



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTIMACIÓN DE RECARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA EN LA CUENCA
DE CAUQUENES (35°40'S y 36°20'S), CHILE CENTRAL.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ALEXIS FERNANDO LÓPEZ ARELLANO

PROFESORA GUÍA:
Dra. LINDA DANIELE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
Msc. CARMEN COPIER MELLA
Dr. MATÍAS TAUCARE TORO

SANTIAGO DE CHILE
2022

RESUMEN DE LA
MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE: Geólogo
Autor: Alexis Fernando López
Arellano
FECHA:2022
PROFESOR GUÍA:Linda Daniele.

Estimación de recarga de agua subterránea en la cuenca de Cauquenes (35°40'S y 36°20'S), Chile Central

Asegurar el suministro de agua ante el actual escenario de cambio climático es una de las principales preocupaciones en Chile y el mundo, y el rol del agua subterránea se está volviendo día a día más esencial. Para asegurar la disponibilidad de este invisible recurso a lo largo de los años, es necesario contar con políticas de gestión sostenibles que, a su vez, dependen de comprender de manera adecuada el funcionamiento de los acuíferos. Particularmente con énfasis en la recarga, es decir, el flujo descendente de agua que alcanza el nivel piezométrico y que permite la renovación del agua subterránea.

Por lo anterior, es que el objetivo del presente trabajo es estimar la recarga de agua subterránea utilizando los métodos de Ecurrimiento Promedio Mínimo Mensual (MoMLRr) y Balance Hídrico (BH). El primer método se basa en la separación del hidrograma de donde se obtiene la escorrentía directa a partir de la separación de hidrograma de un flujo superficial. El valor obtenido de escorrentía, en conjunto a datos de precipitación y evapotranspiración, se aplican en la fórmula de balance hídrico para así obtener el valor de infiltración. La infiltración se considera como una potencial recarga para este trabajo. La metodología fue aplicada en el área de Cauquenes, ubicado en la Cordillera de la Costa (CC) de Chile Central entre las coordenadas geográficas 35°40'S y 36°20'S. El área de Cauquenes es adecuada para aplicar la metodología puesto que la principal fuente de recarga son las precipitaciones y, además, cuenta con un monitoreo continuo de flujo superficial y precipitaciones. Por su parte, el actual escenario de escasez hídrica, que se refleja en una disminución de 21,8% en las precipitaciones que ocurren en Cauquenes, hacen este estudio relevante.

Los resultados principales muestran que durante el periodo histórico (pre 2010) la recarga estimada fue de 958,2 mm/año, mientras que durante el periodo de Megasequía (post 2010) a través del BH y el MoMLRr fue de 600,4 mm/año y de 222,7 mm/año, respectivamente. Esto indica que una disminución en las precipitaciones de 21,8% durante la Megasequía, respecto del periodo histórico, se refleja en una disminución de 37,3% en la recarga.

Para finalizar, se puede señalar que contar con un monitoreo continuo de los parámetros hidroclimáticos permite estimar la recarga y, por lo tanto, la tasa de renovación del agua subterránea. Teniendo en cuenta esta información se puede conocer la cantidad de agua de la que se puede disponer tanto para el bienestar humano como para las actividades socioeconómicas y así evitar la sobreexplotación de los recursos hídricos subterráneos.

1. Agradecimientos

Me gustaría comenzar agradeciendo a la Fundación ingenieros sin fronteras por la facilitación de información de zonas urbanas relacionadas al área de estudio y por facilitar información hidrogeológica relevante del área.

También quiero agradecer a mi profesora guía Linda por sus consejos, apoyo y por darme la oportunidad de realizar este trabajo bajo su cargo. También agradecer a Matías y a Carmen por sus consejos para mejorar este estudio. En especial a Matías que desde un principio se preocupó por resolver cada una de mis dudas, enseñándome y guiándome en cada una de las partes que se relacionan con este trabajo.

Finalmente, agradecer a mi familia. En especial a mis padres, Cristian e Ivonne. Siempre han sido mi mayor soporte en estos años de estudios. Con su guía y amor incondicionales es que he llegado a este punto de mi vida. Gracias también a mi compañera Javiera, quien con su cariño y preocupación me ayudo a terminar este proceso tan importante en mi vida.

Tabla de Contenido

1.	Agradecimientos	ii
2.	Introducción	1
3.	Metodología y Marco Teórico.....	5
	3.1 Métodos para calcular la Recarga.....	5
	3.2 Método Balance de Cloruros	8
	3.3 Método Ley de Darcy	9
	3.4 Método Escurrimiento Promedio Mínimo Mensual	9
	3.5 Balance hídrico.....	12
	3.5.1 Cálculo de componentes de la recarga en el método de balance hídrico	13
4.	Recopilación de antecedentes	15
	4.1 Geomorfología.....	16
	4.1.1 Morfoestructuras principales.....	16
	4.2 Clima y uso de suelos	18
	4.3 Geología Regional.....	19
	4.3.1 Unidades Rocosas.....	22
	4.3.2 Depósitos no consolidados	24
	4.3.3 Rocas intrusivas.....	25
	4.3.4 Estructuras principales.....	25
5.	Resultados y Discusiones	26
	5.1 Caracterización hidrológica e hidrogeológica de la cuenca de Cauquenes 26	
	5.1.1 Cuencas Hidrográficas.....	26
	5.1.2 Definición del Sector hidrogeológico de aprovechamiento común Cauquenes	28
	5.1.3 Precipitaciones.....	29
	5.1.4 Identificación de pozos de monitoreo del nivel freático.....	33
	5.1.5 Registro de Caudales	34
	5.2 Estimación de Recarga Potencial.....	39
	5.2.1 Cálculo de la recarga potencial mediante el método Balance Hídrico	39
	5.2.2 Cálculo de la recarga potencial mediante el método MoMLRr....	45

	5.2.3 Comparación de resultados de estimación de recarga potencial	48
6.	Conclusiones y Recomendaciones	50
7.	Bibliografía	51
8.	Anexo.....	57
	Anexo A:.....	57
	Anexo B.....	59
	Anexo C	67
	Anexo C.1	67
	Anexo C.2	68
	Anexo C.3	70
	Anexo D	71
	Anexo D.1	71
	Anexo D.2	73
	Anexo D.3:	74
	Anexo D.4	75

Índice de Figuras

Figura 1.1: Sistema de aguas subterráneas que muestra las trayectorias de flujo generalizadas del movimiento de las aguas subterráneas y la edad relativa del agua desde el momento de la recarga (Alley et al., 2005).	1
Figura 1.2: Reservas globales y flujos de agua en la Tierra, que muestran la magnitud del almacenamiento de agua subterránea en relación con otros flujos y almacenamientos de agua importantes (Alley et al., 2002).....	2
Figura 1.3: Área de estudio y áreas urbanas cercanas. En blanco segmentado se indican los límites de la cuenca de Cauquenes y en azul cauces principales.	4
Figura 2.1: Sección transversal vertical que muestra infiltración en la superficie terrestre, drenaje a través de la zona no saturada, recarga difusa y focalizada a un acuífero no confinado, flujo entre el acuífero no confinado y un acuífero confinado subyacente (interacuífero bajo) y el plano de flujo cero (Healy, 2010).....	6
Figura 2.2: Separación de la componente de flujo subsuperficial de la recarga de agua subterránea mediante el método MoMLRr. Modificado de (Bogena et al., 2005).	11
Figura 3.1: Mapa de morfoestructuras. Polígono negro representa el área de estudio. Elaboración propia.	17
Figura 3.2: Uso de suelos cuenca de Cauquenes junto a cauces principales. Elaboración propia. Datos obtenidos de clasificación uso de suelos CONAF (2015).	18
Figura 3.3: Geología regional del área de estudio. Fuente: Modificado de Escobar et al. (1977) y de SERNAGEOMIN (2001).	21
Figura 3.4: Distribución de series metamórficas según la definición de González- Bonorino. Fuente: Escobar et al.1977.....	22
Figura 4.1: Mapa división de subcuencas DGA, polígono achurado representa el área de estudio.....	27
Figura 4.2: Cuenca del río Maule con sus respectivos SHAC definidos por el departamento de administración de recursos hídricos. (DGA, 2020).	28
Figura 4.3: Mapa de estaciones pluviométricas de la DGA.	30
Figura 4.4: Disponibilidad de datos registrados en cada estación, que muestra el número total de mediciones realizadas para cada año.	30
Figura 4.5: Climogramas de las distintas estaciones ubicadas en el área de estudio o próximas a ella. En azul se observa el periodo 1990-2009, y en naranja el periodo 2010-2020.	31
Figura 4.6: Valores de SPI para cada una de las estaciones pluviométricas en el área de estudio.....	32
Figura 4.7: Mapa de ubicación de Estaciones Fluviométricas.	35
Figura 4.8: Disponibilidad de datos registrados en la estación fluviométricas “Río Cauquenes El Arrayán”, que muestra el número total de mediciones realizadas en cada mes para cada año.	35

Figura 4.9: Disponibilidad de datos registrados en la estación pluviométricas “Río Cauquenes En Desembocadura”, que muestra el número total de mediciones realizadas en cada mes para cada año.....	36
Figura 4.10: Hidrograma de caudal mensual promedio para ambas estaciones pluviométricas. En azul periodo previo al 2020 y en azul el promedio de los años 2010-2020. Elaboración propia con base a datos de la DGA.	37
Figura 4.11: Mapa con Polígonos de Thiessen para el área de estudio. En rojo las líneas divisorias de cada polígono generado a partir de las ubicaciones de las distintas estaciones meteorológicas.	40
Figura 4.12: Variación anual del volumen de precipitación anual que ingresa al area de estudio para cada una de las estaciones pluviométricas El Álamo y Quella.	41
Figura 4.13: Variación anual del volumen de precipitación anual que ingresa al área de estudio para cada una de las estaciones pluviométricas Tutuven Embalse y La Estrella.....	42
Figura 4.14: Evapotranspiración potencial Anual para la estación “Río Cauquenes en Desembocadura” y para la estación “Río Cauquenes en el Arrayán”. (Elaboración Propia).....	44
Figura 4.15: Balance Hídrico para el área de estudio. Elaboración propia. ...	45
Figura 4.16: Cálculo de la recarga de agua subterránea en la estación pluviométrica “Río Cauquenes en Desembocadura” mediante la técnica de MoMLRr.	46
Figura 4.17: Cálculo de la recarga de agua subterránea en la estación pluviométrica “Río Cauquenes en el Arrayán” mediante la técnica de MoMLRr.	47
Figura 7.1: Avance geológico de las hojas Rancagua-Curico, Talca-Linares, Chanco y Concepción-Chillán. Elaborado por Escobar et. al, 1997.	57
Figura 7.2: Mapa de relleno de la cuenca Cauquenes en coordenadas UTM según datum WGS 84 y huso 19S. Fuente: DGA 2013.	58
Figura 7.3: Distribución de estudios geofísicos anteriores. Coordenadas en UTM, datum WGS 84 y Huso 19S. Fuente: DGA,2013.	59
Figura 7.4: Perfil de gravedad elaborado por AC ingenieros (1999). Fuente: DGA 2013.....	60
Figura 7.5: Perfiles gravimétricos obtenidos por GCF ingenieros. Fuente: DGA 2013.	61
Figura 7.6: Perfiles gravimétricos obtenidos por GCF ingenieros. Fuente: DGA 2013.	62
Figura 7.7: Distribución de perfiles gravimétricos elaborados por la DGA. Fuente: DGA,2013.	66

Índice de Tablas

Tabla 2.1: Metodologías para estimar la recarga conforme al tipo de clima y zona hidrológica. Extraído de Scanlon et al. (2002).	7
Tabla 3.1: Distribución uso de suelos cuenca de Cauquenes. Elaboración propia. Datos obtenidos de clasificación uso de suelos CONAF (2015).	19
Tabla 4.1: Estaciones pluviométricas de red DGA (2021) dentro del área de estudio.....	29
Tabla 4.2: Clasificación de humedad relativa por índice SPI modificado de Gordjin y Ward (2012).	33
Tabla 4.3: Registro de nivel Estaciones y Puntos de APR ubicados en el área de estudio.Fuente:DGA.	34
Tabla 4.4: Stock, Nivel de la napa y recarga del Acuífero de Cauquenes.	38
Tabla 4.5: Balance hídrico subterráneo, escenario base 2000-2020 (l/s).....	38
Tabla 4.6: Valores del área de influencia determinada a través del método de los Polígonos de Thiessen.	39
Tabla 4.7: Valores obtenidos a través del método MoMLRr junto a datos del área obtenidos de la DGA para la estación Fluviométrica “Río Cauquenes en Desembocadura.	46
Tabla 4.8: Valores obtenidos a través del método MoMLRr junto a datos del área obtenidos de la DGA para la estación Fluviométrica “Río Cauquenes en el Arrayán”.....	48
Tabla 4.9: Valores de recarga calculados por los distintos métodos tratados en este estudio.	48
Tabla 7.1: Resultado de SEVs realizados por AC en 1999.	60
Tabla 7.2: Resultados TEMs para el sector de Pocillas y San Juan.....	64
Tabla 7.3: Resultados TEMs para el sector de Cauquenes-Belco.	65
Tabla 7.4: Estaciones colindantes al área de estudio.....	67
Tabla 7.5: Valores SPI para cada una de las estaciones.	68
Tabla 7.6: Valores de caudal medio mensual para las estaciones presentes en el área de estudio. Fuente: DGA.....	70
Tabla 7.7: Volumen por concepto de precipitación para cada una de las estaciones.	71
Tabla 7.8: Valores de evapotranspiración anuales para el área de estudio.	73
Tabla 7.9: Valores de recarga obtenidos a través del balance hídrico para el área de estudio.....	74
Tabla 7.10: Valores MoMLR para la estación fluviométrica el Arrayán y Desembocadura.	75

2. Introducción

El ciclo Hidrogeológico, el patrón a escala global de la circulación del agua a través de la atmósfera, las masas de tierra y los océanos que controla fuertemente la vida en la Tierra, ha sido alterado por la acción humana desde el inicio de la civilización como resultado de la extracción de agua de los arroyos, lagos y acuíferos, desvíos de ríos y represas (D'Odorico et al., 2019). Sin embargo, se ha visto exacerbado en este último tiempo no solo el cambio climático, sino también por los procesos asociados con los cambios en el uso y la cobertura de la tierra, como la deforestación, el riego a gran escala y la construcción de represas, han alterado fuertemente el ciclo hidrogeológico. (Paerregaard, 2017).

Como consecuencia de la creciente demanda hídrica de parte de la población mundial, en algunas regiones, el uso del agua supera los niveles sostenibles (Rosa et al., 2018). Por lo tanto, vivimos en lo que se ha descrito como una era de escasez de agua en la que los recursos hídricos disponibles para la agricultura pueden limitar la capacidad del planeta para satisfacer la creciente demanda de cultivos por parte de las sociedades humanas (Falkenmark y Rockstrom, 2004, D'Odorico et al., 2018, Rodell et al., 2018). Este recurso fundamental y cada vez más escaso es crucial para la agricultura, la minería, la producción de energía, la fabricación y el uso residencial (Vörösmarty et al., 2010, Brauman et al., 2016, Mekonnen y Hoekstra, 2016).

Un sistema de agua subterránea (Figura 2.1) comprende el agua subsuperficial, los medios geológicos que contienen el agua, los límites del flujo y las fuentes (como la recarga) y los sumideros (como los manantiales, el flujo entre acuíferos o los pozos) (Domenico et al., 1998).

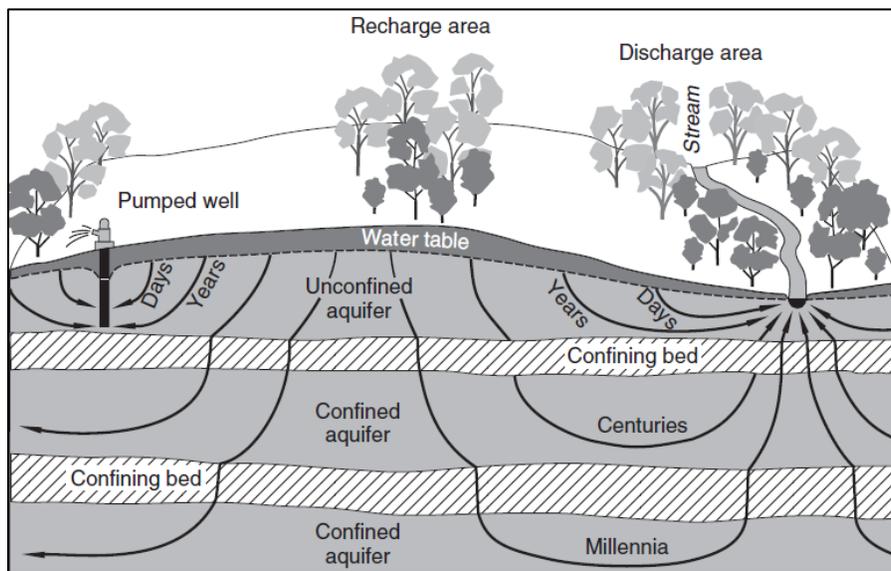


Figura 2.1: Sistema de aguas subterráneas que muestra las trayectorias de flujo generalizadas del movimiento de las aguas subterráneas y la edad relativa del agua desde el momento de la recarga (Alley et al., 2005).

El agua subterránea es una parte integral del ciclo hidrológico (Figura 2.2), estos sistemas de aguas subterráneas son dinámicos y cambian continuamente en respuesta a las presiones humanas y climáticas (Alley et al., 2005).

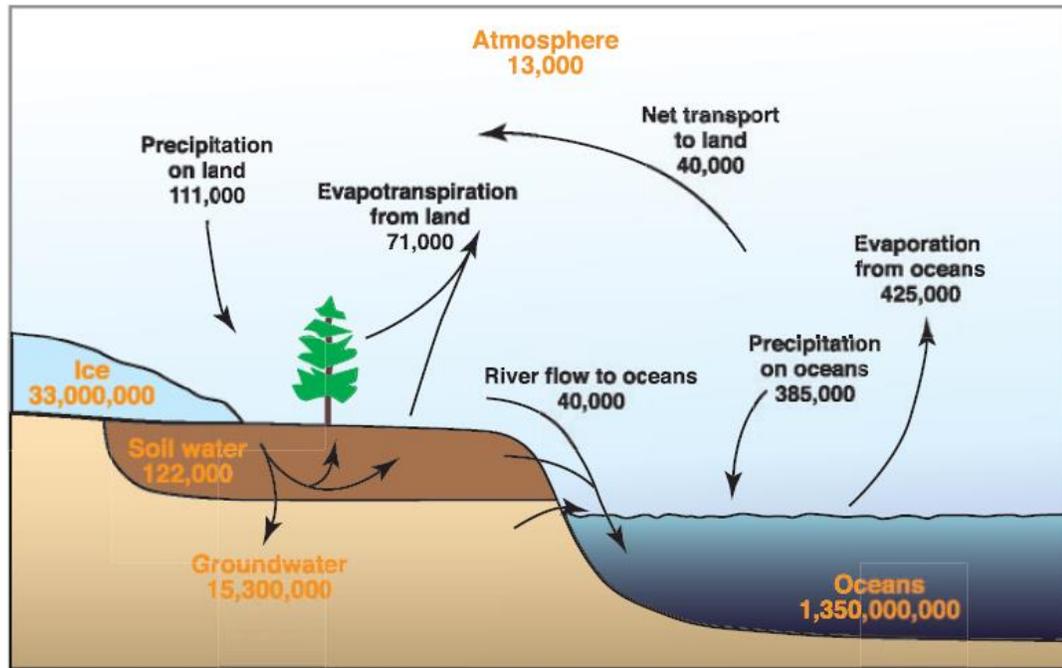


Figura 2.2: Reservas globales y flujos de agua en la Tierra, que muestran la magnitud del almacenamiento de agua subterránea en relación con otros flujos y almacenamientos de agua importantes (Alley et al., 2002).

Por lo general, la mayor parte del agua de la precipitación que se infiltra no se recarga (Alley et al., 2005). En cambio, se almacena en la zona del suelo y eventualmente regresa a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas (Alley et al., 2005). Por lo que la recarga del nivel freático es un factor importante por determinar para una evaluación de los recursos de agua subterránea, pero es difícil de cuantificar (Alley et al., 2002). En gran parte por que las tasas de recarga varían ampliamente en el espacio y tiempo (Healy, 2010).

La recarga a través de los años ha sido cuantificada a través de diversas formas, cabe mencionar algunos de los métodos que se presentaron en este estudio como lo es el **Método de Balance de Cloruros**, **la Ley de Darcy**, **método Caudal Promedio Mínimo Mensual** y el **Balance Hídrico** (U.S. Geological S, 2017).

Dependiendo de su duración e intensidad, una condición de precipitación por debajo del promedio (es decir, una sequía meteorológica) puede conducir a una disminución sustancial de los recursos hídricos superficiales, la humedad del suelo y la recarga que se genera en las aguas subterráneas, causando así una multiplicidad de impactos negativos en el ciclo hidrológico, en la sociedad y actividades económicos. (Wilhite, 2000).

El agua dulce es ahora objeto de una crisis ambiental global sin precedentes en la historia humana (Paerregaard, 2017). Si bien es un recurso renovable, pero finito, es fundamental para las funciones de los ecosistemas, el bienestar humano y el desarrollo social (Ammerman y Cavalli-Sforza, 1984, Falkenmark y Rockström, 2004, Allan y Castillo, 2007, D'Odorico et al., 2010).

