., Tallaksen, L.M., 2020. The challenges of hydrological drought definition, quantification and communication: an interdisciplinary perspective, *Proceedings of IAHS* 383: 291–295. doi:10.5194/piahs-383-291-2020

Tomaszewski, E., 2011. Defining the threshold level of hydrological drought in lake catchments. *Limnological Review* 11 (2): 81-88. doi:10.2478/v10194-011-0029-x

Van Loon, A.F., 2015. Hydrological drought explained. *WIREs Water* 2 (4): 359-392. doi:10.1002/wat2.1085

Vicente-Serrano, S., López Moreno, J., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin Molina, C., Morán Tejeda, E., 2012. Accurate computation of a streamflow drought index. *American Society of Civil Engineers*: 17 (2). doi:10.1061%2F%28ASCE%29HE.1943-5584.0000433

Wang, D., Hejazi, M., 2011. Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous United States. *Water Resources Research* 47 (10): W10508. doi:10.1029/2010WR009767.

Anexos:

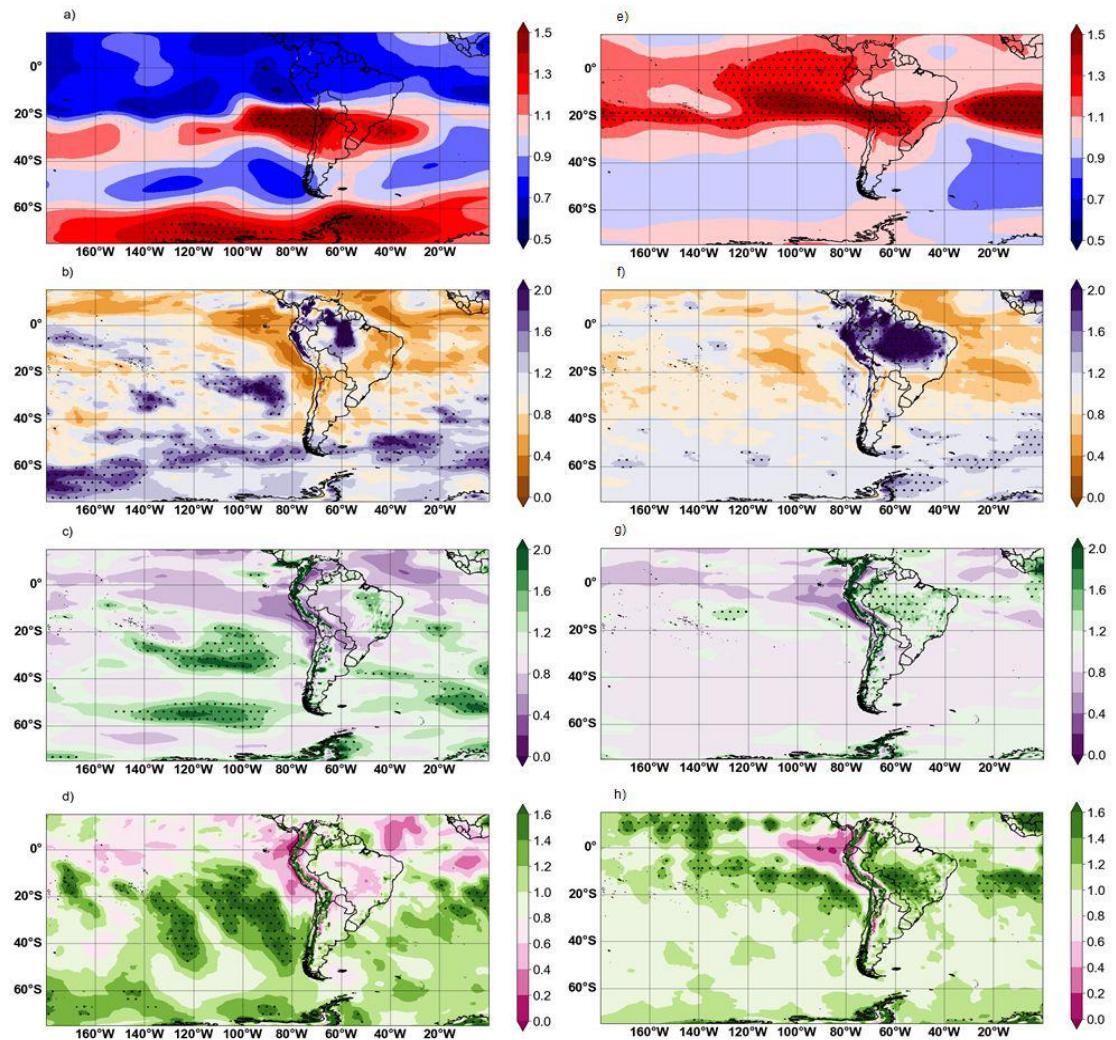


Figura S1. Ídem Figura 2.7, pero para la varianza filtrada del ciclo anual de ERA20C relativa a ERA5.

