



UNIVERSIDAD DE TALCA
FACULTAD DE CIENCIAS FORESTALES
ESCUELA DE INGENIERÍA FORESTAL

“CORRELACIÓN ENTRE VARIABLES MORFOMÉTRICAS Y LAS RESERVAS DE AGUA EN CUENCAS DE
CHILE”

TOMÁS IGNACIO BURGOS VALENZUELA

Memoria para optar al título de

INGENIERO FORESTAL

PROFESOR GUÍA: DR. ING. ROBERTO PIZARRO TAPIA

TALCA-CHILE

2018

ÍNDICE

I. Introducción.....	1
II. Objetivos.....	3
2.1 Objetivo General.....	3
2.2 Objetivos Específicos	3
III. Revisión Bibliográfica.....	4
3.1 Concepto de Cuenca Hidrográfica	4
3.2. Clasificaciones de las Cuencas Hidrográficas.....	6
3.2.1 De acuerdo a la evacuación de sus aguas	6
3.2.2 De acuerdo a su jerarquía	7
3.2.3 De acuerdo a su tamaño	8
3.2.4 De acuerdo al relieve.....	9
3.3 Principales Componentes de una Cuenca Hidrográfica	9
3.3.1 Divisoria de la cuenca.....	9
3.3.2 Desembocadura	10
3.3.3 Los cauces.....	11
3.4 Principales Parámetros de la Cuenca	11
3.4.1 Área	11
3.4.2 Perímetro	12
3.5 Indicadores Morfométricos de las Cuencas	12
3.5.1 Coeficiente de compacidad (Kc).....	12
3.5.2 Radio de elongación (Re).....	14
3.5.3 Factor de forma (Ff)	15
3.5.4 Razón de circularidad (Rc).....	16
3.5.5 Densidad de drenaje (Dd)	16
3.5.6 Constante de mantenimiento de caudal (Dd^{-1}).....	16
3.5.7 Longitud del flujo superficial (Lg).....	18
3.5.8 Alejamiento medio (α)	19

3.5.9 Relieve de la cuenca (Bh)	19
3.5.10 Coeficiente de masividad (Cm)	20
3.5.11 Pendiente media del cauce principal (j).....	20
3.5.12 Coeficiente de Pizarro (Cp).....	21
3.5.13 Coeficiente de González (F _G)	22
3.5.14 Coeficiente de Pizarro-González (Vm)	22
3.5.15 Tiempo de concentración de Giandotti	23
3.5.16 Tiempo de concentración de Kirpich	23
3.5.17 Tiempo de concentración de California Culvert Practice.....	24
3.5.18 Tiempo de concentración de US Corps of Engineers.....	24
3.5.19 Tiempo de concentración de Témex	25
3.6 Flujos de Agua en la Cuenca Hidrográfica	25
3.7 Principales Métodos de Separación de Hidrogramas.....	26
3.8 Cálculo de Reservas de Aguas Subterráneas	31
3.9 Estudios de la Relación de la Morfometría con el Agua Subterránea	32
IV. Antecedentes Generales	37
4.1 Región del Libertador General Bernardo O’Higgins	37
4.2. Región del Maule	40
4.3 Región del Bío-Bío.....	42
4.4. Región de La Araucanía.....	44
4.5 Región de Los Lagos.....	46
V. Metodología	49
5.1 Revisión Bibliográfica	49
5.2 Selección de Estaciones y Unidades Geográficas	49
5.3 Obtención de los Caudales Medios Diarios	50
5.4 Cálculo de las Reservas	50
5.5 Obtención de las Capas de Información	51
5.6 Obtención de los principales parámetros morfométricos	52
5.7 Formulación de Nuevos Indicadores	54

5.8	Análisis Estadístico de Correlación	54
5.8.1	Coeficiente de correlación de Spearman (1904).....	55
5.8.2	Coeficiente de correlación de Kendall (1938)	56
5.9	Presentación de Resultados.....	57
5.10	Análisis de Resultados	57
5.11	Conclusiones y Recomendaciones.....	57
VI.	Presentación de Resultados	58
6.1	Selección de las Cuencas a Estudiar	58
6.2	Resultados del Cálculo de Parámetros e Indicadores.....	59
6.2.1	Estimación de parámetros morfométricos	59
6.2.2	Estimación de los indicadores de las cuencas.....	61
6.2.2.1	Estimación de indicadores de forma	62
6.2.2.2	Estimación de indicadores de relieve.....	63
6.2.2.3	Estimación de indicadores de red de drenaje	64
6.2.2.4	Estimación de indicadores de tiempos de concentración.....	66
6.3	Separación del Caudal Base Mediante Filtro Recursivo	67
6.4	Análisis de Recesión y Cálculo de Reservas	68
6.5	Formulación de Nuevos Indicadores	69
6.6	Análisis Estadístico de Correlación	71
6.6.1	Correlación de parámetros e indicadores morfométricos.....	71
6.6.2	Correlación de indicadores formulados en este estudio	73
VII.	Análisis de Resultados.....	75
7.1	Selección de Parámetros e Indicadores Recomendables para la estimación de Aguas Subterráneas	75
7.2	Discusión Acerca de la Selección de Parámetros e Indicadores.....	77
VIII.	Conclusiones y Recomendaciones	81
8.1	Conclusiones	81
8.2	Recomendaciones.....	82

IX. Bibliografía.....84

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de cuencas de acuerdo a su superficie	8
Tabla 2. Forma de la cuenca según coeficiente de compacidad	14
Tabla 3. Nombre de las cuencas y su respectivo ID de la DGA	59
Tabla 4. Parámetros de físicos y de relieve de las cuencas en estudio	60
Tabla 5. Parámetros hidrológicos y de relieve de las cuencas en estudio	61
Tabla 6. Indicadores de forma de las cuencas en estudio.....	62
Tabla 7. Indicadores de relieve de las cuencas en estudio	63
Tabla 8. Valores calculados para los indicadores de red de drenaje	64
Tabla 9. Valores calculados para los indicadores de tiempos de concentración	66
Tabla 10. Promedio de reservas anuales para cada cuenca.....	68
Tabla 11. Resultados del Coeficiente de Correlación de Spearman y Kendall en parámetros	72
Tabla 12. Resultados del Coeficiente de Correlación de Spearman y Kendall en indicadores	72
Tabla 13. Resultados del Coeficiente de Correlación de Spearman y Kendall.....	73
Tabla 14. Indicadores y parámetros significativamente correlacionados con las reservas	76
Tabla 15. Correlaciones en orden decreciente según el valor p de Spearman	78

ÍNDICE FIGURAS

Figura 1. Cuenca exorreica y endorreica	6
Figura 2. Representación de la jerarquización de cuenca, subcuenca y sub-subcuenca	8
Figura 3. Diferencia de la divisoria hecha considerando la topografía versus la hidrología	10
Figura 4. Cuenca del Mataquito (y sus subcuencas), ubicada en la Región del Maule, Chile	10
Figura 5. Métodos de separación de caudal base simplificados de acuerdo a la literatura	28
Figura 6. Separación de hidrogramas usando filtro recursivo de Lyne & Hollick (1979)	30
Figura 7. Mapa de la distribución de las 21 cuencas en territorio chileno	38
Figura 8. Separación de hidrogramas mediante filtro recursivo digital, correspondiente a la cuenca ID: 6013001, para el periodo 2015-2016	67
Figura 9. Matriz de dispersión multivariada de los nuevos indicadores en base al coeficiente de Spearman	74

APÉNDICES

1. Cálculo de reservas promedio (mm/día) de las 21 estaciones para el periodo 1995-2016.
2. Cálculo de reservas promedio (Hm^3) de las 21 estaciones para el periodo 1995-2016.

RESUMEN

Se estudiaron 21 cuencas ubicadas en 5 regiones de Chile, con el objetivo de comparar sus propiedades físicas y morfométricas más importantes con la cantidad de agua que estas mismas puedan almacenar en sus capas más profundas. Se utilizaron 33 variables morfométricas, dentro de las cuales 9 fueron consideradas como parámetros, 19 indicadores descritos por la literatura hidrológica y 5 indicadores creados exclusivamente para este estudio con la finalidad de obtener correlaciones más fuertes y significativas. Las reservas calculadas fueron expresadas como un promedio de los valores máximos anuales obtenidos entre el periodo 1995-2016.

El análisis de correlación fue hecho mediante el coeficiente de Spearman y el coeficiente de Kendall. Ambos métodos ampliamente validados por la literatura respectiva. El análisis de correlaciones mostró que solo un indicador definido por la literatura obtuvo correlación alta y significativa: la densidad de drenaje. De los parámetros estudiados, la altitud a la que se encuentra la desembocadura de la cuenca obtuvo la mejor correlación siendo significativa para Spearman y no así para Kendall. De los cinco parámetros creados en el estudio, se comprobó que tres de ellos presentan correlaciones numéricas interesantes y significativas para explicar el comportamiento de los volúmenes de agua subterránea almacenada. Uno de ellos, el IP_3 entregó los valores más altos de correlación y se alzaría como un estimador importante de la presencia o no de volúmenes de agua subterránea almacenada en una cuenca, en una primera aproximación.

Finalmente, se puede afirmar que la tendencia general que marca este estudio es que existen elementos del relieve de la cuenca, expresados en parámetros o indicadores, que pueden explicar con cierto nivel de certeza la presencia de volúmenes de aguas subterráneas presentes en las cuencas hidrográficas.

SUMMARY

Twenty-one basins were analyzed in five zones of central Chile, in order to compare their most important physical and morphometric properties with the amount of mean maximum yearly groundwater that they can store in their deepest layers. This research used 33 morphometric variables. 9 were used like parameters and the rest was considered like indicators, and all of them were obtained of hydrological literature. Besides, five indicators used exclusively for this study was created in order to obtain stronger and more significant correlations. Average of the maximum annual values obtained during 1995-2016 is calculated storage.

Correlation analysis using the Spearman coefficient and the Kendall coefficient were used, where both methods widely validated by the respective literature. The analysis of correlations by range indicated that only one indicator defined by the literature obtained a high and significant correlation: the drainage density. From the parameters studied, the altitude of the mouth of the basin obtained the best correlation being significant for Spearman and not so for Kendall. With respect five parameters created in the study, three have interesting and significant numerical correlations to explain the behavior of the volumes of groundwater stored. One of them, IP3, which corresponds to the highest correlation values and would be an important estimator of the presence or absence of volumes of groundwater stored in a basin, in a first approximation.

Finally, it is possible define that the general trend of this study is that there are elements of the basin relief, expressed in parameters or indicators that can be explained with a certain level of certainty the presence of groundwater volumes present in the river basins.

I. INTRODUCCIÓN

De la unión de dos átomos de hidrógeno y un átomo de oxígeno nace la molécula más importante para los seres vivos, el agua. Este compuesto químico es fuente de la vida y abunda en gran cantidad en el planeta, en océanos, lagos, ríos, y glaciares, entre otros. A pesar de ello y de los 1.386 km³/año de agua que se estima que están disponibles en el mundo, tan solo un 0,8% es aprovechable, por lo que constantemente estos registros están siendo monitoreados y actualizados por diversos organismos tales como FAO. Según CONAGUA (2010), Chile se posiciona en el lugar 17 de los países con mayor cantidad de agua renovable, siendo solo superado en Latinoamérica por Bolivia y Perú. Aun así, de acuerdo a FAO (2016), Chile presenta una tendencia a la baja en los recursos hídricos renovables pasando de un promedio de 114.614 (m³/hab/año) en el año 1962 a 51.432 (m³/hab/año) en el año 2014.

Una de las fuentes de agua aprovechable y que por cierto se ve menos afectada por la variabilidad climática a corto plazo, es el agua subterránea (Karamouz *et al.*, 2011), que proviene de las capas más bajas del suelo producto de la percolación y que, posiblemente, podría estar alojada en ella hasta por años, antes de emerger a la superficie, abasteciendo de este preciado recurso a ríos y cauces menores en los periodos estivales (Davie, 2008; Amatya *et al.*, 2016). Cuantificar la cantidad de agua subterránea almacenada no es una tarea fácil, puesto que ello requiere de múltiples procesos basados en distintos supuestos, aunque con el tiempo han surgido nuevas técnicas que permiten una mejor estimación de este recurso. El problema de las estimaciones y mediciones es que requieren de un importante desembolso de dinero, ya que se debe trabajar con cuencas aforadas que implican costos en sensores y transmisores satelitales y, por ende, es casi imposible poder invertir tantos recursos en cada una de las cuencas y subcuencas que componen el sistema hidrológico de un país, con fines de captura de información (Chang, 2012).

Ante las dificultades en la medición y estimación del agua subterránea almacenada por las cuencas, se ha estudiado y comprobado mediante diversas investigaciones que ésta es función de distintas variables tales como el clima, la vegetación, el relieve, y la geomorfología, entre otros (Lacey, 1998; Longobardi & Villani, 2008). A pesar de que cada uno de estos factores mencionados pueden entregar información sobre el comportamiento del agua subterránea almacenada, el relieve tiende a ser un aspecto importante a considerar debido a que se mantiene constante en el tiempo y porque, además, algunas de sus propiedades son relativamente fáciles de calcular si se tienen las herramientas necesarias; es por esto último que trabajar con aspectos que derivan del relieve, puede ser relevante a la hora de buscar alguna aproximación con la cantidad de agua subterránea que se puede almacenar en forma de reservas (Millares, 2008).

Es por todo lo dicho anteriormente que se hace interesante para los investigadores hidrológicos y, por ende, es la motivación principal de este estudio, el encontrar una relación de algún parámetro físico o morfológico de la cuenca con las reservas de agua subterránea de la misma cuenca. Esto, porque dicha relación podría permitir alcanzar una primera aproximación estadísticamente sustentada que facilite inferir la disponibilidad de agua subterránea en diversas cuencas que no están siendo objeto de ningún aforo ni medición, otorgando de esta manera la posibilidad de gestionar de mejor manera los recursos hídricos subterráneos.

II. OBJETIVOS

2.1 Objetivo General

Contribuir al conocimiento de las potenciales relaciones existentes entre las características morfométricas de cuencas andinas y costeras de cinco regiones de Chile y los volúmenes de agua subterránea que pueden almacenar en forma de reservas.

2.2 Objetivos Específicos

Generar un análisis de las principales características morfológicas e hidrológicas de distintas cuencas dentro de cinco regiones de Chile.

Dilucidar la existencia de una correlación estadística entre los parámetros e indicadores morfométricos y las reservas de agua subterránea que las cuencas pueden almacenar como promedio anual.

Generar algún indicador matemático que permita obtener, en base a una primera aproximación, relaciones entre el volumen de aguas subterráneas almacenado en una cuenca y las características morfométricas de la misma.

III. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

3.1 Concepto de Cuenca Hidrográfica

La cuenca como concepto ha sido objeto de múltiples definiciones por variados autores a lo largo del tiempo, en donde cada uno ha intentado complementarlo de acuerdo a su propia perspectiva o enfoque. Es por esto que se hace necesario hacer un pequeño barrido por algunas de las definiciones más destacadas, para entender el concepto en sí.

Ponce (1989) define cuenca como “una porción de la superficie de la tierra que recoge la esorrentía y la concentra en su punto más lejano aguas abajo, conocido como la salida de la cuenca. La esorrentía concentrada por una cuenca fluye hacia una cuenca más grande o hacia el océano”.

Aparicio (1992) complementa el concepto afirmando que la cuenca es “una zona de la superficie terrestre en donde las gotas de lluvia que caen sobre ella, tienden a ser drenadas por el sistema de corrientes hacia un mismo punto de salida”.

A su vez Llamas (1993) hace un enfoque al origen de la fuente que abastece la cuenca, argumentando que la cuenca es “un espacio geográfico cuyos aportes hídricos naturales son alimentados exclusivamente por las precipitaciones y cuyos excedentes en agua o en materias sólidas transportadas por el agua, forman en un punto especial y único una desembocadura o exutorio”.

Algunas definiciones más contemporáneas orientan el concepto de la cuenca hacia una unidad de estudio y sus principales características; es así que se recogen dos definiciones importantes:

El área de una cuenca fluvial, cuya esorrentía superficial (debido a una tormenta o deshielo) drena hacia el río, se considera como una importante unidad hidrológica a la cual se le denomina cuenca de drenaje, cuenca hidrográfica o área de captación (Raghunath, 2006; Davie, 2008).

Por otra parte Eslamian (2014), afirma que “la cuenca es considerada la unidad hidrológica principal en el campo de la hidrología y la geomorfología fluvial. Las cuencas pueden estar diferenciadas por un rango hidrológico interrelacionado de parámetros que incluyen características climáticas promedio (precipitación, temperatura e insolación), forma de relieve y características de drenaje (topografía, densidad de drenaje, longitud del canal y forma) y suelo y características del uso de la tierra (estructura y permeabilidad del suelo y porcentaje de cobertura del dosel)”.

Es así que a modo de síntesis y rescatando los puntos más importantes de las definiciones antes mencionadas, se puede concluir que la cuenca es la unidad hidrológica básica y más importante para el estudio de la hidrología, que compuesta de diversas propiedades físicas, hidrológicas y morfológicas, es capaz de coleccionar el excedente de agua de las precipitaciones y distribuir las aguas abajo hasta un mismo punto de salida, que podrá conectar a otra cuenca o al océano.

3.2 Clasificaciones de las Cuencas Hidrográficas

3.2.1 De acuerdo a la evacuación de sus aguas:

Según lo mencionado por Aparicio (1992), existen dos tipos de cuencas considerando hacia dónde escurre el agua drenada. Por un lado están las cuencas endorreicas, en donde el punto de salida está dentro de los límites de la cuenca (que generalmente es un lago) y las cuencas exorreicas, donde el punto de salida está en los límites de la cuenca y conecta con otra corriente o bien con el mar (Figura 1).

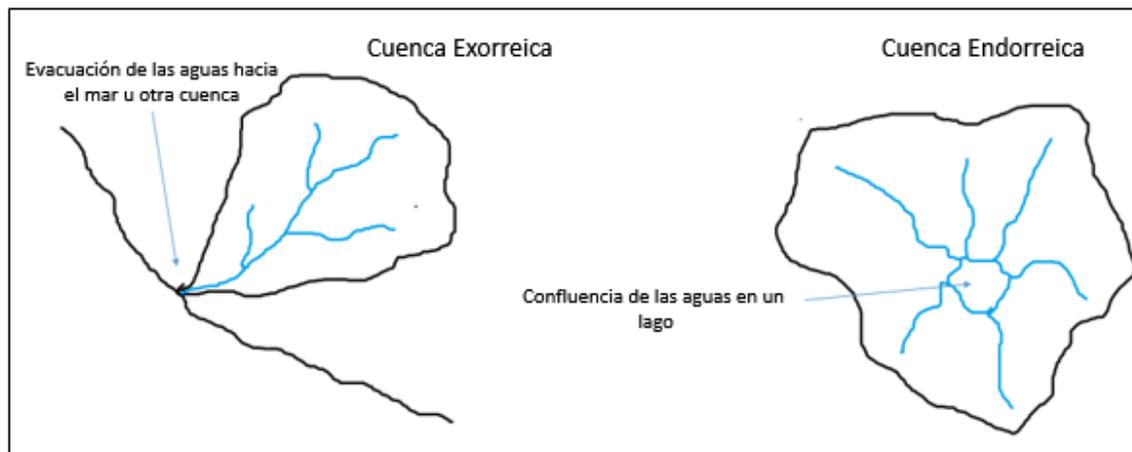


Figura 1. Cuenca exorreica y endorreica.

Fuente: Aparicio (1992).

Ordóñez (2011) amplía esta definición, dado que según él se pueden distinguir tres categorías; la primera son las cuencas exorreicas o abiertas que drenan sus aguas al mar o al océano; luego las endorreicas o cerradas que desembocan en lagos, lagunas o salares y que no tienen comunicación fluvial al mar; y finalmente las cuencas arreicas, donde sus aguas se evaporan o se filtran en el terreno antes de encauzarse en una red de drenaje

3.2.2 De acuerdo a su jerarquía:

Según Aparicio (1992) se pueden distinguir dos niveles de jerarquía entre las cuencas. Así se tiene, la cuenca tributaria o secundaria donde sus corrientes principales son cauces secundarios, y por otro lado, la cuenca principal, donde su sistema de drenaje estará representado por el cauce principal el cual llevará las aguas hacia el mar y dentro de esta misma se encontrarán las cuencas secundarias.

Por otra parte, Ordoñez (2011) señala que se pueden distinguir cuatro niveles de jerarquía, pudiendo encontrarse la cuenca principal, la subcuenca, la micro cuenca y la quebrada, todas ellas mencionadas descendientemente de acuerdo al orden jerárquico.

Si bien ambos niveles de jerarquía son bastante utilizados por la literatura, en los estudios del Estado de Chile se le da mayor importancia y por ende uso a la clasificación que propuso el Instituto Geográfico Militar (1984), donde se señalan los siguientes niveles de jerarquía para las cuencas chilenas (Figura 2):

a) Cuenca: área geográfica cuyas aguas superficiales y subterráneas drenan a una red hidrográfica común y finalmente hacia un curso principal que desemboca en el mar o lago.

b) Subcuenca: subdivisión al interior de una cuenca para denominar a la superficie de menor jerarquía u orden, que realiza el drenaje por un tributario del curso principal.

c) Sub-subcuenca: subdivisión al interior de una subcuenca, para delimitar las unidades hidrográficas más pequeñas dentro de una cuenca principal.