A partir del 2010, los déficits anuales de precipitación que oscilan entre el 55 y el 75 % han afectado las tierras bajas de Chile central (30°– 38° S), la cordillera de los Andes adyacente e incluso el extremo occidental de Argentina. Si bien las sequías intensas (déficit de lluvias de hasta el 70 %) pero de corta duración (de 1 a 2 años) son una característica recurrente en el clima de tipo mediterráneo de esta región, el evento reciente tiene varias características (Duración e intensidad) distintas que respaldan su denominación como el Megasequía de Chile central (MD) (Garreaud et al., 2017).

La propagación de la sequía a través del ciclo hidrológico resultó en la amplificación de la señal media de la megasequía, especialmente en la parte árida de Chile central, donde el déficit normalizado de caudales puede ser dos veces mayor que el déficit normalizado de precipitaciones (Garreaud et al., 2017).

El objetivo general de este estudio es cuantificar la recarga en la cordillera de la costa de Chile Central entre las Regiones del Maule y Ñuble utilizando el **Método de Escurrimiento Promedio Mínimo Mensual** y el **Balance Hídrico**.

Para cumplir con el objetivo general, se plantea realizar los siguientes objetivos específicos:

- i. Caracterizar de manera hidrológica e hidrogeológica la cuenca de Cauquenes a partir de una recopilación bibliográfica.
- ii. Analizar la variación espacio temporal de la recarga a partir de una evaluación de las variables hidroclimáticas (precipitación, caudal y evapotranspiración) mediante la comparación de la serie de datos histórica de las estaciones hidrometeorológicas disponibles.

Como área de estudio se considera el secano costero de la Región del Maule ubicado entre las latitudes 35°40'S y 36°20'S. Geomorfológicamente esta se ubica en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa abarcando una superficie de 1.568 km² mientras que por su ubicación hidrográfica se describe como una subcuenca del río Maule (Figura 2.3).

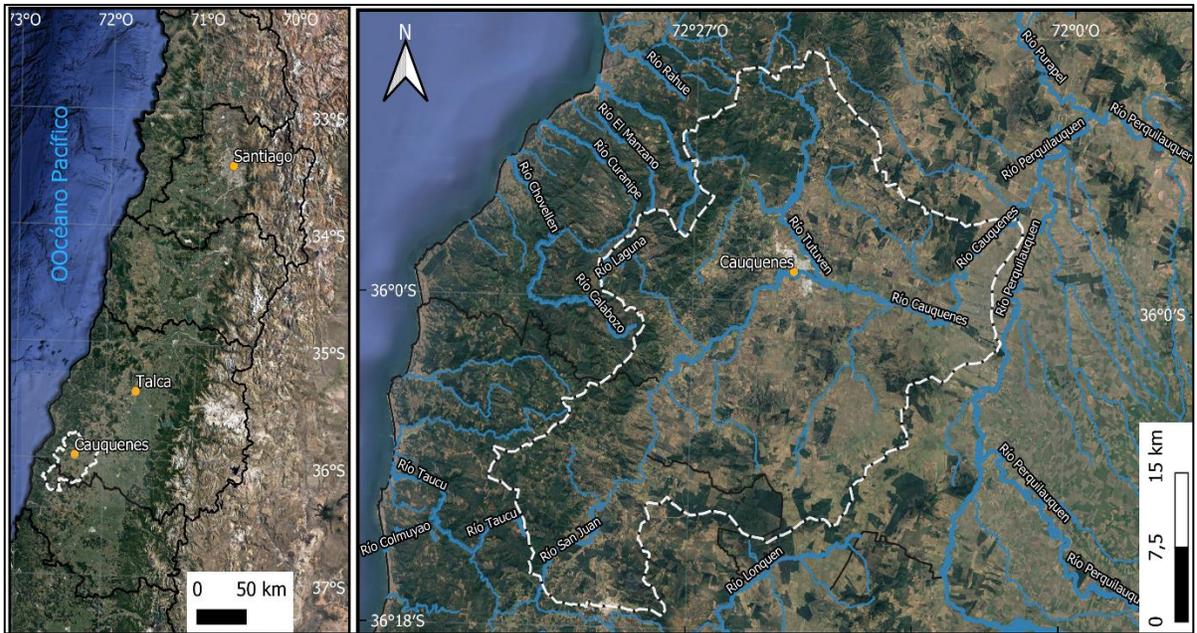


Figura 2.3: Área de estudio y áreas urbanas cercanas. En blanco segmentado se indican los límites de la cuenca de Cauquenes y en azul cauces principales.

Se utiliza esta área de estudio debido a que actualmente se ha visto impactada de manera negativa por la “Megasequía” que afecta a Chile central generando disminución en las precipitaciones y en los caudales de los ríos, lo que está afectando directamente a las comunidades e industrias que se abastecen de este recurso.

Por lo tanto, evaluar los recursos hídricos y la renovabilidad asociada es un tema clave, especialmente porque existen fuertes variaciones interanuales en las precipitaciones que pueden afectar a toda la región (Favier et al., 2009). Sin embargo, este efecto parece ser, en parte, naturalmente mitigado por el agua subterránea que primero se almacena en los acuíferos y luego se drena por los ríos (Pourrier, 2014).

Comprender el funcionamiento del sistema hidrogeológico a lo largo del tiempo puede ayudar a los responsables de la toma de decisiones a gestionar mejor las aguas superficiales y subterráneas, especialmente cuando aumenta la demanda y disminuyen los recursos disponibles (Valois et al., 2020).

3. Metodología y Marco Teórico

En este capítulo se presenta en detalle las principales actividades realizadas para alcanzar los objetivos propuestos en la presente memoria. En base a esto, se exponen a continuación los conceptos y los métodos escogidos para calcular la recarga para el acuífero de Cauquenes.

3.1 Métodos para calcular la Recarga

Se define la recarga como el flujo descendente y vertical de agua que llega al nivel freático y se suma al almacenamiento de agua subterránea. Generalmente se expresa como un flujo volumétrico, en términos de volumen por unidad de tiempo (L^3/T) como m^3/d , o como un flujo, en término de volumen por unidad de superficie por unidad de tiempo (L/T), como $mm / año$ (Simmers, 1997; Healy, 2010).

Sucede que el proceso de recarga de un acuífero depende de numerosas variables de distinta naturaleza como, por ejemplo, la frecuencia e intensidad de las precipitaciones, el uso y tipo de suelo, la cubierta vegetal, la topografía y la geología. (Lerner et al., 1990). La velocidad, el momento y la ubicación de la recarga son cuestiones importantes en las áreas de contaminación y suministro de agua subterránea (Healy, 2010).

Al momento de hablar de recarga es fundamental establecer las diferencias entre dos procesos que ocurren luego de que se ha producido un evento de precipitación como lo es la infiltración y la percolación (Wangemann, 1994). La primera se define como la entrada de agua al subsuelo (Scanlon et al. 2010). Mientras que la percolación es el flujo de agua a través del suelo y está limitada principalmente por el tamaño de los poros, la continuidad de los poros y el taponamiento de los poros (Wangemann, 1994).

La recarga se produce a través de mecanismos difusos y focalizados (Simmers, 1997). (Figura 3.1). La recarga difusa es una recarga que se distribuye en grandes áreas en respuesta a la precipitación que se infiltra en la superficie del suelo y se filtra a través de la zona no saturada hasta el nivel freático; La recarga difusa a veces se denomina recarga local (Allison, 1987) o recarga directa (Simmers, 1997). Ambos mecanismos de recarga (difusa y concentrada) están presentes durante la percolación de aguas desde la superficie al sistema subterráneo, pero la importancia de cada uno varía de región en región e incluso de sitio en sitio (Healy, 2010).

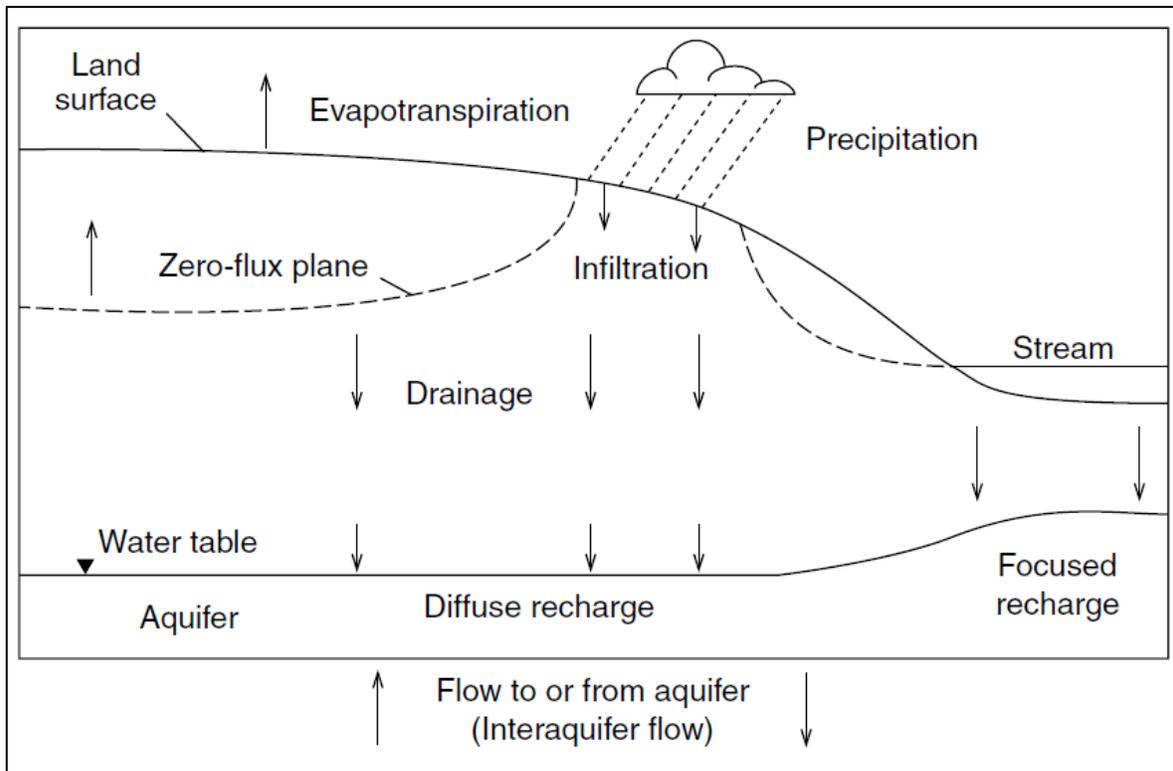


Figura 3.1: Sección transversal vertical que muestra infiltración en la superficie terrestre, drenaje a través de la zona no saturada, recarga difusa y focalizada a un acuífero no confinado, flujo entre el acuífero no confinado y un acuífero confinado subyacente (interacuífero bajo) y el plano de flujo cero (Healy, 2010).

La recarga focalizada es el movimiento de agua desde cuerpos de agua superficiales, como arroyos, canales o lagos, a un acuífero subyacente (Healy, 2010). La recarga focalizada generalmente varía más en el espacio que la recarga difusa, es por esto que Lerner et al. (1990) propusieron una distinción entre 2 tipos de recarga focalizada. Recarga Localizada definida como flujos concentrados en pequeñas depresiones y diaclasas, y Recarga Indirecta definida como una recarga asociada a características cartográficas tales como ríos, canales y lagos.

El sistema hidrogeológico, tiene también una influencia directa en los mecanismos y tasas de recarga, particularmente, con relación a la interacción entre agua superficial y subterránea, donde la diferencia de altura entre ambos sistemas, según la ley de Darcy, determina si el agua entra o sale del acuífero, es decir, si es un río influente o efluente, respectivamente (DGA, 2017). Ambos flujos de entrada y salida de agua se asocian a eventos de recarga de agua subterránea, debido a que un río influente está relacionado con una recarga in-situ y localizada al acuífero subyacente, en cambio un río efluente está asociado a una recarga de agua al acuífero, usualmente de forma difusa, en algún punto lejano al punto de descarga (Healy 2010).

Scanlon et al. (2002) realizó una clasificación de las técnicas para cuantificar la recarga conforme a la zona hidrológica (cuerpos agua superficial, zona no

saturada y zona saturada) y el tipo de clima (árido y húmedo), como se observa en la Tabla 3.1.

Las metodologías comúnmente usadas para obtener la recarga (Tabla 3.1) están normalmente sujetas a grandes incertidumbres y/o errores en las mediciones de ciertos parámetros (Evapotranspiración, variaciones climáticas, topografía), los cuales afectan directamente a las estimaciones (DGA, 2017). En el caso de la topografía Delin et al. (2000) demostró que incluso en suelos altamente permeables pequeñas variaciones en las pendientes causan diferencias importantes en las tasas de recarga.

Es por lo anterior, que es recomendable aplicar múltiples métodos, idealmente utilizando datos de entrada independientes y distintos, con el fin de comparar y constreñir un valor de recarga más realista (De Vries & Simmers 2002; Scanlon et al., 2002; Healy, 2010).

Tabla 3.1: Metodologías para estimar la recarga conforme al tipo de clima y zona hidrológica. Extraído de Scanlon et al. (2002).

Zona Hidrológica	Metodologías para estimar la recarga	
	Climas áridos y semiáridos	Clima Húmedo
Agua superficial	Balance hídrico Medidores de infiltración Trazadores de calor Trazadores isotópicos Modelación de cuenca hidrográfica	Balance hídrico Medidores de infiltración Descarga del flujo base Trazadores isotópicos Modelación de cuenca hidrográfica
Zona no saturada	Lisímetros Plano de flujo nulo Ley de Darcy Trazadores [históricos (36Cl, 3H), medio ambientales (Cl)] Modelación numérica	Lisímetros Plano de flujo nulo Ley de Darcy Trazadores Modelación numérica
Zona saturada	- - Trazadores [históricos (CFCs, 3H/3He), medio ambientales (Cl, 14C)] Modelación numérica	Fluctuación del nivel freático Ley de Darcy Trazadores [históricos (CFCs, 3H/3He)] Modelación numérica

Sin embargo, en el área de estudio no se dispone de suficientes datos que nos ayuden tener un conocimiento detallado del sistema de aguas subterráneas. A pesar de esto, la zona cuenta con 6 estaciones hidrometeorológicas, las cuales debido a su nivel de instrumentación permiten cuantificar parámetros meteorológicos del balance hídrico (precipitación y pérdidas a la atmosfera) y caudales dentro de la cuenca.

Por lo que para este estudio se compararon los valores calculados a través del uso del **Balance Hídrico** y el **Método de escurrimiento promedio mínimo**

mensual para estimar la recarga de un acuífero con los valores calculados para periodos de tiempo similares a los que se utilizaron en el Plan Estratégico de Gestión Hídrica en la Cuenca del Maule el año 2020. Sin embargo, para tener una comprensión más amplia de las variables que se relacionan al cálculo de la recarga se describirán brevemente los **Métodos de Balance de Cloruros** y **Ley de Darcy**.

3.2 Método Balance de Cloruros

Los trazadores tienen una amplia variedad de usos en estudios hidrogeológicos proporcionando estimaciones cuantitativas y cualitativas de la recarga, identificando las fuentes de recarga, proporcionando información sobre las velocidades y tiempo del movimiento del agua, evaluando la importancia de los patrones de flujo preferenciales, y proporcionando datos para la calibración de flujos de agua y modelos de transporte (Healy 2010; Scanlon et al. 2002).

El balance de masa de cloruro es posible porque el cloruro se excluye del agua evapotranspirada durante la evaporación y la transpiración y, por lo tanto, se concentra en la zona de la raíz. Esta agua más concentrada luego se filtra hacia abajo a la capa freática para recargarse. En su forma más simple, la recarga se calcula como se observa en la Ecuación 1 (Russell et al. 2017):

$$R = \frac{P \cdot Cl_p}{Cl_{gw}}$$

Ecuación 1

Donde R es la recarga anual promedio (mm/año), P es la precipitación anual promedio (mm/año), Cl_p es la concentración promedio de cloruro de la lluvia (mg/L) y Cl_{gw} es la concentración de cloruro del agua subterránea (mg/L). La Ecuación 1 asume que no hay flujo lateral de cloruro y (si es necesario) estos flujos adicionales de agua y cloruro se pueden incorporar como se observa en la Ecuación 2:

$$R = \frac{P \cdot Cl_p + Q_{on} \cdot Cl_{on} - Q_{off} \cdot Cl_{off}}{Cl_{gw}}$$

Ecuación 2

Donde Q_{on} es el escurrimiento promedio anual (mm/año), Cl_{on} es la concentración promedio de cloruro en el escurrimiento (mg/L), Q_{off} es el escurrimiento promedio anual (mm/año) y Cl_{off} es la concentración promedio de cloruro en el escurrimiento (mg/L).

Wood (1999) enumeró las suposiciones importantes detrás de la estimación de la recarga usando el método de balance de masa de cloruro como: (i) el cloruro en el agua subterránea se origina de la lluvia que ingresa en el acuífero y no del flujo de los acuíferos subyacentes o suprayacentes; (ii) el cloruro es conservativo en el sistema; (iii) se suponen condiciones de estado estacionario en las que los flujos de cloruro y agua no han cambiado con el tiempo; y (iv) no hay reciclaje de cloruro dentro del acuífero.

3.3 Método Ley de Darcy

Esta ley, experimental, establece que el caudal de agua que fluye entre un punto de mayor potencial hidráulico a uno de menor potencial a través de un medio poroso saturado, es proporcional a la sección o área de paso A , al gradiente hidráulico $(\frac{\Delta h}{L})$ y la conductividad hidráulica K del medio (Custodio et al. 1983).

La representación matemática de la ley de Darcy se expresa en la siguiente Ecuación 3.

$$Q = K \cdot A \cdot \left(\frac{\Delta h}{L}\right)$$

Ecuación 3

Este método usa el nivel de agua para estimar el flujo a través de una sección transversal, donde la estimación de la recarga se obtiene al dividir el caudal por el área ascendente involucrada en el cálculo del flujo. Estos métodos requieren estimaciones de la conductividad hidráulica saturada, del gradiente hidráulico, del área transversal y ascendente desde la sección transversal sobre la cual ocurre la recarga (DGA, 2017).

3.4 Método Escurrimiento Promedio Mínimo Mensual

Existen varios métodos para determinar la recarga de agua subterránea basados en datos de registro de caudal, tales como mediciones directas de infiltración, análisis de separación hidrográfica (desplazamiento de la curva de recesión y descarga del flujo base), balance hídrico sobre un volumen de control (mediciones de ganancia o pérdida de flujos), modelación de cuencas hidrográficas y Escurrimiento Promedio Mínimo Mensual (DGA, 2017). Cada una de estas metodologías tienen diferencias fundamentales, por ende, es sumamente importante comprender el método por el cual será conveniente determinar la recarga del sistema (DGA, 2017).

Este tipo de técnicas son utilizadas para estimar tasas de recarga en regiones húmedas y subhúmedas, cuando existe escasez de datos disponibles (Bogena et al., 2005). Estos métodos estiman tasas de intercambio entre cuerpos de aguas superficiales (ríos, lagos y humedales) y acuíferos subyacentes, cuyo aporte o pérdida al sistema de agua subterráneo depende de la diferencia de alturas entre el nivel freático y el agua superficial (DGA, 2017).

En base a la escasa información de niveles de napa subterránea, la metodología escogida para estimar la recarga corresponde a una técnica de separación hidrográfica como lo es el método de Escurrimiento Promedio Mínimo Mensual basado en el método de Wundt (1958) y de Kille (1970) (o MoMLR por su acrónimo en inglés).

El MoMLR se basa en la suposición de que parte del caudal que circula a través de un río es producto de agua subterránea, proveniente del o los acuíferos

con los que está en contacto (Bogena et al., 2005). Tal caudal, conocido como flujo basal, está relacionado directamente con la recarga promedio. De modo que, el método del MoMLR se fundamenta en una separación hidrográfica de la porción de escorrentía aportada por el o los acuíferos respecto al resto de las componentes principales de descarga, es decir, la escorrentía directa y subsuperficial. Ambas consideradas despreciables durante períodos secos cuando el caudal es mínimo (DGA, 2017)

Los valores de los índices de flujo base apropiados se determinaron sobre la base de los datos diarios de descarga del río, se identificaron sobre la base de los valores mensuales mínimos de escorrentía registrados (valores MoLR). (Bogena et al., 2005).

La recarga de agua subterránea mediante la metodología del MoMLR propuesta por Wundt (1958) ($MoMLR_{Wundt}$) es igual al promedio de las escorrentías mínimas mensuales, como se presenta en la Ecuación 4, donde n corresponde al número total de meses utilizados en el análisis (DGA, 2017).

$$MoMLR_{Wundt} = \sum_i^n \frac{MoMLR_i}{n}$$

Ecuación 4

Wundt (1958) demostró que un promedio a largo plazo de los valores de MoMLR, para un período de 20 años, es una buena aproximación de la recarga de agua subterránea en áreas de roca no consolidadas. No obstante, en áreas de rocas consolidadas, los valores de MoMLR podrían estar significativamente influenciados por flujos sub-superficiales, estos flujos pueden llegar a incorporarse al nivel freático como puede ser evapotranspirado por la evapotranspiración, sobreestimando la recarga de agua subterránea (Bogena et al. 2005). De hecho, Bogena et al. (2005) desarrollaron un método de separación hidrográfica basado en los métodos previamente desarrollados por Kille (1970) y Demuth (1993) con la finalidad de minimizar esta influencia. En esta modificación del método, conocido como MoMLRr, los valores de MoMLR se organizaron en orden ascendente dando como resultado una curva de distribución. La zona lineal en la curva de distribución es utilizada para ajustar una línea de tendencia, donde aquellos valores sobre la tendencia se asocian a la influencia de flujos subsuperficiales (Figura 3.2). (DGA, 2017).