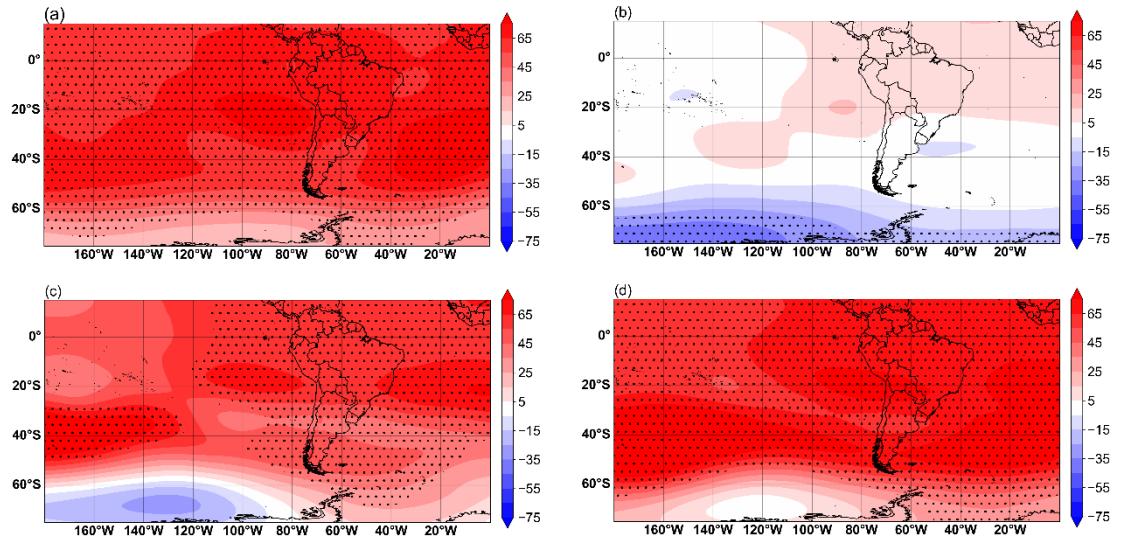


Figura S2. Campos de anomalías de altura geopotencial en el nivel de 200 hPa para los períodos a) 1906/07-1939/40, b) 1940/41-1979/80, c) 1980/81-2009/10, d) 2010/11-2019/20.

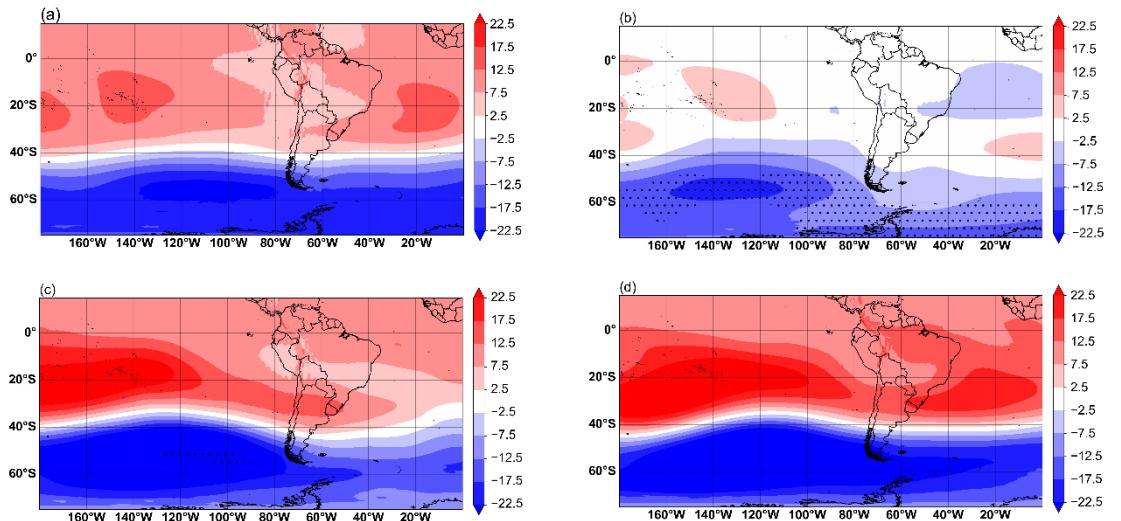


Figura S3. Ídem Figura S1 para el nivel de 700 hPa.

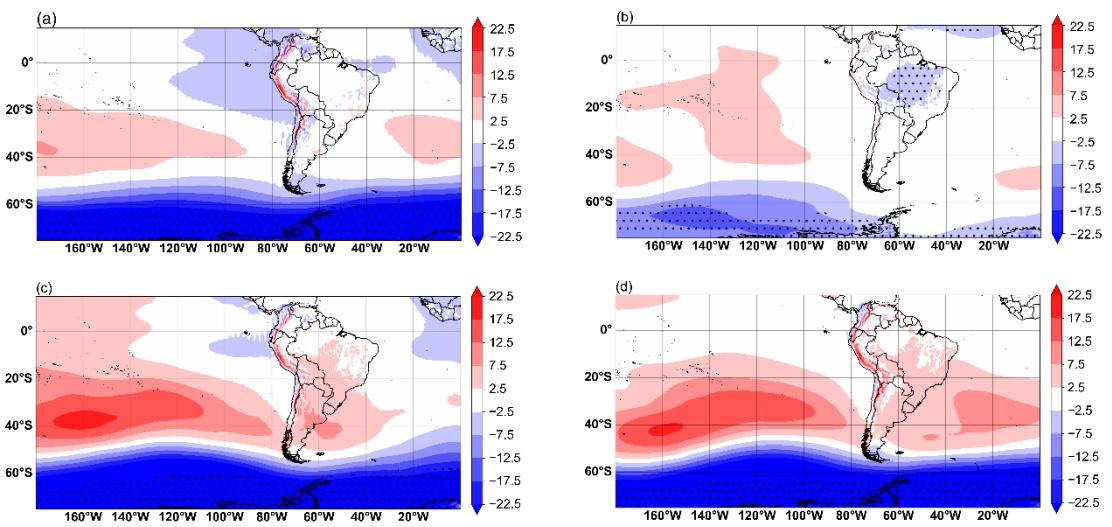


Figura S4. Ídem Figura S1 para el nivel de 1000 hPa.