SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

XXV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

¿QUÉ ROL JUEGA LA GEOMORFOLOGÍA Y LOS FACTORES CLIMATOLÓGICOS EN LA PROPAGACIÓN DE SEQUÍA METEOROLÓGICA A HIDROLÓGICA? ANÁLISIS EN CHILE CENTRO-SUR EN EL SIGLO XXI

JOHN MUNRO G.[1]
MAURICIO ZAMBRANO-BIGIARINI.[2]
MIGUEL LAGOS Z.[3]

RESUMEN

El presente trabajo analiza el rol de los factores geomorfológicos e hidrometeorológicos en la propagación de una sequía meteorológica a hidrológica en cuencas del centro-sur de Chile durante el siglo XXI. (1) Se identificaron 58 cuencas con baja intervención antrópica ubicadas entre la Región de Coquimbo y la Región de la Araucanía, en base a criterios de selección establecidos en el reciente proyecto de actualización del Balance Hídrico Nacional (BHN). Luego, se recopilaron datos de precipitación diarios de un escenario climático RCP 8.5 del modelo CSIRO-MK3-6-0, junto a los correspondientes caudales diarios obtenidos desde el reciente BHN, tanto para un periodo histórico (1985-2005) como un periodo futuro (2040-2060). (2) Se caracterizaron eventos de sequía meteorológica e hidrológica utilizando los índices estandarizados de precipitación (SPI) y escorrentía (SRI), respectivamente, con escalas temporales de 1, 3, 6, 9 y 12 meses. (3) Se analizó la propagación desde la sequía meteorológica a hidrológica, calculando el coeficiente de correlación de Spearman entre los índices SPI y SRI en todas las escalas temporales. (4) La combinación con el mayor coeficiente de correlación se utilizó para identificar aquellas propensas a sufrir una intensificación de sequía hidrológica en el periodo futuro. (5) Se implementó el modelo regresivo *bagging* basado en árboles de decisión para identificar aquellos atributos geomorfológicos y climáticos de las cuencas seleccionadas que están más relacionados con la propagación de sequías durante el período histórico. Los resultados del modelo *bagging* obtenidos muestran que las cuencas más pequeñas (varía entre 350 y 750 km^2), con una mayor elevación media (> 3000 m.s.n.m.) y con un mayor índice de aridez (IA >= 1.8) muestran una amplificación de la severidad de la sequía hidrológica en el periodo futuro.

[1] Estudiante Investigador, Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)2 - johnbmunrog@gmail.com
[2] Depto. de Ingeniería en Obras Civiles, Universidad de la Frontera – Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)2 - mauricio.zambrano@ufrontera.cl
[3] Investigador Asociado, Advanced Mining Technology Center (AMTC) y Profesional Docente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile - mlagos@uchile.cl

1 INTRODUCCIÓN

En diversos sectores del territorio nacional se han registrados tendencias negativas de precipitación (e.g Souvignet et al., 2012; Schumacher et al., 2020) dejando escenarios críticos en términos de disponibilidad hídrica, generando sequías meteorológicas que se propagan a sequías hidrológicas Esto sumado con un aumento de temperaturas (e.g. Falvey and Garreaud, 2009), genera un escenario más crítico que intensifica los daños que generan los eventos extremos de sequías tanto meteorológicas como hidrológicas, como por ejemplo los incendios forestales.

La sequía impacta de distintas maneras los diversos sectores productivos de nuestra sociedad. En algunos casos, cuando el agua es insuficiente para satisfacer las demandas de agricultura, industrial, energética o de transporte, las consecuencias son económicas (Kuil, 2019). Además de la economía, la sequía también afecta el medio ambiente y la sociedad. Las plantas y los animales dependen del agua, al igual que las personas. La sequía puede reducir su suministro de alimentos y dañar su hábitat. Algunas veces este daño es solo temporal, y otras veces es irreversible. La falta de adaptación a la sequía, especialmente en el contexto de un clima cambiante, causa y continuará causando serios impactos financieros para los agricultores, reduciendo el empleo en las zonas rurales, afectando la disponibilidad de alimentos y los precios, llevando a un número significativo de personas a la pobreza y provocando migración de zonas rurales a urbanas (Aldunce, et al., 2017). Por otra parte, las condiciones de sequía también generan un aumento en el riesgo de incendios forestales (González, et al., 2020), dando lugar a incendios forestales más intensos.

Zecharias & Brutsaert (1988) y Vogel & Kroll, (1992) dan cuenta de la influencia de los factores geomorfológicos sobre una sequía hidrológica producto de un déficit de caudal. Por otra parte, en el contexto nacional no se han realizado estudios de ésta índole, y, por lo tanto, el presente artículo busca identificar los factores geomorfológicos e hidrometeorológicos que explican la propagación de sequía meteorológica a hidrológica en cuencas del centro-sur de Chile durante el siglo XXI. Para esto, primero se identifican cuencas del centro-sur de Chile con baja intervención antrópica, en las cuales se analizaron eventos de sequía meteorológica e hidrológica ocurridos en un periodo histórico (1985-2005) y fueron proyectados para el futuro (2040-2060), utilizando índices de sequía. Posteriormente, se caracterizan los eventos de sequías meteorológicas e hidrológicas para luego analizar la propagación de la sequía meteorológica a hidrológica mediante el desarrollo un modelo de regresión que permita vincular los parámetros geomorfológicos e hidrometeorológicos más relevantes.