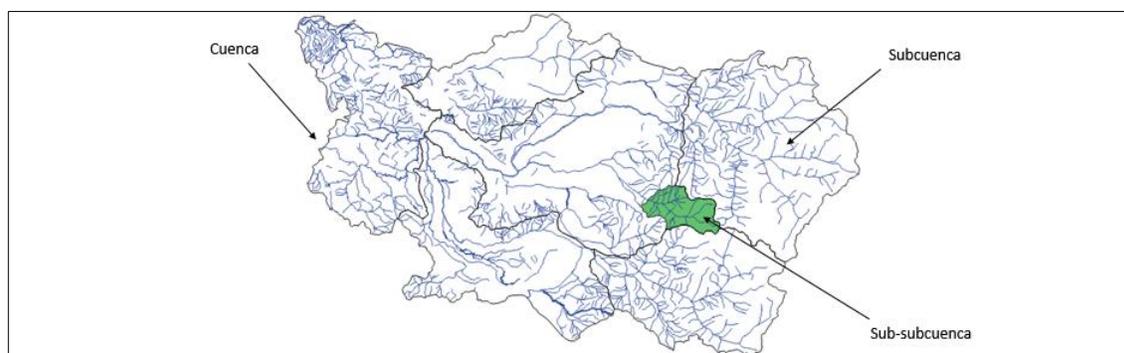


Figura 2. Representación de la jerarquización de cuenca, subcuenca y sub-subcuenca.

Fuente: Elaboración propia.

3.2.3 De acuerdo a su tamaño:

Campos (1998) propone una clasificación en base a la superficie total de la cuenca y en seis niveles, los cuales se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Clasificación de cuencas de acuerdo a su superficie.

Tamaño de la Cuenca (Km ²)	Clasificación
<25	Muy Pequeña
25 - 250	Pequeña
250 - 500	Intermedia-Pequeña
500 - 2500	Intermedia-Grande
2500 - 5000	Grande
>5000	Muy Grande

Cabe señalar que esta clasificación es subjetiva, ya que va a depender de la hidrografía de cada país, así como el tamaño del mismo, a lo que se suma el criterio que cada investigador considere para su unidad de trabajo.

3.2.4 De acuerdo al relieve

Aguirre (2007) identifica tres tipos de cuencas cuando se considera el relieve de esta misma. Así, en primer lugar estarán las cuencas altas, que se ubican en las nacientes de los ríos, con fuertes pendientes, perfil transversal en forma de V y ausencia de valle; en segundo lugar se ubican las cuencas medias, que son aquellas que se encuentran entre la zona de montaña y la zona más o menos plana cercana a la costa; y finalmente se encuentran las cuencas bajas, que están en la zona de deposición o confluencia con el río receptor.

Otra clasificación la entrega Ordoñez (2011), donde sostiene que se reconocen tres tipos marcados de cuencas de acuerdo al relieve, pudiendo encontrarse cuencas planas, de alta montaña y accidentadas o quebradas.

3.3 Principales Componentes de una Cuenca Hidrográfica

3.3.1 Divisoria de la cuenca

De acuerdo a la literatura, la cuenca estará separada de las áreas vecinas por un elemento imaginario conocido como la divisoria de aguas o parteaguas (Chow *et al.*, 1994; Raghunath, 2006; Subramanya, 2008). Esta división puede ser realizada considerando exclusivamente el relieve y la topografía o bien puede hacerse considerando la hidrología de la cuenca (Ponce, 1989).

La división más comúnmente usada por los investigadores, es la divisoria topográfica (Yoo & Boyd, 1994), que consiste en la unión de los puntos topográficos más elevados del relieve de la cuenca (Aparicio, 1992; Llamas, 1993). En el caso de la división hidrológica de la cuenca, esta viene dada por los puntos de los niveles más altos de la capa freática. Este nivel no necesariamente debe o va a coincidir con la división topográfica

(Figura 3), y es señalado como un proceso más complejo de realizar; es justamente por esta dificultad es que es más común utilizar la división topográfica (Llamas, 1993).

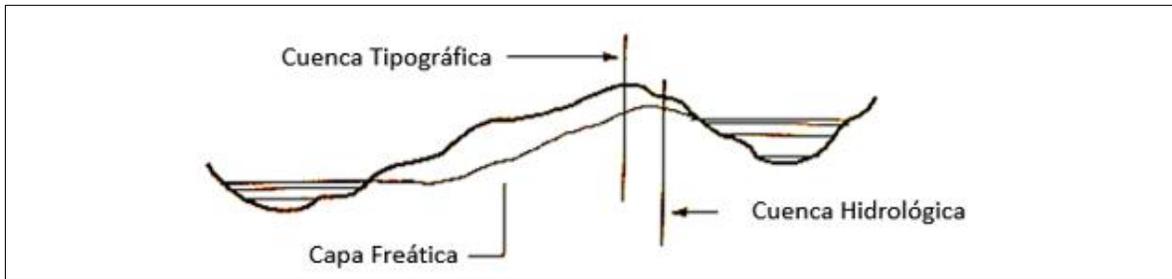


Figura 3. Diferencia de la divisoria hecha considerando la topografía versus la hidrológica.

Fuente: Aparicio (1992).

3.3.2 Desembocadura

La desembocadura también conocida como desagüe o exutorio de la cuenca (Figura 4), es aquel punto donde confluye toda la escorrentía superficial colectada por el sistema de drenaje, y que si se trata de una cuenca principal exorreica, este punto podría estar situado en el mar (Aparicio 1992; Llamas, 1993; Chow *et al.*, 1994).

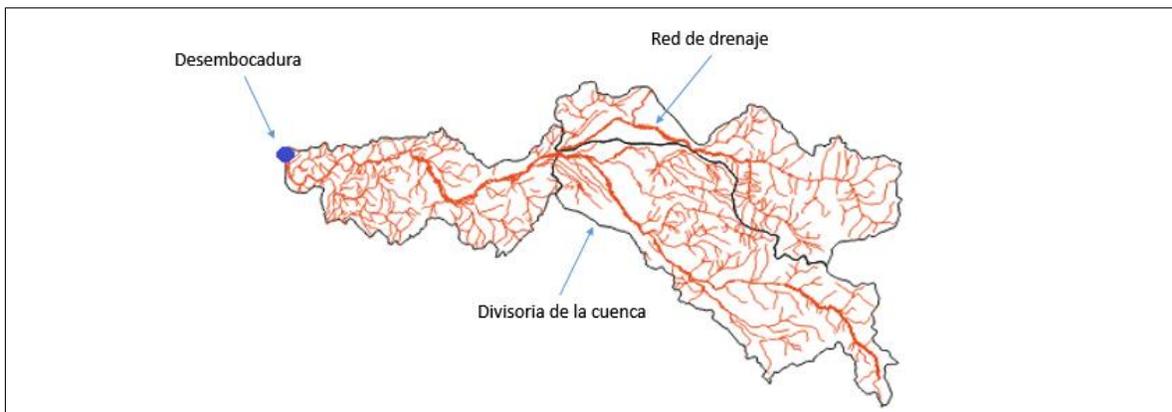


Figura 4. Cuenca del Mataquito (y sus subcuencas), ubicada en la Región del Maule, Chile.

Fuente: Elaboración propia.

3.3.3 Los cauces

Según UNESCO (2012) un cauce puede definirse de tres formas: i) Curso de agua claramente definido por el que fluye agua de forma periódica o continua. ii) Curso de agua que conecta dos masas de agua. iii) Parte más profunda de un curso de agua por la que discurre la corriente principal.

Así y de acuerdo a su jerarquía se pueden definir dos tipos de cauces (Waikar & Nilawar, 2014):

a) El cauce principal: es definido por Ponce (1989) como el curso de agua central y más grande de la cuenca de captación y el que transporta la escorrentía a la salida y, por Aparicio (1992), como aquel cauce que pasa por la salida de la misma de la cuenca. Este cauce es único ya que toda cuenca tiene una y solo una corriente principal.

b) Cauces secundarios: definidos como todos aquellos cauces que son tributarios al cauce principal, y que por tanto son su fuente de abastecimiento (Aparicio, 1992; Llamas, 1993).

3.4 Principales Parámetros de la Cuenca

3.4.1 Área

Técnicamente el área de la cuenca puede definirse como la superficie en proyección horizontal delimitada por el parteaguas (Aparicio, 1992), aunque una definición más hidrológica sostiene que el área es quizás la propiedad más importante de la cuenca y la que por cierto determina el volumen de escorrentía potencial, siempre que la tormenta cubra todo el área (Ponce, 1989). Además y según lo dicho por Llamas (1993),

el área regula la intensidad de varios fenómenos hidrológicos como el caudal y el volumen de precipitación, entre otros.

3.4.2 Perímetro

El perímetro se define como la longitud del límite exterior de la cuenca, el cual va a depender de la superficie y de la forma de ésta (Llamas, 1993).

3.5 Indicadores Morfométricos de la Cuenca

3.5.1 Coeficiente de compacidad (K_c)

Este coeficiente fue diseñado por Gravelius (1914), donde relaciona el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo que tenga la misma superficie que la cuenca (Llamas, 1993). La expresión matemática que define el coeficiente es:

$$K_c = 0,28 * \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Donde:

K_c : Coeficiente de compacidad

P : Perímetro de la cuenca (km)

A : Área de la cuenca (km²)

Según la definición, $K_c = P/p$ (1); $A = \pi r^2$ (2); y $p = 2\pi r$ (3).

Donde:

P: Perímetro de la cuenca (km^2)

p: Perímetro de un círculo (km)

A: Área de un círculo (km)

π : 3,141516

r: radio del círculo

Despejando r de (2):

$$r = \sqrt{\frac{S}{\pi}}$$

y sustituyendo en (3):

$$p = 2\pi \sqrt{\frac{S}{\pi}} = 2\sqrt{\pi S}$$

y luego, en (1):

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}}$$

se tiene, entonces:

$$K_c = 0,28 * \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Los valores del coeficiente de compacidad serán siempre mayores o igual a uno, debido a que no existe otra figura geométrica que tenga menor perímetro para una

misma superficie que el círculo; es así que de acuerdo a los valores que pueden resultar existen algunas clasificaciones para la cuenca, las que son descritas en la Tabla 2.

Tabla 2. Forma de la cuenca según coeficiente de compacidad.

Kc	Forma
1 - 1,25	Redonda
1,25 a 1,50	Ovalada
1,50 - 1,75	Oblonga

Fuente: González (2002).

Según Llamas (1993), para un valor de 1,128 la cuenca es cuadrada y cuencas muy alargadas pueden tener valores de 3.

3.5.2 Radio de elongación (Re)

Este indicador fue descrito por Schumm (1956), donde se relaciona el diámetro de un círculo que tenga la misma superficie que la cuenca y la longitud máxima de la cuenca. La expresión matemática que define el indicador es la siguiente:

$$Re = 1,128 * \frac{\sqrt{A}}{Lm}$$

Donde:

Re : Radio de elongación

A : Área de la cuenca (km²)

Lm : Longitud del cauce principal de la cuenca (km)

Según la definición:

$$Re = \frac{D}{Lm} \text{ (4); y } A = \frac{\pi D^2}{4} \text{ (5).}$$

Donde:

D: Diámetro de un círculo

Despejando D de (5):

$$D = 2 \sqrt{\frac{A}{\pi}}$$

y sustituyendo en (4):

$$Re = \frac{2}{Lm} * \sqrt{\frac{A}{\pi}} = 1,128 \frac{\sqrt{A}}{Lm}$$

3.5.3. Factor de forma (Ff)

El factor de forma fue definido por Horton (1932), como la relación del área de la cuenca y el largo del cauce principal al cuadrado. La expresión matemática que define el factor es la siguiente:

$$Ff = \frac{A}{Lb^2}$$

Donde:

Ff: Factor de forma

A: Área de la cuenca (km²)

Lb: Largo del cauce principal (km)

El factor de forma debiese ser menor a 0,7854 ya que este valor representa a una cuenca perfectamente circular. Además, a medida que el valor del indicador se hace más pequeño, más alargada tenderá a ser la cuenca. Cuencas con altos valores tienen caudales punta mayores y de corta duración; de igual forma los valores pequeños con un rango desde 0,42 tendrán caudales punta más bajos y presentarán una larga duración (Palaka & Sankar, 2014).

3.5.4 Razón de circularidad (*Rc*)

Este indicador fue descrito por Miller (1953) y también por Strahler (1964), el cual relaciona el área de la cuenca y el área de un círculo de igual perímetro. La expresión matemática que define al factor es la siguiente:

$$Rc = \frac{4\pi A}{P^2}$$

Donde:

Rc: Razón de circularidad

A: Área de la cuenca (km²)

P: Perímetro de la cuenca (km)

Los valores del indicador oscilan entre 0 y 1, donde el valor 1 corresponde a la forma circular perfecta de una cuenca y los valores más cercanos a 0 indicaran una forma más irregular y por ende menos circular. El propio Miller (1953) describe cuencas con valores entre 0,4 y 0,5 como cuencas con materiales geológicos homogéneos, formas altamente alargadas y suelos altamente permeables.

3.5.5. Densidad de drenaje (Dd)

Este indicador fue descrito por Horton (1932), donde se relaciona la longitud del total de cauces que componen la cuenca, con el área total de ésta. La expresión matemática que define el indicador es la siguiente:

$$Dd = \frac{\sum li}{A}$$

Donde:

Dd: Densidad de drenaje (km/km²)

li: Largo del cauce i, incluido el cauce principal (km)

A: Área de la cuenca (km²)

3.5.6 Constante de mantenimiento de caudal (Dd⁻¹)

Este indicador fue descrito por Horton (1945), para relacionar la cantidad de superficie que es necesaria para mantener en condiciones hidrológicas un vector hidrográfico.

La expresión matemática es básicamente el inverso de la densidad de drenaje, que se expresa de la siguiente manera:

$$Dd^{-1} = \frac{A}{\sum li}$$

Donde:

Dd^{-1} : Constante de mantenimiento de caudal

A : Área de la cuenca (km^2)

li : Largo del cauce i , incluido el cauce principal (km)

3.5.7 Longitud del flujo superficial (Lg)

Descrito por Horton (1945), que busca determinar la longitud del agua sobre la superficie del suelo antes de que se concentre en un canal de flujo definido. De acuerdo a (Waikar & Nilawar, 2014), este indicador es una de las variables independientes más importantes que afectan el desarrollo hidrológico y fisiográfico de las cuencas de drenaje. La longitud del flujo superficial es aproximadamente igual a la mitad del recíproco de densidad de drenaje. La fórmula matemática que define el factor es la siguiente:

$$Lg = \frac{1}{2 * Dd}$$

Donde:

Lg : Longitud del flujo superficial (km^2/km)

Dd : Densidad de drenaje (km/km^2)

3.5.8 Alejamiento medio (α)

De acuerdo a lo citado por González (2002), este indicador busca describir el recorrido de los cauces colectores a través de la cuenca. Básicamente consiste en la división del largo del cauce principal de la cuenca, con la raíz cuadrada de la superficie total de esta misma. Se define matemáticamente de la siguiente manera:

$$a = \frac{L}{\sqrt{S}}$$

Donde:

a : Alejamiento medio (km)

L : Largo del cauce principal (km)

S : Área de la cuenca (km²)

3.5.9 Relieve de la cuenca (Bh)

Este indicador fue descrito por Schumm (1956), y busca encontrar la distancia vertical entre los puntos más alejados de una cuenca. La fórmula matemática que define el indicador es la siguiente:

$$Bh = Hh - Lh$$

Bh : Relieve de la cuenca (msnm)

Hh : Altitud del punto más alto la cuenca (msnm)

Lh : Altitud del punto más bajo de la cuenca (msnm)

3.5.10 Coeficiente de masividad (Cm)

Este indicador fue descrito por Martonne (1940), buscando encontrar una relación entre la altitud media de la cuenca y la superficie de la cuenca. Está representado en la siguiente expresión matemática:

$$Cm = \frac{Hm}{S}$$

Donde:

Cm : Coeficiente de masividad (msnm/km²)

Hm : Altitud media de la cuenca (msnm)

S : Área de la cuenca (km²)

Según Martínez & Navarro (1996) citador por González (2002), para cuencas donde el relieve es menos acentuado en conjunto, los valores son más pequeños, mientras en aquellas de pequeñas extensiones, que sufren un considerable descenso de altitud, este coeficiente adquiere valores superiores.

3.5.11. Pendiente media del cauce principal (j)

Este indicador fue propuesto por Linsley *et al.* (1975) donde se intenta encontrar el desnivel que se produce entre la desembocadura del cauce principal y el nacimiento de este mismo. La expresión matemática queda definida de la siguiente manera:

$$j = \frac{Hmáx - Hmin}{L} * 100$$

Donde:

j: Pendiente del cauce principal (%)

Hmáx: Altitud en el nacimiento del cauce principal (msnm)

Hmin: Altitud en la desembocadura del cauce principal (msnm)

L: Largo del cauce principal (m)

3.5.12 Coeficiente de Pizarro (*Cp*)

Este indicador descrito por González (2002), está relacionado con la caracterización de la red hidrográfica, apuntando específicamente al cauce principal y a los cauces secundarios o tributarios. La expresión matemática es la siguiente:

$$Cp = \frac{\sum li}{L}$$

Donde:

Cp: Coeficiente de Pizarro

li: Longitud del total de cursos secundarios *i* (km)

L: Longitud del cauce principal (km)

El valor que adquiera este indicador definirá el número de kilómetros de cauces secundarios que se requieren para abastecer un kilómetro de cauce principal (González, 2002).

3.5.13 Coeficiente de González (F_G)

Este indicador desarrollado por González (2002), donde se relaciona la superficie total de la cuenca con el largo del cauce principal. Su fórmula matemática es la siguiente:

$$F_G = \frac{S}{L}$$

Donde:

F_G : Coeficiente de González (km^2/km)

S : Área de la cuenca (km^2)

L : Largo del cauce principal (km)

3.5.14 Coeficiente de Pizarro-González (V_m)

Este indicador fue desarrollado por González (2002) con la idea de diferenciar de manera rápida las cuencas andinas de las cuencas costeras. Esta diferenciación es posible debido a la relación que se genera entre el tiempo de concentración de cada cuenca (tiempo que demora una gota de agua en recorrer la cuenca hasta su desembocadura), con el largo del cauce principal. Su fórmula matemática es la siguiente:

$$V_m = \frac{L}{tc}$$

Donde:

V_m : Coeficiente de Pizarro-González (km/h)

L : Largo del cauce principal (km)

tc : Tiempo de concentración de la cuenca (h)

3.5.15 Tiempo de concentración de Giandotti (TC_G)

Este indicador fue propuesto por Giandotti (1934), y su expresión matemática es la siguiente:

$$tc = \frac{4\sqrt{S} + 1,5L}{25,3\sqrt{L * J}}$$

Donde:

tc: Tiempo de concentración (h)

S: Área de la cuenca (km²)

J: Pendiente media del cauce principal (m/m)

L: Longitud del cauce principal (km)

3.5.16 Tiempo de concentración de Kirpich (TC_K)

Este indicador fue propuesto por Kirpich (1940), y su expresión matemática es la siguiente:

$$tc = 0,066 \left(\frac{L}{\sqrt{J}} \right)^{0,77}$$

Donde:

tc: Tiempo de Concentración de Kirpich (h)

L: Largo del cauce principal de la cuenca (km)

J: Pendiente del cauce Principal (m/m)

3.5.17 Tiempo de concentración California Culvert Practice (TC_{CKP})

Este indicador fue citado por González (2002) y su expresión matemática es la siguiente:

$$tc = \left(0,87 \frac{L^3}{H} \right)^{0,385}$$

Donde:

tc : Tiempo de Concentración California Culvert Practice (h)

L : Largo del cauce principal (km)

H : Diferencia de altitud máxima del cauce principal (m)

3.5.18 Tiempo de concentración U.S. Corps of Engineers (TC_{UCE})

Este indicador fue citado y adaptado por López (2006), y su expresión matemática es la siguiente:

$$tc = 0,3 \left[\left(\frac{L}{J^{\frac{1}{4}}} \right)^{0,76} \right]$$

Donde:

tc : Tiempo de Concentración U.S. Corps of Engineers (h)

L : Largo del cauce principal (km)

J : Pendiente media del cauce principal (m/m)

3.5.19 Tiempo de concentración de Témez (TC_T)

Este indicador fue creado por Témez (1978), y su expresión matemática es la siguiente:

$$tc = 0,3 \left(\frac{L}{J^{0,25}} \right)^{0,76}$$

Donde:

tc: Tiempo de concentración de Témez (h)

L: Largo del cauce principal (km)

J: Pendiente del cauce principal (%)

3.6 Flujos de Agua en la Cuenca Hidrográfica

Las precipitaciones son muy importantes para las cuencas debido a que son su fuente de abastecimiento. Si bien parte del agua de la precipitación escurre, hay otra proporción (en menor medida) que se infiltra y escurre cerca de la superficie del suelo más o menos paralelamente a él, conocida como escorrentía subsuperficial y otra parte que se infiltra hasta niveles inferiores al freático, la que se denomina escorrentía subterránea (Aparicio, 1992).