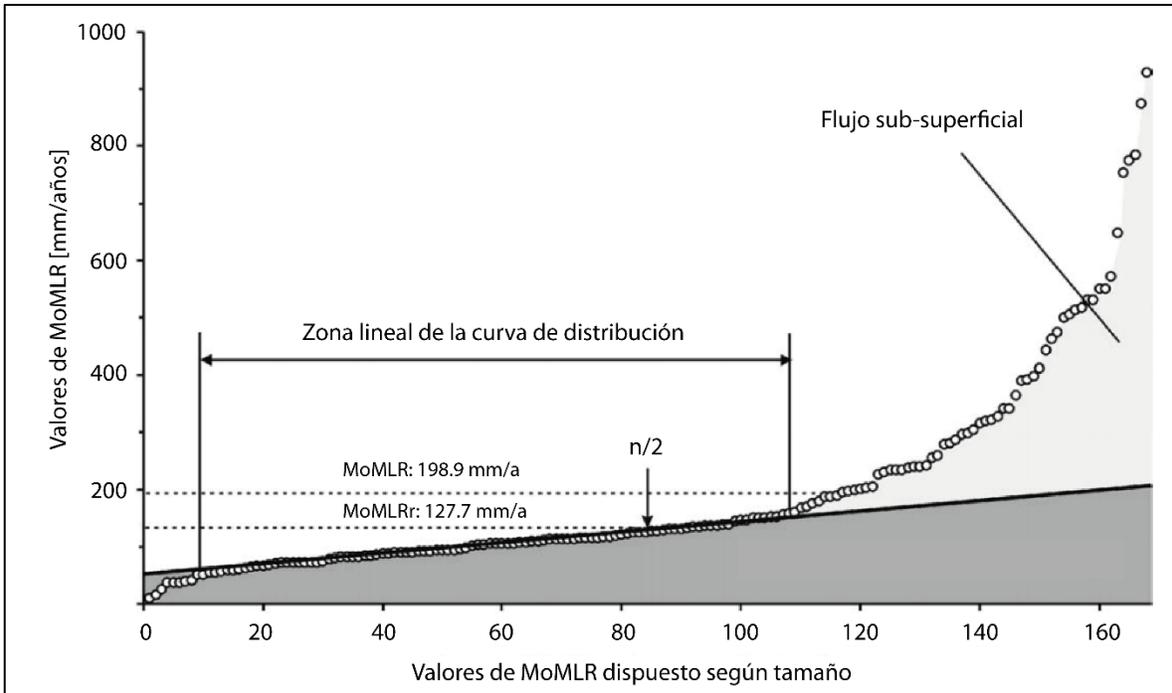


Figura 3.2: Separación de la componente de flujo subsuperficial de la recarga de agua subterránea mediante el método MoMLRr. Modificado de (Bogena et al., 2005).

Según Kille (1970), la zona lineal de la curva de distribución representa el flujo base promedio a largo plazo. Dado que en la mayoría de las cuencas de captación el flujo de agua subterránea está representado por el componente de flujo base, el MoMLRr se puede equiparar aproximadamente con la recarga de agua subterránea media en la cuenca de captación. Haciendo uso de un análisis de regresión, se determina automáticamente la zona lineal de la curva de distribución rechazando consecutivamente primero los valores de MoLR superior e inferior, hasta alcanzar el coeficiente de correlación máximo. Finalmente, el valor de MoMLRr se calcula mediante el gradiente m , el número de valores de MoLR n y la intersección del eje y_0 (Bogena et al., 2005).

Donde n es el número de meses, m la pendiente de la recta e y_0 el valor de la recta al interceptar el eje de las ordenadas (Ecuación 5). El resultado obtenido de este análisis en m^3/s se convierte a $mm/año$ dividiendo por el área de drenaje correspondiente a cada estación fluviométrica, por lo que se considera la cuenca hidrográfica como el área aportante al acuífero. Esto podría llevar a errores en los cálculos de la recarga en $mm/año$, debido a que como aproximación se considera que el área de drenaje es igual al área aportante de la recarga, lo cual no necesariamente es cierto. (DGA, 2017).

$$MoMLR_r = m \frac{n}{2} + y_0$$

Ecuación 5

El método MoMLRr tiene cierto grado de subjetividad para determinar el dominio óptimo para realizar la regresión lineal. Demuth (1993) desarrolló un

método automatizado con el fin de eliminar esa subjetividad en el cálculo de la recarga de agua subterránea. En él, se rechaza el 5% más bajo de los datos debido principalmente a las influencias antropogénicas, tales como estructuras hidráulicas, bancos de filtración o extracción directa. Posteriormente, un rango inicial de datos es fijado en la zona lineal de la curva de distribución, usualmente entre un 10 a un 35%, donde se llevará a cabo la regresión lineal de los valores de MoMLR. Finalmente, los datos de flujo se extenderán hacia la parte inferior y, posteriormente, hacia la parte superior maximizando el coeficiente de determinación (R²), con el propósito de encontrar el dominio óptimo para realizar la regresión lineal de los valores de MoMLR (Bogena et al., 2005).

3.5 Balance hídrico

Esta metodología se basa en el principio de conservación de masa, donde las diferencias entre las entradas y salidas de un volumen de control deben ser igual al cambio de almacenamiento de agua durante un período de tiempo (DGA 2017). La Ecuación 6 caracteriza los procesos mencionados anteriormente.

$$P + Q_{on} = ET + Q_{off} + \Delta S$$

Ecuación 6

Donde P es la precipitación (puede ser incluido el regadío); Q_{on} y Q_{off} son los flujos de entrada y salida de una cuenca, respectivamente; ET es la evapotranspiración; y ΔS es el cambio en el almacenamiento de agua. Además, cada una de estas componentes puede ser dividida en una serie de subcomponentes, en donde el flujo de entrada y salida puede ser escrita como la suma de los flujos superficial, sub-superficiales y subterráneos; la ET dependiendo de la fuente de agua evaporada, se divide en ET superficial, ET zona no saturada; y por último el almacenamiento se divide en ΔS nieve, ΔS agua superficial, ΔS zona no saturada y ΔS zona saturada (DGA, 2017).

La mayor limitación de este método es que la precisión de la recarga depende de la precisión con la cual fueron medidas las otras componentes de la ecuación de balance hídrico (DGA, 2017). Particularmente crítico es el cálculo cuando la magnitud de la tasa de recarga es pequeña con relación a las otras variables, en particular de la ET. En este caso, pequeñas imprecisiones en la estimación de esas variables resultan comúnmente en grandes incertezas en las tasas de recarga (DGA, 2017).

3.5.1 Cálculo de componentes de la recarga en el método de balance hídrico

3.5.1.1 Precipitaciones

Para determinar el volumen de entrada producto de las precipitaciones anuales y mensuales se utilizan los datos de precipitaciones mensuales en milímetros obtenidos de la DGA en 4 estaciones pluviométricas ubicadas en la área de estudio o colindantes a ella. (Ecuación 7 y Ecuación 8).

$$Vol. Ppm[m^3] = Ppm[mm] * \frac{1 [m]}{1000[mm]} * A[m^2]$$

Ecuación 7

$$Vol. Ppa[m^3] = \sum_{i=enero}^{diciembre} Ppmi$$

Ecuación 8

Donde:

- Vol.Ppm: Volumen de precipitaciones mensuales
- Vol.Ppa: Volumen de precipitaciones anuales
- Ppm: registro de precipitaciones mensuales
- A: Área de la cuenca

El área de influencia de cada estación en el área de estudio se determinó a través del método de Polígonos de Thiessen.

3.5.1.2 Índice estandarizado de precipitaciones

En base a los datos aportados por las estaciones meteorológicas de la DGA se obtiene el valor del índice estandarizado de precipitaciones (SPI).

Este índice está basado en registros de precipitaciones por largos periodos de tiempo, que son ordenados en una distribución de probabilidades (Van Loon, 2015). Este luego es transformado en una distribución normal, asegurando una media de cero y una unidad de desviación estándar.

El valor para SPI(Ecuación 9) queda expresado como:

$$SPI = \frac{P - \bar{P}}{Desv}$$

Ecuación 9

Donde:

- SPI = Valor para el índice estandarizado de precipitaciones.
- P = Precipitaciones [mm]
- \bar{P} = Promedio de precipitaciones para el grupo de datos [mm]
- *Desv* = Desviación estándar para el grupo de datos [mm]

3.5.1.3 Evapotranspiración potencial

Se calcula la evapotranspiración potencial (ETP) a partir de los datos históricos de las estaciones “Río Cauquenes en Desembocadura” y “Río Cauquenes en el Arrayán” disponibles en la plataforma del CR2 (Alvaréz-Garretón et al., 2018). Los datos fueron calculados en base a la fórmula propuesta por Hargreaves y Samani (1985), el cual está basado en la temperatura superficial (Alvarez-Garretón et al., 2018). Este cálculo se hizo para las cuencas de Chile, el que fue posteriormente generalizado para las estaciones del Río Cauquenes.

A partir de estos datos se obtuvo el promedio de los valores mensuales desde el año 1990. Asignando un valor ETP mensual en milímetros para cada mes del año.

4. Recopilación de antecedentes

Las mediciones de los niveles piezométricos en los pozos de observación son la principal fuente de información y control de los sistemas hídricos subterráneos (Taylor & Alley, 2001). Desde este punto de vista, una descripción de la actual red de monitoreo piezométrica es de vital importancia para validar espacial y técnicamente los datos medidos.

Con el fin de calcular y comparar la recarga potencial para el acuífero de Cauquenes, se realizó un levantamiento de información disponible, centrada en la información pública de la red hidrométrica de la Dirección General de Aguas (DGA). Además de diversos mapas, artículos científicos e informes elaborados por distintas consultoras para la DGA.

Existen antecedentes hidrogeológicos del área de estudio en el “Plan Estratégico de Gestión Hídrica en la Cuenca del Maule” del año 2020 en el cual se realiza una recopilación, análisis y diagnóstico de las características de la cuenca del río Maule y las condicionantes del ciclo hidrológico; se identifica, caracteriza y conversa con los actores públicos y privados relacionados con la gestión de los recursos hídricos. Con el fin de implementar un modelo computacional hidrológico y otro hidrogeológico que les permitió evaluar la disponibilidad de agua actual y proyectada bajo escenarios de cambio climático y distintas alternativas de gestión; A la vez, formuló un plan de trabajo a partir de un marco conceptual alineado con los consensos nacionales internacionales respecto de la gestión integrada de recursos hídricos.

La dirección general de aguas público el estudio “Diagnóstico de la calidad de las aguas subterráneas de la región del Maule” el año 2018. En este informe se realizó un análisis de datos obtenidos de las aguas subterráneas provenientes de pozos de Agua Potable Rural, para lo anterior se levantó información hidrogeológica acerca de pozos que no cumplen las normas de calidad de aguas NCh1333 (agua de riego y otras) y NCh409 (agua potable). En base a los resultados químicos obtenidos se identificaron diferencias entre las aguas de los distintos sectores acuíferos estudiados.

El año 2014 la DGA presenta el estudio “Estimación preliminar de las recargas de agua subterránea y determinación de los sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común en las cuencas de las regiones del Maule, Biobío, La Araucanía, Los Ríos y Los Lagos”. En este informe se definieron sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común (SHAC) de estas cuencas y se estimó la recarga comparando entre estos valores y los derechos aprobados y las solicitudes de derechos en sectores de la cuenca del Maule. Se concluyó que no existe riesgo a la sustentabilidad del acuífero considerando la explotación actual.

El modelo hidrológico de la cuenca de Cauquenes encargado por la DGA es publicado el año 2013, para cuantificar la disponibilidad del recurso hídrico e identificar zonas con potencial hidrogeológico. Este estudio presenta una serie de mapas de parámetros hidrogeológicos (permeabilidad, conductividad, profundidad

del relleno de la cuenca, entre otros) que ayudan a entender la hidrogeología de la cuenca. Además, se presentaron resultados de gravimetría y estimaciones de la demanda y recarga de la cuenca. El estudio contempla un modelo numérico en el cual se plantea que, si se usa el valor promedio del 18% del caudal de los pozos catastrados, podría ser factible la extracción de los derechos otorgados y los pendientes.

Se realiza una evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca de Cauquenes por parte de la DGA el año 2011. Este estudio estimó la demanda y recarga total de la cuenca para así determinar el volumen de los derechos de aguas subterráneas que se pueden otorgar. El estudio concluye que se puede seguir aceptando solicitudes de derechos de agua hasta copar el volumen sustentable.

Los datos geofísicos conocidos de la zona corresponden a los ya antes mencionados tomados por la DGA (2013), a datos tomados en el 2001 por la empresa Geodatos por encargo de GCF ingenieros y a un estudio de AC ingenieros de 1999. La geofísica realizada por Geodatos corresponde a TEMs y a gravimetría, mientras que AC ingenieros incluyó sondajes eléctricos verticales (SEVs) y un perfil de gravedad.

4.1 Geomorfología

4.1.1 Morfoestructuras principales

En el área de estudio se reconocen 3 unidades morfoestructurales principales. De oeste a este son (Weatherall et al., 2015): La Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal. Particularmente en esta zona se reconocen sólo dos de ellas: la Cordillera de la Costa y la depresión intermedia (Figura 4.1).

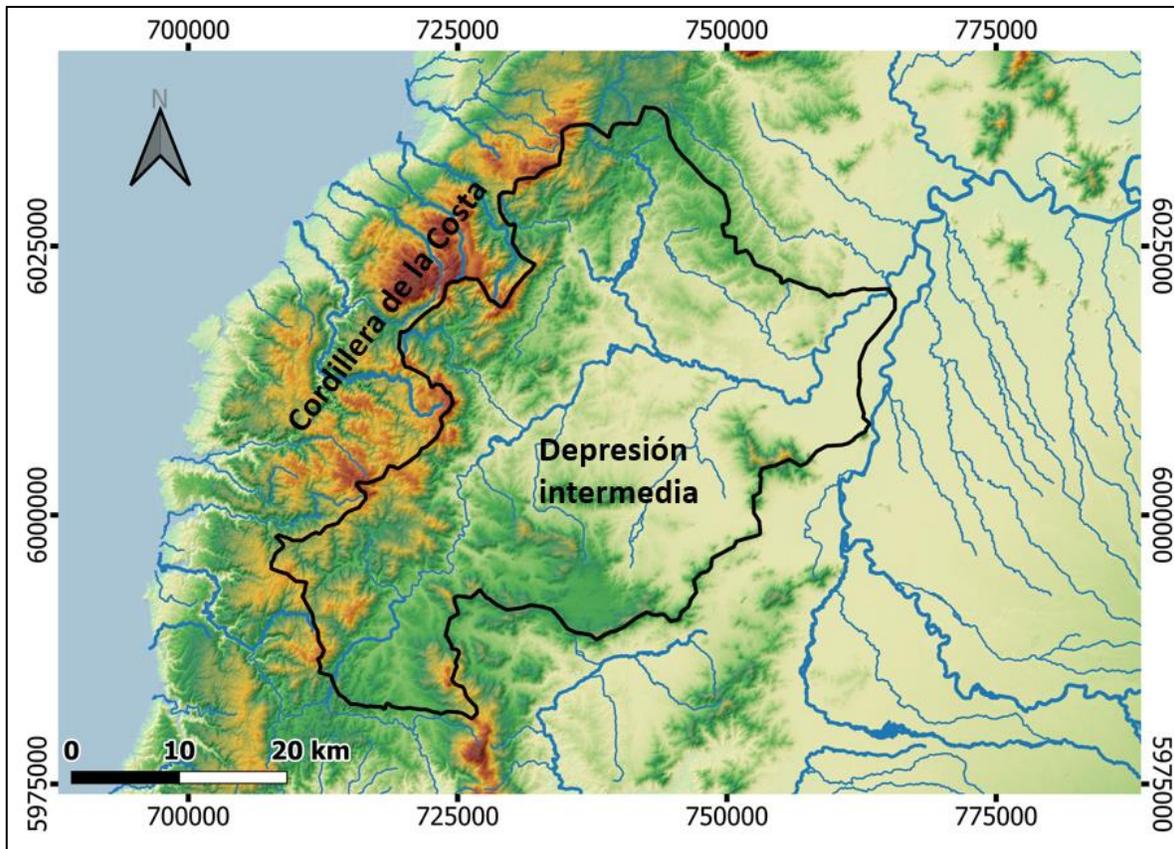


Figura 4.1: Mapa de morfoestructuras. Polígono negro representa el área de estudio. Elaboración propia.

La Cordillera de la Costa (CC) se ubica inmediatamente al este de la línea de costa, posee un ancho de 60-80 km y un paisaje montañoso que pierde elevación hacia el sur de los 34°S ((Weatherall et al, 2015)). En general, la CC posee promedios bajos a medios de elevación (<1 km s.n.m.), pendiente (<7,5°) y relieve local (<0,5 km)(Weatherall et al., 2015). En este sector la CC está constituida por rocas del Paleozoico Superior en dos franjas: La franja occidental, que corresponde a rocas metamórficas; y la franja oriental, conformada por granitoides (Escobar et al., 1977).

En cuanto a la depresión intermedia se extiende al sur de los 32°30'S ocupando la región intermedia entre las cordilleras de la Costa y Principal (Weatherall et al, 2015). Posee un ancho variable (10-40 km) y un paisaje plano e inclinado que pierde elevación hacia el sur y oeste, a partir de 900 m s.n.m. que alcanza al oriente de Santiago (Weatherall et al, 2015). Sus límites occidental y oriental son sinuosos y están definidos por repentinas transiciones hacia paisajes montañosos que, ocasionalmente, se proyectan dentro de la franja formando angosturas y discontinuidades (Weatherall et al, 2015).

4.2 Clima y uso de suelos

De acuerdo con la clasificación de Köppen-Geiger, el área de estudio presenta un clima templado. Las precipitaciones varían entre los **600 y 900 mm** por año, concentrada principalmente entre mayo y agosto, dejando periodos fríos y húmedos en inviernos, pero con pocas heladas, mientras que los veranos son secos y calurosos, donde la temperatura del aire en el mes más calurosos supera los 22°C (Beck et al., 2018).

La región del Maule cuenta con un vasto mercado forestal y agrícola, con un 63% y 14% del uso de suelos del área de estudio, respectivamente (Tabla 4.1 **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** y Figura 4.2).

En la Figura 4.2 **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se puede apreciar que el uso de suelos por parte de bosques, praderas y matorrales ocupan gran parte de la depresión intermedia. Es por lo anterior, que resulta vital tener una estimación de los valores de recarga para afrontar el incremento de estos rubros industriales que tienen como principal fuente de abastecimiento los recursos hídricos del área de estudio.

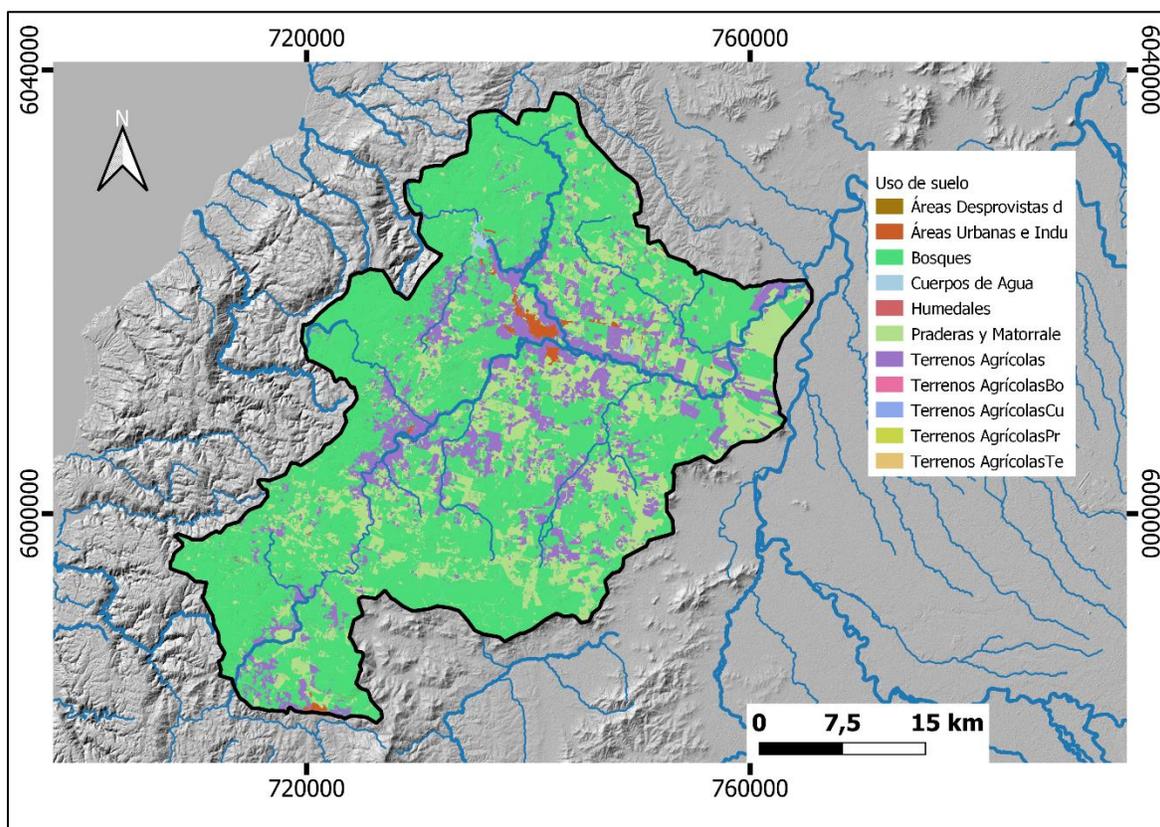


Figura 4.2: Uso de suelos cuenca de Cauquenes junto a cauces principales. Elaboración propia. Datos obtenidos de clasificación uso de suelos CONAF (2015).