2 DATOS

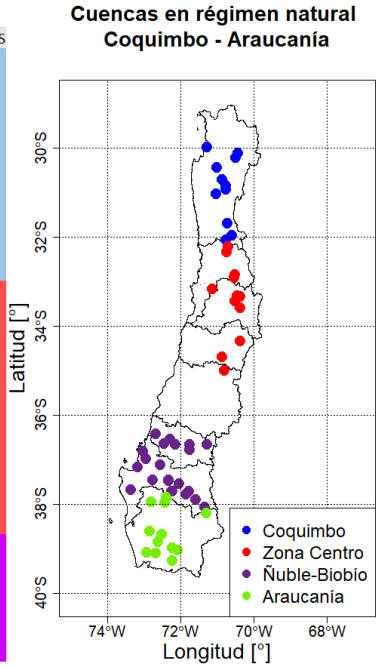
La investigación se llevó a cabo en dos periodos temporales: histórico (1985 - 2005) y futuro (2040-2060), donde para ambos periodos se utilizaron datos medios diarios de precipitación, correspondientes al escenario RCP8.5 obtenidos desde el modelo climático CSIRO-MK3-6-0, y datos de caudales medios diarios obtenidos a partir de simulaciones del modelo hidrológico VIC (Droppers et al., 2020) realizadas en la actualización del balance hídrico nacional (DGA 2018, 2019). Dicha modelación se realizó de forma distribuída en pasos temporales 3 horarios y resolución espacial de 0,05° (~5 km), calibrando cuencas en régimen cercano al natural. Además, se utilizaron atributos que caracterizan las cuencas provenientes

de la base de datos $CAMELS{-}CL$[4] (Alvarez-Garreton, et al., 2018). Estos atributos son del tipo fisiográfico, hidrológico y meteorológico; así como nivel de intervención de cada cuenca hidrográfica.

3 ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio corresponde a la zona Centro-Sur de Chile comprendida entre la Región de Coquimbo y la Región de la Araucanía (29°20’ y 39°37’ S). Ésta zona abarca aproximadamente un área total de 190.000 km2 y se extiende por 1.170 km de norte a sur (INE, 2019). Dentro de esta zona se utilizaron 4 macrozonas climáticas; Coquimbo, Zona Centro, Ñuble-Biobío y Araucanía; cada una con un total de 11, 12, 23 y 13 cuencas respectivamente, clasificadas según la ubicación latitudinal de cada cuenca (ver Figura 1).

Nombre	Código	ID CAMELS
Estero Derecho En Alcohuaz	401	4311001
Río Cochiguaz En El Peñón	402	4313001
Estero Culebron En El Sifon	403	4400001
Río Hurtado En Angostura De Pangue	404	4503001
Río Grande En Cuyano	405	4513001
Río Mostazal En Caren	406	4515002
Río Rapel En Junta	407	4522002
Río Cogoti Entrada Embalse Cogoti	408	4531002
Río Choapa En Cuncumen	409	4703002
Río Chalinga En La Palmilla	410	4712001
Río Sobrante En Piadero	501	5100001
Río Pedernal En Tejada	502	5101001
Río Alicahue En Colliguay	503	5200001
Río Aconcagua En Chacabuquito	504	5410002
Estero Pocuro En El Sifon	505	5411001
Río Maipo En El Manzano	506	5710001
Estero Yerba Loca Antes Junta San Fco.	507	5721001
Estero Arrayan En La Montosa	508	5722001
Quebrada Ramon En Recinto Emos	509	5730008
Estero Puangue En Boqueron	510	5741001
Río Cachapoal 5 Km. Junta Cortaderal	601	6003001
Río Claro En El Valle	602	6027001
Río Claro En Los Queñes	701	7103001
Río Sauces Antes Junta Con Ñuble	801	8104001
Río Niblinto Antes C. Alim. Emb. Coihueco	802	8112001
Río Chillan En Esperanza	803	8117004
Río Quilmo En Camino A Yungay	804	8117008
Río Changaral Camino A Portezuelo	805	8118001
Río Itata En Balsa Nueva Aldea	806	8135002



Nombre	Código	ID CAMELS
Río Lonquen En Trehuaco	807	8144001
Río Andalien Camino A Penco	808	8220001
Río Bio-Bio En Llanquen	809	8307002
Río Lomin En Puente La Junta	810	8308000
Río Pangue En Captacion	811	8313000
Río Huequecura Emb. Angostura	812	8316002
Río Lirquen En Cerro El Padre	813	8317002
Río Duqueco En Villucura	814	8323002
Estero Paillihue En Ex Longitudinal Sur	815	8324002
Río Mulchen En Mulchen	816	8330001
Río Bureo En Mulchen	817	8332001
Río Renaico En Longitudinal	818	8342001
Río Mininco En Longitudinal	819	8343001
Río Malleco En Collipulli	820	8351001
Río Rahue En Quebrada Culen	821	8356001
Río Nicodahue En Pichun	822	8362001
Estero Quilque En Los Angeles	823	8366002
Río Claro En Camino Yumbel-Estacion	824	8385001
Estero Hualqui En Desembocadura	825	8393002
Río Laraquete En El Cajon	826	8430001
Río Lebu En Las Corrientes (Los Alamos)	827	8720001
Río Cholchol En Cholchol	901	9116001
Río Cautin En Cajon	902	9129002
Río Quepe En Quepe	903	9135001
Río Allipen En Los Laureles	904	9404001
Río Curaco En Colico	905	9405001
Río Tolten En Villarica	906	9420001
Río Donguil En Gorbea	907	9434001
Río Mahuidanche En Santa Ana	908	9436001

Figura 1: Cuencas en régimen natural estudiadas ubicadas entre la Región de Coquimbo y la Región de la Araucanía agrupadas en cuatro macrozonas (Azul: Coquimbo, Rojo: Zona Centro, Morado: Ñuble-Biobío, Verde: Araucanía).