Normalmente para entender el comportamiento del caudal de una cuenca se elabora una representación gráfica de éste en función del tiempo llamada hidrograma. En este hidrograma se puede apreciar el comportamiento del flujo superficial total, que corresponde a la sumatoria de la escorrentía superficial llamada caudal directo, y el agua que proviene desde las capas subterráneas u otras fuentes tardías llamado caudal base o indirecto (Hall, 1968; Chow *et al.*, 1994; Davie, 2008; UNESCO, 2012).

El agua subterránea que compone el caudal base, probablemente pasó un largo tiempo alojada en las capas más bajas del suelo e incluso hay aguas que nunca emergerán naturalmente a la superficie. Todo esto dependerá del tipo de roca que lo contenga, y a este depósito de agua, comúnmente se le denomina acuífero (Karamouz *et al.*, 2011).

Un acuífero es una capa de roca consolidada o no consolidada que puede distribuir o almacenar agua en las zonas más bajas del suelo. Los acuíferos pueden ser de dos tipos: no confinados y confinados. Un acuífero no confinado, es un acuífero en que el nivel freático constituye su límite superior y que provee de flujos de agua hacia la superficie gradualmente y que son más notorios en los periodos estivales donde no existe precipitación. Un acuífero confinado es un acuífero que está confinado entre dos capas relativamente impermeables, de baja conductividad hidráulica y que restringe el movimiento hacia adentro o hacia afuera de acuíferos adyacentes, y por ende el agua contenida no fluye hacia la superficie (Heath, 1987; Ponce, 1989; Monsalve, 1999; Pinder & Celia, 2006; Davie, 2008; Karamouz *et al.*, 2011).

Para conocer la influencia y el comportamiento de las aguas subterráneas es necesario encontrar una manera de separar el caudal directo y el caudal base, lo cual puede transformarse en una tarea simple o compleja dependiendo del procedimiento que el investigador decida usar.

3.7 Principales Métodos de Separación de Hidrogramas

Separar el hidrograma es una de las tareas más importantes para poder conocer cómo funcionan las aguas subterráneas, pero lamentablemente separar el caudal base del caudal directo no es un procedimiento sencillo en la mayoría de los casos. Si bien existen varios métodos, la palabra final la tiene el criterio y buen juicio del ingeniero (Aparicio, 1992).

Según Chow *et al.* (1994), una de las técnicas más antigua de separación de flujo base fue descrita por Horton (1933) y fue llamada como curva de abatimiento normal.

Las técnicas de separación de caudales, usan series de registro de caudales totales con el fin de conocer las aportaciones del caudal base. Los métodos más comunes de separación de hidrogramas suelen ser de tipo gráficos, es decir, a través de la información de caudales registrados (Millares, 2008).

A la fecha se conocen múltiples métodos de separación de hidrogramas (McCuen, 1989) dentro de los cuales se destacan métodos tales como: a) método de la línea recta, b) método de la pendiente constante y c) método de la pendiente variable (Llamas, 1993).

a) Método de la línea recta: Consiste en asumir que el caudal anterior a la escorrentía superficial producido por una tormenta se mantiene constante prolongando una línea recta desde el punto A hasta el punto A' (Figura 5), el cual posee el mismo valor de caudal luego de finalizada la escorrentía superficial (Linsley *et al.*, 1975).

b) Método de la pendiente constante: Este método consiste en unir mediante un línea recta desde el punto A (caudal antes de la escorrentía superficial) hasta el punto B (Figura 5), el cual se encuentra luego de encontrar un cambio de pendiente en la curva de bajada mediante el uso de una gráfica semilogarítmica entre el caudal y el tiempo (Aparicio, 1992).

c) Método de la pendiente variable: Este método consiste en la unión del punto A con el punto C (Figura 5), obtenido mediante una línea recta desde el caudal punta, en donde la unión será a través de una línea que conserve la misma pendiente del caudal base registrado antes de la escorrentía superficial. Una vez definido el segmento A-C, se procede a conectar con el punto B antes descrito, representando el cambio de pendiente de la curva de descenso (Monsalve, 1999).

Ninguno de los métodos es completamente preciso y se puede aceptar un error en la posición del punto B de hasta dos veces la duración de la tormenta, debido a que el área bajo la curva de esa parte del hidrograma, en la mayoría de los casos, es un muy bajo porcentaje del volumen total (Aparicio, 1992).

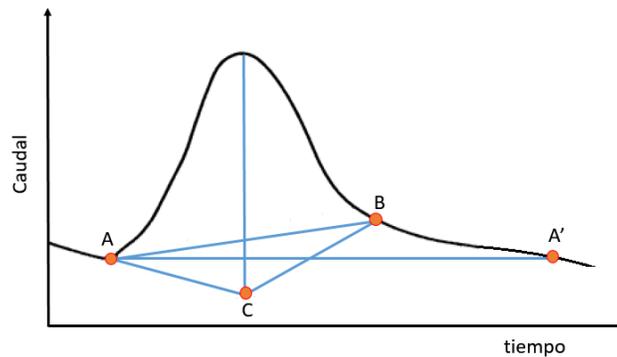


Figura 5. Métodos de separación de caudal base simplificados de acuerdo a la literatura.

Fuente: Elaboración propia.

Si bien estos métodos resultan bastante simples, muchas veces estiman los caudales base de manera errática, sobre todo en los métodos de la línea recta y la pendiente constante. Por este motivo, se ha intentado buscar una metodología alternativa para esta tarea de manera que el proceso se pueda agilizar y además sea más preciso. Así aparecen los métodos de filtros recursivos, una técnica de separación de hidrogramas que si bien no tiene base hidrológica, se centra en la idea de encontrar una forma automática, objetiva y fácilmente repetible de obtener el flujo base (Nathan & McMahon, 1990; Arnold & Allen, 1999). Estos filtros recursivos son automatizados mediante algún software o procesador matemático, en donde se obtiene un análisis continuo de los hidrogramas para un periodo determinado.

Existen distintos métodos de filtros recursivos para el análisis de caudales base, entre los cuales destacan:

- a) Algoritmo de un parámetro de Chapman & Maxwell (1996)
- b) Algoritmo de un parámetro de Lyne & Hollick (1979)
- c) Algoritmo de dos parámetros Chapman & Maxwell (1996); Boughton (1995)
- d) Algoritmo de un parámetro de Champan (1991)
- e) Algoritmo de un parámetro de Eckhardt (2005)

Según Lacey & Grayson (1998), pueden existir diferencias entre los distintos métodos de los filtros recursivos, aunque normalmente estas suelen ser pequeñas y no debiese haber mayores problemas cuando en un estudio se trabaja con el mismo método para todas las cuencas.

Uno de los métodos más usados mencionados anteriormente fue el realizado por Lyne & Hollick (1979), en donde describen el proceso de separación de hidrogramas (Figura 6) filtrando la esorrentía directa (señales de alta frecuencia), del flujo base (señales de baja frecuencia) (Gan & Luo, 2013), mediante la siguiente fórmula matemática:

$$q_{d(t)} = \beta q_{d(t-1)} + \frac{(1 + \beta)}{2} (Q_t - Q_{t-1})$$

En función al caudal base queda la siguiente expresión:

$$B_t = \beta B_{t-1} + \frac{(1 - \beta)}{2} (Q_t + Q_{t-1})$$

Donde:

q_d : Caudal directo (m^3/s)

B_t : Caudal base (m^3/s)

Q_t : Caudal total (m^3/s)

β : Parámetro a calibrar

Esta función trabaja en base a la calibración del parámetro β el cual según Lyne & Hollick (1979), funciona correctamente adquiriendo valores entre 0,9 y 0,95. Sin embargo, posteriores estudios realizados por Nathan & McMahon (1990) y Arnold *et al.*, (1995), consiguieron desarrollar un análisis estadístico de este rango, con los valores del caudal base entregado por el filtro, llegando a concluir que el parámetro que entrega mejores resultados es el de 0,925 comparado con las técnicas de separación manual de hidrogramas.

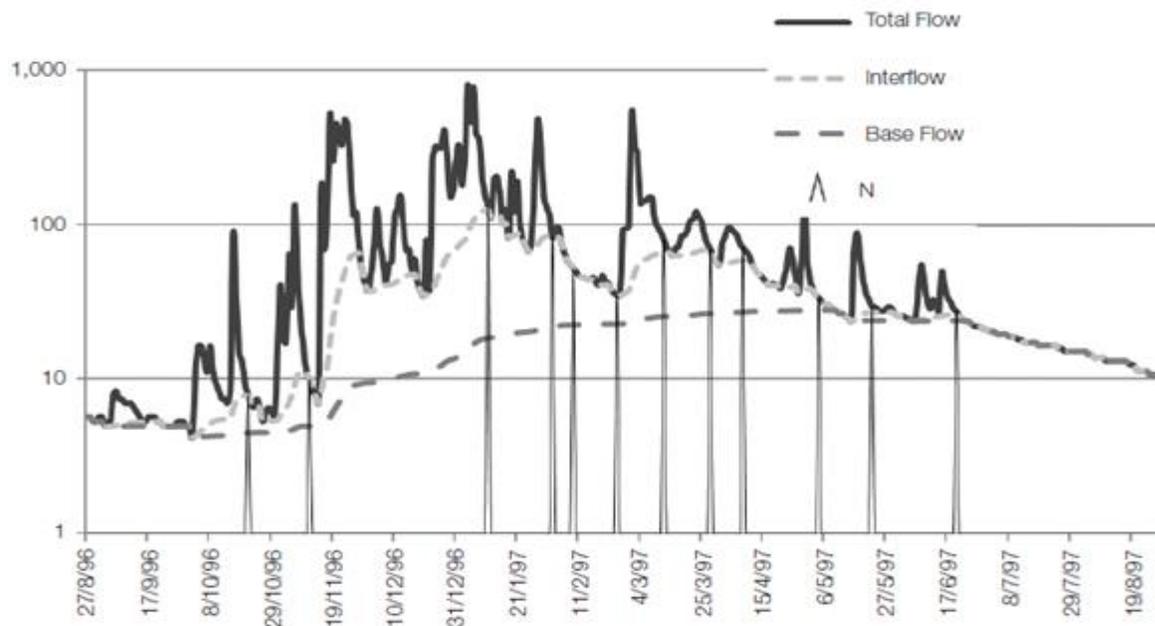


Figura 6. Separación de hidrogramas usando filtro recursivo digital de Lyne & Hollick (1979).

Fuente: Vieira *et al.* (2013).

El filtro puede ser utilizado hacia adelante, hacia atrás y luego de nuevo hacia adelante, de manera de suavizar el hidrograma del caudal base. En general con cada pasada, el hidrograma del caudal base va disminuyendo porcentualmente en cuanto al caudal total (Arnold & Allen, 1999).

Esta técnica ha demostrado ser una herramienta efectiva para investigar las características de almacenamiento de cuencas (Brutsaert, 2008; Rupp & Woods, 2008; Sayama *et al.*, 2011).

La ventaja de los filtros digitales no radica en que estén basados en propiedades físicas, pero son rápidos, reproducibles y además eliminan el aspecto subjetivo de la separación manual (Arnold & Allen, 1999).

3.8 Cálculo de Reservas de Aguas Subterráneas

Efectuada la separación de los hidrogramas y teniendo claro el comportamiento y valores del caudal base, es necesario hacer el cálculo de las reservas de aguas subterráneas. Este cálculo puede ser efectuado asumiendo que la dinámica de almacenamiento profundo es lineal, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\frac{dS_D}{dt} = -Q_b = -\frac{S_D}{K}$$

Donde:

S_D : Almacenamiento profundo

Q_b : Caudal base

K: Constante de reservorio lineal

El parámetro K puede ser estimado mediante el método de los mínimos cuadrados llegando a la expresión:

$$K = \frac{\sum_1^N Q_b^2}{\sum_1^N Q_b \left(-\frac{dQ_b}{dt}\right)}$$

Donde:

K: Constante de reservorio lineal

N: Número de días en que $-\frac{dQ_b}{dt}$ es positivo

El valor K debe ser calculado para un año hidrológico en particular considerando también una cuenca particular, es decir, habrá un K distinto para cada año, aunque se trabaje con la misma superficie de estudio. Sin embargo y a pesar de que los cálculos de reservas se hacen mayoritariamente mediante el método lineal, es poco probable que los efectos naturales de almacenamiento sean verdaderamente lineales (Prasad, 1967; Wittenberg, 1994; Beven *et al.*, 1995; Moore, 1997; Wittenberg & Sivapalan, 1999; Mwakalila, 2001).

3.9 Estudios de la Relación de la Morfometría con el Agua Subterránea

Algunos de los estudios más globales basados en la teoría hidrológica y principalmente en la ecuación de continuidad, afirman que el almacenamiento subterráneo está estrechamente ligado a las características fisiográficas de la cuenca, a la distribución del almacenamiento de las aguas subterráneas, a la evapotranspiración; a

esto se suman las características geomorfológicas del paisaje y de la red de cauces, incluyendo la configuración y naturaleza de los acuíferos ribereños y de los suelos cercanos a la superficie (Brutsaert, 2005).

Otras investigaciones han intentado trabajar con datos de cuencas aforadas, asociando el índice de caudal base (ICB) como representativo para el flujo y el almacenamiento subterráneo. Esto se basa en que es una variable más práctica y simple de calcular, ya que solo representa la proporción de caudal base sobre el caudal total. Aun así, es una variable importante, ya que muestra la relevancia del caudal base en una cuenca dada (Institute of Hydrology, 1980; Lacey & Garyson, 1998; Abebe & Foerch, 2006; Millares, 2008).

Los índices topográficos o morfométricos de la cuenca son una alternativa interesante para buscar relación con el flujo subterráneo o base ya que son relativamente fáciles de medir y son parámetros que se mantienen en el tiempo, lo que evita la caducidad de los datos. Las variables en las que más se ha buscado relación con el índice de caudal base (ICB), son la pendiente media del cauce, la pendiente media de la cuenca y la densidad de drenaje (Millares, 2008).

Los primeros estudios encontrados se remontan a lo investigado por Osborn (1976), quien pudo identificar que las principales variables que determinan los flujos base, son el largo de los cauces, el relieve de la cuenca, la densidad de drenaje y el área de la cuenca.

Más tarde Zecharias & Brutsaert (1988) estudiaron 20 factores geomorfológicos, físicos y de drenaje de la cuenca, que pudiesen afectar el comportamiento de la descarga de agua subterránea. Los resultados indicaron que solo el largo de los cauces permanentes, la pendiente media de la cuenca y la densidad de drenaje, fueron los que presentaban correlaciones importantes. El método estadístico utilizado fue el análisis de

factores, por lo cual los resultados no se asocian a algún indicador o parámetro por separado, sino que se contempla al grupo completo, siendo los anteriores mencionados los más influyentes.

Vogel & Kroll (1992) relacionaron a través de regresiones lineales los parámetros morfométricos con los caudales base. Utilizaron 23 cuencas y 4 parámetros morfométricos a saber, pendiente media, área de la cuenca, densidad de drenaje y relieve de la cuenca. La regresión tuvo buenos resultados utilizando solo dos de estos parámetros morfométricos; estos fueron la pendiente media y el área de la cuenca, ambos con correlación positiva, por lo que fueron incluidos en el modelo creado por los autores para la predicción del flujo base.

Lacey & Grayson (1998) utilizaron tres indicadores morfológicos dentro de su estudio a saber, índice de drenaje, índice de pendiente y un último llamado índice de áreas planas, todo ellos parámetros adimensionales. El estudio consideró 114 cuencas de un rango de 0,05 km² hasta 192 km². Se hizo una regresión con todas las cuencas y con cada indicador, no obteniéndose valores que tuviesen una significancia estadística con el flujo base. Posteriormente separaron las cuencas en grupos, de acuerdo a la composición geológica del suelo y a la cobertura vegetal, pero se volvieron a obtener los mismos resultados. Finalmente, terminaron por concluir que el ICB es un parámetro independiente de estos tres parámetros morfométricos. La separación de hidrogramas se hizo con filtro recursivo de Chapman.

Habertland *et al.* (2001) usando 25 cuencas, encontraron a través de matrices de relación por pares la relación entre el índice de caudal base (ICB) con la pendiente media y la elevación media; ambos mostraron una relación inversa, con valores de -0,7 y -0,84 respectivamente.

Mwakalila *et al.* (2002), utilizando el coeficiente de correlación de Pearson entre el ICB y tres parámetros morfométricos, para un total de 15 cuencas, llegaron a estimar

valores de -0,136 para la pendiente media del cauce principal, -0,376 para la pendiente media de la cuenca y de -0,718 para la densidad de drenaje. Es importante señalar que los tres parámetros morfométricos analizados en el artículo, tienden a tener una relación inversa con el ICB. Los valores más altos de correlación los obtuvieron con dos parámetros, en donde uno combinaba el suelo y la geología (GSI), alcanzando un valor de 0,815 y el índice climático (CSI), que alcanzó un valor de 0,879.

Mazvimavi (2003) encontró que las cuencas con una densidad de drenaje alta y una baja permeabilidad, tienen baja tasa de aguas subterráneas. También encontró que la densidad de drenaje está correlacionada con la pendiente media y el relieve, concluyendo que áreas con alta densidad de drenaje, alta pendiente y gran diferencia de altitud dentro de la cuenca, denotan la presencia de descargas o escorrentías rápidas.

Abebe & Foerch (2006) buscaron relacionar el ICB con distintos parámetros morfométricos y climatológicos en Etiopía, donde encontraron que los más influyentes eran la densidad de cursos o cauces (correlación positiva), la integral de la curva hipsométrica (correlación positiva) y el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), que dio correlación negativa.

Engeland *et al.* (2006) a través de regresiones múltiples pudieron detectar la importancia del largo de la cuenca en la presencia de aguas subterráneas. Otros parámetros morfométricos no mostraron una relación influyente.

Longobardi & Villani (2008) formularon regresiones por pares, en donde encontraron relaciones entre el índice de caudal base (ICB), con la elevación media y con la pendiente media de la cuenca, con valores de 0,25 y 0,64 respectivamente.

Millares (2008) sostiene que la densidad de drenaje parece influir de manera más clara en el ICB, ya que cuanto mayor es esta densidad, menor es el ICB. Es entonces que se puede llegar a tener una posible relación inversa entre estos dos parámetros.

Santhi *et al.* (2008) encontraron una estrecha relación a través de regresiones múltiples entre el indicador de relieve (diferencia de altitud del punto más alto y más bajo de la cuenca) y el índice de caudal base (ICB). En el mismo estudio, estos autores encontraron que el relieve tiene una relación inversa con un coeficiente de -0,73. También muestra un -0,5 para el porcentaje de zonas planas dentro de la cuenca.

Price (2011) dice que la influencia de factores como la pendiente, el relieve y la densidad de drenaje son particularmente notables en el ICB. Sin embargo, no está claro si estos factores son en sí mismos fuertes impulsores del flujo base.

Gan *et al.* (2015) ocuparon 65 cuencas y concluyeron que la pendiente media y la elevación eran influyentes en el caudal base. Ambos tienen una relación negativa. La correlación se hizo mediante Spearman y da como resultado -0,33 y -0,34 para la elevación y la pendiente respectivamente.

Zomlot *et al.* (2015) utilizaron 67 sub cuencas y estimaron las reservas con el modelo Wetpass, mientras la separación de hidrogramas se hizo mediante el filtro recursivo digital de Eckhardt. El análisis estadístico se hizo a través del coeficiente de Pearson, el cual arrojó que la pendiente media tenía una relación inversa con un valor de -0,30 con un valor p menor a 0,05. El área de la cuenca no obtuvo buen resultado (0,09) por lo cual no es relevante con respecto a la recarga de aguas subterráneas.

IV. ANTECEDENTES GENERALES

Las cuencas seleccionadas, que corresponden a estaciones fluviométricas controladas por la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas de Chile, abarcan cinco regiones administrativas del país. Estas son las regiones del Libertador General Bernardo O'Higgins, del Maule, del Bío-Bío, de La Araucanía y de Los Lagos, cubriendo desde de la zona centro hasta la zona sur. Involucran cuencas andinas y costeras, las que conforman un universo de 21 cuencas en el territorio chileno (Figura 7).

4.1 Región del Libertador General Bernardo O'Higgins

La Región del Libertador Bernardo O'Higgins se ubica en la zona central del país, aproximadamente entre los 33° 51' y 35° 01' de latitud Sur y entre los 70° 02' de longitud Oeste. Abarca una superficie de 16.387,00 km², representando el 2,2% del territorio nacional continental. Sus límites son por el norte la Región Metropolitana de Santiago, por el sur la Región del Maule, al oeste con el Océano Pacífico y al este con la Cordillera de Los Andes (BCN, 2012).