Un resumen comparativo entre los distintos porcentajes de uso de suelo (Tabla 4.1; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Donde el 98% del uso de suelos depende fuertemente del suministro hídrico de la zona.

Tabla 4.1: Distribución uso de suelos cuenca de Cauquenes. Elaboración propia. Datos obtenidos de clasificación uso de suelos CONAF (2015).

Uso de Suelo	Area (Km ²)	Porcentaje(%)
Áreas Desprovistas de Vegetación	0,45	0,03
Áreas Urbanas e Industriales	10,44	0,66
Bosques	995,40	63,23
Cuerpos de Agua	6,57	0,42
Humedales	0,72	0,05
Praderas y Matorrales	328,80	20,88
Terrenos Agrícolas	231,99	14,74
Total	1574,36	100,00

La principal actividad económica de la región se basa principalmente en la agricultura, proveedora de materias primas para las industrias vitivinícola, de esta manera el vino representa el 82% del total de sus exportaciones, en menor proporción le sigue la producción de madera aserrada o desbastada longitudinalmente que representa solo el 11% (Datawheel, 2018). El área de estudio, siendo cercana a la costa chilena, está caracterizada con un clima mediterráneo de lluvia invernal (Csb) según la clasificación de Köppen (Sarricolea et al., 2016), y particularmente la zona presenta un balance adecuado de temperaturas y precipitaciones que explican desarrollo vitivinícola explotado en Cauquenes.

De acuerdo con Luebert y Pliscoff (2018), la vegetación natural de la zona corresponde a formaciones de bosque espinoso mediterráneo interior de *Acacia caven* - *Lithrea caustica*, Bosque esclerófilo mediterráneo interior de *Lithrea caustica* - *Peumus boldus*, Bosque caducifolio mediterráneo costero de *Nothofagus glauca* - *Azara petiolaris*, y Bosque caducifolio mediterráneo costero de *Nothofagus glauca* - *Persea lingue*.

Durante el siglo XIX en Chile central vio centrada su actividad económica en la agricultura de cereales, principalmente del trigo, proliferando gracias a la demanda peruana en el siglo XVIII y posteriormente por a la enorme demanda por parte de Australia y California durante la fiebre del oro del siglo XIX (Biblioteca nacional digital de Chile, 2018)

4.3 Geología Regional

El estudio de la geología en el área de estudio permite caracterizar los diferentes medios permeables que conforman los acuíferos en el área de estudio. Por esta razón se construye el mapa geológico de la Figura 4.3, a partir del mapa

geológico de avance de Escobar *et al.* (1977) y el mapa geológico de Chile 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN (2002).

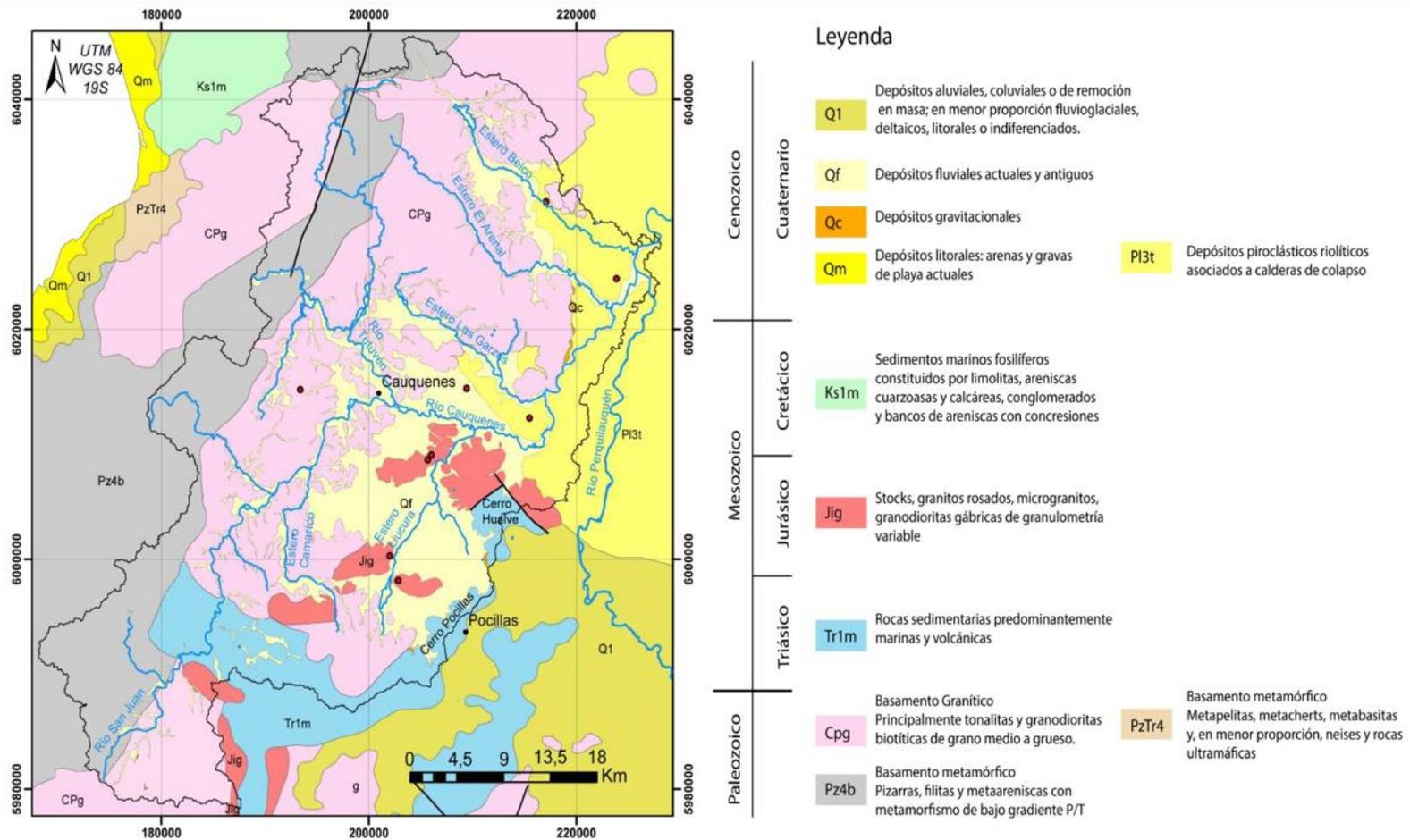


Figura 4.3: Geología regional del área de estudio. Fuente: Modificado de Escobar et al. (1977) y de SERNAGEOMIN (2001).

4.3.1 Unidades Rocosas

4.3.1.1 Basamento metamórfico (Pz4b, PzTr4, Silúrico? – Carbonífero)

Corresponde a pizarras, filitas, esquistos, metareniscas y rocas cornéanas (Escobar *et al.*,1977). Su orientación en el área es NNE-SSW, paralela al litoral. Existen dos divisiones del basamento metamórfico, las que se revisan a continuación.

La primera fue establecida por González-Bonorino en 1970 cuando define 3 series de metamorfismo progresivo al norte de los 36° 30': Las serie Nirivilo, Curepto y Pichilemu. En el área de estudio sólo afloran las dos primeras y su distribución superficial y subsuperficial se puede ver en la Figura 3. Se observan de este a oeste: pizarras, filitas y esquistos (Figura 4.4), todas en facies esquistos verdes. En el área de estudio solamente afloran las pizarras (Escobar *et al.*,1977).

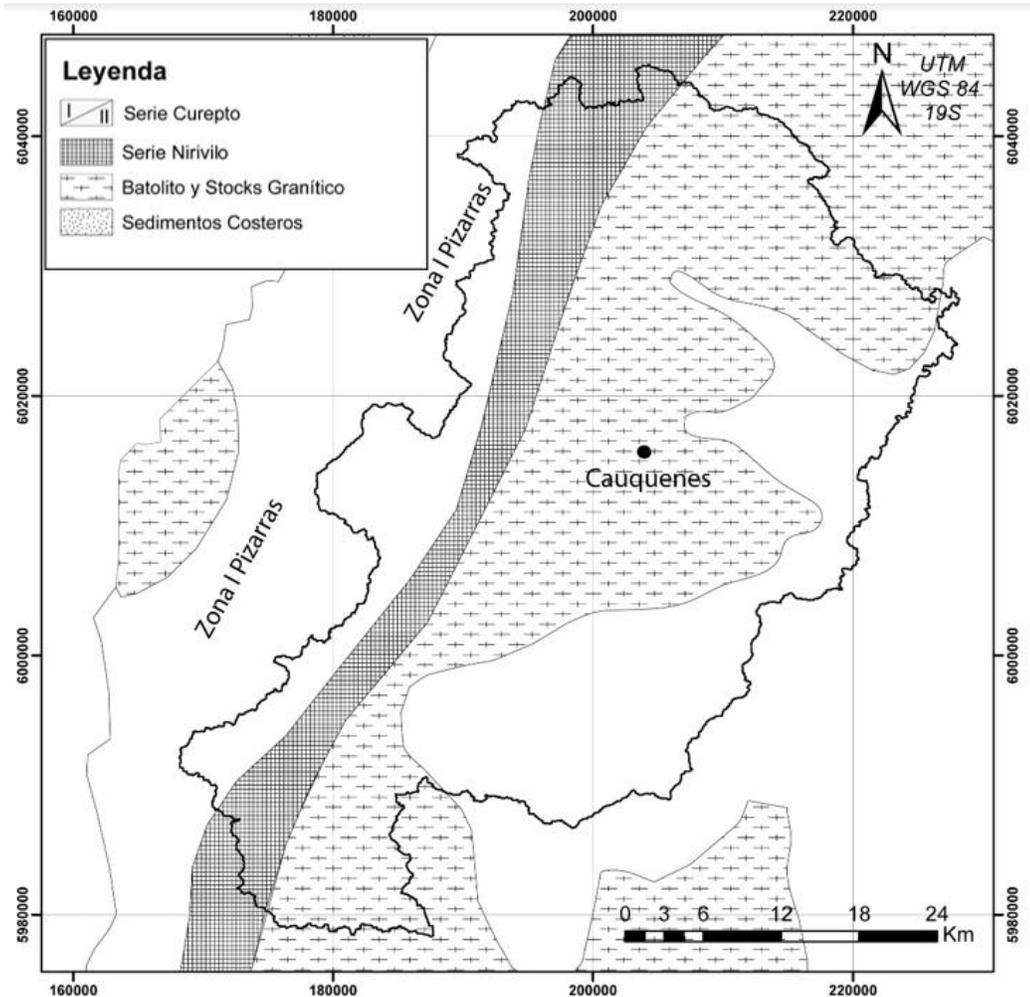


Figura 4.4: Distribución de series metamórficas según la definición de González- Bonorino. Fuente: Escobar *et al.* 1977.

4.3.1.2 Formación Patagua o Estratos de Pocilla (Tr1m, Triásico superior)

Corresponden a depósitos sedimentarios marinos y volcánicos que se encuentran en contacto transgresivos con el basamento cristalino o en contacto mediante fallas (Escobar et. al,1977).

La Formación Patagua fue definida por Muñoz, J. y González, E. en 1953. También se conoce como Estratos de Pocillas a la cual le asigna una edad rética. Ellos sostienen que esta formación se encontraría en discordancia de erosión sobre rocas graníticas paleozoicas, y hacia el norte se encontraría intruída por un cuerpo granodiorítico-diorítico y por otros plutones dacíticos. Esta secuencia aflora en la localidad de Pocillas, entre Parral y Cauquenes.

Se reconocen 4 sub-unidades (Moreno *et al.*,1976):

- a) **Lutitas pizarrosas y areniscas:** Serían las rocas basales de la secuencia y afloran de mejor manera al SE de pocillas. En este sector se presenta como lutitas pizarrosas intercaladas con areniscas de grano fino a medio, ricas en cuarzo, ferruginosas y con muscovita detrítica. Al sureste del cerro Hualve, se encuentran como areniscas de grano fino a medio de color gris amarillo intercalados con lutitas pizarrosas gris negras. En el flanco oeste del cerro Pocillas se encuentran areniscas arcillosas de grano medio con abundante cuarzo y biotita.
- b) **Rocas volcánicas:** Afloran en el sector central del cerro Hualve, en el cerro Pocillas y en los Arrayanes (3 km al este de Pocillas). Corresponden a lavas y brechas en su mayoría andesítica-dacítica. Las lavas son porfíricas, presentan amígdalas y tienen cristales de plagioclasa y anfíbola. Las brechas tienen clastos angulosos de rocas andesíticas y fragmentos de plagioclasa y cuarzo.
- c) **Pedernal:** Se reconocen en los alrededores de Pocillas y al sur del cerro Hualve. Corresponden a rocas volcánicas ácidas fuertemente silicificadas que en algunas zonas están completamente obliteradas.
- d) **Conglomerado de cuarzo:** Aflora al sureste del cerro Hualve y en el sector de los Arrayanes. Está constituido por fragmentos muy redondeados de cuarzo policristalino lechoso. Localmente gradan a areniscas.

4.3.1.3 Depósitos piroclásticos pleistocenos (PI3t)

Se pueden distinguir al norte del área de estudio. Moreno y Varela (1985) asignan su origen a los flujos piroclásticos del grupo de volcanes de Los Nevados de Chillán y lo definen como: "...una extensa planicie constituida por cenizas de colores claros y carácter ácido con diferentes grados de consolidación (o cementación) en los cuales se intercalan algunos estratos cineríticos-lacustres". Además, describen que estos últimos tienen espesores mínimos de 30 metros. Moreno (2015) define los depósitos cineríticos-lacustres como cenizas ácidas con

intercalaciones de sedimentos finos de origen lacustre (limos y arcillas), lo que condiciona el desarrollo de acuíferos semiconfinados de bajo rendimiento.

4.3.2 Depósitos no consolidados

Esta unidad se encuentra en el Valle Central y comprende sedimentos generalmente no consolidados de origen fluvial y gravitacional (Escobar *et al.*, 1977). Se distinguen los siguientes:

4.3.2.1 Depósitos fluviales actuales y antiguos (Qf)

Los depósitos fluviales actuales están distribuidos en las cercanías de los ríos y esteros. Se estima que tienen espesores de hasta 15 metros y corresponden a arenas gruesas y gravas finas, con intercalaciones de gravas medias de matriz arenosa y de arenas finas. Poseen buena selección y matriz escasa de arena fina y limo. El grado de compactación es bajo y casi no existe cementación. Sus clastos son subredondeados y polimícticos (DGA, 2013).

Los depósitos fluviales antiguos corresponden a sedimentos fluviales de edad pleistocena, eventualmente pliocena (DGA, 2013). Se ubican en al norte del río Cauquenes antes de que este cambie su curso hacia una dirección norte-sur y cercanos a Pocillas. Al norte del río Cauquenes se observan como depósitos de grava clasto soportada, de clastos redondeados y con matriz de arena fina a gruesa. Presentan capas intercaladas de arenas medias y se encuentran en su mayoría cubiertos por depósitos piroclásticos.

4.3.2.2 Depósitos gravitacionales

En el sector de Pocillas los depósitos fluviales antiguos corresponden a arenas medias y gruesas, con intercalaciones de grava gruesas, cenizas y arenas finas limo-arcillosas. Su selección es baja a moderada y sus clastos son polimícticos. Su matriz es de arena media con arcilla y su grado de compactación es medio con escasa cementación (DGA, 2013).

Corresponden a escombros de falda y depósitos aluviales actuales y son de origen gravitacional. Se forman debido a la fragmentación de rocas expuestas en superficie, remoción y posterior deposición. Este proceso da origen a la formación de taludes y conos de deyección que terminan en algunos casos en pequeñas llanuras aluviales (DGA, 2013).

En la zona de San Juan y en Cauquenes su presencia es escasa, y están constituidos por arena media a gruesa y grava fina a media, las cuales están mal seleccionadas y su matriz es arcillosa. Sus clastos monomícticos van desde 5 a 50 cm. Su grado de compactación es bajo y no presenta cementación (DGA, 2013).

En la zona de Pocillas corresponde a arena media a gruesa y grava media a gruesa con arcilla. Son de mala selección y tienen una matriz de hasta 70% de arcillas. Sus clastos van desde 1 a 15 cm y son monomícticos. Su compactación es baja y su cementación es nula (DGA, 2013).

4.3.3 Rocas intrusivas

4.3.3.1 Basamento granítico (Cpg, Carbonífero inferior-Pérmico medio)

Corresponde a una unidad de entre 340±40 a 292±35 millones de años formada por tonalitas y granodioritas de grano medio a grueso y generalmente muestran haber estado sometidos a fuertes efectos cataclásticos. Los granitoides que lo conforman se caracterizan por presentar grandes cristales de microclina. En esta zona, la unidad se distribuye al oriente del basamento metamórfico y de manera paralela a este, con un contacto aproximadamente norte-sur (Escobar *et al.*, 1977).

4.3.3.2 Intrusivos Mesozoicos (Jig, Jurásico Inferior)

En 1977 Abad y Cucurella le asignan una edad máxima triásica y mínima jurásica y Escobar *et al.* (1977) plantea que esta unidad puede ser confundida con el basamento granítico y que se encuentran ubicadas generalmente en accidentes topográficos, destacándose por una gran altura debido a su gran resistencia a la meteorización.

Moreno *et al.* (1976) los define en el cerro Hualve como dioritas y granodioritas de grano medio constituidas por plagioclasa, cuarzo, anfíbola y/o piroxeno, biotita y menor ortoclasa. Estas estarían intruyendo a la serie del triásico superior y a su vez, estarían intruidas por pórfidos andesíticos y dacíticos.

Los pórfidos andesíticos afloran en el cerro Hualve y al este de Pocillas (en el cerro Quilvo). Presentan fenocristales de anfíbola, piroxeno y plagioclasa en una matriz afanítica o microcristalina. Están alterados a clorita, epidota, calcita, sericita, prehnita y pumpellita. Los pórfidos dacíticos tienen fenocristales de plagioclasa y anfíbola y afloran al suroeste de la estación Hualve y al noroeste de Pocillas (Moreno *et al.*, 1976).

4.3.4 Estructuras principales

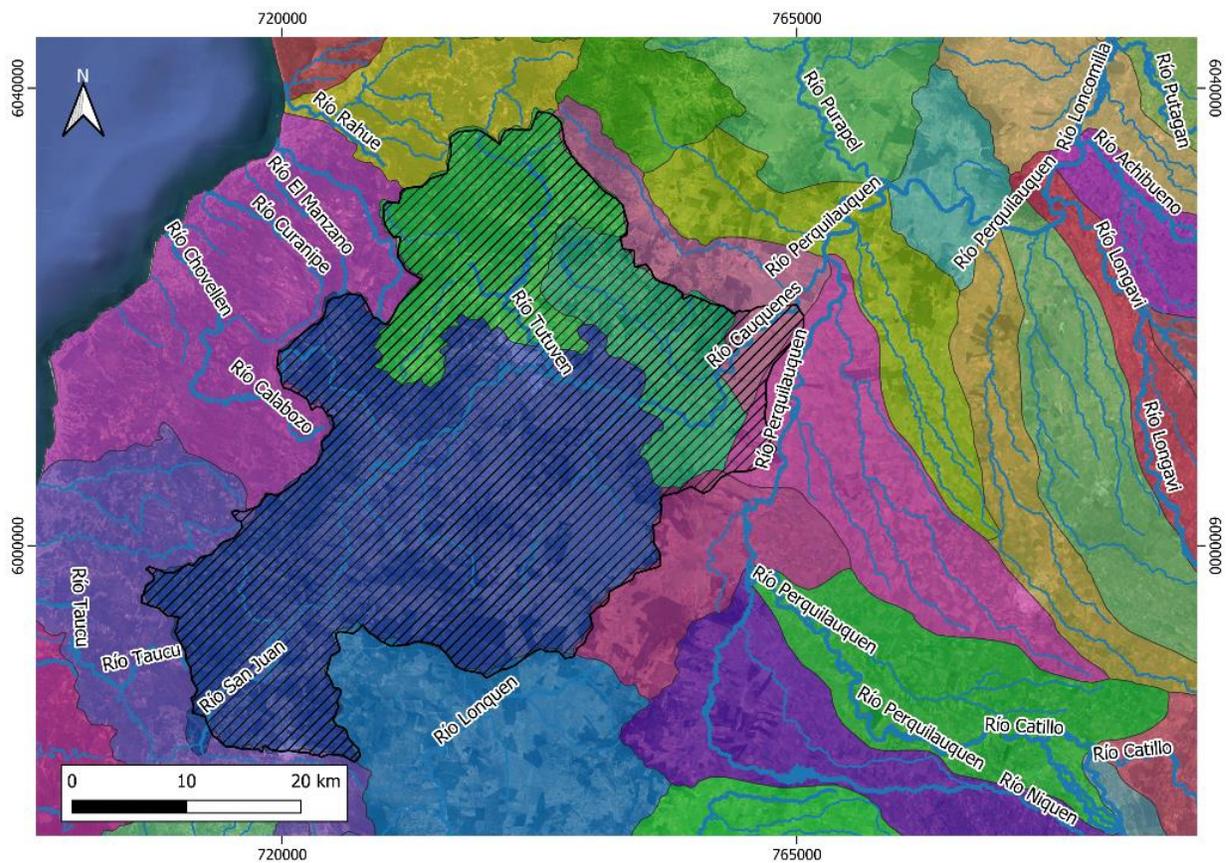
La Falla estructural principal de del área de estudio se ubica entre el basamento granítico y el basamento metamórfico con dirección NNE-SSW (Figura 4.3). La falla que se observa al NW de la cuenca posee esta misma dirección, y es la responsable de hacer aflorar el basamento granítico en el basamento metamórfico. Las estructuras más pequeñas tienen dirección NNE-SSW y NNW-SSE, y están asociadas a los intrusivos mesozoicos.