4 MARCO TEÓRICO

4.1 Sequía meteorológica e hidrológica

La sequía meteorológica es una disminución de precipitaciones en una zona con respecto al valor normal obtenido para un largo período de tiempo, y, por lo tanto, la precipitación es la variable comúnmente usada para analizar este tipo de sequía (Chang, 1991; Pinkayan, 1966; Eltahir, 1992). Por otra parte, la sequía hidrológica es un período donde los recursos superficiales y subterráneos son inadecuados para los usos asociados a un determinado

[4] http://camels.cr2.cl/

sistema (Mishra & Singh, 2010). Para el análisis de sequía hidrológica se utilizan principalmente datos de caudales para relacionar las características de los eventos de sequía con los caudales y las propiedades de la cuenca. Entre otros, se ha determinado que uno de los factores que más influye en las sequías hidrológicas es la geología de la zona de estudio (Zecharias & Brutsaert, 1988; Vogel & Kroll, 1992). Este tipo de sequía, por su persistencia, puede causar daños severos a la población, ya que los efectos y la recuperación son a largo plazo y afectan tanto a los sectores sociales y económicos más desarrollados como a los más vulnerables, los cuales son los más afectados dada su menor capacidad de resistir esta emergencia (Velasco et al., 2005).

4.2 Propagación de sequía meteorológica a hidrológica

El déficit de precipitación, que caracteriza una sequía metoerológica, se propaga a través del ciclo hidrológico en distintas escalas de tiempo, dando lugar a una sequía hidrológica (Van Loon & Van Lanen, 2012). Este tiempo de propagación es un indicador importante de ser monitoreado, para lograr disminuir en gran medida los daños causados por la sequía a la sociedad y el medio ambiente.

5 METODOLOGÍA

5.1 Cuencas en régimen natural

Para esta investigación, la definición de cuenca en régimen natural viene condicionada por la intervención antrópica en los caudales que caracterizan a cada una de las cuencas de la región de estudio. Fueron seleccionadas en base a lo establecido por el estudio DGA (2019) donde se establecen los siguientes criterios:

- La suma de los derechos consuntivos superficiales sea menor al 5% del caudal medio anual registrado en la estación fluviométrica que define la cuenca hidrográfica (si no existen derechos, se cumple de todas formas este criterio).
- Que no existan embalses dentro de la cuenca.
- Un criterio adicional exclusivo para la calibración: que tengan al menos cinco años de información fluviométrica.
- Luego de aplicar los tres primeros filtros (derechos consuntivos), se debe corroborar que las cuencas que tengan derechos no consuntivos asignados no se encuentran en ejercicio.
- Que existan bocatomas importantes, pero que la restitución se encuentre aguas arriba de la estación fluviométrica que define la cuenca.

Además, en los dos últimos criterios se realizó una inspección visual de los derechos no consuntivos mediante el programa Google Earth para verificar la existencia de bocatomas y restituciones, especialmente de centrales hidroeléctricas de pasada.

5.2 Caracterización de eventos de sequía meteorológica e hidrológica

Se utilizaron datos medios diarios de precipitación, correspondientes al escenario RCP 8.5 obtenidos desde el modelo climático CSIRO-MK3-6-0, y datos de caudales medios diarios obtenidos a partir de simulaciones del modelo hidrológico VIC (Droppers et al., 2020) realizadas en la actualización del balance hídrico nacional (DGA 2018, 2019). Los datos

medios diarios de precipitación y escorrentía fueron convertidos a datos mensuales y a partir de estos, se calculó el índice de precipitación estandarizado e índice de escorrentía estandarizado respectivamente. El índice de precipitación estandarizado (SPI[5]) (McKee et al., 1993) se puede adoptar para indicar las condiciones de precipitación en un período específico en una serie de tiempo larga y muestra los déficits de precipitación correspondientes al período de análisis (Huang, et al., 2017). Este índice puede ser analizado a distintas escalas temporales (1, 3, 6, 9, 12, 24 y 48 meses) lo que permite estudiar distintos aspectos del déficit de precipitación. Mckee et al. (1993) establece que el cálculo del SPI se basa en los datos de observación de precipitación en un periodo de estudio y escala de tiempo específica. Los datos de observación de la precipitación a largo plazo suelen seguir una distribución de probabilidad, que posteriormente se convierte en una distribución normal estándar. La serie de precipitación mensual media móvil proveniente de la serie original se calcula en una escala de tiempo determinada. Entonces, se emplea una función de distribución de probabilidad para ajustar la serie de precipitación mensual promedio en la escala de tiempo dada (McKee et al., 1993).

Por otra parte, el índice de escorrentía estandarizado (SRI) utilizado es el sugerido por Shukla & Wood (2008) basándose en el índice estandarizado de precipitación (SPI) establecido por McKee et al. (1993). Esto implica que ambos índices poseen la misma teoría base.

Luego de obtener las series temporales de índices SPI y SRI en el periodo histórico y futuro a escalas temporales de 1, 3, 6, 9 y 12 meses, éstas son caracterizadas en base a la metodología "Run theory" (Yevjevich, 1967), la cual define para todo evento de sequía una intensidad máxima, duración y severidad cuantificable. Estos parámetros son obtenidos de la siguiente forma:

$$I_{\max}(j) = \max\left(I_j\right) \tag{1}$$

$$D(j) = x_f(j) - x_0(j) \tag{2}$$

$$S(j) = \sum_{j=x_0}^{x_f} S(j) \tag{3}$$

Donde j corresponde al evento j en un periodo dado, x_f y x_0 hacen referencia a los valores numéricos correspondientes al mes en que termina y comienza el evento de sequía, respectivamente. La Figura 2 muestra un ejemplo de los parámetros de intensidad, duración y severidad utilizados para caracterizar los eventos de sequía dentro de un periodo de tiempo definido.

[5] Del inglés *standarized precipitation index*.