El uso del suelo de la región está compuesto por áreas urbanas e industriales (33.704,1 ha), terrenos agrícolas (405.304,3 ha), praderas y matorrales (326.241,9 ha), bosques (590.391,2 ha), humedales (6.627,7 ha), áreas sin vegetación (56.406,6 ha), nieves y glaciares (205.389,3 ha) y cuerpos de agua (10.371,3 ha). Los bosques están conformados por plantaciones exóticas con 130.536,4 ha, bosque nativo alrededor de 459.309,1 ha y bosque mixto unas 545,7 ha. Los tipos forestales presentes en la región son Esclerófilo con 418.879,0 ha, Roble-Hualo con 33.186,8 ha, Palma Chilena con 4.342,8 ha y Ciprés de la Cordillera con 2.900,5 ha. (CONAF, 2016).

Cuencas en Estudio

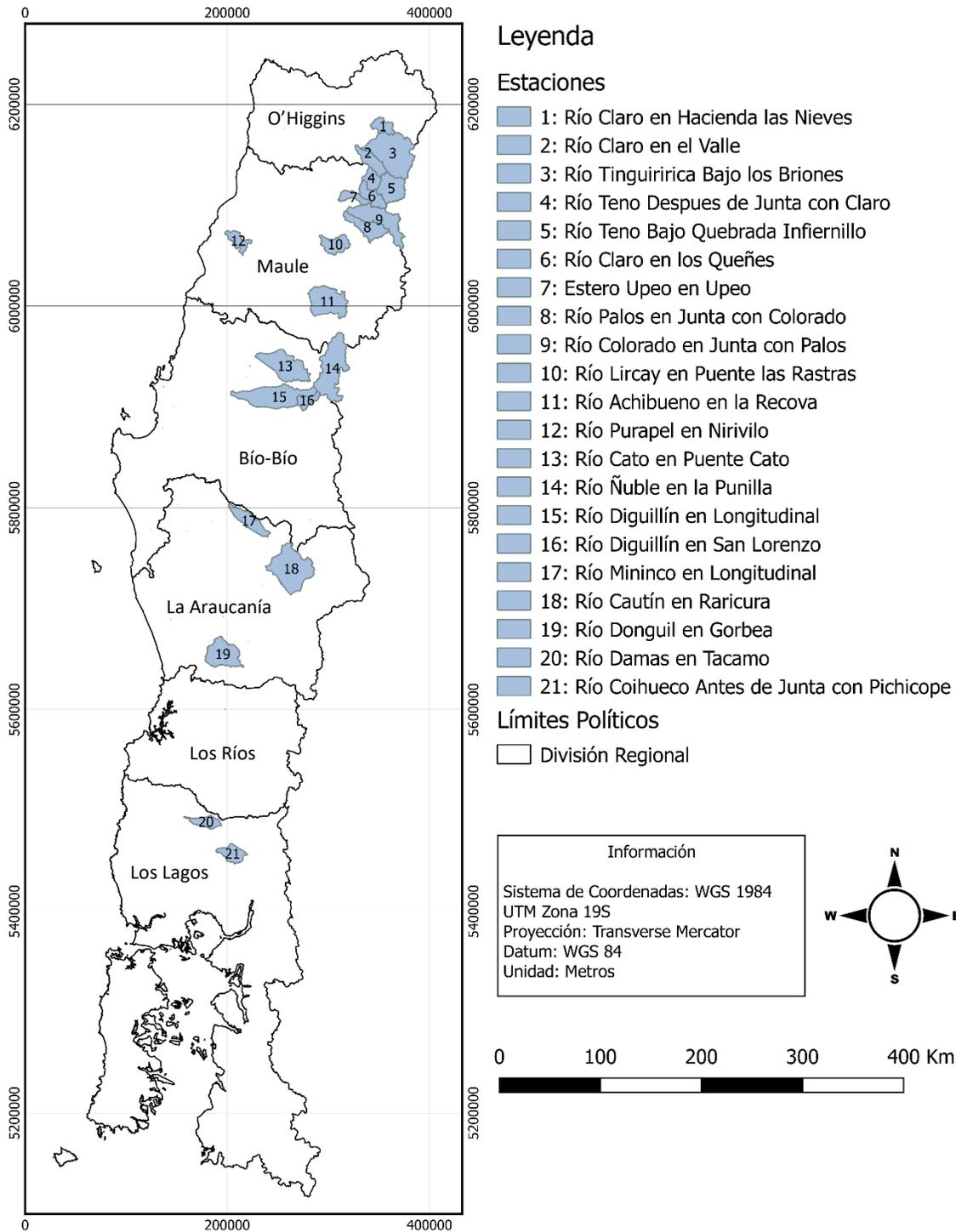


Figura 7. Mapa de la distribución de las 21 cuencas en territorio chileno.

El clima predominante corresponde al clima templado mediterráneo, el cual presenta variaciones por efecto de la topografía local. En la costa se presenta nuboso, mientras que hacia el interior debido a la sequedad experimenta fuertes contrastes térmicos. En el litoral, que recibe la influencia oceánica, predomina el clima templado nuboso, caracterizado por una mayor humedad y abundante nubosidad. En el sector de la depresión intermedia predomina un clima templado de tipo mediterráneo cálido con una estación seca de seis meses y un invierno lluvioso (BCN, 2012).

Las precipitaciones y temperaturas medias deben ser analizadas de acuerdo al relieve ya que muchos factores inciden en ambos casos: en las planicies litorales llueve entre 500 mm y 1.000 mm en promedio y la variación de la temperatura es bastante moderada no superando los 7°C; la depresión intermedia tiende a parecerse a la anterior, solo que con variabilidad de temperatura cercana a los 13°C y además un aumento de las precipitaciones de norte a sur; en la cordillera influye grandemente la altitud, aumentando las precipitaciones a más de 2.000 mm anuales por sobre los 3.500 msnm. pero también destaca la alta presencia de precipitaciones en forma de nieve (INE, 2007).

En esta región destacan las cuatro formas tradicionales presentes en el relieve chileno que son: Planicies Litorales con una extensión entre los 25 y 30 km, Cordillera de la Costa desplazada hacia el este y que alcanza su mayor altura en el cerro Llivilivi a 2.046 msnm, Depresión Intermedia con forma de un cono muy estrecho en la parte septentrional que se va ampliando a medida que se avanza en latitud, y Cordillera de los Andes orientada en el sentido NorEste-SurOeste, con un ancho aproximado de 50 km y altitudes superiores a 4.000 msnm (INE, 2007).

El principal sistema hidrográfico de la región lo constituye el río Rapel, el que a través de numerosos tributarios colecta las aguas de los diversos sectores de la Cordillera de Los Andes y de la parte norte de la Cordillera de la Costa. Este río se forma por las

confluencias fluviales de los ríos Cachapoal y Tinguiririca en el lugar denominado Las Juntas, en el ámbito de la Cordillera de la Costa (INE, 2007).

4.2 Región del Maule

La Región del Maule se sitúa entre los 34°41' y los 36°33' de latitud sur y entre los 70° 20' de longitud Oeste y el Océano Pacífico. Limita al norte con la región del Libertador General Bernardo O'Higgins, al sur con la región del Bío-Bío, al oeste con el Océano Pacífico y al este con el límite internacional de la República Argentina. La superficie regional es de 30.296,10 km², que representa el 4% de la superficie nacional, excluyendo el Territorio Chileno Antártico (BCN, 2012).

Los usos del suelo de la región están compuestos por áreas urbanas e industriales (26.602,8 ha), terrenos agrícolas (619.858,5 ha), praderas y matorrales (563.406,2 ha), bosques (1.245.083,6 ha), humedales (2.744 ha), áreas sin vegetación (488.637,5 ha), nieves y glaciares (48.363 ha) y cuerpos de agua (36.069,8 ha). Los bosques están conformados por plantaciones exóticas con 634.893,5 ha. En bosque nativo existen alrededor de 581.515,3 ha y en bosque mixto unas 28.674,8 ha. Los tipos forestales presentes en la región son Esclerófilo con 213.631,8 ha, Roble-Hualo con 172.737 ha, Roble-Raulí-Coihue con 172.505,7 ha, Ciprés de la Cordillera con 12.960,1 ha y Lenga con 9.680,6 ha (CONAF, 2016).

La región se caracteriza por presentar un clima templado de tipo mediterráneo, con diferencias en sentido norte-sur. Manifiesta una estación seca de seis meses en el norte y de cuatro meses en el sur. En la costa predomina el clima templado mediterráneo costero, con temperaturas moderadas todo el año. En el valle longitudinal se da un clima templado mediterráneo cálido que cambia a un clima templado mediterráneo de altura en

la precordillera hasta aproximadamente los 2.000 msnm, presentando un descenso en temperaturas y un aumento de las precipitaciones (BCN, 2012).

En lo que respecta al relieve de mar a cordillera se puede encontrar: Planicies litorales con extensas playas de acumulación arenosa y sectores acantilados; Cordillera de la Costa con dos alineamientos claramente definidos, uno occidental con 700 msnm y otro oriental con hasta 838 msnm; Depresión Intermedia con forma de cono más estrecha al norte y se va ampliando a medida que se avanza en latitud; Precordillera con 420 km de extensión y ancho medio de 30 a 45 km y que alcanza alturas de 300 a 850 msnm; y Cordillera de Los Andes con presencia de cinco volcanes y que alcanza una altura media cercana a los 4000 msnm (INE, 2007).

En lo que respecta a temperaturas y precipitaciones deben ser explicadas de acuerdo al relieve, teniendo en la planicie litoral variaciones de temperaturas en torno a los 8°C y lluvias cercanas a los 900 mm; en la depresión intermedia las lluvias son más moderadas en torno a los 700 mm y con variabilidad de temperaturas en torno a los 13,6°C; finalmente en la cordillera las precipitaciones se hacen mucho más abundantes y con presencia de nieves.

De acuerdo a la estación se tiene una temperatura media de 19° C y con extremas de más 30° C durante el período de verano, en cambio en invierno las temperaturas mínimas medias son de 7° C (INE, 2007).

La hidrografía en esta región posee una transición de alimentación fluvial del régimen nivoso al nivopluvial, debido a la importancia que adquieren las lluvias y el descenso en altitud que experimenta la Cordillera de Los Andes. Los ríos más importantes que drenan esta región son el Mataquito y el Maule. El río Mataquito está formado por la confluencia de los ríos Teno y Lontué, y su hoya hidrográfica posee una superficie aproximada de 6.050 km². El río Maule, el más importante de la región, nace en la laguna

de igual nombre; está conformado por los ríos Puelche, La Invernada, Melado, Claro y Loncomilla; su cuenca hidrográfica es de aproximadamente 19.040 km² (INE, 2007).

4.3 Región del Bío-Bío

La Región del Bío-Bío se localiza en el límite sur de la zona central, específicamente entre los 36°00' y los 38°30' de latitud sur y entre los 71° 00' de longitud Oeste hasta el Océano Pacífico. Limita al norte con la Región del Maule, al sur con la Región de la Araucanía, al oeste con el Océano Pacífico y al este con la República Argentina. Consta de una superficie de 37.068,70 km² representando el 4,9% del territorio nacional, excluida la Antártica Chilena (BCN, 2012).

Los usos del suelo de la región están compuestos por áreas urbanas e industriales (41.493,7 ha), terrenos agrícolas (715.000,6 ha), praderas y matorrales (516.726,9 ha), bosques (2.170.133,5 ha), humedales (11.151,1 ha), áreas sin vegetación (169.492,2 ha), nieves y glaciares (30.136,8 ha) y cuerpos de agua (55.170,7 ha). Los bosques están conformados por plantaciones exóticas con 1.255.893,3 ha; de bosque nativo existen alrededor de 845.552,5 ha y de bosque mixto unas 68.687,7 ha. Los tipos forestales presentes en la región son Roble-Raulí-Coihue con 514.058,1 ha, Lengua con 147.617,2 ha, Coihue-Raulí-Tepa con 52.095,5 ha, Esclerófilo con 40.144,9 ha, Araucaria con 38.795,8 ha, Ciprés de la cordillera con 24.296,1 ha, Siempreverde con 15.170,2 ha y Roble-Hualo con 13.374,6 ha. (CONAF, 2016).

El clima de la región presenta una transición entre los climas templados secos de la zona central de Chile y los climas templados lluviosos que se desarrollan inmediatamente al sur del río Bío-Bío. En la franja costera y en los sectores altos y laderas occidentales de la Cordillera de la Costa se presenta un clima templado húmedo. Hacia el interior el clima templado costero húmedo posee también temperaturas menos extremas. En el valle longitudinal las temperaturas presentan un mayor contraste entre día y noche. En la parte

norte de la región predomina el clima templado mediterráneo, abarcando toda la zona intermedia, bordes orientales de la Cordillera de la Costa y los sectores más bajos de la precordillera. En la Cordillera de los Andes por sobre los 1.500 metros de altura se desarrolló el clima frío de altura con abundantes precipitaciones, y las bajas temperaturas que permiten la presencia de nieves permanentes en las alturas de la cordillera (BCN, 2012).

El relieve se compone de cuatro formas básicas, que son: Planicie Litoral o Costera que en la parte norte del Bío-Bío presenta una costa acantilada y hacia el sur un aplanamiento amplio con terrazas marinas de un ancho medio de 25 km; Cordillera de la Costa que por una parte, desde el río Itata al sur alcanza los 650 msnm y por el sur del río Bío-Bío sube por sobre los 1.000 msnm; Depresión Intermedia que comienza muy amplia al norte de la región, pero a medida que se avanza en latitud se comienza a estrechar; y Cordillera de los Andes que se presenta continua con más de 2.000 msnm al occidente, mientras que al oriente sube en promedio hasta los 2.500 msnm, además de otras formas constituidas por la Montaña (INE, 2007).

Las precipitaciones y la temperatura son explicadas de acuerdo a cómo se comporta el relieve, por lo que en la costa se presentan oscilaciones de temperatura más bajas que en el interior, que presenta valores de 11,6°C y 12,8°C en Concepción y Chillán respectivamente. Subiendo en altitud, sobre todo cerca de Contulmo, se presentan altas precipitaciones del orden de los 1.925 mm sin encontrar meses secos durante el año. Finalmente, en la cordillera andina hay una alta presencia nival. En general las precipitaciones fluctúan entre los 1.200 mm y 2.000 mm anuales de norte a sur de la región (INE, 2007).

La hidrografía en esta región se caracteriza por tener un régimen pluvio-nivoso. Presenta dos hoyas hidrográficas importantes a saber, el río Itata nace en la parte externa de la Cordillera de los Andes y escurre en dirección Norte-Oeste atravesando la Depresión

Intermedia. Algunos de los principales tributarios son los ríos Diguillín, Larqui y Ñuble. Su hoya hidrográfica es de 11.200 km². El río Bío-Bío nace en las lagunas Gualletué e Icalma, a lo largo de su recorrido va colectando a una serie de tributarios como los ríos Vergara y Laja. Su hoya hidrográfica es de 24.000 km².

4.4 Región de La Araucanía

La Región de la Araucanía se ubica entre los 37°35' y los 39°37' de latitud sur y desde los 70°50' de longitud Oeste, hasta el límite con la República Argentina. Esta región cuenta con una superficie total de 31.842,30 km², equivalentes al 4,2% del territorio de Chile continental e insular (BCN, 2012).

Los usos del suelo de la región están compuestos por áreas urbanas e industriales (15.917,7 ha), terrenos agrícolas (782.847,7 ha), praderas y matorrales (561.131,7 ha), bosques (1.644.081,3 ha), humedales (19.977,9 ha), áreas sin vegetación (72.352,7 ha), nieves y glaciares (28.705,8 ha) y cuerpos de agua (55.333 ha). Los bosques están conformados por plantaciones exóticas con 632.289 ha; bosque nativo con alrededor de 964.152,9 ha y bosque mixto con unas 47.639,5 ha. Los tipos forestales presentes en la región son Roble-Raulí-Coihue 470.859,7 ha, Araucaria con 199.460,1 ha, Coihue-Raulí-Tepa con 120.420,5 ha, Lengua con 108.655,1 ha, Siempreverde con 50.561,7 ha, Ciprés de la Cordillera con 13.559,7 ha y Esclerófilo con 636 ha (CONAF, 2016).

El clima de esta región presenta características predominantes de un clima templado oceánico lluvioso que se localiza de preferencia en la Cordillera de la Costa, y en la precordillera andina. El cordón de cerros de Nahuelbuta atrapa la influencia oceánica y los vientos húmedos, disminuyendo las precipitaciones y aumentando los periodos secos. En la costa existe una variedad denominada clima templado oceánico de costa occidental, que se caracteriza por abundante humedad relativa y precipitaciones entre 1.000 y 1.500 mm; es en lo alto de la cordillera de la costa donde se producen las mayores precipitaciones. En la Cordillera de los Andes predomina el clima frío de altura,

caracterizado por el aumento de precipitaciones de hasta 3.000 mm anuales y bajas temperaturas durante todo el año. Sobre los 1.500 msnm las precipitaciones son sólidas y las temperaturas caen usualmente bajo 0°C. Los periodos secos son de uno a dos meses (BCN, 2012).

El relieve mantiene la tradicional diferenciación del país en sus grandes unidades, aunque las características que presentan las formas de segundo orden tienden a complicar un tanto el esquema. De igual forma se identifican 5 unidades de relieve: Planicies Litorales con extensiones variables y que se caracterizan por poseer conjuntos de colinas de hasta 200 msnm; Cordillera de la Costa que posee un tronco principal bien definido, pero es discontinuo llegando a alcanzar sus máximas alturas frente a la ciudad de Angol; Depresión Intermedia que en su parte norte aparece extensa, pero avanzando en latitud disminuye su anchura; Precordillera que representa los grandes conos de la depresión intermedia, apareciendo de los 350 a los 800 msnm; y la Cordillera de los Andes que posee un encadenamiento volcánico importante y se eleva por sobre los 2.000 msnm en promedio (INE, 2007).

Las precipitaciones varían entre 1.500 y 2.500 mm produciéndose los periodos secos de uno a dos meses, aunque es importante destacar la influencia de los distintos climas presentes en la región, pudiendo encontrar en el clima templado cálido con estación seca, temperaturas medias cercanas a los 12°C y con lluvias cercanas a los 1.200 mm. El clima templado cálido lluvioso de influencia mediterránea tiende a presentar temperaturas medias cercanas a los 12°C, con precipitaciones de 1.000 a 2.000 mm; el clima templado frío lluvioso presenta lluvias del orden de los 2.000 mm a los 3.000 mm y donde las temperaturas alcanzan los 10°C solo durante 4 meses; finalmente se encuentra el clima de hielo por sobre los 1.800 msnm, en donde se verifican precipitaciones en forma de nieve y temperaturas que mayoritariamente son menores a los 0°C (INE, 2007).

La hidrografía regional es muy variada y, por ello, su descripción reviste cierta complejidad. Comprende las hoyas de los ríos Imperial que drena una superficie de 12.464 km², Toltén que drena una superficie de 8.660 km² y una porción importante de la hoya del río Bío-Bío. En segundo lugar, incluye también las hoyas costeras del río Moncul, lago Budi y río Queule. Los ríos Imperial y Toltén poseen un régimen mixto, en que la crecida primaveral típica se ve disminuida en su importancia por la influencia de las abundantes lluvias invernales. Los sistemas costeros tienen poca pendiente longitudinal, lo que los transforma en cuencas de características lacustres y palustres, con sus desembocaduras obstruidas en la temporada estival (INE, 2007).

4.5 Región de Los Lagos

La Región de los Lagos se ubica entre los 40°15' y los 44°14' de latitud sur, y desde los 71°35' de longitud Oeste. Por el este colinda con la República Argentina y por el oeste hasta el Océano Pacífico. Posee una superficie de 48.583,60 km², equivalente al 6,4% del territorio nacional, excluyendo el territorio chileno antártico (BCN, 2012).

Los usos del suelo de la región están compuestos por áreas urbanas e industriales (16.627 ha), terrenos agrícolas (14.220,1 ha), praderas y matorrales (1.098.868 ha), bosques (2.936.834,5 ha), humedales (56.643,6 ha), áreas sin vegetación (243.018,2 ha), nieves y glaciares (241.414,2 ha) y cuerpos de agua (233.210,6 ha). Los bosques están conformados por plantaciones exóticas con 96.598,8 ha; de bosque nativo existen alrededor de 2.827.436,4 ha y de bosque mixto unas 12.799,3 ha. Los tipos forestales presentes en la región son Siempreverde con 1.282.187,7 ha, Lenga con 509.897,5 ha, Coihue-Raulí-Tepa con 393.084,2 ha, Roble-Raulí-Coihue con 244.655,3 ha, Alerce con 208.359,7 ha, Coihue de Magallanes con 126.502 ha, Ciprés de las Guaitecas con 43.087,7 ha, Ciprés de la Cordillera con 19.163,3 ha y Esclerófilo con 499,1 ha (CONAF, 2016).

El clima de la Región de Los Lagos se define templado lluvioso, con un régimen de precipitaciones y ausencia de períodos secos distribuidas a lo largo de todo el año; sin embargo, al igual que en otras regiones presenta variaciones por efecto del relieve. En este caso por la presencia de la Cordillera de la Costa y de los Andes, se producen significativas diferencias de precipitaciones. Así, mientras al occidente los macizos andino y costero presentan las más altas precipitaciones, hacia la depresión intermedia éstas disminuyen. Esta condición comienza a variar hacia el límite sur, fundamentalmente en el sector de Chiloé continental, donde el ingreso de las masas de aire es levemente atenuada por los últimos vestigios de la Cordillera de la Costa, sin poder producir alteraciones significativas en ellas (BCN, 2012).