5. Resultados y Discusiones

5.1 Caracterización hidrológica e hidrogeológica de la cuenca de Cauquenes

5.1.1 Cuencas Hidrográficas.

Mediante análisis de imágenes satelitales y bibliografía disponible, se logra contextualizar el área de estudio dentro de las cuencas existentes en la región del Maule y Ñuble y posteriormente diferenciar la zona de las distintas subcuencas existentes (Figura 5.1).



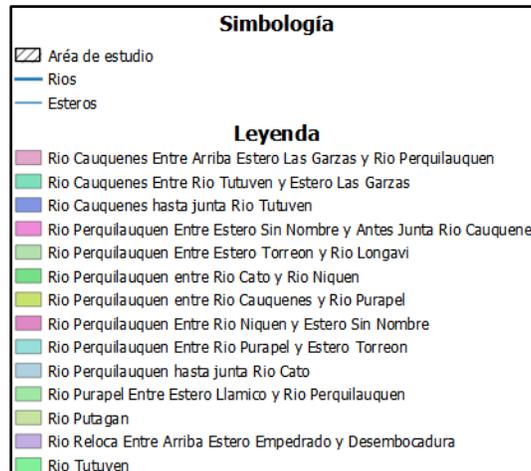


Figura 5.1: Mapa división de subcuencas DGA, polígono achurado representa el área de estudio.

Esta división presentada en la Figura 5.1 resulta una herramienta útil a la hora de estimar el sentido de los flujos superficiales y es un factor por considerar a la hora de definir los mecanismos de recarga en el área de estudio. A la vez, se observa la red hídrica de las subcuencas definidas por la DGA. En particular, en este estudio se trabajó con el río Cauquenes, el cual cuenta con dos estaciones fluviométricas que poseen un registro diario de Caudal.

5.1.2 Definición del Sector hidrogeológico de aprovechamiento común Cauquenes

El acuífero de la cuenca del río Maule está compuesto por 8 sectores acuíferos (Figura 5.2), definidos por el Departamento de Administración de Recursos Hídricos de la DGA, los cuales han sido denominados Sectores Hidrogeológicos de Aprovechamiento Común (SHAC). Según lo establecido por la DGA, un SHAC es un acuífero o parte de un acuífero, cuyas características hidrológicas espaciales y temporales permiten una delimitación de carácter administrativo para efectos de su evaluación hidrogeológica o gestión de forma independiente (DGA, 2016).

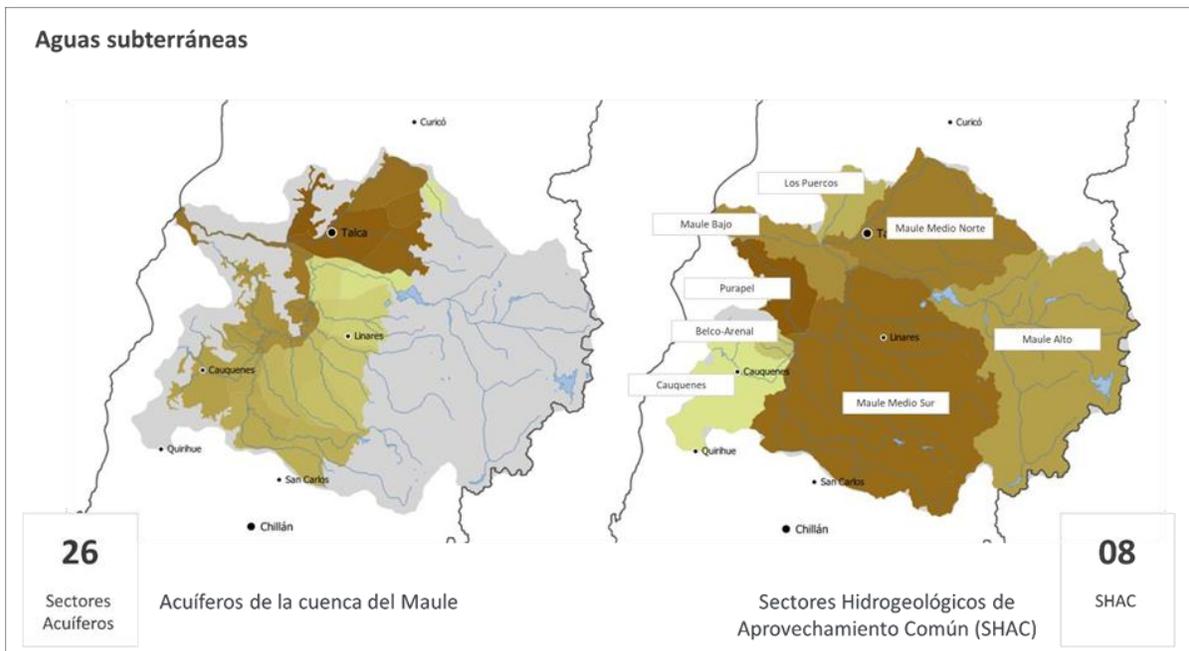


Figura 5.2: Cuenca del río Maule con sus respectivos SHAC definidos por el departamento de administración de recursos hídricos. (DGA, 2020).

Esta división administrativa que maneja la DGA, se usa como una forma para reportar resultados y, por medio de éstos evaluar la situación hidráulica subterránea.

El área de estudio corresponde al SHAC de Cauquenes, que está conformada por un acuífero multicapa (DGA, 2020), constituido por sedimentos principalmente fluviales de distinta granulometría, cubiertos al norte por depósitos piroclásticos.

Esta división administrativa se utiliza para definir los flujos de entrada y de salida para el área de estudio, sin embargo, de acuerdo con lo que plantea la UNESCO (2015), un aspecto clave para la gestión correcta de estos cuerpos hidrogeológicos compartidos es la definición de los límites laterales y verticales

(espesor) que acotan, a su vez, el tamaño real del acuífero, lo que en consecuencia aclara su tipo (confinado, semiconfinado-no confinado). En el mapa de la Figura 5.2 se aprecia solo los límites horizontales que son de carácter administrativo, los cuales se utilizaron para realizar esta subdivisión sin considerar los límites verticales.

5.1.3 Precipitaciones

5.1.3.1 Pluviometría

El régimen pluviométrico en la región central de Chile (30°S-40°S) está determinado por eventos de precipitación que ocurren principalmente entre los meses de mayo y septiembre como resultado de la migración estacional hacia el norte del anticiclón subtropical del Pacífico suroriental y de los sistemas de bajas presiones circumpolares y frentes asociados (Escobar & Aceituno, 1998).

En base a los datos obtenidos de las estaciones pluviométricas de la red DGA en el área de estudio (Tabla 5.1, Figura 5.3) se realizan climogramas para cada estación, analizando el efecto de las precipitaciones en el área de estudio.

Tabla 5.1: Estaciones pluviométricas de red DGA (2021) dentro del área de estudio.

Nombre Estación	Cod. BNA	UTM Norte (m):	UTM Este (m):	Elevación (m.s.n.m.)
El Alamo	07336003-K	6000437	732184	180
Quella	07335004-2	6005822	761996	130
Tutuven Embalse	07337002-7	6024380	736458	179
La Estrella	07340002-3	6036471	753932	200

El número de datos disponibles se considera adecuado para realizar los cálculos necesarios para aplicar ambas metodologías descritas en el capítulo 3. Gracias a esta información, se pueden desestimar datos que aumenten el grado de incertidumbre en el cálculo del valor final.

Como se mencionó anteriormente, la mayor cantidad de precipitaciones en el área de estudio se dan en los meses de inviernos. Como se observa en la Figura 5.5 en las 4 estaciones los mayores valores de precipitación mensual media se alcanzan en los meses de mayo, junio, julio y agosto.

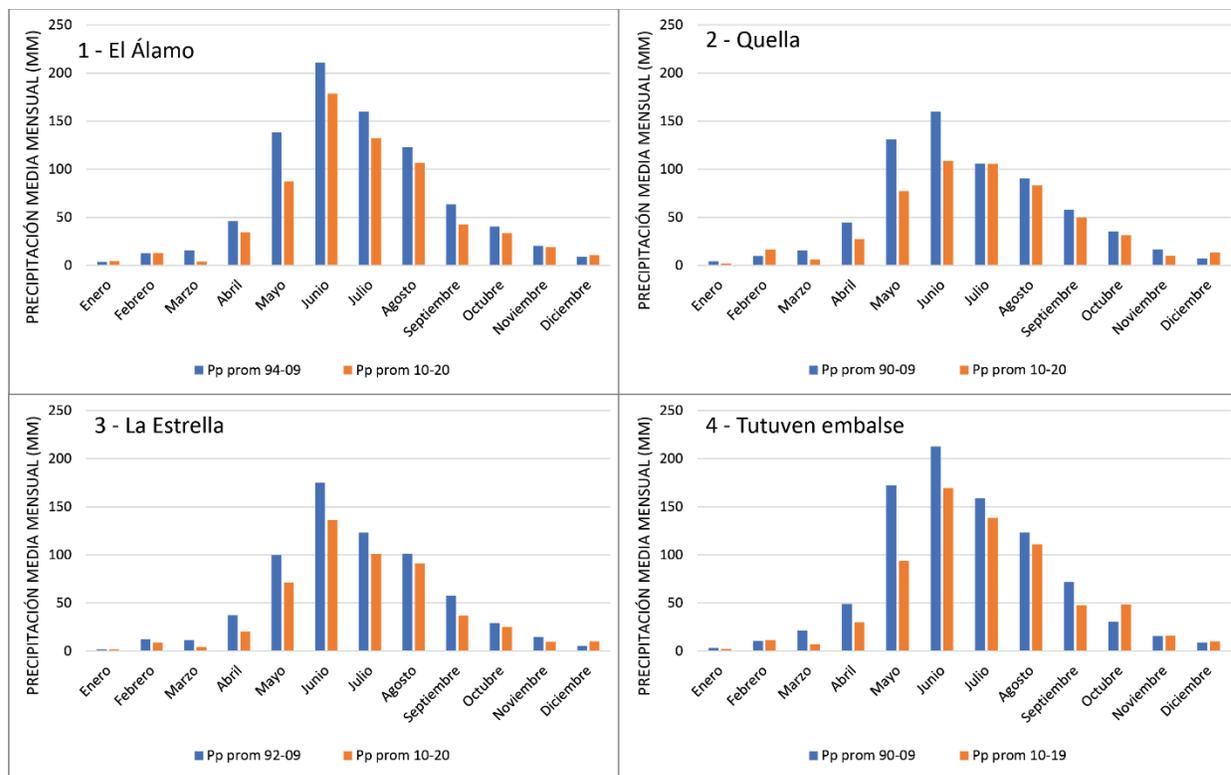


Figura 5.5: Climogramas de las distintas estaciones ubicadas en el área de estudio o próximas a ella. En azul se observa el periodo 1990-2009, y en naranja el periodo 2010-2020.

Se realiza una división de los datos previos al año 2009 y posterior a este. Con el fin de evidenciar a través de estos datos la sequía que está viviendo Chile en esta época. En base a lo anterior, se ha observado una disminución sostenida de las precipitaciones desde el año 2002, aumentando considerablemente desde el año 2010. Lo anterior, se entiende como un reflejo de la mega sequía que afecta la zona central del país (CR2, 2015; Fuente. M, 2017; Garreaud et al., 2017).

Para el área de estudio que se observa en la Figura 5.5, Los valores promedios de precipitación media para la serie de 1990 a 2009 y la serie de 2010 a 2020 son 63,83 mm/año y 49,92 mm/año, respectivamente. Con lo cual se observa una disminución de 13,91 mm al año en un lapsus de 10 años. Así también, si bien el mínimo valor alcanzado por las estaciones es similar para ambos periodos con 1,8 mm/año, el valor máximo de precipitación varía fuertemente con un valor

máximo para la serie previa a la sequía del 2010 de 212,67 mm/mes en contraste con los 178,52 mm/mes alcanzados en el periodo de 2010 a la actualidad.

5.1.3.3 Índice estandarizado de precipitaciones

En el SHAC Cauquenes existen 2 estaciones pluviométricas y 2 colindantes a ella, de las cuales se cuenta con un amplio registro. Dada la variabilidad histórica de precipitaciones para el área de estudio, y producto de la variabilidad de los eventos entre los diferentes años se ha tomado en cuenta la versatilidad de los fenómenos de precipitaciones, considerando el índice estandarizado de precipitaciones (SPI).

Como se observa en la Figura 5.6, hay una tendencia a la baja de los valores de SPI para las cuatro estaciones meteorológicas. A la vez, se aprecia una caída brusca cerca del año 2018, lo que coincide con el año con menos información

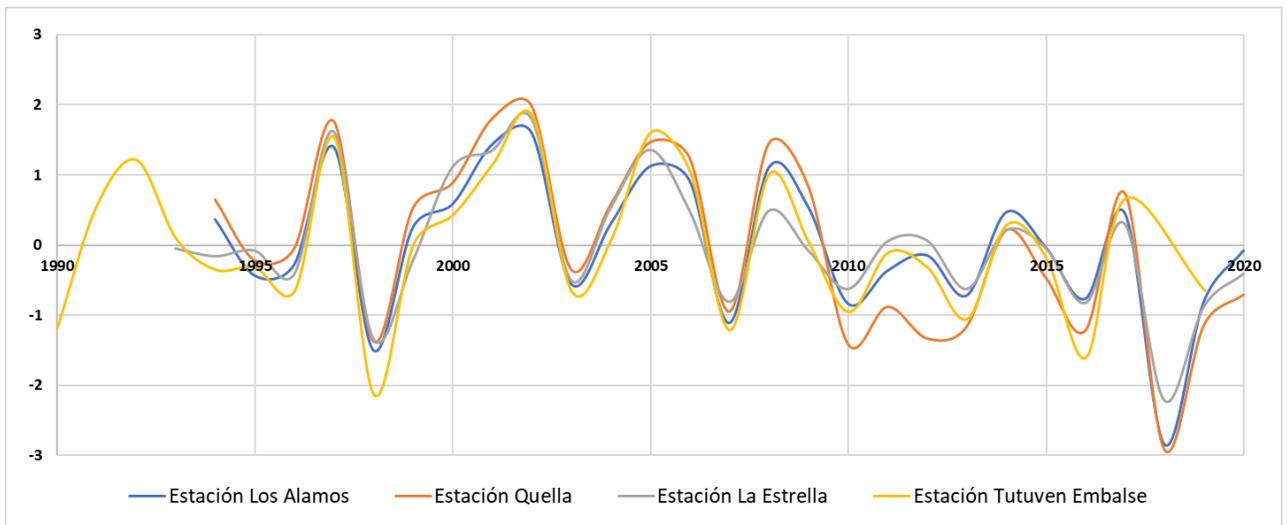


Figura 5.6: Valores de SPI para cada una de las estaciones pluviométricas en el área de estudio.

El valor obtenido es clasificado en función de 7 rangos de humedad relativa (Tabla 5.2). En base a esto se observa que en los últimos 10 años estamos viviendo rasgos característicos a una época de sequía moderada a extrema.

Tabla 5.2: Clasificación de humedad relativa por índice SPI modificado de Gordjin y Ward (2012).

Valor SPI	Clasificación
>2	Extremadamente Húmedo
1,5-1,99	Muy Húmedo
1,0-1,49	Húmedo Moderado
-0,99-0,99	Normal
-1,0 a -1,49	Sequía Moderada
-1,5 a -1,99	Sequía Severa
-2,0 o menos	Sequía Extrema

5.1.4 Identificación de pozos de monitoreo del nivel freático

Mediante el análisis de la información disponible en el portal de la DGA de pozos de monitoreo en la zona, se logró identificar que la cuenca del Maule, hasta el 2021, cuenta con solo 3 estaciones de control piezométrico en los acuíferos de Putagán sur, Perquilauquén Norte y Cauquenes, que es el que se está estudiando en este trabajo. Las primeras dos estaciones se encuentran vigentes desde el año 2012, y la tercera se encuentra vigente desde el 2021. Como solo existen tres puntos de medición no es suficiente como para tener una visión representativa del nivel freático.

En estos momentos existe una iniciativa descrita en el Plan de estratégico de gestión hídrica en la cuenca del Maule en desarrollo para ampliar en 8 puntos de medición la red de pozos, llegando a 11 en total.

En la Tabla 5.3 se puede apreciar los APR principales junto con el Pozo Cauquenes habilitado el 2021 por la DGA. Si bien entrega valores referenciales de los niveles estáticos, la base de datos no es lo suficientemente consistente como para generar las isopiezas del SHAC Cauquenes.

En el área de estudio se encuentran datos de diferentes pozos relacionados a pozos de agua potable rural (APR) y uno en vigencia habilitado por la DGA. Sin embargo, la baja secuencialidad en la toma de datos y la escasa distribución de los pozos en esta zona no permite generar un mapa piezométrico representativo

Tabla 5.3: Registro de nivel Estaciones y Puntos de APR ubicados en el área de estudio. Fuente: DGA.

Estacion o APR	UTM Este	UTM Norte	Datum	Proyección	Fecha	Nivel estatico (m)
1-193-P2	209870	5993650	PSAD 1956	19S	11-05-1983	1,67
1-193-P1	209870	5993650	PSAD 1956	19S	31-10-1990	6,63
1-1090	212978	6012401	PSAD 1956	19S	24-04-1999	5,60
1-1426-P2	742430	6018100	PSAD 1956	18S	21-09-1999	4,13
1-1090	212978	6012401	PSAD 1956	19S	28-04-2000	5,60
1-1421	736811	6004599	PSAD 1956	18S	15-02-2004	4,02
1-1421	736811	6004599	PSAD 1956	18S	05-11-2004	3,02
1-1421	736811	6004599	PSAD 1956	18S	15-06-2005	2,02
1-1426-P1	742430	6018100	PSAD 1956	18S	28-12-2005	4,13
1-1727	751665	6015392	PSAD 1956	18S	10-05-2006	20,29
1-1727	751665	6015392	PSAD 1956	18S	29-05-2006	20,29
1-1697	750518	6016681	PSAD 1956	18S	08-01-2008	14,25
1-1753 Pozo 1	736811	6004599	PSAD 1956	18S	23-01-2008	4,67
1-1753-P1	736811	6004599	PSAD 1956	18S	05-02-2008	2,27
1-1817	750552	6003220	WGS 84	18S	10-03-2009	2,20
1-1808	733185	6016687	WGS 84	18S	09-02-2010	2,30
1-1818	733185	6016687	WGS 84	18S	10-02-2010	2,30
1-1818	733185	6016687	WGS 84	18S	11-02-2010	2,30
1-1817	750552	6003220	WGS 84	18S	11-03-2010	2,20
Pozo Cauquenes	743486	6012275	WGS 84	18S	06-01-2021	13,01
	743486	6012275	WGS 84	18S	03-03-2021	13,11
	743486	6012275	WGS 84	18S	29-04-2021	13,10
	743486	6012275	WGS 84	18S	28-05-2021	13,11

5.1.5 Registro de Caudales

El sistema de información Hidrometeorológico con el que cuenta la DGA consiste en diversas estaciones fluviométricas distribuidas a lo largo del país, en las cuales se registra el caudal promedio mensual y diario de los esteros, cauces y ríos. Estas permiten establecer la fuente de alimentación de los afluentes, a partir de lluvias o derretimiento de nieves, y entender las variaciones de caudal en los diversos meses promedio.

En el caso del área de estudio, se cuenta con dos estaciones fluviométricas (Figura 5.7), que cuentan con un registro lo suficientemente consistente (Figura 5.8 y Figura 5.9) como para realizar el cálculo de los parámetros de la recarga.