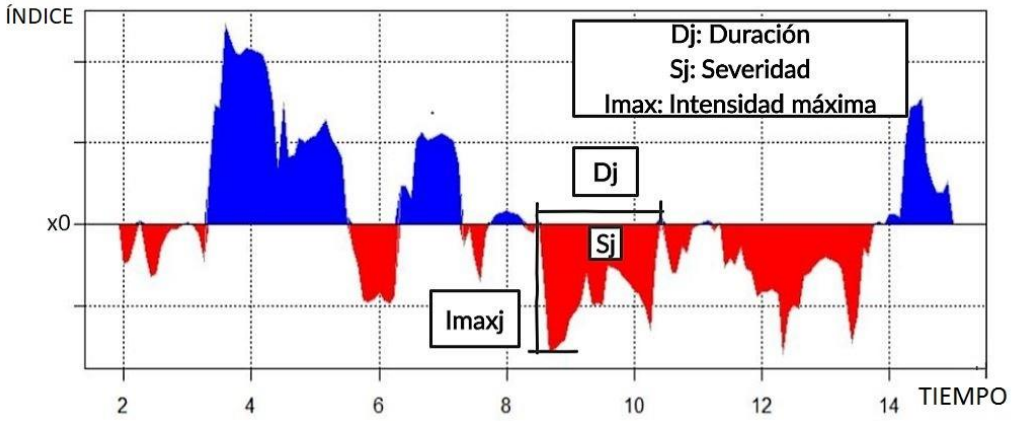


Figura 2. Caracterización de Duración $D_j(t)$, Intensidad $I_{maxj}(t)$ y Severidad $S_j(t)$ para cada evento de sequía *j* utilizando la metodología "Run theory" *(Yevjevich, 1967)*.

Luego de obtener las series temporales de índices SPI y SRI en el periodo histórico y futuro a escalas temporales de 1, 3, 6, 9 y 12 meses, éstas son caracterizadas mediante la metodología ya descrita en la sección anterior.

5.3 Correlación entre índices de sequía meteorológica e hidrológica

En base a la metodología propuesta por Huang, et al. (2017) para el análisis de propagación de sequía meteorológica a hidrológica, se calculan correlaciones entre los índices de sequía SPI y SRI para todas las escalas temporales consideradas (1, 3, 6, 9 y 12 meses), para establecer cuál combinación presenta la mayor correlación y sobre estas, realizar el análisis de propagación de sequía meteorológica a hidrológica.

Se generan correlaciones entre las series temporales de índices de sequía meteorológica (SPI) e hidrológica (SRI) combinando las distintas escalas temporales. Se selecciona la combinación SPI-i y SRI-j, con i y j correspondientes a las escalas temporales respectivas, que genere el mayor índice de correlación de Spearman:

$$\rho = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(SPI_{t_1}(i) - SRI_{t_2}(i)\right)^2}{n(n^2-1)} \tag{4}$$

donde SPI_{t1} y SRI_{t2} corresponden a las variables correlacionadas en escalas de tiempo t_1 y t_2 respectivamente, con t_1 y t_2 correspondientes a las escalas de tiempo 1, 3, 6, 9 y 12 meses, y n es el número de pares de $SPI_{t1}(i)$ y $SRI_{t2}(i)$, con i desde 1 hasta n valores mensuales de datos que componen a las series temporales de precipitación y escorrentía. Este índice permite incorporar una relación (no) lineal monotónica entre dos variables. El rango de valores que alcanza este coeficiente va desde -1 a 1, con -1 y +1 indicando un ajuste monotónico perfecto y 0 un mal ajuste (Spearman, 1930). De este análisis de correlación se selecciona la combinación de series de índices de sequía hidrológica y meteorológica (SRI-t_1 y SPI-t_2) a escalas de tiempo j y k respectivamente que generen una mayor correlación entre sí para realizar el análisis de propagación.

5.4 Índice de propagación de sequía meteorológica a hidrológica

La propagación es definida mediante el índice de propagación de sequía *(y_i)* meteorológica a hidrológica el cual corresponde a la razón existente entre la mediana de las severidades de los eventos de sequía hidrológica del periodo histórico obtenidos de la serie SRI- t_1 y las severidades de sequía meteorológica de la serie SPI- t_2 correspondientes al par de series de mayor correlación previamente seleccionados en el paso anterior:

$$y_k = \frac{mediana(SEV_{SRI_{t1}}(k))}{mediana(SEV_{SPI_{t2}}(k))} \tag{5}$$

Donde k es la cuenca analizada, t_1 y t_2 corresponden a las escalas temporales de los índices de sequía hidrológica y meteorológica seleccionadas mediante el análisis de correlación descrito en el paso anterior. Este índice de propagación es invariable en el tiempo y único para cada cuenca. Además, y_i es la variable a predecir del modelo de propagación de sequía.

5.5 Modelo predictivo de propagación de sequía meteorológica a hidrológica

El modelo implementado para predecir la propagación de sequía meteorológica a hidrológica corresponde a la técnica *Bagging*, la cual se basa en el promedio de las predicciones de distintos árboles de decisiones. Los árboles dividen el espacio de *p* predictores $X_1, X_2,...,X_p$ en *J* regiones que no deben traslaparse $R_1,R_2,...,R_p$ y a todas las observaciones que caigan en la región R_j se les asigna el valor medio de todas las predicciones individuales. La finalidad de este método es que busca disminuir la varianza generada por un árbol de decisión generando tantas predicciones como árboles de regresiones se asignen. Además, el método establece un conjunto de regiones *J* que buscan minimizar la siguiente función:

$$RSS = \sum_{j=1}^{J} \sum_{i \in R_j} \left(y_i - \hat{y}_{R_j}\right)^2 \tag{6}$$

El error generado para un número determinado de árboles de decisiones es cuantificado mediante la raíz del error cuadrático medio (RMSE[6]).