El relieve de la región está caracterizado porque se distinguen cinco unidades morfológicas: Planicies Litorales que alcanzan un gran desarrollo, llegando a unirse con la depresión intermedia; Cordillera de la Costa que va disminuyendo en sentido oeste y sur y que aparece con alturas considerables en Chiloé; Depresión Intermedia que no presenta interrupciones hasta desaparecer en el río Reloncaví; Cordillera Andina Volcánica con 40 km de ancho y una altura promedio de 2500 msnm, con un máximo de 3491 msnm; y Cordillera Andina Patagónica con una importante presencia volcánica y con ejemplares que alcanzan los 2.404 msnm, además de otras cumbres no volcánicas de hasta 2.013 msnm (INE, 2007).

Las precipitaciones y las temperaturas pueden relacionarse con el tipo de clima específico que presenta la región el que se ve altamente influenciado por el relieve. En este clima templado lluvioso se pueden encontrar precipitaciones anuales del orden de los 1.800 mm y 2.500 mm y donde las temperaturas anuales van entre los 9°C y los 12°C; el clima templado cálido lluvioso puede llegar a presentar lluvias anuales promedio de 1840 mm y temperaturas medias cercana a los 11°C y con variabilidad térmica de 7°C, aproximadamente; el clima templado frío lluvioso considera lluvias de 2.500 mm y 4.000 mm con temperaturas medias de 6°C y 9°C. Finalmente, en el clima de hielo y por efecto

de la altura, se presenta una precipitación media cercana a los 3000 mm, con temperaturas mínimas bajo cero, llegando a una media anual de 6°C (INE, 2007).

La hidrografía como sistema puede analizarse de acuerdo a tres situaciones. Hasta el canal de Chacao donde se organizan complejos sistemas fluvio-lacustres que reciben una alimentación esencialmente pluvial, destacando los ríos Bueno, Maullín y Petrohué. En la isla de Chiloé, los ríos presentan un corto trayecto y amplias desembocaduras, semejando los sistemas costeros del continente más al norte, donde destacan los ríos Pudeto, Chepu y el complejo lacustre Cucao–Huillinco–Tepuhueco. Finalmente, en la parte que comprende hacia el sur del estero Reloncaví, los ríos desarrollan sus hoyas en territorio argentino destacándose los ríos Puelo, Yelcho y Palena (INE, 2007).

V. METODOLOGÍA

La metodología presenta el detalle de cada una de las actividades y procesos requeridos para el desarrollo del estudio, mencionando los distintos materiales y software cuando corresponda, no necesitando un apartado particular para este fin.

5.1 Revisión Bibliográfica

Este ítem contempló la búsqueda de información de distintas investigaciones similares a la presente, indagando no solo en artículos de años recientes, sino que también se incluyeron aquellas investigaciones llevadas a cabo décadas atrás. Todo esto, con el fin de hacer una investigación más completa y visualizando cómo la información ha ido variando a través del tiempo en relación a este tema en particular.

La investigación fue realizada a través de libros impresos y artículos en internet mediante las plataformas que la Universidad de Talca ofrece en su metabuscador (disponible en la página web de la biblioteca), y además en la búsqueda de artículos académicos de que dispone google académico y algunas revistas científicas.

5.2 Selección de Estaciones y Unidades Geográficas

Las cuencas hidrográficas seleccionadas, corresponden a las cuencas aportantes a las diversas estaciones fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA), consideradas para este estudio. Cada una de estas estaciones, disponía de la información de caudales medios diarios de por lo menos 22 años atrás, contando desde el año 2016, que era la última fecha en la cual se conoció información oficial de la DGA, para este parámetro. Además de los datos, se obtuvo la ubicación geográfica de cada una de las

estaciones mediante un archivo de puntos, que la DGA facilitó al Centro Tecnológico de Hidrología Ambiental (CTHA).

Cabe señalar que los archivos vectoriales de punto y polígonos entregados por la Dirección General de Aguas se trabajaron con el sistema de coordenadas UTM y el *datum* WGS84¹.

5.3 Obtención de los Caudales Medios Diarios

La Dirección General de Aguas, a través del CTHA, facilitó un archivo Excel con el detalle de los caudales medios diarios históricos desde el año 1930 hasta 2017, para cada una de las estaciones que están funcionando a nivel nacional. De esta matriz de datos se obtuvieron los caudales para las 21 estaciones del estudio. Posterior a esto se seleccionó el periodo en años para el cual el análisis sería válido, el cual fue de 22 años desde 1995 hasta el año 2016, comenzando el ciclo el 01 de enero y terminando el 31 de diciembre de cada año. Los datos entregados por la Dirección General de Aguas estaban en m³/s, correspondientes al caudal medio diario y estimados de acuerdo a la altura que el agua posee en el cauce donde se ubica la estación fluviométrica.

5.4 Cálculo de las Reservas

Para estimar las estadísticas de almacenamiento profundo, también denominadas reservas de agua, se realizó una separación de los hidrogramas de crecidas y un análisis de curvas de recesión para el cálculo del caudal base (Tallaksen, 1995; Wittenberg & Sivapalan, 1999; Sayama *et al.*, 2011; Arciniega-Esparza *et al.*, 2016). El análisis fue hecho mediante el software matemático Matlab, dentro del cual se insertó una programación

¹ Datum WGS84 (World Geodetic System 1984): Sistema de coordenadas que permite la localización de cualquier punto ubicado en la Tierra, mediante la utilización de tres unidades dadas.

para la automatización del proceso, la cual fue confeccionada por el Departamento de Hidrología y Recursos del Agua de la Universidad de Arizona. La separación de hidrogramas consideró una separación del caudal total (Q_T), en escorrentía superficial (Q_q) y caudal base (Q_b), utilizando el filtro recursivo de paso bajo descrito por Lyne & Hollick (1979). El filtro se pasó tres veces en la serie temporal, dos veces hacia adelante y una vez hacia atrás, para suavizar el hidrograma de caudal base (Voepel *et al.*, 2011). Una vez que se obtuvo el hidrograma de caudal base, se realizó un análisis de recesión del caudal base, asumiendo que la dinámica de almacenamiento profundo puede representarse mediante un depósito lineal. El máximo almacenamiento profundo anual fue calculado utilizando el máximo valor de caudal base de cada año, multiplicado por el valor de K correspondiente al mismo año y explicado en el apartado de revisión bibliográfica (Sección 3.8). Un total de 22 máximos anuales de almacenamiento profundo fueron obtenidos para cada cuenca y luego se calculó sólo un promedio de esos 22 máximos, el cual representa a cada cuenca en términos de su máxima capacidad de acumulación de aguas subterráneas.

5.5 Obtención de las Capas de Información

Una vez obtenidos los *shape*² de puntos y de polígonos para las 21 cuencas, fue necesario coleccionar algunas capas de información que sirvieran para hacer los posteriores cálculos que la investigación requería. Lo primero fue conseguir un Modelo Digital de Elevación el cual fue facilitado por la Universidad de Concepción (UDEEC) al CTHA y que permitió conocer la altitud de cada pixel con respecto al nivel del mar. Debido a que el DEM de la UDEEC no poseía toda la extensión de terreno que se necesitaba, el Centro de Geomática de la Universidad de Talca facilitó los datos faltantes. En ambos casos los DEM eran de una resolución de 30mx30m.

² Shape: Un shapefile es un formato vectorial que se utiliza para almacenar la ubicación geométrica y la información de atributos de las entidades geográficas. Las entidades geográficas de un shapefile se pueden representar por medio de puntos, líneas o polígonos.

Una de las capas vectoriales obtenidas fue la de hidrografía nacional, la cual fue descargada de la Biblioteca del Congreso Nacional (BCN), en su ítem capas vectoriales con el nombre “Red hidrográfica: polilíneas de los drenes de todo Chile”. De este archivo se obtuvo toda la red de drenaje de las cuencas, ya que incluía los cauces principales y secundarios para todo el territorio nacional y que básicamente trabaja a tres niveles de jerarquización de cauces, los cuales son ríos, canales y quebradas. Cabe destacar que esta capa de información fue elaborada con información obtenida entre los años 2008 a 2010.

5.6 Obtención de los Principales Parámetros Morfométricos

Se definió para este estudio como “parámetro” a toda aquella característica física de la cuenca que pueda ser medible y expresada como unidad única o como un promedio simple de ésta, como por ejemplo lo es la longitud del cauce principal o la altitud media de la cuenca. Por otra parte, los “indicadores” fueron entendidos como aquellas expresiones matemáticas distintas de una expresión básica y que resultan de la expresión de fórmulas matemáticas y/o combinaciones de parámetros.

En el marco descrito, se obtuvo un total de 9 parámetros de las cuencas. Así, la altitud media fue calculada a través del software Qgis 2.18.14 con su función “Estadística de Zona” la cual entrega los valores máximos, mínimos, medios, sumatoria general, entre otros, de los píxeles que conforman un DEM. Para el cálculo correcto, el DEM fue cortado utilizando como capa de lienzo el *shape* de la DGA de cada cuenca; de esta manera, el valor obtenido de la estadística de zona solo correspondería a la extensión de la superficie de la cuenca en particular. El recorte del DEM fue realizado con el mismo software mencionado anteriormente. Las altitudes máximas y mínimas de la cuenca y de los cauces, fueron obtenidas mediante la misma herramienta informática y en base al DEM de la UDEC.

De igual manera, la pendiente media fue calculada mediante la extensión “Pendiente” de GDAL inserta en Qgis 2.18.14. Esto permitió seleccionar por separado cada uno de los DEM recortados de acuerdo a la extensión de cada cuenca, y se entregó un valor de pendiente en porcentaje para cada uno de los píxeles que conformaban la capa ráster. Luego y bajo el mismo criterio que para las altitudes, se procedió a utilizar la herramienta “Estadística de zona”, la cual entregó el valor medio de la pendiente para cada una de las cuencas en estudio.

En relación al área y el perímetro, estos fueron calculados mediante la herramienta de Qgis “Cálculo de Geometría”, para lo cual se utilizó la capa vectorial de polígono de cada una de las cuencas. Para ambos casos la función utilizada respetó tanto la configuración del elipsoide del proyecto, así como la de las unidades de distancia. Los parámetros podían ser entregados en diferentes unidades de medidas, pero para el estudio fue necesario que el área quedase en km^2 y el perímetro en km.

Para el cálculo del largo del cauce principal y de los cauces secundarios que componen la red de drenaje de cada una de las cuencas, se utilizó la herramienta de información de regla que posee Qgis. Además, se requirió el uso de Excel para obtener la sumatoria del largo de los cauces por medio de la tabla de atributos del *shape*. Los cauces fueron medidos en kilómetros (km) debido a que así lo requieren en su mayoría las fórmulas matemáticas de los indicadores morfométricos.

Con respecto a los indicadores morfométricos, se seleccionó un total de 20 indicadores utilizados en la amplia literatura hidrológica revisada. Mediante estos indicadores, se intentó dilucidar la existencia de una relación estadística con las reservas de agua que las cuencas son capaces de almacenar anualmente. Cada una de las expresiones matemáticas que componen los indicadores fueron trasladadas a una planilla

de Excel, en donde por medio de los parámetros morfométricos calculados y descritos anteriormente, se obtuvo un valor numérico para cada uno de ellos.

5.7 Formulación de Nuevos Indicadores

Con la finalidad de realizar un mayor aporte al estudio y de encontrar uno o más indicadores que permitiesen relacionar de mejor forma la morfometría de la cuenca con la cantidad de agua que ésta puede almacenar, se generaron expresiones matemáticas con vistas a la creación de nuevos indicadores. Para ello, se utilizaron algunos parámetros existentes, buscando una adecuada combinación de los mismos.

5.8 Análisis Estadístico de Correlación

Una vez obtenidos los parámetros morfométricos e hidrológicos de cada una de las cuencas y las reservas promedio anuales para cada una de ellas, se procedió a efectuar un análisis estadístico para medir la relación que podría tener cada indicador con las reservas. Cada dato (x,y) correspondió al valor del indicador para cada cuenca y al volumen promedio máximo de almacenamiento de agua, también para cada unidad hidrográfica, respectivamente. De esta manera se contó con un número de 21 pares ordenados, para cada indicador o parámetro considerado, derivado que se seleccionaron 21 cuencas hidrográficas. Para establecer el nivel de correlación entre cada indicador o parámetro y el volumen máximo de agua almacenado en la cuenca, se utilizaron los coeficientes de correlación de Spearman y Kendall que son recomendados por Naghettini (2017). Además se utilizó el valor p para corroborar la significancia estadística de las correlaciones (Mendenhall *et al.*, 1990)

Para este proceso fue necesario utilizar el Software Statgraphics con licencia de la Universidad de Talca, el cual dentro de sus herramientas contenía el cálculo de los coeficientes ρ (rho), en el caso de Spearman, y τ (tau) para Kendall.

5.8.1 Coeficiente de Correlación de Spearman (1904)

Este método estadístico se emplea cuando las variables en estudio no tienen distribución normal y por ende son llamadas no paramétricas. El coeficiente será calculado mediante los rangos de las variables y no los valores en sí, considerando el rango como el número de orden del valor de cada observación de la variable dentro del conjunto de observaciones. Es por lo dicho anteriormente que Spearman tiende a ser menos sensible a valores atípicos si se comparase con el coeficiente de correlación de Pearson. El coeficiente utilizado tiene el nombre de rho (ρ) y se emplea bajo la siguiente fórmula:

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum di^2}{n^3 - n}$$

Donde:

ρ : Coeficiente de rho de Spearman

di : Diferencia entre los rangos de las variables X e Y

n : número de pares ordenados

El valor del coeficiente puede ir desde -1 a 1, indicando en el primer caso una relación inversa perfecta y en el segundo una relación directa perfecta. Si el valor del coeficiente es cero, entonces se dice que no existe relación entre las variables.

5.8.2 Coeficiente de Correlación de Kendall (1938)

Este método estadístico, al igual que el Coeficiente de Correlación de Spearman, busca encontrar el grado de asociación de dos variables, aunque Kendall tiende a darle mayor valor a la jerarquización de los rangos. El estadístico utiliza un coeficiente de nombre tau (τ) y la fórmula matemática (Laurencelle, 2009) utilizada es la siguiente:

$$\tau = \frac{2(C - D)}{\sqrt{n(n - 1) - \sum T_x(T_x - 1) * n(n - 1) \sum T_y(T_y - 1)}}$$

Donde:

τ : Coeficiente de Correlación de Kendall

D : Pares discordantes

C : Pares concordantes

T_x : Cantidad de empates en la variable x

T_y : Cantidad de empates en la variable y

La concordancia es entendida como el grado de acuerdo que existe entre los rangos, encontrando entonces los pares concordantes, que son aquellos valores que siguen la tendencia según la posición de los rangos, mientras que los discordantes serán aquellos que no siguen la tendencia.

El valor del coeficiente puede ir desde -1 a 1 indicando en el primer caso una relación inversa perfecta y en el segundo una relación directa perfecta. Si el valor del coeficiente encontrado es cero entonces se dice que no existe relación alguna entre las variables.

5.9 Presentación de Resultados

En este apartado se presentan los resultados de selección de las 21 cuencas que componen el estudio. Posteriormente se entregan los resultados obtenidos y relativos al cálculo de reservas y de los parámetros e indicadores. Seguidamente se entregan los resultados relativos a la construcción de nuevos indicadores, para finalmente presentar los resultados del análisis estadístico de correlaciones.

5.10 Análisis de Resultados

Teniendo los resultados, se hizo necesario efectuar un análisis de ellos con el fin de comprobar cuáles de los indicadores y parámetros, identificados como relevantes, presentan alguna tendencia en relación a la cantidad de reservas de agua almacenadas dentro de las cuencas, para posteriormente ordenar y jerarquizar en función de diversos criterios.

El análisis de resultados se hizo considerando algunas investigaciones mencionadas en la revisión bibliográfica, intentado dilucidar si las hipótesis entregadas por otros autores coinciden o difieren de lo encontrado en este estudio.

5.11 Conclusiones y Recomendaciones

A partir de los resultados alcanzados y de las discusiones realizadas, fue posible establecer las principales conclusiones y recomendaciones que se derivan del estudio.

VI. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

6.1 Selección de las Cuencas a Estudiar

Para este estudio se preseleccionaron 50 cuencas hidrográficas en base a las estaciones fluviométricas de la DGA. Las cuencas fueron sometidas a un proceso de depuración, en base a ciertos criterios técnicos. Así, un criterio de depuración se estableció en base a la serie de datos disponibles de información fluviométrica, considerando un mínimo de 22 años para estimar las reservas máximas disponibles. Un segundo criterio fue asociado al tamaño de la cuenca, tendiendo a que el área de la misma no mostrase grandes diferencias entre las unidades seleccionadas. De esta forma se eligió un rango de superficie entre 100 km² y 1.500 km². Este rango de áreas fue elegido debido a que en el mismo se concentra la mayor cantidad de cuencas con información fluviométrica, y además se establece una mayor homogeneidad entre las unidades en estudio con el fin de que este no sea un factor que incida significativamente en los resultados.

Luego de la depuración mencionada, quedó seleccionado un total de 21 cuencas, las que se presentan en la Tabla 3. Cabe señalar que la información en las tablas para cada cuenca, se muestra referenciada con respecto al ID de la estación fluviométrica de la Dirección General de Aguas (DGA).

Tabla 3. Nombre de las cuencas y su respectivo ID de la DGA.

ID DGA	Nombre de la Cuenca
6013001	Río Claro en Hacienda las Nieves
6027001	Río Claro en el Valle
6028001	Río Tinguirica Bajo los Briones
7104002	Río Teno Después de Junta con Claro
7102005	Río Teno Bajo Quebrada Infiernillo
7103001	Río Claro en los Queñes
7116001	Estero Upeo en Upeo
7115001	Río Palos en Junta con Colorado
7112001	Río Colorado en Junta con Palos
7374001	Río Lircay en Puente las Rastras
7354002	Río Achibueno en la Recova
7341001	Río Purapel en Nirivilo
8114001	Río Cato en Puente Cato
8105001	Río Ñuble en la Punilla
8132001	Río Diguillín en Longitudinal
8130002	Río Diguillín en San Lorenzo
8343001	Río Mininco en Longitudinal
9123001	Río Cautín en Raricura
9434001	Río Donguil en Gorbea
10362001	Río Damas en Tacamo
10343001	Río Coihueco Antes de Junta con Pichicope

6.2 Resultados del Cálculo de Parámetros e Indicadores

Con las 21 cuencas ya seleccionadas, se procedió a establecer el cálculo de los parámetros e indicadores morfométricos, lo cual se entrega a continuación.

6.2.1 Estimación de parámetros morfométricos

En este apartado se presentan los resultados de la estimación de los 9 parámetros morfométricos estudiados para las 21 cuencas en estudio (Tabla 4 y Tabla 5).

Tabla 4. Parámetros físicos y de relieve de las cuencas en estudio.

ID DGA	Superficie (S) Km²	Pendiente Media (P_m) %	Altitud Media (Am) msnm	Perímetro (P) Km
6013001	245,01	54,74	2081	80,03
6027001	364,03	35,98	1566	106,16
6028001	1441,22	49,58	2556,5	193,80
7104002	1210,45	47,94	2093,8	177,07
7102005	599,21	49,60	2418,2	115,52
7103001	353,60	45,12	1854,7	111,48
7116001	214,66	33,89	1279,2	92,73
7115001	496,28	33,76	1977,1	143,17
7112001	885,10	32,74	2300	204,50
7374001	380,30	26,01	1048,6	100,73
7354002	891,90	48,83	1334,6	149,57
7341001	262,89	20,46	335,7	104,18
8114001	943,63	19,92	621,3	159,66
8105001	1264,19	46,66	1704,8	222,31
8132001	1372,32	21,69	760,7	216,92
8130002	202,58	47,15	1484,4	78,41
8343001	443,21	6,34	453	117,06
9123001	1296,78	27,23	1156,4	175,99
9434001	734,95	11,46	211,9	129,37
10362001	252,70	4,43	153	87,20
10343001	324,56	30,63	597,7	83,00

Tabla 5. Parámetros hidrológicos y de relieve de las cuencas en estudio.