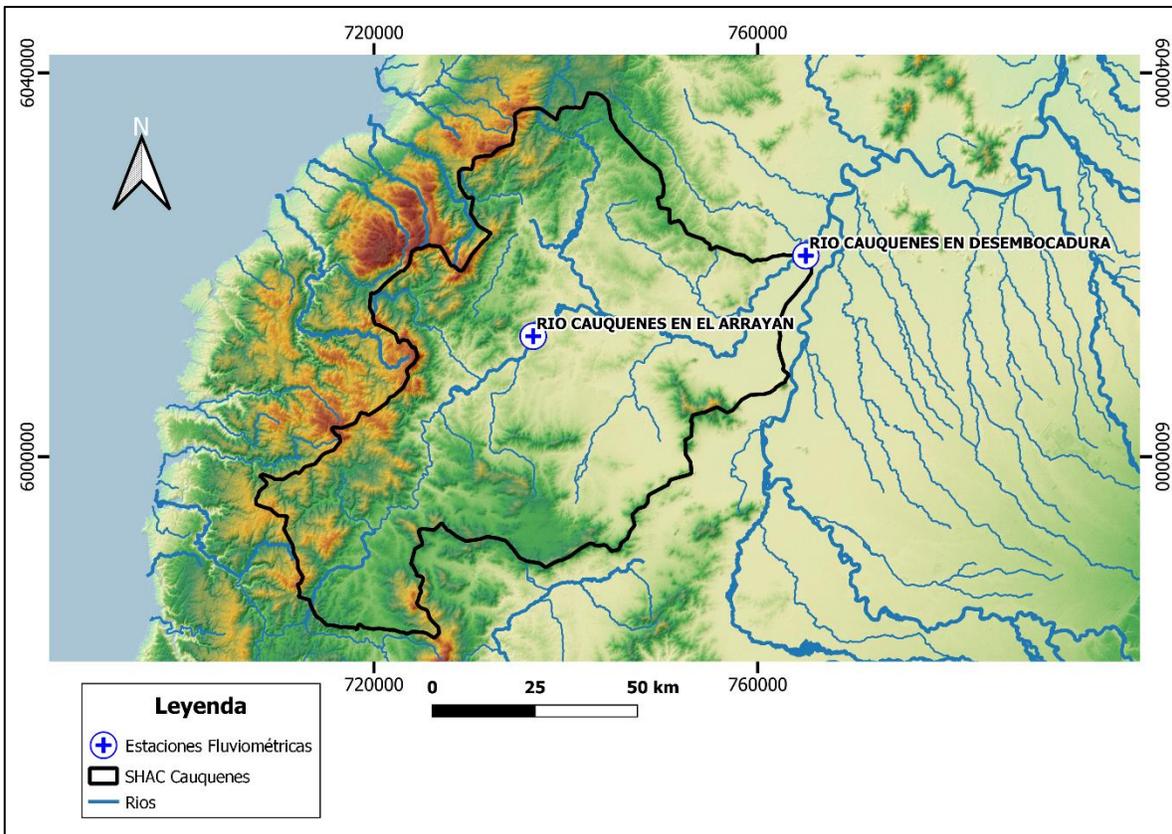


Figura 5.7: Mapa de ubicación de Estaciones Fluviométricas.

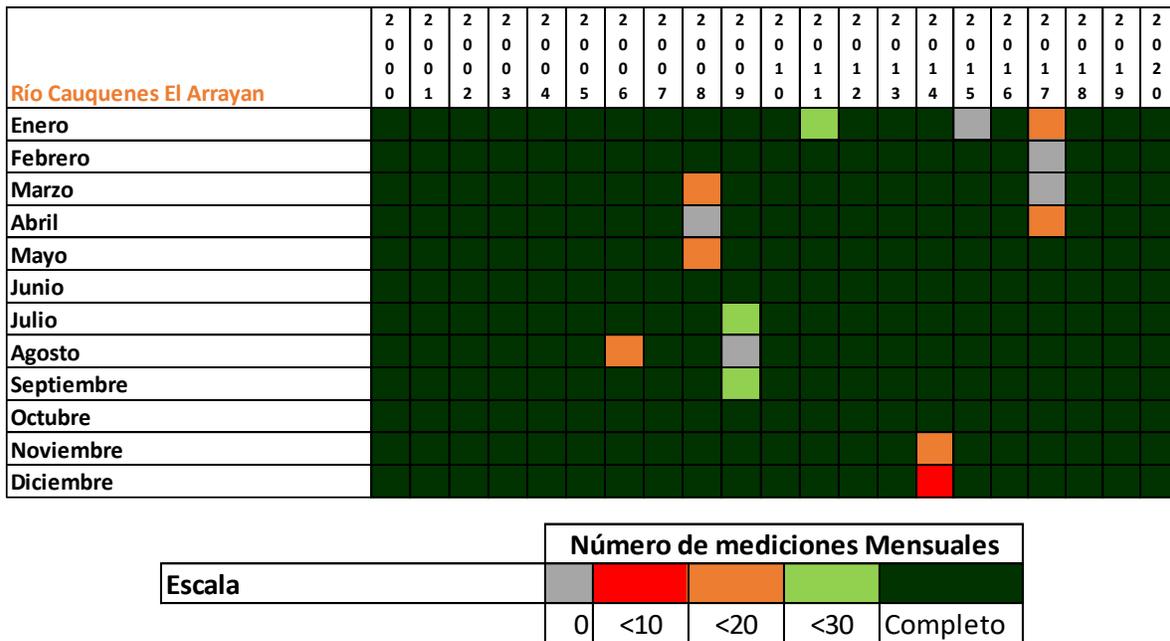


Figura 5.8: Disponibilidad de datos registrados en la estación fluviométrica "Río Cauquenes El Arrayán", que muestra el número total de mediciones realizadas en cada mes para cada año.

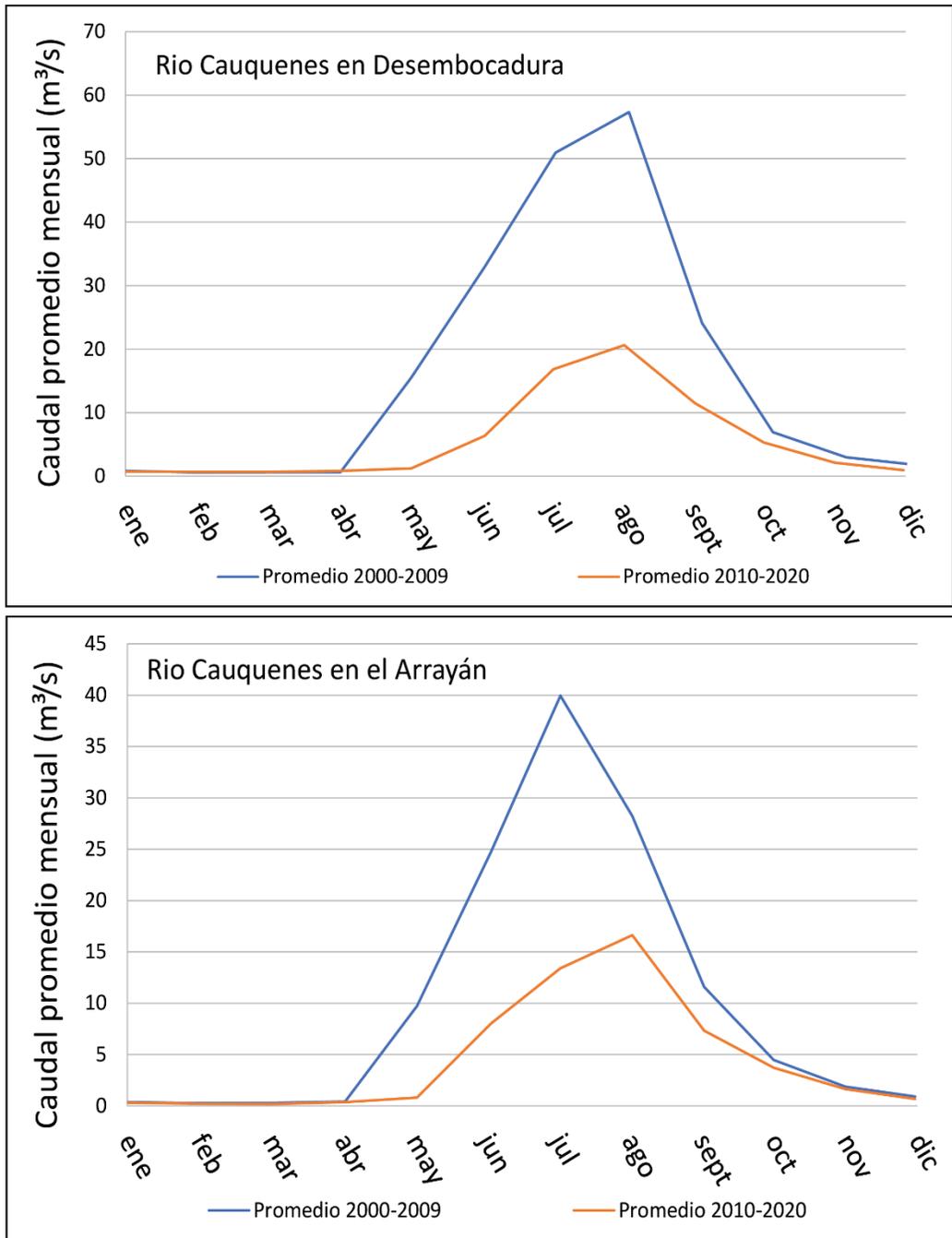


Figura 5.10: Hidrograma de caudal mensual promedio para ambas estaciones fluviométricas. En azul periodo previo al 2020 y en naranja el promedio de los años 2010-2020. Elaboración propia con base a datos de la DGA.

5.5 Cuantificación de la recarga

En base al modelo hidrogeológico presentado en el Plan estratégico de gestión hídrica de la Cuenca del Maule del año 2020, se proyecta una estimación de parámetros para el acuífero de Cauquenes como se puede observar en la Tabla 5.4. Para la caracterización de la oferta Subterránea en los SHAC se utiliza el Volumen o Stock, la Recarga (l/s), y el nivel de la napa.

Tabla 5.4: Stock, Nivel de la napa y recarga del Acuífero de Cauquenes.

Acuífero	Superficie	Recarga Período 2000-2020	
	km ²	m ³ /s	[mm]/año
Cauquenes	1.568	2,69	52,69

Fuente: (DGA, 2020).

En el estudio realizado en PEGHCM, se identificaron y calcularon los distintos componentes que forman parte del balance hídrico como se puede apreciar en la Tabla 5.5, y a través de esto calcular la recarga para los distintos SHAC de la cuenca del Maule, entre ellas el SHAC Cauquenes. Con el fin de mejorar la gestión de este recurso.

Tabla 5.5: Balance hídrico subterráneo, escenario base 2000-2020 (l/s)

Período 2000-2020	
Ítem	Acuífero Cauquenes
Entradas(l/s)	
Flujo interacuífero	1.550,6
Recarga desde ríos	301,0
Recarga superficial	2.389,4
Total	4.241,0
Salidas (l/s)	
Flujo interacuífero	18.943,9
Afloramiento ríos	1.735,4
Pozos de bombeo	661,8
Descarga hacia el mar u otros	-
Total	4.241,2
Variación del Almacenamiento (l/s)	1,0
Error de Balance (%)	0,0

Fuente: (DGA, 2020).

En el Plan Estratégico de Gestión Hídrica en la Cuenca del Maule (DGA, 2020) se ha decidido optar por el uso de un modelo de cambio climático elaborado bajo el escenario RCP más exigente, que corresponde al RCP 8.5 e involucra la mayor emisión de gases de efecto invernadero de cara al año 2100. De esta forma, la proyección de cambio climático considerada para la modelación contempla precipitaciones con tendencias a disminuir, y temperaturas siempre más elevadas (DGA, 2020).

Al momento de realizar el cálculo de la recarga para el SHAC Cauquenes, es fundamental hacer una comparativa entre distintos métodos, ya que, este análisis llevará a una comprensión más detallada de la disponibilidad de agua para el periodo de los años 2000 a 2020. Ya que, al usar distintos métodos se consideran

más parámetros hídricos para el estudio, lo que en definitiva ayuda a una comprensión más detallada del funcionamiento de las aguas subterráneas.

5.2 Estimación de Recarga Potencial

5.2.1 Cálculo de la recarga potencial mediante el método Balance Hídrico

En relación con el objetivo específico 2, resulta un recurso valioso el análisis de la disponibilidad de los recursos hídricos el hecho de calcular el valor de la recarga potencial a través de distintos métodos, con el fin de analizar los distintos factores que influyen a la hora de determinar la recarga potencial de SHAC Cauquenes.

Para este caso en particular, se considera como aporte principal de la recarga la precipitación y como un proceso de descarga se consideró la evapotranspiración potencial.

Dada la distribución de las 4 estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio, se dibujaron los polígonos de Thiessen, con el fin de evaluar el área de influencia de cada estación del área de estudio, el SHAC Cauquenes. En base a esto, se estableció una correspondencia de cada parte del área de estudio con un pluviómetro concreto como se observa en la Figura 5.11. En la Tabla 5.6 se pueden apreciar los valores de área asociado a cada estación.

Tabla 5.6: Valores del área de influencia determinada a través del método de los Polígonos de Thiessen.

Estación	Area de influencia(km²)
Quella	261,6
Tutuvén Embalse	475,7
La Estrella	53,7
El Álamo	769,2

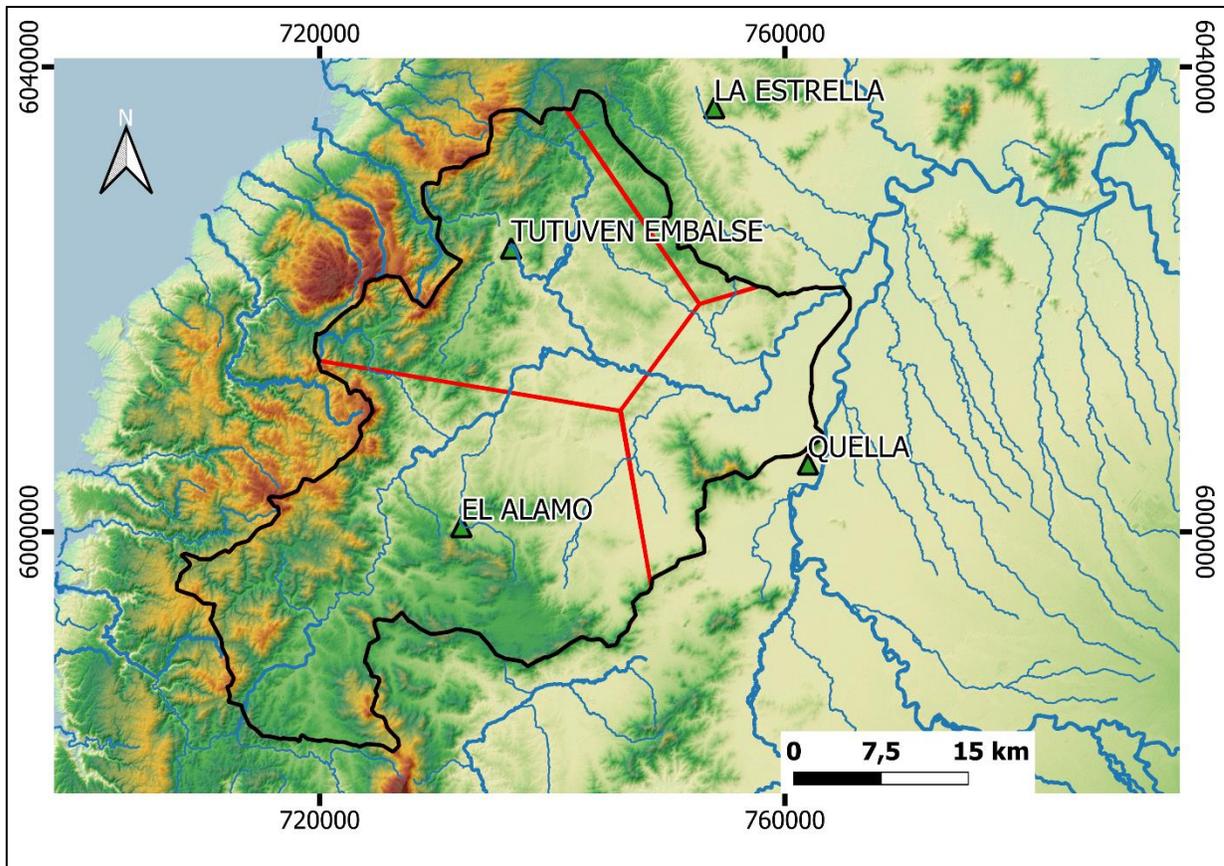


Figura 5.11: Mapa con Polígonos de Thiessen para el área de estudio. En rojo las líneas divisorias de cada polígono generado a partir de las ubicaciones de las distintas estaciones meteorológicas.

Se emplea el método de los polígonos de Thiessen para este estudio debido a que la cota topográfica no es un factor relevante para el cálculo de los parámetros del balance hídrico. Sino que, en este caso, identificar el área aportante al área de estudio será clave para determinar el volumen de entrada por precipitación.

En base a lo anterior se realizó el cálculo de el volumen anual de entrada por concepto de precipitación relacionado con el área de influencia de cada estación pluviométrica. En los gráficos de la Figura 5.12 y la Figura 5.13 se puede observar la variación anual con respecto al volumen de entrada atribuido a las precipitaciones.

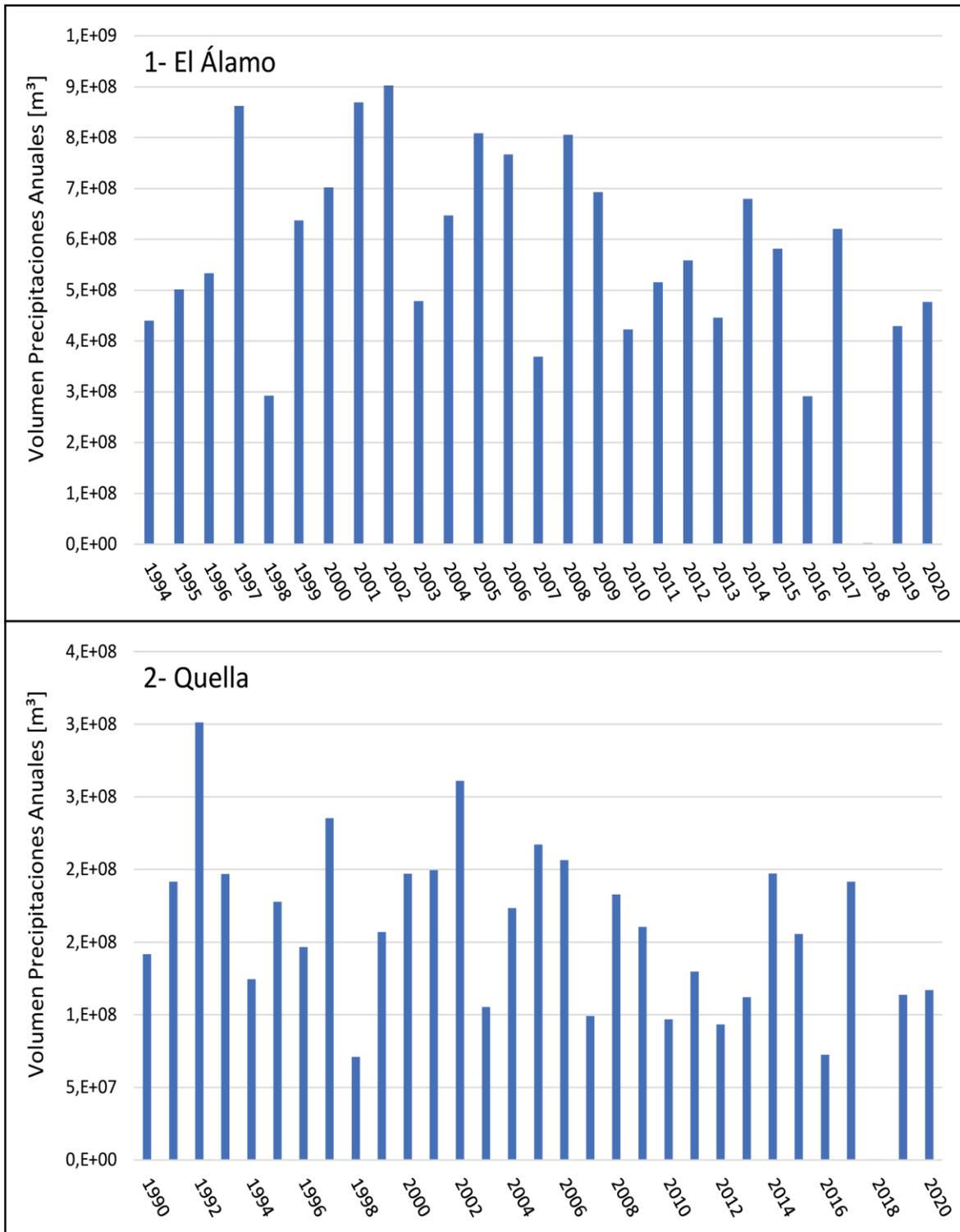


Figura 5.12: Variación anual del volumen de precipitación anual que ingresa al area de estudio para cada una de las estaciones pluviométricas El Álamo y Quella.