La elección de factores geomorfológicos e hidrometeorológicos a utilizar en el modelo predictivo se obtiene a través del correlograma presentado en la Figura 3, el cual muestra la correlación existente entre los factores geomorfológicos e hidrometeorológicos. Se eliminan los factores que tengan una alta correlación entre ellos (R > 0,5), quedando finalmente seleccionados los atributos de elevación máxima (slope_mean), área (area), coeficiente de aridez (aridity), duración promedio de eventos de altas precipitaciones[7] (high_prec_dur), caudal medio diario (q_mean) e índice de flujo base (baseflow_index).

[6] Del inglés *Root Mean Squared Error*.

[7] Número de días consecutivos ≥ 5 veces la media de precipitación diaria.

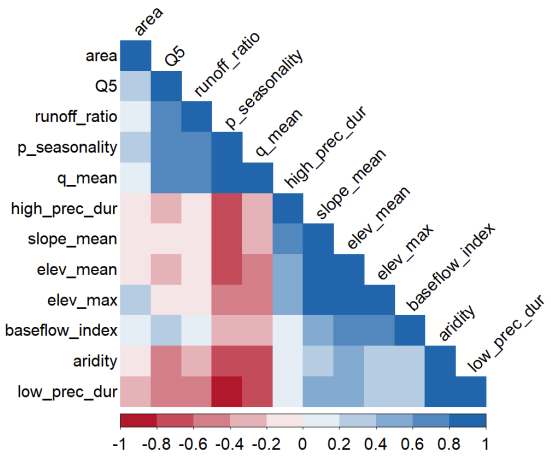


Figura 3. Correlograma de coeficientes de correlación de Pearson entre los factores geomorfológicos e hidrometeorológicos.

El modelo *Bagging* fue generado en el periodo histórico utilizando 25 árboles de regresión, donde el predictando corresponde al índice de propagación de sequía meteorológica a hidrológica y los predictores son los factores resultantes al aplicar el paso anterior. Los atributos geomorfológicos e hidrometeorológicos considerados como importantes por el modelo *Bagging* son analizados con respecto a la intensificación de sequía meteorológica.

De manera adicional, se incorpora un análisis de intensificación de sequía hidrológica en condiciones futuras el cual corresponde a un índice *(I_k)* calculado mediante la razón entre la mediana de las severidades de los eventos de sequía hidrológica en el periodo futuro y las severidades de sequía hidrológica en el periodo histórico para una cuenca k:

$$I_k = \frac{mediana(SEV_{(SRI_{t1}\ futuro)_k})}{mediana(SEV_{(SRI_{t1}\ histórico)_k})} \tag{7}$$

Se define que “existe” intensificación cuando el índice I_k es mayor que 1 y que hay una “nula” intensificación cuando el índice es menor o igual que 1.

6 RESULTADOS

6.1 Caracterización de eventos de sequía meteorológica e hidrológica

La Figura 4 describe la severidad, intensidad y duración obtenidas a partir de la caracterización del índice de precipitación estandarizado a escalas de tiempo iguales a 1, 3, 6, 9 y 12 meses. Las abscisas indican los grupos de cuencas según latitud de la Figura 1, mientras que en las ordenadas se representan la intensidad, severidad y duración. Es notable que, para sequías cortas, las cuencas del Ñuble y Bio-Bío y de la Araucanía son las más sensibles en términos de intensidad, patrón que se repite tanto para SPI como SRI. En el caso de las duraciones, las cuencas de la Araucanía son aquellas que presentan menos dispersión en su afectación SPI-12 y SRI-12, con una mediana en torno a 8 meses. Finalmente, la mediana de las severidades es máxima en las cuencas de Ñuble-Bio-Bío y la Araucanía para el SPI-12, con mediana en torno a -12.

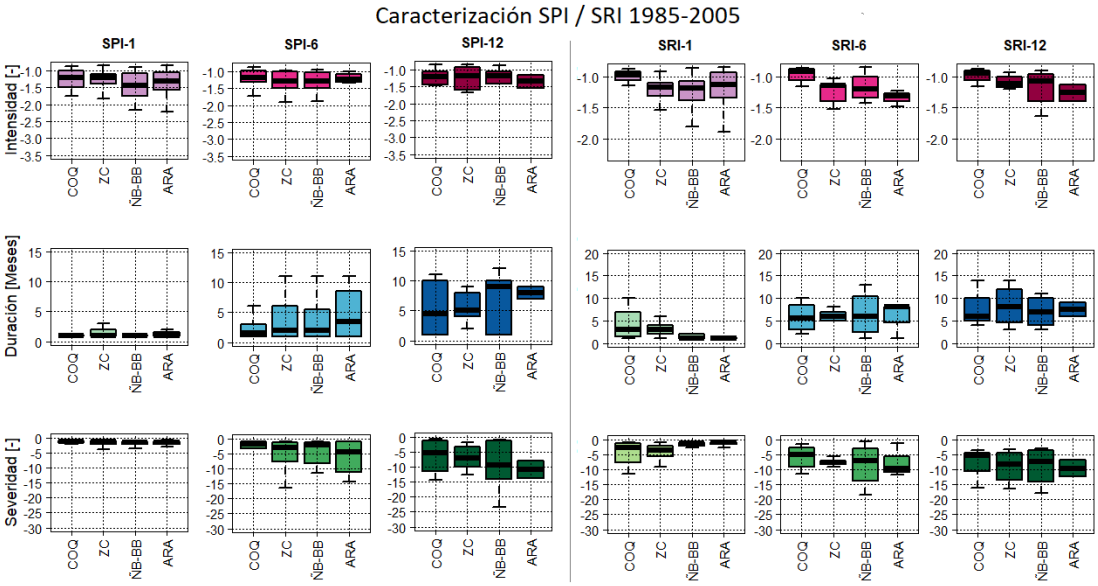


Figura 4. Intensidad, duración y severidad de los eventos de sequía meteorológica identificados con el método "Run theory"' *(Yevjevich, 1967) y los índices SPI y SRI en distintas* escalas temporales, para cada macrozona durante el período histórico (1985-2005). COQ: Coquimbo; ZC: Zona Centro; ÑB-BB: Ñuble – Biobío; ARA: Araucanía.