ID DGA	Largo del Cauce Principal (Lcp) Km	Largo de todos los Cauces Secundarios (Lcs) Km	Altitud de la Desembocad ura de la Cuenca (Adc) msnm	Altitud Máxima del Cauce Principal (Amcp) msnm	Altitud Máxima de la Cuenca (Amc) msnm
6013001	24,62	103,45	715	2949	3690
6027001	51,59	178,80	494	2735	3025
6028001	75,83	495,22	562	3599	4934
7104002	57,83	462,55	653	2728	4075
7102005	36,60	170,22	1005	2728	3915
7103001	38,06	165,98	672	3001	4075
7116001	44,41	79,62	436	2112	2852
7115001	51,50	92,39	627	2545	3446
7112001	81,04	262,73	633	2933	4074
7374001	36,78	193,38	247	2059	2411
7354002	61,29	357,22	309	1791	3191
7341001	35,60	117,31	167	557	720
8114001	69,15	228,29	129	2078	2308
8105001	64,55	495,98	645	2157	3187
8132001	113,90	555,35	86	2634	3191
8130002	28,73	23,02	695	2634	3070
8343001	54,82	235,22	130	955	1019
9123001	71,81	446,69	422	1709	3075
9434001	53,52	351,29	82	644	773
10362001	50,09	77,64	49	256	334
10343001	44,96	81,06	160	671	1642

6.2.2 Estimación de los indicadores de las cuencas

Para una disposición más segregada de los resultados de los indicadores calculados para cada cuenca, estos se dividieron en cuatro categorías: indicadores de forma, indicadores de relieve, indicadores hidrológicos y tiempos de concentración.

6.2.2.1 Estimación de indicadores de forma

A continuación se presentan los resultados de los indicadores de forma (coeficiente de compacidad, radio de elongación, factor de forma y razón de circularidad) calculados para las 21 cuencas bajo estudio (Tabla 6).

Tabla 6. Indicadores de forma de las cuencas en estudio.

ID DGA	Coefficiente de compacidad (Kc)	Radio de elongación (Re)	Factor de forma (Ff)	Razón de circularidad (Rc)
6013001	1,43	0,72	0,4	0,48
6027001	1,56	0,42	0,14	0,41
6028001	1,43	0,56	0,25	0,48
7104002	1,43	0,68	0,36	0,49
7102005	1,32	0,75	0,45	0,56
7103001	1,66	0,56	0,24	0,36
7116001	1,77	0,37	0,11	0,31
7115001	1,8	0,49	0,19	0,3
7112001	1,92	0,41	0,13	0,27
7374001	1,45	0,6	0,28	0,47
7354002	1,4	0,55	0,24	0,5
7341001	1,8	0,51	0,21	0,3
8114001	1,46	0,5	0,2	0,47
8105001	1,75	0,62	0,3	0,32
8132001	1,64	0,37	0,11	0,37
8130002	1,54	0,56	0,25	0,41
8343001	1,56	0,43	0,15	0,41
9123001	1,37	0,57	0,25	0,53
9434001	1,34	0,57	0,26	0,55
10362001	1,54	0,36	0,1	0,42
10343001	1,29	0,45	0,16	0,59

6.2.2.2 Estimación de indicadores de relieve

A continuación se presentan los resultados de los indicadores de relieve (relieve de la cuenca y coeficiente de masividad) calculados para las 21 cuencas bajo estudio (Tabla 7).

Tabla 7. Indicadores de relieve de las cuencas en estudio.

ID DGA	Relieve de la cuenca (Bh)	Coficiente de Masividad (Cm)
6013001	2975	8,49
6027001	2531	4,30
6028001	4372	1,77
7104002	3422	1,73
7102005	2910	4,04
7103001	3403	5,25
7116001	2416	5,96
7115001	2819	3,98
7112001	3441	2,60
7374001	2164	2,76
7354002	2882	1,50
7341001	553	1,28
8114001	2179	0,66
8105001	2542	1,35
8132001	3105	0,55
8130002	2375	7,33
8343001	889	1,02
9123001	2653	0,89
9434001	691	0,29
10362001	285	0,61
10343001	1482	1,84

6.2.2.3 Estimación de indicadores de red de drenaje

A continuación se presentan los resultados de los indicadores de red de drenaje (densidad de drenaje, constante de mantenimiento de caudal, longitud del flujo superficial, alejamiento medio, pendiente media del cauce principal, coeficiente de González, coeficiente de Pizarro y coeficiente de Pizarro-González) calculados para las 21 cuencas bajo estudio (Tabla 8).

Tabla 8. Valores calculados para los indicadores de red de drenaje.

ID DGA	Densidad de drenaje (Dd)	Constante de mantenimiento de caudal (Dd ⁻¹)	Longitud del flujo superficial (Lg)	Alejamiento Medio (α)
6013001	0,523	1,913	0,957	1,57
6027001	0,633	1,580	0,790	2,7
6028001	0,396	2,524	1,262	2
7104002	0,430	2,326	1,163	1,66
7102005	0,345	2,897	1,449	1,5
7103001	0,577	1,733	0,866	2,02
7116001	0,578	1,731	0,865	3,03
7115001	0,290	3,449	1,725	2,31
7112001	0,388	2,575	1,287	2,72
7374001	0,605	1,652	0,826	1,89
7354002	0,469	2,131	1,066	2,05
7341001	0,582	1,719	0,860	2,2
8114001	0,315	3,173	1,586	2,25
8105001	0,443	2,255	1,128	1,82
8132001	0,488	2,051	1,025	3,07
8130002	0,255	3,915	1,957	2,02
8343001	0,654	1,528	0,764	2,6
9123001	0,400	2,501	1,251	1,99
9434001	0,551	1,816	0,908	1,97
10362001	0,505	1,978	0,990	3,15
10343001	0,388	2,576	1,288	2,5

Tabla 8. (Continuación). Valores calculados para los indicadores de red de drenaje.

ID DGA	Pendiente media del cauce principal (j) (%)	Coefficiente de González (FG)	Coefficiente de Pizarro (Cp)	Coefficiente Pizarro-González (Vm)
6013001	9,07	9,95	4,2	9,36
6027001	4,34	7,06	3,47	12,71
6028001	4,01	19,01	6,53	12,6
7104002	3,59	20,93	8,00	9,33
7102005	4,71	16,37	4,65	7,96
7103001	6,12	9,29	4,36	11,1
7116001	3,77	4,83	1,79	11,59
7115001	3,72	9,64	1,79	10,84
7112001	2,84	10,92	3,24	12,92
7374001	4,93	10,34	5,26	9,41
7354002	2,42	14,55	5,83	8,93
7341001	1,10	7,38	3,30	4,77
8114001	2,82	13,65	3,30	10,79
8105001	2,34	19,58	7,68	8,39
8132001	2,24	12,05	4,88	14,44
8130002	6,75	7,05	0,8	10,12
8343001	1,50	8,08	4,29	7,56
9123001	1,79	18,06	6,22	8,18
9434001	1,05	13,73	6,56	5,38
10362001	0,41	5,05	1,55	4,14
10343001	1,14	7,22	1,80	5,84

6.2.2.4 Estimación de indicadores de tiempos de concentración

A continuación se presentan los resultados de los indicadores de tiempo de concentración (tiempo de concentración de Kirpich, California Culvert Practice, Témez, Giandotti y US Corps of Engineers) en unidad de horas, estimados para las 21 cuencas bajo estudio (Tabla 9).

Tabla 9. Valores calculados para los indicadores de tiempos de concentración.

ID DGA	Tc Kirpich (TC_K)	Tc California Culvert Practice (TC_{CKP})	Tc Témez (TC_T)	Tc Giandotti (TC_G)	Tc US Corps of Engineers (TC_{UCE})
6013001	1,96	1,97	2,25	2,63	5,40
6027001	4,60	4,62	4,55	4,06	10,90
6028001	6,38	6,41	6,18	6,02	14,83
7104002	5,40	5,43	5,14	6,2	12,33
7102005	3,42	3,44	3,45	4,6	8,27
7103001	3,19	3,20	3,38	3,43	8,11
7116001	4,33	4,35	4,17	3,83	9,99
7115001	4,87	4,9	4,67	4,75	11,21
7112001	7,67	7,71	6,94	6,27	16,66
7374001	3,38	3,39	3,43	3,91	8,23
7354002	6,58	6,61	5,79	6,86	13,89
7341001	5,86	5,90	4,45	7,47	10,67
8114001	6,81	6,84	6,16	6,41	14,78
8105001	6,93	6,97	6,06	7,69	14,54
8132001	10,92	10,98	9,41	7,89	22,57
8130002	2,47	2,49	2,68	2,84	6,42
8343001	7,26	7,28	5,82	7,25	13,97
9123001	8,35	8,38	6,92	8,78	16,59
9434001	8,17	8,21	6,12	9,95	14,68
10362001	11,15	11,17	6,96	12,1	16,69
10343001	6,92	6,97	5,28	7,7	12,66

6.3 Separación del Caudal Base Mediante Filtro Recursivo

Los resultados obtenidos de la separación del hidrograma mediante el filtro recursivo digital descrito por Lyne & Hollick (1979), fueron dispuestos en tres archivos separados de Excel que contienen los datos de caudal total (Q_T), caudal base (Q_B) y caudal de escorrentía directa (Q_D). Estos tres tipos de caudales vienen dados por un valor medio diario, es decir, si se consideran las 21 cuencas seleccionadas para el estudio, los 22 años y 365 datos de caudales medios diarios por cada año, se alcanza una suma de 168.630 datos, los cuales se hacen casi imposible de mostrar en este apartado. Es por esto que, solo a modo de ejemplo, se muestra un gráfico (Figura 8), del resultado del proceso de separación de hidrogramas para periodo 2015-2016. Este proceso fue realizado en el laboratorio de hidrología de la Universidad de Arizona.

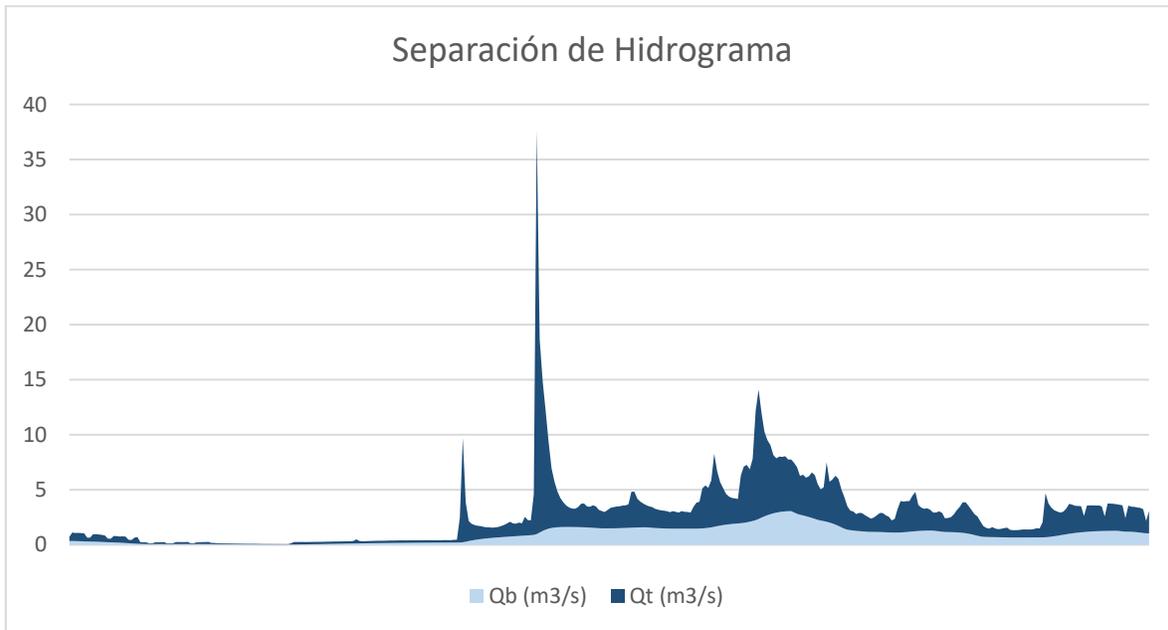


Figura 8. Separación de hidrogramas mediante filtro recursivo digital, correspondiente a la cuenca ID: 6013001, para el periodo 2015-2016. (Q_b caudal base; Q_t caudal total)

6.4 Análisis de Recesión y Cálculo de Reservas

Los resultados obtenidos de la separación de hidrograma sirvieron para efectuar los cálculos de las reservas para el periodo 1995-2016, mediante el supuesto de que la dinámica de almacenamiento profundo puede representarse mediante un depósito lineal (resultados dispuestos en los apéndices 1 y 2). Desde Matlab se pudo exportar los datos en unidad de milímetros por día (mm/día), para luego ser ajustados a un promedio aritmético de los 22 años que consideró el estudio para cada cuenca (Tabla 10), una medida que es justa para hacer comparaciones de estos valores, debido a que implícitamente considera la división del valor de las reservas por la superficie de cada cuenca.

Tabla 10. Promedio de reservas anuales para cada cuenca.

ID DGA	Nombre de la Estación	Reservas (mm/día)	Reservas (Hm³)
6013001	Río Claro en Hacienda las Nieves	264,07	23614,95
6027001	Río Claro en el Valle	150,25	19963,81
6028001	Río Tinguiririca Bajo los Briones	279,83	147202,79
7104002	Río Teno Después de Junta con Claro	376,67	166418,57
7102005	Río Teno Bajo Quebrada Infiernillo	523,9	114582,08
7103001	Río Claro en los Queñes	392,77	50692,64
7116001	Estero Upeo en Upeo	172,78	13537,24
7115001	Río Palos en Junta con Colorado	815,28	147680,15
7112001	Río Colorado en Junta con Palos	590,19	190666,65
7374001	Río Lircay en Puente las Rastras	182,06	25271,4
7354002	Río Achibueno en la Recova	311,48	101399,72
7341001	Río Purapel en Nirivilo	37,15	3564,66
8114001	Río Cato en Puente Cato	194,32	66928,44
8105001	Río Ñuble en la Punilla	503,74	232439,94
8132001	Río Diguillín en Longitudinal	174,88	87596,65
8130002	Río Diguillín en San Lorenzo	610,48	45140,71
8343001	Río Mininco en Longitudinal	313,83	50768,34
9123001	Río Cautín en Raricura	927,03	438785,42
9434001	Río Donguil en Gorbea	344,71	92470,42
10362001	Río Damas en Tacamo	219,06	20205,17

10343001	Río Coihueco Antes de Junta con Pichicope	500,22	59258,26
----------	---	--------	----------

6.5 Formulación de Nuevos Indicadores

Con la finalidad de encontrar un elemento que relacione fácilmente la morfometría de la cuenca con la cantidad de agua que ésta puede almacenar, se generaron múltiples indicadores matemáticos integrando de manera conjunta algunos indicadores descritos por la literatura. Se construyó un total de 50 nuevos indicadores, de los cuales se dejaron los cinco con mejores resultados, los que se exponen a continuación:

a) Indicador Propuesto 1: Este indicador busca encontrar una relación proporcional en la diferencia de altitud de los puntos más alejados del cauce principal. La expresión matemática es la siguiente:

$$IP_1 = \frac{Amáx}{Amin}$$

Donde:

Amáx: Altitud máxima del cauce principal (msnm)

Amin: Altitud de la desembocadura de la cuenca (msnm)

El resultado de este cociente indica la cantidad de veces en que la altitud máxima del cauce principal supera la altitud de la desembocadura de la cuenca.

b) Indicador Propuesto 2: Este indicador buscar relacionar la altitud de la desembocadura de la cuenca con el alejamiento medio. La fórmula matemática es la siguiente:

$$IP_2 = \frac{Amin}{a}$$

Donde:

Amin: Altitud de la desembocadura de la cuenca (msnm)

a: Alejamiento medio

c) Indicador Propuesto 3: Este indicador busca relacionar el indicador propuesto 1 con la densidad de drenaje al cuadrado. Su fórmula es:

$$IP_3 = \frac{IP_1^{-1}}{Dd^2}$$

Donde:

IP₁: Indicador Propuesto 1

Dd: Densidad de drenaje de la cuenca

d) Indicador Propuesto 4: Este indicador busca relacionar la diferencia máxima de altitud de la cuenca (*Bh*), con el producto del indicador propuesto 1 y la densidad de drenaje. Su fórmula es:

$$IP_4 = \frac{Bh}{IP_1 * Dd}$$

Donde:

Bh: Parámetro de Relieve de la cuenca

IP₁: Indicador Propuesto 1

Dd: Densidad de Drenaje

e) Indicador Propuesto 5: Este indicador busca relacionar la altitud a la que se encuentra la desembocadura de la cuenca con la densidad de drenaje. Su fórmula es:

$$IP_5 = \frac{A_{min}}{Dd^2}$$

Donde:

A_{min}: Altitud de la desembocadura de la cuenca (msnm)

Dd: Densidad de drenaje de la cuenca

6.6 Análisis Estadístico de Correlación

6.6.1 Correlación de parámetros e indicadores morfométricos

Los resultados de las correlaciones fueron hechos comparando las reservas medias anuales en unidad de mm/día, con cada uno de los parámetros e indicadores descritos anteriormente en el documento. Las correlaciones fueron hechas por pares mediante los métodos de rangos de Kendall y Spearman, generando un total de 28 correlaciones por cada método, las que se resumen en las tablas 11 y 12.

Tabla 11. Resultados del Coeficiente de Correlación de Spearman y Kendall en parámetros.

Parámetro	Coeficiente Spearman	Valor p	Coeficiente Kendall	Valor p
Superficie (km ²)	0,2013	0,368	0,1333	0,3978
Pendiente media (%)	0,2558	0,2526	0,1143	0,4686
Altitud media (msnm)	0,3818	0,0877	0,219	0,1648
Perímetro (km)	0,2117	0,3438	0,1143	0,4686
Largo del cauce principal (km)	0,1052	0,638	0,0571	0,7171
Largo de los cauces secundarios (km)	0,0377	0,8662	0,0381	0,8091
Altitud de la desembocadura de la cuenca (msnm)	0,4532	0,0427*	0,2667	0,0908
Altitud máxima del cauce principal (msnm)	0,1423	0,5245	0,067	0,6725
Altitud máxima de la cuenca (msnm)	0,3827	0,087	0,2105	0,184

*Valores p menores a 0,05 que indican relaciones estadísticamente significativas.

Tabla 12. Resultados del Coeficiente de Correlación de Spearman y Kendall en indicadores.

Indicador	Coeficiente Spearman	Valor p	Coeficiente Kendall	Valor p
Relieve de la cuenca (Bh)	0,287	0,1993	0,1714	0,277
Coeficiente de compacidad (Kc)	-0,1757	0,4319	-0,1739	0,277
Coeficiente de Pizarro (Cp)	0,0611	0,7847	0,0766	0,629
Radio de elongación (Re)	0,3448	0,123	0,2265	0,1558
Factor de forma (Ff)	0,3273	0,1433	0,2072	0,1941
Razón de circularidad (Rc)	0,1582	0,4794	0,1739	0,277
Densidad de drenaje (Dd)	-0,6558	0,0034*	-0,4762	0,0025*
Constante de mantenimiento de caudal (Dd ⁻¹)	0,6558	0,0034*	0,4762	0,0025*
Longitud del flujo superficial (Lg)	0,6558	0,0034*	0,4762	0,0025*
Alejamiento medio (α)	-0,328	0,1424	-0,2053	0,1941
Pendiente media del cauce principal (j)	0,0727	0,745	0,0476	0,7627
Tc Kirpich (TC _K)	0,0545	0,8073	0,0476	0,7627
Tc California Culvert Practice (TC _{KCP})	0,0539	0,8095	0,043	0,7858
Tc Témez (TC _T)	0,0364	0,8708	-0,0095	0,9518
Tc Giandotti (TC _G)	0,0312	0,8891	0,019	0,9039
Tc US Corps of Engineers (TC _{UCE})	0,0364	0,8708	-0,0095	0,9518
Coeficiente de masividad (Cm)	0,1247	0,5771	0,0952	0,5459
Coeficiente de Pizarro-González (Vm)	-0,1117	0,6174	-0,0952	0,5459
Coeficiente de González (F _G)	0,3234	0,1481	0,219	0,1648

*Valores p menores a 0,05 que indican relaciones estadísticamente significativas.

6.6.2 Correlación de indicadores formulados en este estudio

Además de los parámetros e indicadores propuestos por la literatura, fueron analizados los parámetros creados en este estudio, con el fin de encontrar alguna expresión matemática que muestre una correlación más notoria. En la Tabla 13 se exponen los resultados obtenidos mediante los coeficientes de Spearman y Kendall para los nuevos indicadores propuestos.

Tabla 13. Resultados del Coeficiente de Correlación de Spearman y Kendall.

Indicador	Coeficiente de Correlación de Spearman	Valor p	Coeficiente de Correlación de Kendall	Valor p
IP1	-0,5151	0,0212*	-0,3675	0,0201*
IP2	0,4805	0,0316*	0,2667	0,0908
IP3	0,7355	0,0010*	0,555	0,0005*
IP4	0,6896	0,0020*	0,4762	0,0025*
IP5	0,6481	0,0038*	0,4571	0,0037*

* Valores p menores a 0,05 que indican relaciones estadísticamente significativas.

Además se generó una matriz de correlación de acuerdo a los resultados obtenidos por el coeficiente de correlación de Spearman que ayudan a una mejor visualización del comportamiento de la correlación de estos nuevos coeficientes con las reservas en (mm/día) (Figura 9).