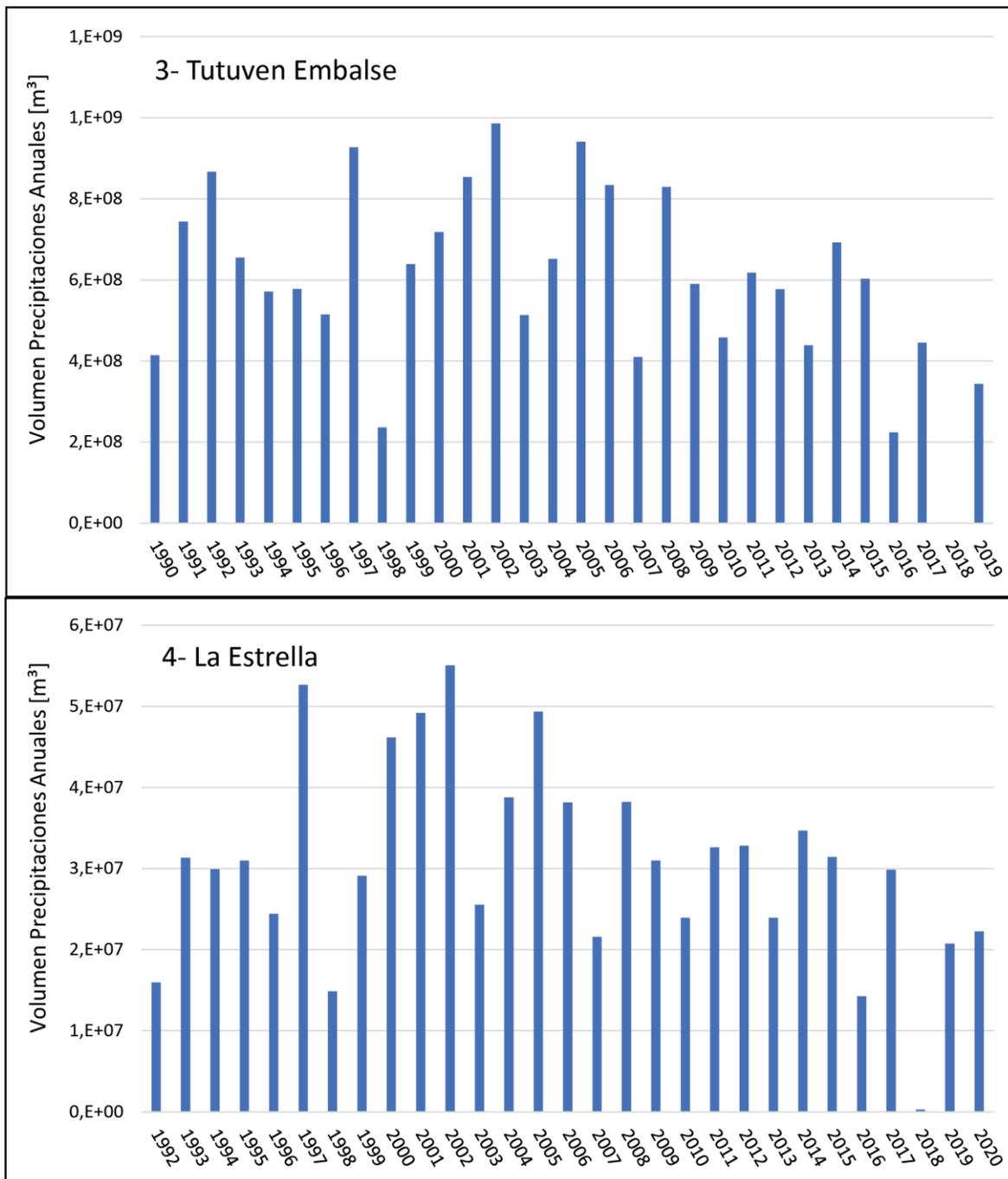


Figura 5.13: Variación anual del volumen de precipitación anual que ingresa al área de estudio para cada una de las estaciones pluviométricas Tutuven Embalse y La Estrella.

Como se puede observar en las figuras anteriores existe una clara tendencia a la disminución en el volumen anual que ingresa en la zona de estudio. Aunque, la falta de datos para el 2018 en las 4 estaciones se podría relacionar con un evento climático extremo que haya afectado la infraestructura de medición.

Para calcular el balance hídrico de SHAC Cauquenes es necesario considerar la pérdida de volumen de agua del acuífero producto de la evapotranspiración potencial. En especial en esta zona, gran parte de la superficie del suelo está cubierta por superficie vegetal, debido a que este proceso ocurre en lugares donde la cota piezométrica se encuentra cerca de la superficie y en sectores donde exista vegetación de especies freatófitas que alcanzan a captar aguas del acuífero. (Hauser Yung, 1990).

La evapotranspiración potencial es la capacidad en milímetros que tiene para evaporar agua en un determinado lugar si tuviese toda la cantidad de agua disponible. Este depende de varios factores, como la temperatura, horas de luz, tipo de suelo, viento, entre otros. Según GAO et al. (2006) la duración de la insolación, la velocidad media del viento, la temperatura máxima media y la temperatura mínima tienen una relación positiva con la evapotranspiración potencial, mientras que la humedad relativa se correlaciona negativamente con la ETP.

Los datos de evapotranspiración potencial promedio mensuales presentan una variabilidad interanual prácticamente nula, pero una variabilidad intra anual importante.

A partir de los datos de potencial de evapotranspiración del CR2 se obtuvieron los siguientes resultados para los promedios mensuales de potencial de evapotranspiración para cada una de las estaciones ubicadas en la zona de interés (Figura 5.14).

En contraste a los volúmenes de precipitación, se puede observar que los valores de evapotranspiración han ido en aumento a través de los años. Esto coincide con el aumento de temperatura producto del calentamiento global. Lo anterior, coincide con la suposición presentada en el modelo descrito en el PEGHCM (DGA, 2020).

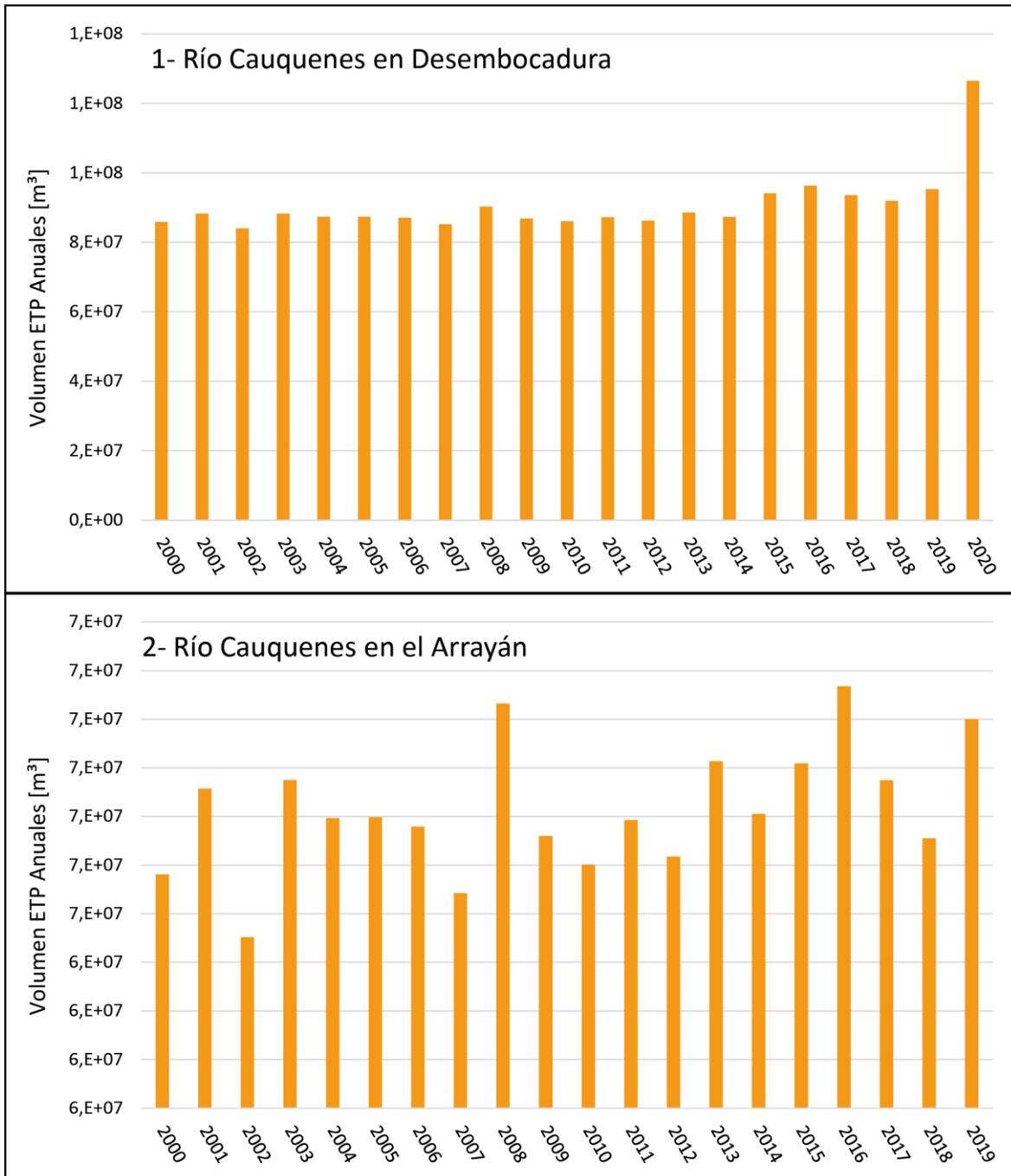


Figura 5.14: Evapotranspiración potencial Anual para la estación "Río Cauquenes en Desembocadura" y para la estación "Río Cauquenes en el Arrayán". (Elaboración Propia).

Además, se observa cómo ha disminuido en la recarga anual del acuífero de Cauquenes con el transcurso de los años, este valor fue obtenido mediante la resta de valores de precipitación y evapotranspiración potencial (Figura 5.15).

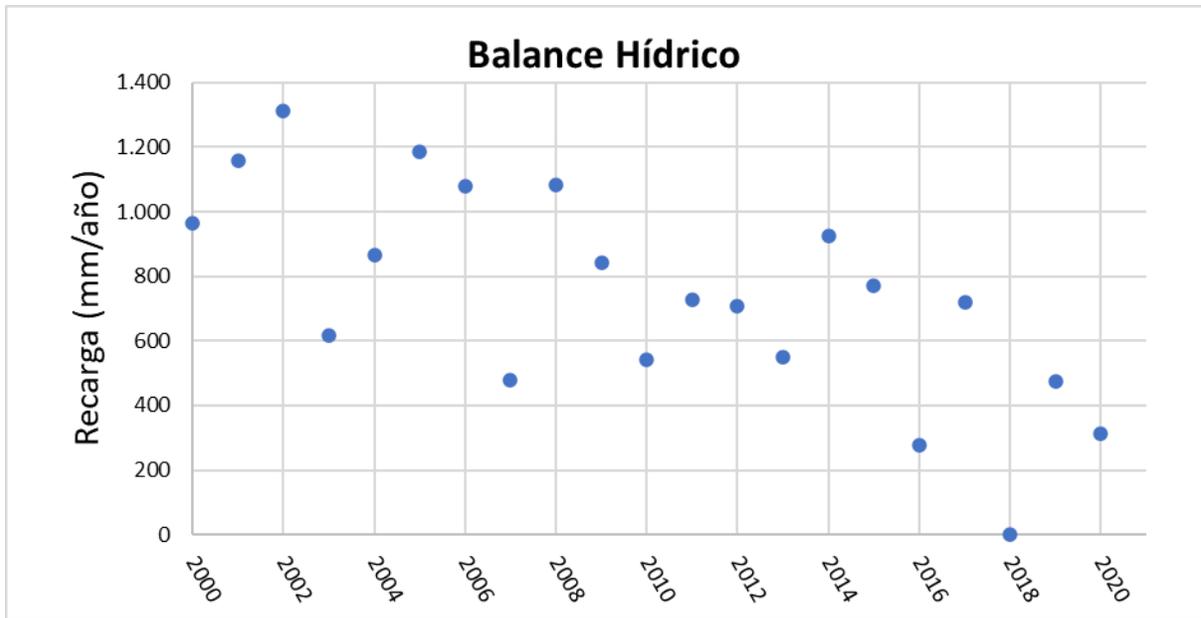


Figura 5.15: Balance Hídrico para el área de estudio. Elaboración propia.

La disminución de la recarga observada en el método de balance hídrico nos lleva a comprender la relación que existe entre este valor y la sequía que enfrenta Chile desde el 2010. Esto es preocupante debido a que la recarga se puede relacionar directamente con los derechos de aguas consuntivos otorgados a la fecha y a la creciente industria forestal y agrícola.

5.2.2 Cálculo de la recarga potencial mediante el método MoMLRr

La recarga de agua subterránea calculada a partir de los datos registrados por la DGA para las estaciones “Río Cauquenes en Desembocadura” y “Río Cauquenes el Arrayán (Tabla 5.7 y Tabla 5.8) Corresponden a 29,22 y 193,52 mm/año, respectivamente. Ambas estimaciones se obtuvieron considerando que el área de recarga de cada estación fluviométricas es igual al área de drenaje.

Se observa que ambos gráficos (Figura 5.16) presentan comportamientos similares, lo que significa que al menos, en el tramo que incluye a ambas estaciones, el acuífero presenta un comportamiento similar en su nivel base.

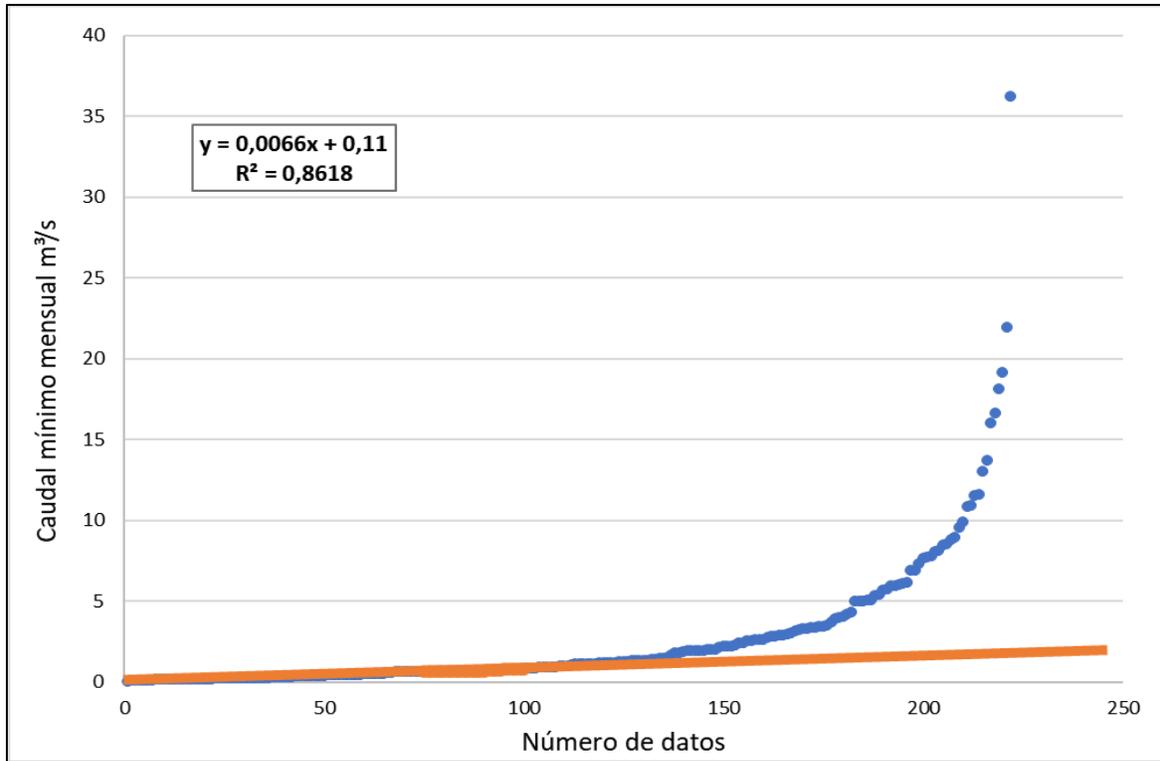


Figura 5.16: Cálculo de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Río Cauquenes en Desembocadura” mediante la técnica de MoMLRr.

En la Tabla 5.7 podemos observar cómo se cumple el supuesto de que parte del caudal que circula a través de un río es producto del agua subterránea, ya que, a pesar de haber considerado solo los valores de caudales mínimo mensual medidos por esta estación se obtiene un flujo basal (Línea naranja, Figura 5.17) de valores positivos. Por lo que reflejaría que en condiciones de sequía los ríos se mantendrán con un caudal activo suministrado por el acuífero en el cual se encuentran.

Tabla 5.7: Valores obtenidos a través del método MoMLRr junto a datos del área obtenidos de la DGA para la estación Fluviométrica “Río Cauquenes en Desembocadura”.

Cálculo de Recarga		Unidades
n	222,0	Meses
m	0,01	
y_0	0,11	
Área de Drenaje	909,25	km ²
MoMLRr	0,84	m ³ /s
MoMLRr	29,22	mm/año
MoMLRr	842,60	l/s

Se puede ver un cambio de valores importante entre la recarga calculada en la Figura 5.17, esto debido a que el área de drenaje juega un rol trascendental a la hora de calcular estos parámetros.

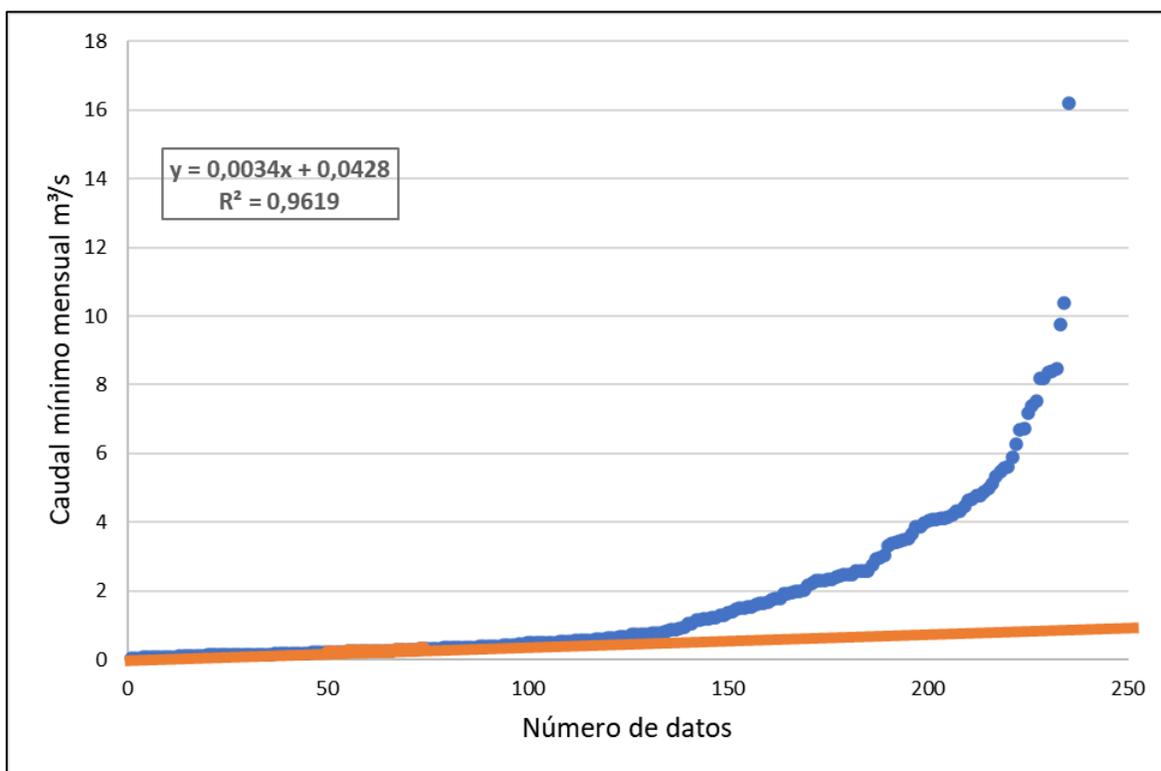


Figura 5.17: Cálculo de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Río Cauquenes en el Arrayán” mediante la técnica de MoMLRr.

En la Tabla 5.7 y la Tabla 5.8 se muestra el resultado de estos cálculos expresados en diferentes unidades de medida. Cabe resaltar el valor obtenido para la estación el Arrayán el cual cuenta con 4037,8 l/s. En contraste, con el valor obtenido para la otra estación que es de 842,6 (l/s).

Tabla 5.8: Valores obtenidos a través del método MoMLRr junto a datos del área obtenidos de la DGA para la estación Fluviométrica “Río Cauquenes en el Arrayán”

Cálculo de Recarga Potencial		Unidades
<i>n</i>	235,00	Meses
<i>m</i>	0,03	
<i>y0</i>	0,04	
Área de Drenaje	658,00	km ²
MoMLRr	4,04	m ³ /s
MoMLRr	193,52	mm/año
MoMLRr	4037,80	l/s

5.2.3 Comparación de resultados de estimación de recarga potencial

Cabe recalcar, que como se observa en este estudio la recarga puede ser obtenida de variados métodos, sin embargo, la complejidad del método quedará condicionada a la disponibilidad de datos que posean las distintas estaciones hidrometeorológicas en el área de estudio. En este caso, la información de niveles freáticos era escasa por lo que quedaron condiciones entre los ríos que quedan sin evaluar para obtener una recarga difusa del SHAC Cauquenes.

Al comparar las recargas obtenidas a partir del balance hídrico realizado por la DGA el 2020 y los otros dos métodos utilizados en este trabajo, se observa una sobrestimación en este valor (Tabla 5.9). Esto se puede asociar a que existe un flujo importante de agua que no logra infiltrar hasta el nivel freático.

Tabla 5.9: Valores de recarga calculados por los distintos métodos tratados en este estudio.

Método	Recarga	
	m ³ /s	[mm]/año
BH(Pre 2010)	47,6	958,2
BH(Post 2010)	29,9	600,4
Total MOMLRr	4,9	222,7
PEGHCM(DGA,2020)	2,6	52,7

Ambos valores de recarga calculados en este trabajo por sí solo son mayores a los calculado en el PEGHCM. La diferencia entre el trabajo presentado por la DGA el 2020 y los resultados obtenidos del **Método Escurrimiento Promedio Mínimo Mensual y Balance Hídrico** se debe a que en ese estudio se consideraron más mecanismos de descarga con el fin de llegar a un valor de recarga difusa. Mientras que el MoMLRr se centra en la dependencia de los ríos de la zona de estudio a un

flujo base y una separación hidrográfica de la porción de escorrentía aportada por el o los acuíferos respecto al resto de los componentes principales de la descarga, Lerner et al. (1990) define este tipo de recarga como recarga focalizada.