6.2 Correlación entre índices de sequía meteorológica e hidrológica

La Figura 5 muestra los valores del coeficiente de correlación de Spearman obtenidos entre las distintas combinaciones de los índices SPI y SRI en escalas temporales de 1, 3, 6, 9 y 12 meses. A partir de estos resultados se selecciona la combinación SPI-12 con SRI-1 como aquella que en promedio presenta la mayor correlación, lo que indica que luego de un año de déficit de precipitaciones, es posible observar dicho cambio en los caudales utilizando un SRI de escala temporal igual a 1 mes.

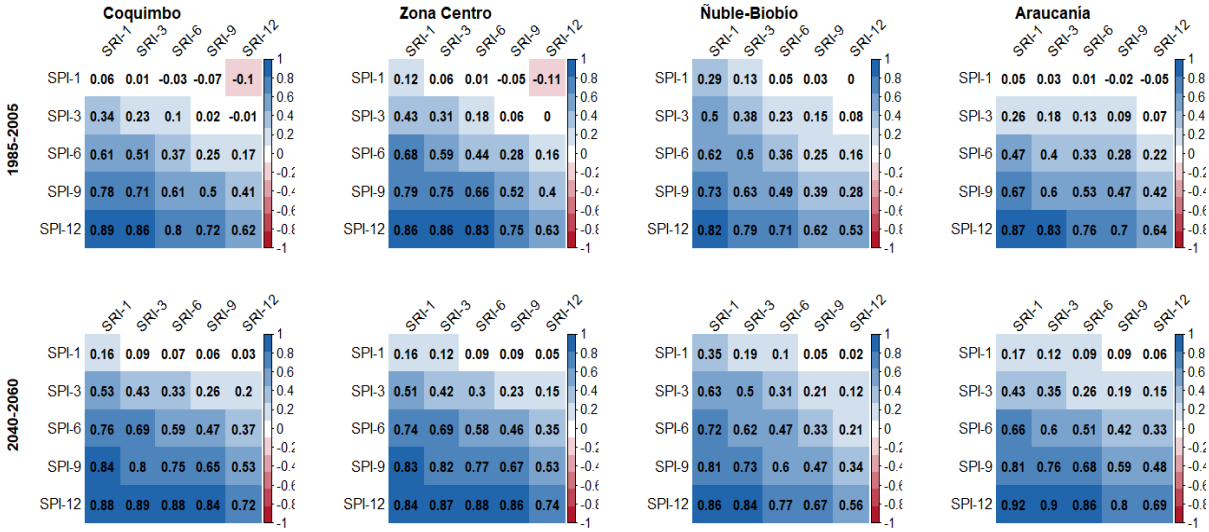


Figura 5. Coeficiente de correlación de Spearman entre series temporales de índices de sequía para el registro histórico (1985-2005) y proyecciones futuras (2040-2060).

6.3 Propagación de sequía meteorológica a hidrológica

La Figura 6 de las medianas de severidades y duraciones de los eventos de sequía históricos y futuros caracterizados tanto para el SPI-12 como para el SRI-1. Es posible apreciar que en el periodo histórico las cuencas con SPI y SRI más intensos se ubican entre el Ñuble y el Bio-Bío, y para el periodo futuro, entre Coquimbo y Zona Centro principalmente.

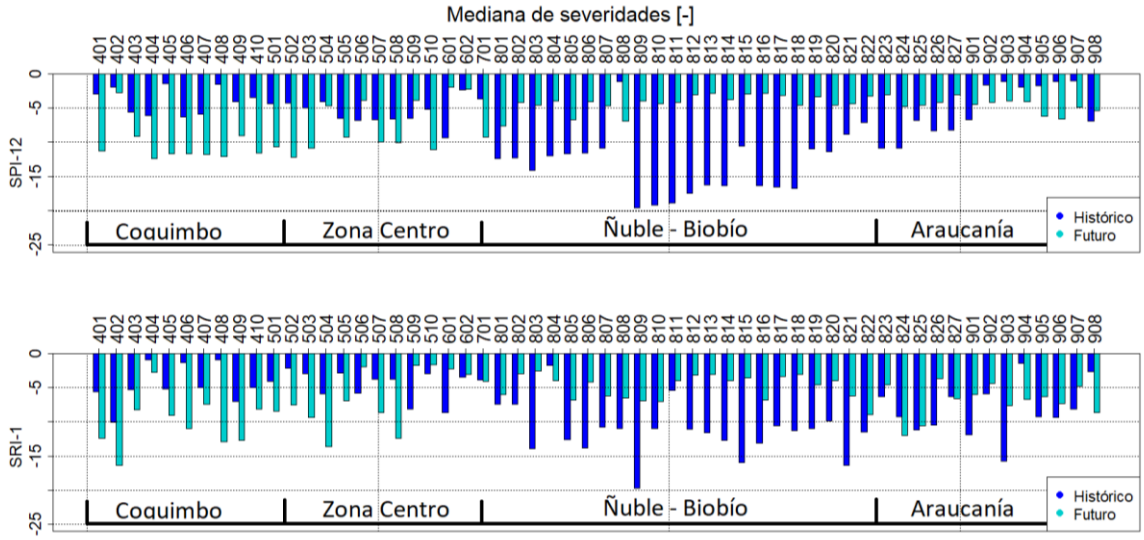


Figura 6. Gráfico de barras comparativo de mediana de severidades del SPI-12 y SRI-1 entre el registro histórico (1985-2005) y proyecciones futuras (2040-2060) para cada cuenca.