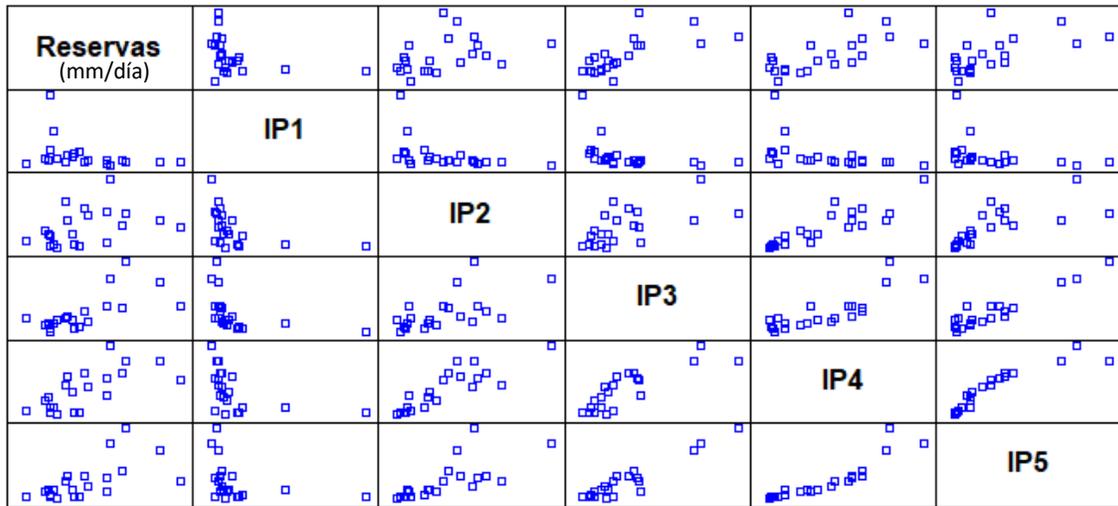


Figura 9. Matriz de dispersión multivariada de los nuevos indicadores en base al coeficiente de Spearman

VII. ANÁLISIS DE RESULTADOS

7.1 Selección de Parámetros e Indicadores Recomendables para la Estimación de Aguas Subterráneas

Debido a que el coeficiente de correlación de Spearman es un buen estimador de las correlaciones y es bastante utilizado por la literatura especializada en la temática hidrológica, fue uno de los estimadores escogidos para la validación de este estudio. Complementariamente, se utilizó el coeficiente de correlación de Kendall (tau de Kendall) para validar o cuestionar los resultados alcanzados por el coeficiente de correlación de Spearman.

En general un coeficiente de correlación de Spearman, con un valor menor a 0,5 se considera numéricamente bajo, esto es que no existe gran correlación entre las variables analizadas. Sin embargo, en este estudio lo que se intenta analizar es si algún parámetro o indicador logra representar de alguna manera la existencia de volúmenes de agua subterráneas, presentes en una determinada cuenca hidrográfica. Por tanto, un coeficiente de 0,2 está indicando que existe una mínima relación entre las variables en que el comportamiento de una de ellas, pudiese ser explicado por la otra. Adicionalmente, se debe recalcar que un determinado valor numérico de los coeficientes no necesariamente define por sí mismo el nivel de relevancia de la interrelación; esto debe quedar ratificado por el nivel de significancia estadística que entrega el valor p. En función de lo anterior, se decidió para este estudio que los coeficientes mayores a $|0,4|$ y que presentan significancia estadística, sean considerados como parámetros o indicadores que pudiesen ser orientadores de la presencia o no presencia de aguas subterráneas en una determinada cuenca hidrográfica.

De lo anterior podría surgir el cuestionamiento acerca de esta decisión y por qué un valor de $|0,4|$ y no otro más alto o más bajo. De los resultados alcanzados, un valor por sobre $|0,4|$, solo es advertido en un 14% de los datos según el coeficiente de correlación de Spearman y en un 10% según el coeficiente de correlación de Kendall, para los parámetros e indicadores que entrega la literatura y que fueron considerados en esta investigación. Esto indica que esta cifra logra discriminar para este conjunto de información, aquellos parámetros o indicadores que tienden a explicar de mejor manera la presencia o no de volúmenes de agua subterránea.

Adicionalmente, al considerar los indicadores diseñados en este estudio, se consigue que la totalidad de ellos (5) posean coeficientes mayores a $|0,4|$ en el caso de Spearman, y 3 de 5 en el caso de Kendall. Cabe hacer notar que algunos de ellos alcanzaron coeficientes de correlación de Spearman por sobre $|0,6|$, valores no alcanzados por los parámetros e indicadores tradicionales.

En este contexto, los parámetros o indicadores que se consideran válidos para explicar la presencia o no de volúmenes de agua subterránea, se presentan en la Tabla 14, con sus respectivos coeficientes de Spearman y Kendall.

Tabla 14. Indicadores y parámetros significativamente correlacionados con las reservas.

Parámetro/Indicador	Coefficiente Spearman	Valor_p	Coefficiente Kendall	Valor_p
Densidad de drenaje (Dd)	-0,6558	0,0034*	-0,4762	0,0025*
Constante de mantenimiento de caudal (Dd^{-1})	0,6558	0,0034*	0,4762	0,0025*
Longitud del flujo superficial (Lg)	0,6558	0,0034*	0,4762	0,0025*
Altitud de desembocadura de la cuenca (Adc)	0,4532	0,0427*	0,2667	0,0908
IP1	-0,5151	0,0212*	-0,3675	0,0201*
IP2	0,4805	0,0316*	0,2667	0,0908
IP3	0,7355	0,001*	0,555	0,0005*
IP4	0,6896	0,002*	0,4762	0,0025*
IP5	0,6481	0,0038*	0,4571	0,0037*

* Valores p menores a 0,05 que indican relaciones estadísticamente significativas.

7.2 Discusión acerca de la Selección de Parámetros e Indicadores

De los 33 indicadores y parámetros morfométricos analizados (28 de la literatura y 5 creados para esta investigación), 9 de ellos presentan una correlación estadísticamente significativa con las reservas máximas promedio anuales de las cuencas en estudio, considerando el coeficiente de Spearman (Tabla 15). De estos, el único parámetro de la cuenca que fue hallado como significativo, es la altitud de la desembocadura de la cuenca con un coeficiente de 0,4532 (Spearman) y 0,2667 (Kendall). En principio este parámetro representaría el comportamiento de los volúmenes de agua subterránea, derivado que por ubicarse en el punto más bajo de la cuenca, genera la mayor probabilidad de captación no solo de aguas superficiales, sino también de aguas subterráneas. Así mismo, como la relación es directa, (es decir a mayor altitud de la cota más baja de la cuenca, mayor presencia de volúmenes de agua subterránea), parecería desprenderse el hecho de que en zonas andinas, que presentan mayor altitud debería haber una relación importante con los volúmenes de agua almacenados. Sin embargo, esto podría deberse a la presencia de rocas ígneas en la zona cordillerana andina, que presentan mayor capacidad de almacenamiento de agua y no necesariamente a una mayor altitud de la cota más baja.

De los 8 indicadores presentes en esta categoría, tres de ellos fueron encontrados en la literatura, y que a su vez son equivalentes. Estos son la densidad de drenaje, el largo del flujo o curso principal y la constante de mantenimiento de caudal, por ello sólo el primero será considerado en este análisis.

La densidad de drenaje posee un valor del coeficiente de Spearman de -0,6558 y -0,4762 Kendall, lo cual indica una alta e inversa relación entre este indicador y las reservas máximas promedio anuales. Este valor tiende a coincidir con diversas investigaciones que han propuesto el mismo enunciado (Osborn, 1976; Zecharias & Brutsaert, 1988; Mwakalila *et al.*, 2002; Mazvimavi, 2003; Millares, 2008), en términos de que a medida que la red de drenaje es más densa, las reservas se hacen menores. Una de las explicaciones es que con

una alta densidad de drenaje, la cuenca tiende a generar respuestas rápidas en la evacuación superficial de los flujos, más que a favorecer la infiltración profunda, que alimenta las reservas. Es decir, a medida que la red de drenaje sea menos eficiente en la evacuación de las aguas, las reservas se verán favorecidas.

Tabla 15. Correlaciones en orden decreciente según el valor p de Spearman.

Parámetro/Indicador	Coef. Spearman	Valor p	Coef. Kendall	Valor p
Altitud desembocadura de la cuenca (Adc)	0,4532	0,0427*	0,2667	0,0908
IP2	0,4805	0,0316*	0,2667	0,0908
IP1	-0,5151	0,0212*	-0,3675	0,0201*
IP5	0,6481	0,0038*	0,4571	0,0037*
Constante de mantenimiento de caudal (Dd^{-1})	0,6558	0,0034*	0,4762	0,0025*
Longitud del flujo superficial (Lg)	0,6558	0,0034*	0,4762	0,0025*
Densidad de drenaje (Dd)	-0,6558	0,0034*	-0,4762	0,0025*
IP4	0,6896	0,002*	0,4762	0,0025*
IP3	0,7355	0,001*	0,555	0,0005*

*Valores p menores a 0,05 con significancia estadística significativa

Considerado todo lo dicho anteriormente en este apartado, y centrando la atención en dos de las variables mejor correlacionadas a las reservas (altitud de la desembocadura de la cuenca y la densidad de drenaje o sus equivalentes), se formularon 5 indicadores, que combinados con otros parámetros descritos, fueron bastante eficientes en el aumento del valor del coeficiente de correlación con las reservas de agua.

El indicador IP_1 creado en este estudio, mostró estar relacionado significativamente a las reservas con un valor de -0,5151 considerando el coeficiente rho de Spearman y -0,3675 para tau de Kendall. Esto indica una relación inversa con este parámetro y que como se describió anteriormente, representa la cantidad de veces en que la altitud máxima del cauce es mayor que la altitud de la desembocadura de la cuenca. Según lo señalado se podría inferir, que a medida que se tenga una diferencia mayor de altitud entre los puntos más alejados del cauce principal de la cuenca, se tendrá un mayor gradiente y por lo descrito en otros estudios, esto favorecerá la circulación de

las escorrentías superficiales, disminuyendo la relevancia de los procesos de infiltración y recarga de acuíferos.

El indicador IP_5 entrega un valor de rho de Spearman de 0,6481 y 0,4571 para Kendall indicando una relación directa con las reservas promedio anuales. Esto puede explicarse primeramente porque se ocupan ambas variables (descritas por la literatura hidrológica) que independientemente han sido las que mejor se han relacionado a las reservas (altitud de la desembocadura de la cuenca y la densidad de drenaje), lo que al ubicarlas dentro de un cociente hace que ambos valores se potencien como predictores de esta variable. Al poner la densidad de drenaje al cuadrado, y debido a que estos números se espera sean bajos (idealmente bajo 1), el valor tiende a disminuir, incrementando entonces el valor del parámetro IP_5 , al ser el que divide el valor de la altitud de la desembocadura, que se espera sea alta. Hidrológicamente el parámetro tiene sentido, esperando encontrar mayor probabilidad de reservas en una cuenca que posee una baja densidad de drenaje y una mayor altitud de la desembocadura en una cuenca dada.

El indicador IP_4 alcanza un valor de 0,6896 para rho de Spearman y 0,4762 para tau de Kendall, indicando nuevamente una relación directa con las reservas. En este indicador, el numerador expresa la diferencia de nivel entre la desembocadura de la cuenca y el punto geográfico más elevado dentro de los límites de la misma. Este numerador, como indicador de relieve de la cuenca, se espera que sea alto si se habla de una cuenca cordillerana o de alta montaña, porque el punto máximo del relieve presentará diferencias altitudinales importantes con la altitud mínima de la cuenca (desembocadura), en relación a una cuenca costera con relieve más bajo. El denominador es el producto de la densidad de drenaje y el indicador 1 (IP_1); el IP_1 ya dio muestras de ser un indicador interesante por sí solo, así como también lo demostró el inverso de la densidad de drenaje. En este marco, dos de los tres componentes del indicador ya han mostrado un comportamiento adecuado en términos de explicar la presencia de volúmenes de aguas subterráneas; la

relación matemática en la que se relacionan los componentes del IP_4 , mejoran los comportamientos por separado de cada uno de estos componentes, lo que se refleja en los coeficientes de correlación.

Finalmente, el indicador IP_3 es el que ha entregado un valor más alto de correlación con las reservas de agua, tanto en el indicador de Spearman como el de Kendall con 0,7355 y 0,555 respectivamente. Este indicador en su numerador, incorpora el IP_1 , es decir, la proporción entre la máxima altitud del cauce y la altitud de la desembocadura, indicador que por sí solo ya había entregado un resultado aceptable para la explicación de volúmenes de agua subterránea. En su denominador se expresa la densidad de drenaje al cuadrado que en su expresión simple e inversa también entrega una adecuada aproximación al comportamiento de los volúmenes de aguas subterránea. El cociente obtenido es el más eficiente de los parámetros e indicadores analizados, en el objetivo de explicar el comportamiento de los volúmenes de agua subterránea, elemento que es altamente relevante para los objetivos de este estudio.

VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1 Conclusiones

a) Se ha podido comprobar en este estudio, y de paso corroborar las hipótesis de diversos autores (Mwakalila *et al.*, 2002; Mazvimavi, 2003; Millares, 2008), que las reservas de agua de una cuenca tienden a estar relacionadas con parámetros e indicadores morfológicos propios de ésta.

b) A pesar de la inclusión de una gran variedad de indicadores y parámetros morfométricos contenidos en la literatura especializada, se ha encontrado que en la mayoría de los casos las correlaciones con los volúmenes de aguas subterráneas almacenadas en la cuenca, no han resultado mayormente significativas, tanto para rho de Spearman como para tau de Kendall.

c) De los parámetros e indicadores analizados a partir de la literatura respectiva, solo la densidad de drenaje y expresiones derivadas de la misma, mostraron coeficientes de correlación por sobre el valor $|0,4|$ y con significancia estadística en el resultado alcanzado (Para rho y tau). Este hecho habla de la dificultad que constituye la búsqueda de estas relaciones.

d) Con respecto a los indicadores creados en este estudio, se puede afirmar consistentemente que tres de ellos (IP_3 , IP_4 e IP_5) son capaces de mejorar estadísticamente la correlación con las reservas tanto para la prueba de rangos de Spearman como para la prueba de rangos de Kendall. El éxito de estos factores radica en la utilización de la densidad de drenaje y/o la altitud de la desembocadura de la cuenca como variables principales, siendo el indicador IP_3 el que entrega un nivel de correlación más destacable y estadísticamente significativo, lo que se explicaría porque, además,

incluye en su expresión las diferencias de altitud máxima de la cuenca (a través del indicador Relieve de la cuenca).

e) Finalmente, se puede afirmar que la tendencia general que marca este estudio, es que existen elementos del relieve de la cuenca, expresados en parámetros o indicadores, que pueden explicar con cierto nivel de certeza la presencia de volúmenes de agua subterránea presentes en las cuencas hidrográficas. Este hecho es de alta relevancia, porque a partir de esta conclusión se podría estructurar un plan de trabajo orientado a establecer zonas con mayor potencialidad de explotación y conservación de aguas subterráneas, elemento que genera un contexto de mayor eficiencia para la gestión de los recursos hídricos en el país.

8.2 Recomendaciones

En función del trabajo desarrollado y las conclusiones alcanzadas, se pueden establecer las siguientes recomendaciones de trabajo:

a) Para futuros análisis de esta misma índole, podría considerarse la inclusión de una mayor cantidad de cuencas espacialmente mejor distribuidas, tanto en longitud como en latitud (considerando una mayor cantidad de cuencas costeras). Además, se recomienda ampliar el rango de la superficie de las cuencas, pudiendo considerar cuencas menores a 100 km^2 y mayores a 1500 km^2 .

b) Se recomienda en futuros estudios considerar no solo un promedio de los volúmenes máximos almacenados en una cuenca en un determinado periodo de años, sino también los volúmenes mínimos, y volver a establecer relaciones con distintos parámetros e indicadores morfométricos. Esto, con el fin de analizar si se mantiene el

nivel de las relaciones alcanzadas con los niveles máximos o si estos cambian, y a partir de ello establecer las posibles causas.

c) Si bien en este estudio se consideraron sólo las variables morfométricas de las cuencas, sería recomendable la incorporación de algunos parámetros o indicadores geológicos, que den cuenta de la capacidad de las rocas para generar almacenamiento de volúmenes de aguas subterráneas.

d) Finalmente, se recomienda fortalecer los estudios en esta línea a nivel de universidades y centros de investigación, derivado que a partir de los mismos es posible inferir comportamientos para las aguas subterráneas, como un primer indicador para una adecuada gestión de este recurso y una mejor gestión ambiental y productiva a nivel país.

IX. BIBLIOGRAFÍA

1. Abebe, A.; Foerch, G. 2006. Catchment characteristics as predictors of base flow index (BFI) in Wabi-shebele river basin, East Africa. Conference on International Agricultural Research for Development.
2. Aguirre, N. 2007. Manual para el manejo sustentable de cuencas hidrográficas. (En línea). Loja, Ecuador. Consultado 28 mar. 2018. Disponible en: <https://www.actswithscience.com/Descargas/manual%20de%20manejo%20de%20cuencas.pdf>.
3. Amatya, D.; Williams, T.; Bren, L.; Jong, C. 2016. Forest hydrology: processes, management and assessment. CABI. 294 p.
4. Aparicio, F. 1992. Fundamentos de hidrología de superficie. México. Editorial Limusa. 517 p.
5. Arciniega-Esparza, S.; Breña-Naranjo, J.; Troch, P. On the connection between terrestrial and riparian vegetation: the role of storage partitioning in water-limited catchments. *Hydrological Processes*. 31(2): 489–494.
6. Arnold, J.; Allen, P. 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American Water Resources Association*. 35(2): 411-424.
7. Arnold, J.; Allen, P.; Muttiah, R.; Bernhardt, G. 1995. Automated Baseflow Separation and Recession Analysis Techniques. *Groundwater*. 33(6): 1010-1018.

8. BCN (Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, Chile). 2012. Sistema integrado de información territorial. (En línea). Consultado 06 mar. 2018. Disponible en: <https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/regiones>
9. Boughton, W. 1995. Baseflow recessions. Australian Civil Engineering Transactions. 37(1): 9-13.
10. Brutsaert, W. 2005. Hydrology: an introduction. New York. Cambridge University Press. 605 p.
11. Brutsaert W. 2008. Long-term groundwater storage trends estimated from streamflow records: climatic perspective. Water Resources Research. 44(2): W02409.
12. Campos, D. 1998. Procesos del ciclo hidrológico. San Luis Potosí, México. Editorial Universitaria Potosiana. 550 p.
13. Chang, M. 2012. Forest hydrology: an introduction to water and forests. 3a. ed. CRC Press. Boca Ratón. 556 p.
14. Chapman, T. 1991. Comment on evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses, by RJ Nathan and TA McMahon. Water Resources Research. 27(7): 1783-1784.
15. Chapman, T.; Maxwell, A. 1996. Baseflow separation - comparison of numerical methods with tracer experiments. Hydrology and Water Resources Symposium. 2(5): 539-545.
16. Chow, V.; Maidment, D.; Mays, L. 1994. Hidrología aplicada. Santa Fé de Bogotá, Colombia. Editorial Mc Graw-Hill. 584 p.

17. CONAF. 2016. Sistema de Información Territorial CONAF 2016. Santiago, Chile. Consultado 15 feb. 2018. Disponible en: <https://sit.conaf.cl/>
18. CONAGUA (Comisión Nacional del Agua, México). Estadísticas del agua en México, edición 2011. (En línea). Consultado el 12 abr. 2018. Disponible en: <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Publicaciones/Publicaciones/SGP-1-11-EAM2011.PDF>
19. Davie, T. 2008. Fundamentals of hydrology. 2a. ed. New York. Routledge. 200 p.
20. Eckhardt, K. 2005. How to construct recursive digital filters for base flow separation. Hydrological Processes. 19 (2): 507–515.
21. Engeland, K.; Hisdal, H.; Beldring, S. 2006. Predicting low flows in ungauged catchments. IAHS Press. 308: 163-168.
22. Eslamian, S. 2014. Handbook of Engineering Hydrology: fundamentals and applications. Boca Ratón. CRC Press. 605 p.
23. FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations, Italia). 2016. AQUASTAT Main Database. (En línea) Roma. Consultado 12 abr. 2018. Disponible en: <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/data/query/index.html>
24. Fournier, F. 1960. Climat et erosion. Paris. Presses Universitaires de France. 201 p.
25. Gan, R.; Luo, Yi. 2013. Using the nonlinear aquifer storage-discharge relationship to simulate the baseflow of glacier and snowmelt dominated basins in Northwest China. Hydrology and Earth System Sciences Discussions. 10(4): 5535-5561.

26. Gan, R.; Sun, L.; Luo, Y. 2015. Baseflow characteristics in alpine rivers — a multi-catchment analysis in Northwest China. *Journal of Mountain Science*. 12(3): 614-625.
27. Giandotti, M. 1934. Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua. Istituto Poligrafico dello Stato. 8: 107–117.
28. González, P. 2002. Análisis comparativo sobre las características físicas de las cuencas de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera de los Andes, VII Región del Maule. Tesis Ing. Forestal. Talca, Chile. Universidad de Talca, Facultad de Ciencias Forestales. 80 p.
29. Gravelius, H. 1914. Grundrifi der gesamten Gewcisserkunde. Band I: Flufikunde (Compendium of Hydrology, vol. I. Rivers, in German). Goschen, Berlin, Germany.
30. Haberlandt, U.; Klöcking, B.; Krysanova, V.; Becker, A. 2001. Regionalisation of the base flow index from dynamically simulated flow components — a case study in the Elbe River Basin. *Journal of Hydrology*. 248(1–4): 35-53.
31. Hall, F. 1968. Base flow recessions: a review. *Water Resources Research*. 4(5): 973-983.
32. Heath, R. 1987. Basic Ground-Water Hydrology. United States. Government Printing Office 81 p.
33. Horton, R. 1932. Drainage basin characteristics. *Trans Am Geophys Union*. 13(1):350–361.
34. Horton, R. 1933. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos Trans*. 14(1): 446–460.

35. Horton, R. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *GSA Bulletin*. 56(3): 275–370.
36. IGM (Instituto Geográfico Militar, Chile). 1984. *Hidrografía: volumen VIII geografía de Chile*. Santiago, Chile. 19 p.
37. INE. 2007. División político administrativa y censal 2007. Santiago, Chile. Consultado 20 feb. 2018. Disponible en: http://historico.ine.cl/canales/chile_estadistico/territorio/division_politico_administrativa/pdf/DPA_COMPLETA.pdf
38. INE. 2017. Resultados censo 2017. Santiago, Chile. Consultado 12 feb. 2018. Disponible en: <https://resultados.censo2017.cl/>
39. Institute of Hydrology. 1980. Low flow studies report no.1 research report. (En línea). Lancaster. Consultado. 5 mar. 2018. Disponible en: http://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/9093/1/Low_Flow_01.pdf
40. Karamouz, M.; Ahmadi, A.; Akhbari, M. 2011. *Groundwater hydrology: engineering, planning, and management*. CRC Press. 634 p.
41. Kirpich, Z. 1940. Time of concentration of small agricultural watersheds. *Journal of Civil Engineering*. 10(6): 362.
42. Lacey, G.; Grayson, R. 1998. Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *Journal of Hydrology* 204(1–4): 231-250.
43. Laurencelle, L. 2009. Le tau et le tau-b de Kendall pour la corrélation de variables ordinales simples ou catégorielles. *Tutorials in Quantitative Methods for Psychology*. 51 p.

44. Linsley, K.; Kohler, M.; Paulus, J. 1975. Hydrology for Engineers. 2a. ed. McGrawHill. 386 p.
45. Llamas, J. 1993. Hidrología general: principios y aplicaciones. España. Servicio Editorial Universidad del País Vasco. 635 p.
46. Longobardi, A.; Villani, P. 2008. Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: role of the catchment permeability index. Joournal of Hydrology. 355(1-4): 63-75.
47. López, M. 2006. Análisis de los principales parámetros de un método hidrometeorológico para el cálculo de avenidas y aplicación a una cuenca mediterránea. Tesis Ing. Civil. Cartagena, España. Universidad Politécnica de Cartagena, Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Civil. 133 p.
48. Lyne, V.; Hollick, M. 1979. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. Institute of Engineers Australia National Conference. 79(10): 89-93.
49. Martínez, A.; Navarro, J. 1996. Manuales y textos universitarios. España. Universidad de Valladolid: Secretariado de publicaciones. 286 p.
50. Martonne, E. 1940. Traité de Geographie Physique. 6a. ed. París. Armand Colin. 560 p.
51. Mazvimavi, D. 2003. Estimation of Flow Characteristics of Ungauged Catchments: case of study in Zimbabwe. Thesis PhD. Wageningen, Holanda. Wageningen University. 176 p.
52. McCuen, R. 1989. Hydrologic Analysis and Design. Prentice Hall. 360 p.

53. Mendenhall, W.; Wackerly, D.; Scheaffer, R. 1990. *Mathematical Statistics with Applications*. 4a. ed. Duxbury Press. 818 p.
54. Millares, A. 2008. *Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca: estudio de las aportaciones en subterráneas en ríos de montaña*. Tesis Doctoral. Granada, España. Universidad de Granada. Departamento de mecánica de estructuras e ingeniería hidráulica. 166 p.
55. Miller, V. 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. *The Journal of Geology*. 65(1): 112-113.
56. Monsalve, G. 1999. *Hidrología en la ingeniería*. 2a. ed. México. Alfaomega. 358 p.
57. Mwakalila, S.; Feyen, J.; Wyseure, G. 2002. The influence of physical catchment properties on baseflow in semi-arid environments. *Journal of Arid Environments*. 52(2): 245-258.
58. Naghettini, M. 2017. *Fundamentals of Statistical Hydrology*. Suiza. Springer. 660 p.
59. Nathan, R.; McMahon, T. 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis. *Water Resources Research*. 26(7): 1465-1473.
60. Ordóñez, J. 2011. ¿Qué es cuenca hidrológica?. (En línea). Lima, Perú. Consultado 15 mar. 2018. Disponible en: https://www.gwp.org/globalassets/global/gwp-sam_files/publicaciones/varios/cuenca_hidrologica.pdf
61. Osborn, J. 1976. Drainage basin characteristic applied to hydraulic design and water-resources management, in *Geomorphology and Engineering*. New York. State University of New York. 171 p.

62. Palaka, R.; Sankar, G. 2014. Study of Watershed Characteristics using Google Elevation Service. 10.13140/2.1.5103.0080.
63. Pinder, G.; Celia, M. 2006. Subsurface hydrology. New Jersey. Wiley Interscience. 468 p.
64. Pizarro, R.; Novoa, P. 1986. Elementos técnicos de hidrología I: Instructivos técnicos. Chile. Corporación Nacional Forestal, Ministerio Agricultura. 57 p.
65. Ponce, V. 1989. Engineering Hydrology: principles and practices. New Jersey. Prentice Hall. 640 p.
66. Price, K. 2011. Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. Air, Soil and Water Research. 35(4): 465–492.
67. Raghunat, H. 2006. Hydrology: principles, analysis and design. 2a. ed. New Delhi. New Age International. 463 p.
68. Rupp, D.; Woods, R. 2008. Increased flexibility in base flow modeling using a power law transmissivity profile. Hydrological Processes. 22(14): 2667–2671.
69. Santhi, C.; Allen, P.; Muttiah, R.; Arnold, J.; Tuppad, P. 2008. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. Journal of Hydrology. 351(1–2): 139-153.
70. Sayama, T.; McDonnell, J.; Dhakal, A.; Sullivan, K. 2011. How much water can a watershed store?. Hydrological Processes. 25(25): 3899–3908.

71. Schumm, S. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*. 67(5): 597–646.
72. Strahler, A. 1964. Quantative geomorphology of drainage basins and channel networks. *In*: Chow, V. *Handbook of Applied Hydrology*. New York. McGraw Hill. p. 439-476.
73. Subramanya, K. 2008. *Engineering Hydrology*. 3a. ed. New Delhi. McGraw-Hill. 270 p.
74. Tallaksen, L. 1995. A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*. 165(1–4): 349 –370.
75. Temez, J. 1978. *Calculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. Madrid, España. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Dirección General de Carreteras. 133 pp.
76. UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, Francia). 2012. *International Glossary of Hydrology*. París. 461 p.
77. Vieira, V.; Pereira, P.; Moreira, R. 2013. Quantificação dos componentes de vazão por meio de filtros recursivos: estudo de caso da Bacia do Rio Paracatu (SF-7), Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. 13(1): 3-24.
78. Voepel, H.; Ruddell, B.; Schumer, R.; Troch, P.; Brooks, P.; Neal, A.; Durcik, M.; Sivapalan, M. 2011. Quantifying the role of climate and landscape characteristics on hydrologic partitioning and vegetation response. *Water Resources Research*. 47(10): W00J09.

79. Vogel, R.; Kroll, C. 1992. Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low flow statistics. *Water Resources Research*. 28(9): 2451-2458.
80. Waikar, M.; Nilawar, A. 2014. Morphometric Analysis of a Drainage Basin Using Geographical Information System: A Case study. *International Journal of Multidisciplinary and Current Research*. 2: 179-184.
81. Wittenberg, H. 1994. Nonlinear analysis of flow recession curves. In: Conferencia (1993, Braunschweig, Alemania). *Flow Regimes from International Experimental and Network Data*. p. 61–67.
82. Wittenberg, H.; Sivapalan, M. 1999. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of Hydrology*. 219(1-2): 20-33.
83. Yoo, K.; Boyd, C. 1994. *Hydrology and Water Supply for Pond Aquaculture*. Alemania. Springer. 483 p.
84. Zecharias, Y.; Brutsaert, W. 1988. The influence of basin morphology on groundwater outflow. *Water Resources Research*. 24(10): 1645-1650.
85. Zomlot, Z.; Verbeiren, B.; Huysmans, M.; Batelaan, O. 2015. Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: assessment of controlling factors. *Journal of Hydrology*. 4(B): 349-368.

APÉNDICES

Apéndice 1. Cálculo de reservas promedio (mm/día) de las 21 estaciones para el periodo 1995-2016 (Tabla 16).

Tabla 16. Reservas promedio (mm/día) para el periodo 1995-2016.

ID Año	6013001	6027001	6028001	7104002	7102005	7103001	7116001
1995	298,8	171,64	444,27	567,59	584,14	588,98	247,71
1996	106,92	43,41	136,61	338,06	200,99	332,58	91,61
1997	294,42	187,05	339,84	855,62	492,46	358,53	231,21
1998	109,98	29,26	232,44	242,56	238,86	104	16,92
1999	229,32	164,36	212,36	212,35	555,03	316,4	234,95
2000	314,23	346,82	242,49	393,2	900,33	547,82	299,14
2001	305,93	166,52	216,11	317,72	723,46	283,64	132,4
2002	360,77	274,23	533,44	559,17	723,25	464,52	319,07
2003	198,33	121,71	281,14	316,41	514,3	426,01	125,25
2004	167,92	126,45	234,16	363,05	694,18	323,46	132,63
2005	230,83	223,9	329,2	443,54	758,84	665,78	267,77
2006	223,54	105,19	402,17	546,83	818,21	493,32	265,43
2007	111,62	143,54	267,86	392,89	362,29	408,02	119,04
2008	614,97	150,28	524,42	487,5	639,28	491,29	137,51
2009	191,15	112,14	334,61	263,8	442,05	328,42	129,41
2010	136,93	115,55	112,13	315,77	317,17	477,84	119,54
2011	146,61	109,32	158,23	270,23	376,07	400,88	184
2012	241,77	94,81	264,39	301,17	230,48	277,45	102,46
2013	86,37	70,3	156,41	251,27	201,89	246,61	68,15
2014	68,28	164,26	171,94	233,55	568,49	327,16	183,59
2015	91,33	279,54	253,62	384,86	673,64	500,93	236,68
2016	1279,43	105,31	308,4	229,62	510,39	277,35	156,71

Tabla 16. (Continuación). Reservas promedio (mm/día) para el periodo 1995-2016.

ID Año	7115001	7112001	7374001	7354002	7341001	8114001	8105001
1995	1094,9	1194,79	178,85	360,05	35,75	232,24	671,78
1996	702,42	513,28	54,68	139,16	31,81	113,67	406,09
1997	1080,4	575,18	362,26	328,62	50,26	269,22	687,12
1998	761,66	364,55	33,73	79,95	23,63	90,41	277,45
1999	1031,63	697,64	177,48	346,17	29,65	199,33	516,05
2000	1067,03	701,16	289,85	509,93	55,32	129,46	520,04
2001	810,69	658,66	200,44	420,26	74,8	408,22	552,73
2002	838,02	755,32	204,36	490,84	56,89	428,5	636,95
2003	803,66	539,04	110,8	248,82	39,56	128,45	425,95
2004	614,18	489,38	122,81	229,54	46,4	218,1	472,51
2005	1086,09	753,05	323,71	552,18	116,17	241,45	489,98
2006	959,26	696,82	335,82	415,79	9,58	149,17	717,46
2007	640,69	563,14	89,24	246,77	18,31	194,21	506,41
2008	847,2	377,42	130,47	221,02	42,14	239,94	460,19
2009	373,11	706,37	118,77	208,26	53,15	191,89	443,19
2010	696,96	964,68	180,52	253,21	24,39	132,71	465,01
2011	765,49	239,69	435,02	390,89	1,26	292,05	518,01
2012	615,43	302,17	333,31	220,35	14,14	91,74	391,19
2013	804,5	441,56	55,21	255,08	43,85	185,81	380,7
2014	751,68	499,56	94,3	401,19	0	167,87	251,28
2015	942,39	631,25	136,83	345,65	50,19	92,51	702,69
2016	648,67	319,39	36,77	188,77	0	78,07	589,5

Tabla 16. (Continuación). Reservas promedio (mm/día) para el periodo 1995-2016.

ID Año	8132001	8130002	8343001	9123001	9434001	10362001	10343001
1995	173,24	628,13	436,92	1105,82	448,74	223,57	572,64
1996	74,2	418,61	203,61	711,58	208,04	194,6	407,79
1997	197,12	900,78	293,37	1042,89	421	211,34	679,46
1998	56,62	280,54	80,7	427,46	145,11	112,08	665,71
1999	127,85	630,33	295,17	891,98	289,89	227,09	407,67
2000	195,64	824,41	160,73	1144,28	490,27	179,2	663,59
2001	273,15	1002,08	370,27	1210,96	507,53	119,51	703,69
2002	287,66	774,86	316,04	911,69	379,29	231,51	382,74
2003	223,81	492,3	232,65	1038,46	81,82	209,65	286,39
2004	103,43	506,25	320,27	992,89	405,6	363,02	338,16
2005	250,44	559,83	448,48	897,9	459,21	365,68	543,47
2006	315,2	835,84	609,39	1210,15	609,07	330,51	501,19
2007	167,5	475,7	287,31	802,38	353,21	141,36	473,17
2008	224,77	608,05	462,83	1096,83	356,28	204,23	664,69
2009	135,24	463,57	345,17	612,27	370,74	227,53	439,75
2010	117,9	684,63	363,53	573,49	359,72	201,93	413,4
2011	166,97	798,23	410,44	1071,22	284,6	231,54	401,27
2012	91,51	567,27	205,2	937,63	336,41	237,07	379,95
2013	136,22	546,62	204,16	956,01	219,82	161,79	521,33
2014	340,57	606,97	350,69	1067,53	334,75	233,73	668,78
2015	148,83	545,69	367,2	1118,81	368,74	281,9	602,99
2016	39,58	279,84	140,07	572,51	153,78	130,46	286,92

Apéndice 2. Cálculo de reservas promedio (Hm³) de las 21 estaciones para el periodo 1995-2016 (Tabla 17).

Tabla 17. Resultado reservas promedio (Hm³) para el periodo 1995-2016.

ID Año	6013001	6027001	6028001	7104002	7102005	7103001	7116001
1995	26720,75	22805,91	233705,4	250769,95	127757,16	76016,37	19407,98
1996	9561,52	5767,91	71862,82	149360,08	43958,49	42924,25	7177,61
1997	26329,06	24853,44	178770,66	378026,01	107705,84	46273,47	18115,21
1998	9835,17	3887,79	122273,58	107166,72	52241,03	13422,7	1325,67
1999	20507,37	21838,61	111710,62	93819,48	121390,51	40835,99	18408,24
2000	28100,6	46082,18	127560,32	173721,78	196911,02	70704,08	23437,5
2001	27358,36	22125,61	113683,29	140373,56	158227,81	36607,84	10373,49
2002	32262,53	36437,1	280612,71	247049,87	158181,88	59953,01	24999
2003	17736,03	16171,68	147891,9	139794,78	112482,46	54982,74	9813,29
2004	15016,56	16801,49	123178,37	160401,05	151823,99	41747,18	10391,51
2005	20642,4	29749,72	173173,56	195962,76	165965,76	85928,52	20979,67
2006	19990,48	13976,66	211558,96	241597,87	178950,57	63670,07	20796,33
2007	9981,83	19072,24	140906,04	173584,82	79236,38	52660,87	9326,73
2008	54994,84	19967,79	275867,8	215384,96	139816,82	63408,07	10773,85
2009	17093,94	14900,11	176019,46	116550,88	96680,68	42387,34	10139,22
2010	12245,22	15353,2	58985,27	139512,02	69368,2	61672,15	9365,91
2011	13110,87	14525,41	83235,88	119391,75	82250,2	51739,35	14416,32
2012	21620,73	12597,46	139080,67	133061,52	50408,24	35808,93	8027,7
2013	7723,8	9340,8	82278,48	111014,93	44155,33	31828,58	5339,52
2014	6106,07	21825,32	90447,94	103185,97	124334,35	42224,72	14384,2
2015	8167,36	37142,64	133415,18	170037,04	147331,69	64652,25	18543,78
2016	114415,41	13992,6	162231,85	101449,63	111627,31	35796,02	12278,16

Tabla 17. (Continuación). Resultado reservas promedio (Hm³) para el periodo 1995-2016.

ID Año	7115001	7112001	7374001	7354002	7341001	8114001	8105001
1995	198330,64	385988,6	24825,82	117211,28	3430,32	79988,99	309978,37
1996	127236,65	165820,13	7590,03	45302,38	3052,27	39150,66	187381,46
1997	195704,1	185817,53	50284,61	106979,51	4822,6	92725,78	317056,68
1998	137967,41	117771,44	4682	26027,06	2267,37	31139,36	128023,31
1999	186869,88	225379,43	24635,66	112692,76	2845,01	68654	238120,13
2000	193282,25	226516,6	40233,52	166003,47	5308,13	44589,11	239961,23
2001	146848,72	212786,56	27822,69	136812,14	7177,29	140600,69	255045,32
2002	151799,29	244013,52	28366,82	159788,88	5458,77	147585,61	293906,82
2003	145575,3	174142,15	15379,93	81001,28	3795,9	44241,24	196545,43
2004	111252,82	158099	17047,02	74724,84	4452,22	75118,83	218029,53
2005	196734,79	243280,17	44933,56	179757,6	11146,87	83161,13	226090,69
2006	173760,75	225114,52	46614,53	135356,97	919,23	51377,7	331056,42
2007	116054,85	181927,89	12387,23	80333,92	1756,9	66890,55	233671,96
2008	153462,16	121929,22	18110,29	71951,22	4043,46	82641,05	212344,74
2009	67585,3	228199,74	16486,24	67797,31	5099,91	66091,49	204500,45
2010	126247,62	311649,31	25057,63	82430,41	2340,3	45708,48	214568,82
2011	138661,17	77434,2	60384,29	127250,99	120,9	100588,98	239024,53
2012	111479,24	97618,98	46266,12	71733,11	1356,78	31597,44	180506,18
2013	145727,46	142650,28	7663,59	83039,17	4207,54	63997,39	175665,79
2014	136159,62	161387,75	13089,6	130604,06	0	57818,43	115947,73
2015	170704,91	203931,49	18993,11	112523,48	4815,89	31862,65	324241,12
2016	117500,35	103182,06	5103,97	61452,5	0	26889,17	272012,04

Tabla 17. (Continuación). Resultado reservas promedio (Hm³) para el periodo 1995-2016.

ID Año	8132001	8130002	8343001	9123001	9434001	10362001	10343001
1995	86775,18	46445,8	70680,63	523410,99	120377,06	20621,16	67837,45
1996	37166,46	30953,27	32938,03	336807,79	55807,91	17949,09	48308,6
1997	98736,57	66606,36	47458,52	493624,72	112935,65	19493,11	80491,82
1998	28360,72	20743,96	13054,85	202327,02	38926,58	10337,79	78862,94
1999	64039,52	46608,48	47749,71	422195,42	77764,64	20945,83	48294,38
2000	97995,24	60959,33	26001,32	541615,03	131517,72	16528,65	78611,79
2001	136819,67	74096,78	59898,65	573176,26	136147,81	11023,1	83362,21
2002	144087,67	57295,46	51125,85	431524,63	101746,7	21353,51	45341,06
2003	112105,48	36402,13	37635,83	491527,9	21948,68	19337,23	33927,02
2004	51807,65	37433,63	51810,14	469958,53	108804,51	33483,44	40059,92
2005	125444,33	41395,5	72550,69	424997,49	123185,7	33728,78	64381,85
2006	157882,34	61804,5	98581,14	572792,87	163386,49	30484,85	59373,17
2007	83900,04	35174,67	46478,19	379785,6	94750,59	13038,45	56053,8
2008	112586,34	44961,03	74872,1	519155,81	95574,14	18837,32	78742,1
2009	67741,14	34277,75	55838,22	289802	99453,12	20986,41	52094,72
2010	59055,61	50623,58	58808,32	271446,5	96496,94	18625,17	48973,18
2011	83634,56	59023,5	66396,96	507033,99	76345,57	21356,28	47536,21
2012	45836,97	41945,63	33195,24	443802,65	90243,9	21866,34	45010,55
2013	68232,02	40418,71	33027	452502,34	58967,97	14922,83	61759,05
2014	170590,06	44881,17	56731,19	505287,42	89798,59	21558,27	79226,62
2015	74548,31	40349,94	59402,01	529559,47	98916,6	26001,27	71432,85
2016	19825,45	20692,2	22659,15	270982,64	41252,36	12033,08	33989,81