Las menores severidades en sequías en el periodo futuro difieren de las proyecciones de secamiento tanto en caudales como en precipitaciones para la zona de estudio (DGA, 2018; Vicuña et al., 2021), estas discrepancias podrían atribuirse tanto al modelo GCM utilizado en este estudio, así como en el escalamiento estadístico utilizado que no necesariamente presenta una coherencia temporal con las observaciones históricas.

6.4 Modelo de propagación de sequía meteorológica a hidrológica

La Figura 7 describe los predictores importantes resultantes del modelo Bagging al cual previamente se le realizó una validación cruzada aleatoria. Para los modelos predictivos generados en ambos periodos de estudio, se analizó su error en base al RMSE y su nivel de ajuste del modelo predictivo a través del coeficiente de determinación R^2 dando como resultados 3,63 de RMSE y 0,24 de ajuste R^2 en el periodo histórico, y en el periodo futuro 2,14 de RMSE y un R^2 igual a 0,07.

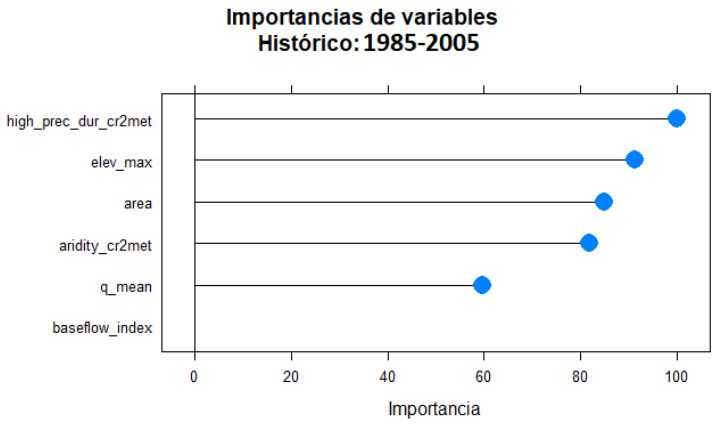


Figura 7. Importancia de los factores geomorfológicos e hidrometeorológicos en el periodo histórico (1985-2005) obtenidas a partir de la metodología Bagging.

6.5 Intensificación de sequía hidrológica

La Figura 8 muestra la intensificación de sequía meteorológica, donde la imagen (a) muestras la distribución espacial de cuencas en régimen natural divididas según si existe propagación o se evidencia una nula propagación, las imágenes (b), (c), (d) y (e) muestran los factores de área, elevación máxima, índice de aridez y duración media de altas precipitaciones respectivamente clasificadas según el grado de intensificación (ver Ecuación 7).

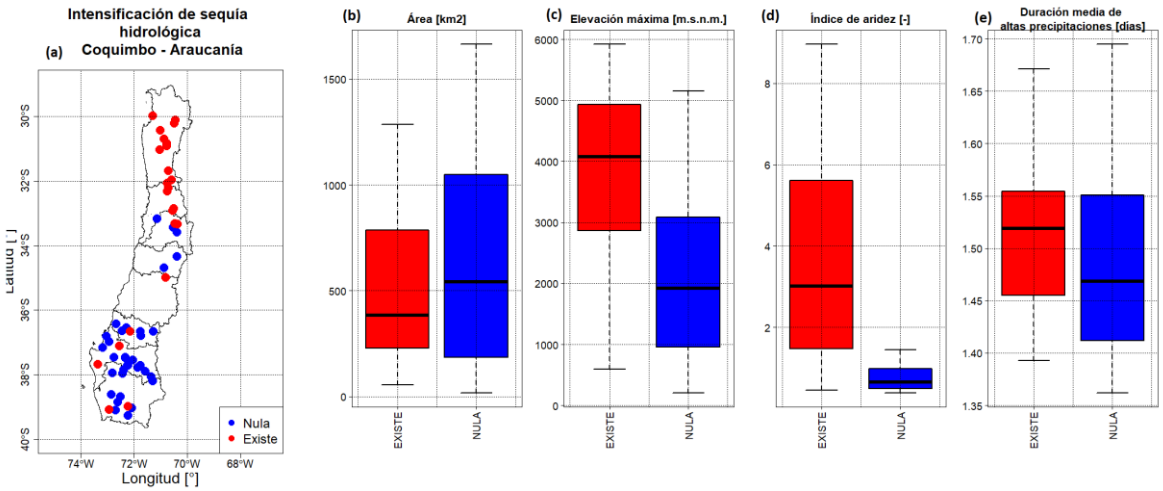


Figura 8. Intensificación de sequía hidrológica entre el periodo futuro y periodo histórico para las cuencas pertenecientes al estudio junto con el análisis de factores de área, elevación máxima, índice de aridez y duración media de altas precipitaciones.

7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La caracterización de eventos de sequía meteorológica e hidrológica muestran que las severidades y duraciones de eventos de sequía, en promedio, aumentan a medida que la escala temporal del índice de sequía también aumenta. Esto se traduce en que, a mayor tiempo de déficit de precipitación y escorrentía, se originan en promedio sequías más severas y duraderas.

La mayor correlación de Spearman entre los índices SPI y SRI a escalas temporales de 1, 3, 6, 9 y 12 meses ocurre entre los índices SPI-12 y SRI-1, lo cual deja en evidencia que la falta de precipitaciones durante doce meses se refleja en los caudales medidos en el mes siguiente.

Por otra parte, al comparar el índice de propagación de sequía meteorológica a hidrológica entre el periodo histórico 1985-2005 y el periodo futuro 2040-2060 se observa que las cuencas con una mayor intensificación son mayoritariamente aquellas de la zona Norte y Centro de Chile, y en menor cantidad de las zonas Ñuble-Biobío y Araucanía, correspondientes al 31% y 1% del total de cuencas respectivamente. A su vez, las cuencas para las que se proyecta una mayor intensificación de la sequía corresponden a cuencas pequeñas (entre 350 y 750 km^2), ubicadas en altura (> 3000 m s.n.m.), con elevados índices de aridez (IA >= 1,8). Estas cuencas se encuentran mayoritariamente en la zona Norte. Estos resultados de propagación de sequía son contraintuitivos, pues no coinciden con el secamiento progresivo de norte a sur encontrado en otros estudios en curso (e.g. DGA 2018, 2019). Esto se explica porque los datos climáticos utilizados para este trabajo corresponden a los datos del modelo climático CSIRO-MK3-6-0, al cual se le aplicó una corrección de sesgo, datos que solo representan el comportamiento estadístico de los datos climáticos utilizados como referencia, pero no conservan una relación temporal con dichos valores (i.e., eventos hidrometoerológicos no tienen por qué coincidir). Por lo tanto, se recomienda que estudios futuros deben ahondar en la explicación de las diferencias encontradas.

Para finalizar, cabe destacar que este trabajo aporta a la meta específica 6.6 del Objetivo de Desarrollo Sustentable 6.

8 REFERENCIAS

Aldunce, P., Araya, D., Sapiain, R., Ramos, I., Lillo, G., Urquiza, A., & Garreaud, R. (2017). *Local perception of drought impacts in a changing climate: The mega-drought in central Chile.* Multidisciplinary Digital Publishing Institute.

Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., . . . and Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. *Hidrology and Earth System Sciences*, 5817-5846.

Chang, T. J., & Kleopa, X. A. (1991). A proposed method for drought monitoring 1. Jawra Journal of the American Water Resources Association, 27(2), 275-281.

DGA. (2018). *Aplicación de la Metodología de Actualización del Balance Hídrico Nacional en las Cuencas de las Macrozonas Norte Y Centro.* Santiago. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por Pontificia Universidad Católica de Chile S.I.T. 435.

DGA. (2019). *Aplicación de la Metodología de Actualización del Balance Hídrico Nacional en las Cuencas de la Macrozona Sur y Parte Norte de la Macrozona Austral.* Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por Universidad de Chile S.I.T. 441.

Droppers, B., Franssen, W. H., Van Vliet, M. T., Nijssen, B., & Ludwig, F. (2020). Simulating human impacts on global water resources using VIC-5. Geoscientific Model Development, 13(10), 5029-5052.

Eltahir, E. A. (1992). Drought frequency analysis of annual rainfall series in central and western Sudan. Hydrological sciences journal, 37(3), 185-199.

Falvey, M., & Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *114*(D4).

González, M. E., Sapiains, R., Gómez-González, S., Garreaud, R., Miranada, A., Galleguillos, M., . . . al., e. (2020). *Incendios en Chile: causas, impactos y resiliencia.* Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)2, Universidad de Chile, Universidad de Concepción y Universidad Austral de Chile.

Huang, S., Li, P., Huang, Q., Leng, G., Hou, B., & Ma, L. (2017). The propagation from meteorological to hydrological drought and its potential influence factors. *Journal of Hydrology*, *547*, 184--195.

James, G., Witten, D., Hastie, T., & Tibshirani, R. (2013). An introduction to statistical learning. *Springer*, *112*.

Kuil, L., Carr, G., Prskawetz, A., Salinas, J. L., Viglione, A., & Blöschl, G. (2019). Learning from the Ancient Maya: Exploring the impact of drought on population dynamics. Ecological Economics, 157, 1-16.

McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, *17*(22), 179--183.

Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. Journal of hydrology, 391(1-2), 202-216.

Pinkayan, S. (1966). Conditional probabilities of occurrence of wet and dry years over a large continental area (Doctoral dissertation, Colorado State University. Libraries).

Schumacher, V., Justino, F., Fernández, A., Meseguer-Ruiz, O., Sarricolea, P., Comin, A., . . . & Althoff, D. (2020). Comparison between observations and gridded data sets over complex terrain in the Chilean Andes: Precipitation and temperature. *International Journal of Climatology*, *40*(12), 5266-5288.

Shukla, S., & Wood, A. W. (2008). Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophysical research letters*.

Souvignet, M., Oyarzún, R., Verbist, K. M., Gaese, H., & Heinrich, J. (2012). Hydro-meteorological trends in semi-arid north-central Chile (29–32 S): Water resources implications for a fragile Andean region. *Hydrological Sciences Journal*, *57*(3), 479-495.

Spearman, C. (1930). C. Spearman. *Russell Atheneum Publishers*.

Van Loon, A. F., & Van Lanen, H. A. (2012). A process-based typology of hydrological drought. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(7), 1915--1946. doi:10.5194/hess-16-1915-2012

Velasco, I., Ochoa, L., & Gutiérrez, C. (2005). Sequía, un problema de perspectiva y gestión. Región y sociedad, 17(34), 35-71.

Vicuña, S., Vargas, X., Boisier, J. P., Mendoza, P. A., Gómez, T., Vásquez, N., & Cepeda, J. (2021). Impacts of climate change on water resources in Chile. In Water Resources of Chile (pp. 347-363). Springer, Cham.

Vogel, R. M., & Kroll, C. N. (1992). Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. Water Resources Research, 28(9), 2451-2458.

Yevjevich, V. (1967). *An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. Hydrology papers (Colorado State University); no. 23.* Colorado State University. Libraries.

Zecharias, Y. B., & Brutsaert, W. (1988). The influence of basin morphology on groundwater outflow. Water resources research, 24(10), 1645-1650.