A pesar de la recarga fue calculada utilizando distintos parámetros hidrogeológicos el resultado está dentro del mismo orden de magnitud. A pesar de que, en el caso del **Balance Hídrico** se utilizó la precipitación y la evapotranspiración, y para el caso del **Método Escurrimiento Promedio Mínimo Mensual** se usó el registro de Caudales. Por lo que, al aplicar múltiples métodos, utilizando datos de entrada independientes y distintos, se logra obtener un valor de recarga más realista (De Vries & Simmers 2002; Scanlon et al., 2002; Healy, 2010).

Además, se observa una disminución del 37,3 % de la recarga para el periodo de Megasequía para los valores obtenidos a través del **Balance Hídrico**. Y a la vez, al comparar los resultados obtenidos en la periodo pre 2010 del BH con los obtenidos por el método **MOMLRr** se aprecia una disminución de un 76,8 % de la recarga de aguas subterráneas.

6. Conclusiones y Recomendaciones

Los principales resultados de este trabajo se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Para el periodo histórico comprendido entre los años 2000-2009 se estima una recarga de 958,2 mm/año para el área de estudio.
- Para el periodo histórico comprendido entre los años 2010-2020 conocido como periodo de Megasequía, se estima una recarga de 600,4 mm/año a través del **balance hídrico** y de 222,74 mm/año a través del **método MOMLRr** para la cuenca de Cauquenes.
- En cuanto a lo anterior, se observa que una disminución de un 21,8% de las precipitaciones y de un 65,3% de los niveles de caudal promedio mensual durante la Megasequía ha ocasionado un descenso del 37,3 % de la recarga estimada para el **balance hídrico** y de un 76,7 % para la recarga estimada a través del **método MOMLRr**.

En conclusión, a pesar de la simpleza en la metodología utilizada se obtienen resultados relevantes para la gestión de recursos hídricos en nuestro país. Sin embargo, esta depende del reconocimiento de cuáles son las fuentes de recarga del sistema hidrogeológico donde se aplica la metodología y de contar con datos tomados de un monitoreo continuo y de alta frecuencia de las variables hidroclimáticas. Las metodologías se logran aplicar con éxito debido a que se conoce que en el área de estudio la principal fuente de recarga es la lluvia y, además, se contaba con una larga data de las variables hidroclimáticas.

De esta forma, se invita a desarrollar más estudios para profundizar en la estimación de la recarga, en especial identificar las distintas fuentes de recarga y sus proporciones en los distintos contextos hidrogeológicos existentes. Igualmente, es necesario contar con una red de monitoreo importante para tener controlado los parámetros hidroclimáticos e hidrogeológicos.

7. Bibliografía

Abad E. y Cucurella J.(1977). Reconocimiento Geológico de la Cordillera de la Costa entre Curicó y Chillán, con una compilación 1:250.000. Comisión Chilena de Energía Nuclear. Santiago de Chile.

Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E.(1972). Distribution of metamorphic facies in Chile. An outline. Nro. 9, p. 7-19. Chile.

Ammerman AJ and Cavalli-Sforza L L,.1984 The Neolithic Transition, and the Genetics of Population in Europe (Princeton, NJ: Princeton University Press).

Aldunce, P., Araya, D., Sapiain, R., Ramos, I., Lillo, G., Urquiza, A., Garreaud, R, 2017. Local Perception of Impacts in a Changing Climate: The Mega-Drought in Central Chile.

Allan JD and Castillo M M,. 2007 Stream Ecology 2nd edn (Dordrecht: Springer).

Alley W.M., Healy R.W., LaBaugh J.W. and Reilly T.E., 2002. Flow and storage in groundwater systems. Science, 296, 1985–1990.

Alley W, Baugh J, Reilly T., 2005. 145: Groundwater as an Element in the Hydrological Cycle.

Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., N., G. M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A. P., . . . Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. Hydrol. Earth Syst. Sci., 5817-5846.

Ammerman AJ and Cavalli-Sforza L L 1984 The Neolithi Transition, and the Genetics of Population in Europe (Princeton, NJ: Princeton University Press).

Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. Scientific data, 5(1), 1-12. doi:10.1038/sdata.2018.214

BNGC. Biblioteca nacional digital de Chile. (2018). *Exportación de trigo*. Memoria Chilena.

Bogena, H., Kunkel, R., Schöbel, T., Schrey, H.P. and Wendland, F., 2005. Distributed modeling of groundwater recharge at the macroscale. Ecological modelling, 187(1), pp.15-26.

Brauman K A, Richter B D, Postel S, Malsy M and Flörke M., 2016. Water depletion: an improved metric for incorporating seasonal and dry-year water scarcity into water risk assessments Elem. Sci. Anth. 4 000083

CR2. (2015). Informe a la Nación. La mega sequía 2010-2015: Una lección para el futuro. Informe a la Nación, 26. www.cr2.cl/megasequia.

E. Custodio y M. R. Llamas, "Hidrología subterránea", Segunda ed., vol. I, Barcelona: Ediciones Omega, 1983, pp. 249-279.

Delin, G.N., Healy, R.W., Landon, M.K. and Böhlke, J.K., 2000. Effects of topography and soil properties on recharge at two sites in an agricultural field. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 36(6), pp.1401-1416.

DGA.(2010). Levantamiento de Información Hidrogeológica para modelación Cuenca del Río Maule. p.1-193. Santiago de Chile.

DGA, (2011). Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca del río Cauquenes.p.1-26. Santiago de Chile.

DGA, (2013). Modelación hidrogeológica de la cuenca del río Cauquenes, Región del Maule.p.1-144. Santiago de Chile.

DGA, (2016). Análisis efecto en el régimen hídrico por cambio en patrones meteorológicos. Desarrollado por Hídrica Consultores SPA.

DGA, (2017). BHN. Actualización del balance hídrico nacional. Universidad de Chile y Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago, octubre de 2017.

DGA (2018). Diagnóstico de la calidad de las aguas subterráneas de la región del Maule. Santiago de Chile.

DGA, (2020). Plan estratégico de gestión hídrica en la cuenca del Maule. Santiago, 2020.

DGF, D. d. (Agosto de 2021). Obtenido de CR2- Center for Climate and Resilience Research: <http://www.cr2.cl/>

Domenico P. A., Schwartz F. W., 1998. *Physical and Chemical Hydrogeology* (Wiley, New York).

D'Odorico P, Laio F, Porporato A, Ridolfi L, Rinaldo A and Rodriguez-Iturbe I 2010. Ecohydrology of terrestrial ecosystems *Bioscience* 60 898–907.

D'Odorico P., Joel Carr, Carole Dalin, Jampel Dell'Angelo, Megan Konar , Francesco Laio, Luca Ridolfi, Lorenzo Rosa , Samir Suweis, Stefania Tamea and Marta Tuninetti, 2019. Global virtual water trade and the hydrological cycle: patterns, drivers, and socio-environmental impacts. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab05f4>.

P. A. Domenico, F. W. Schwartz, *Physical and Chemical Hydrogeology* (Wiley, New York, 1998).

Escobar, F., & Aceituno, P. (1998). Influencia del Fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études andines*, 753-759.

Escobar T., Fernando ; Guzmán, Ricardo ; Vieira G., Camilo. (1977). Avance geológico de las hojas Rancagua-Curicó, Talca-Linares, Chanco, Concepción-Chillán. USGS, CCHEN, IIG. p. 1-20. Santiago de Chile.

Falkenmark M and Rockström J,. 2004 Balancing Water for Human and Nature: the New Approach in Ecohydrology (London Earthscan)

Fundación Chile. (2016). Reporte Huella Hídrica en Chile, Sectores prioritarios de la Cuenca del río Rapel. Informe Final. Santiago: Ministerio de Obras Públicas.

Fuentes, M. J. G. (2017). Origen Y Procesos Hidrogeoquímicos De Los Recursos Hídricos En La Cuenca Del Río Cuncumén.

Gao G., CHEN D., Ren G., CHEN Y., LIAO T., 2006. Spatial and temporal variations and controlling factors of potential evapotranspiration in China: 1956-2000.

Godoy, E.(1970). Estudio petrográfico del granito de Constitución y su aureola de metamorfismo de contacto. Memoria de título. Departamento de Geología. Universidad de Chile. p.140. Santiago de Chile.

Gonzalez-Bonorino, F. (1970). Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología., Publ., No. 37. p.68. Santiago de Chile.

Gonzalga, C. (2 de January de 2014). “Aplicación de Índices de Vegetación Derivados de Imágenes Satelitales Landsat 7 ETM y ASTER para la Caracterización de la Cobertura Vegetal en la Zona Centro de la Provincia De Loja, Ecuador”. Obtenido de http://sedici.unlp.edu.ar/bitstream/handle/10915/34487/Documento_completo.pdf?sequence=1.

Gordijn, P., & Ward, D. (2012). The effects of fire on woody plant encroachment are exacerbated by succession of trees of decreased palatability. *Perspectives in Plant Ecology Evolution and Systematics*, 411–422.

Gumbel, E. (1958). *Statistics of Extremes*. Nueva York: Columbia University Press.

Hargreaves, G., & Samani, Z. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 96-99.

Hauser Yung, A. (1990). Carta hidrogeológica de Chile escala 1:250.000, Hoja Rancagua, VI Región. Servicio nacional de geología minería.

Healy, R., Scanlon, B.R., 2010. *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University

Press <https://doi.org/10.1017/CBO9780511780745.002> 257 pp.

Hervé, F., Munizaga, F., Godoy, E. and Aguirre, L.(1974). Late Paleozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 23, no. 2, p. 261-264.

Hoekstra, A., Chapagain, A., & Aldaya, M. a. (2011). *The Water Footprint Assessment Manual: Setting the Global Standard*. Earthscan, Londres, Reino Unido.

Luebert, F.; Pliscoff, P. (2018). Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile. Editorial Universitaria. pp384. ISBN/ISSN:9789561125759. Santiago de Chile.

MEHTA, L. Whose scarcity? Whose property? The case of water in western India. *Land Use Policy*, N°24. 654-663, 2007

Ministerio de Agricultura; Oficina de estudios y políticas Agrarias. 2016. El cambio climático y los recursos hídricos de Chile.

MekonnenMMand Hoekstra A Y., 2016. Four billion people facing severe water scarcity *Sci. Adv.* 2 e1500323

Moreno, T.(2015). Recarga artificial de acuíferos en la cuenca del Río Maule: Determinación de sectores favorables y evaluación económica. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p.29. Universidad de Chile. Santiago de Chile.

Moreno, H., Hervé, F., Godoy, E. y Parada, M.A.(1976). Reconocimiento Geológico del área de Pocillas Cauquenes, VIII Región. Departamento. de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. p.3-6. Santiago de Chile.

Moreno, H., Varela, J.(1985). Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la Región central y sur de Chile. In *Suelos volcánicos de Chile*. Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias. p. 493-526. Santiago de Chile.

National Weather Service. (8 de Enero de 2019). Obtenido de Climate Prediction Center: http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuf/ONI_v5.php.

Rosa L, RulliMC, DavisKF, ChiarelliDD, PasseraCand D’Odorico P., 2018.Closing the yield gap while ensuring water sustainability *Environ. Res. Lett.* 13 104002

Rouse, J. W., Haas, R. W., Schell, J. A., Deering, D. H., & Harían, J. C. (1974). Monitoring the vernal advancement andretrogadation (greenwave effect) of natural vegetation. Greenbelt, USA: NASA/GSFCT.

Russell S, Crosbie, Luk J.M. Peeters, Natasha Herron, Tim R.McVicar, Alexander Herr, 2017. Estimating groundwater recharge and its associated uncertainty: Use of regression kriging and the chloride mass balance method.

Sánchez, E., Torres, M., Palacios, A., Aguilar, M., Pino, S., & Granado, L. , 2000. Comparación del NDVI con el PVI y el SAVI como Indicadores para la Asignación de Modelos de Combustible para la Estimación del Riesgo de Incendios en Andalucía. Tecnologías Geográficas para el desarrollo Sostenible. Departamento de Geografía, Universidad de Alcalá.

Scanlon, B.R., Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal*, 10(1), pp.18-39.

Simmers, I., 1997. Groundwater recharge principles, problems and developments. In:

Simmers, I. (Ed.), *Recharge of phreatic aquifers in (semi-)arid areas*. CRC Press, pp. 1–18.

Muñoz, J. y González, E.(1953). Geología de los Yacimientos de pirofilita de Arrayán en la provincia de Maule. Instituto de Geología, Universidad de Chile. Publicación N° 3, p.26. Santiago de Chile.

Lloyd-Hughes, B., & Saunders, M. (2002). A drought climatology for Europe. *Int J Climatol*, 22, 1571-1592.

Pablo Sarricolea, Marijosé Herrera-Ossandon, Oliver Meseguer-Ruiz, 2016. Climatic regionalisation of continental Chile.

Paerregaard K, 2017. Power in/of/as water: Revisiting the hydrologic cycle in the Peruvian Andes. DOI: 10.1002/wat2.1270.

SERNAGEOMIN, 2002. Mapa geológico de Chile [En línea]. Disponible en: <<http://portalgeo.sernageomin.cl>>

Taylor, C.J. and Alley, W.M., 2001. Ground-water-level monitoring and the importance of long-term water-level data (Vol. 1217). Geological Survey (USGS).

UNESCO (2015). Estrategia regional para la evaluación y gestión de los Sistemas Acuíferos Transfronterizos en las Américas. Montevideo: UNESCO. Recuperado de <http://unesdoc.unesco.org/images/0023/002353/235394s.pdf>

U.S. Geological Survey, 2017b. Comparison of Selected Methods for Estimating Groundwater Recharge in Humid Regions [WWW Document]. URL <http://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/compare/index.html>.

Valois R, MacDoneel S, Núñez J, Maureira H,. 2020. Groundwater level trends and recharge event characterization using historical observed data in semi-arid Chile. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711912>

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

VörösmartyCJ et al 2010 Global threats to human water security and river biodiversity *Nature* 467 555.

Weatherall, P.; Marks, K. M.; Jakobsson, M.; Schmitt, T.; Tani, S.; Arndt, J. E.; Rovere, M.; Chayes, D.; Ferrini, V. & Wigley, R. (2015). «A new digital bathymetric model of the world's oceans». *Earth and Space Science* 2(8), 331–345. ISSN 23335084. doi: 10.1002/2015EA000107.

Whilhite D., 2000. Drought Mitigation Center Faculty Publications. 69.

Wood, W.W., 1999. Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground Water* 37 (1), 2–3.

Wundt, W., 1958. Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. In: Grahmann, R. (Ed.), *Die Grundwasser in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung, Forsch.*, vol. 104. Dtsch. Landeskunde, Remagen, pp.47–54.

8. Anexo

Anexo A: Recopilación de datos geológicos.

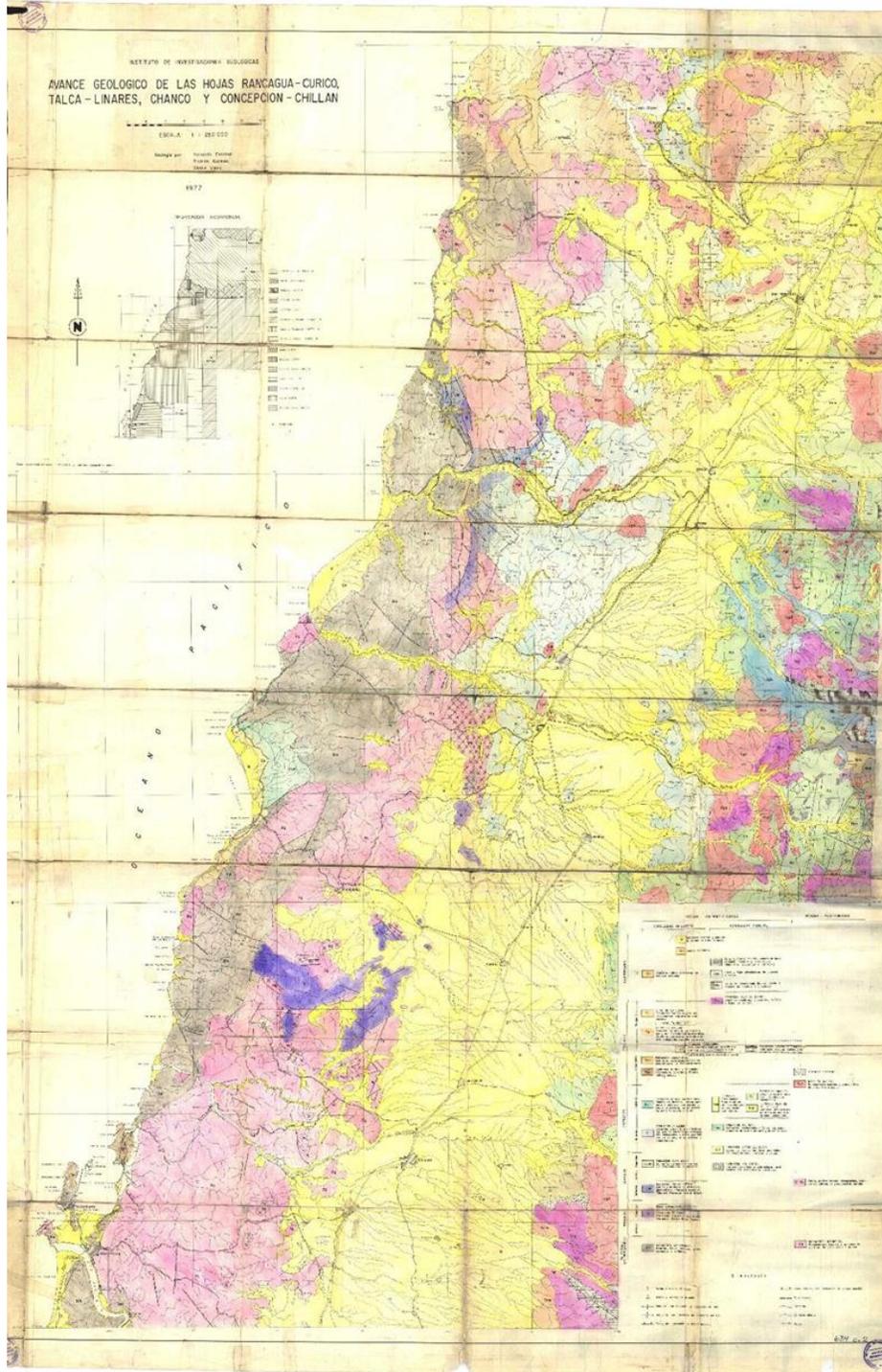


Figura 8.1: Avance geológico de las hojas Rancagua-Curico, Talca-Linares, Chanco y Concepción-Chillán. Elaborado por Escobar et. al, 1997.

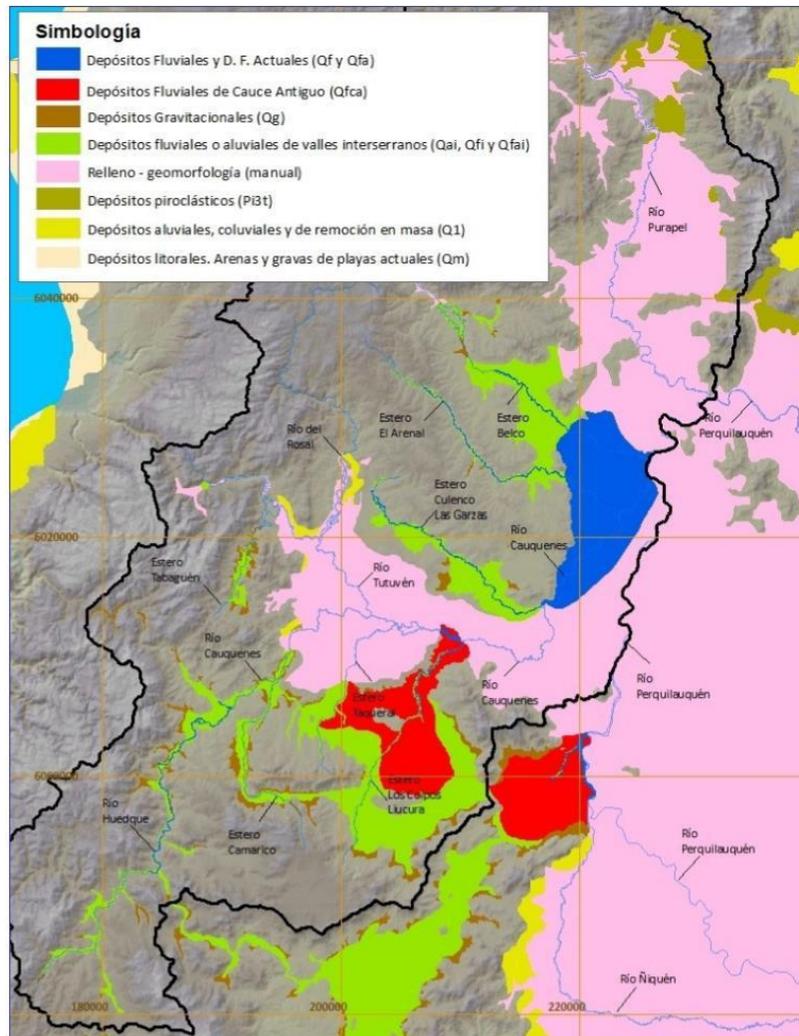


Figura 8.2: Mapa de relleno de la cuenca Cauquenes en coordenadas UTM según datum WGS 84 y huso 19S. Fuente: DGA 2013.

Anexo B: Recopilación de datos geofísicos

En el presente anexo se muestra el detalle de los estudios geofísicos en los cuales se sustentó este trabajo. A continuación, se muestra la distribución de estudios elaborados por GCF Ingenieros (2001) que incluyen TEMs y perfiles gravimétricos y por AC Ingenieros Consultores (1999) que incluyen sondajes eléctricos verticales y un perfil de gravedad.

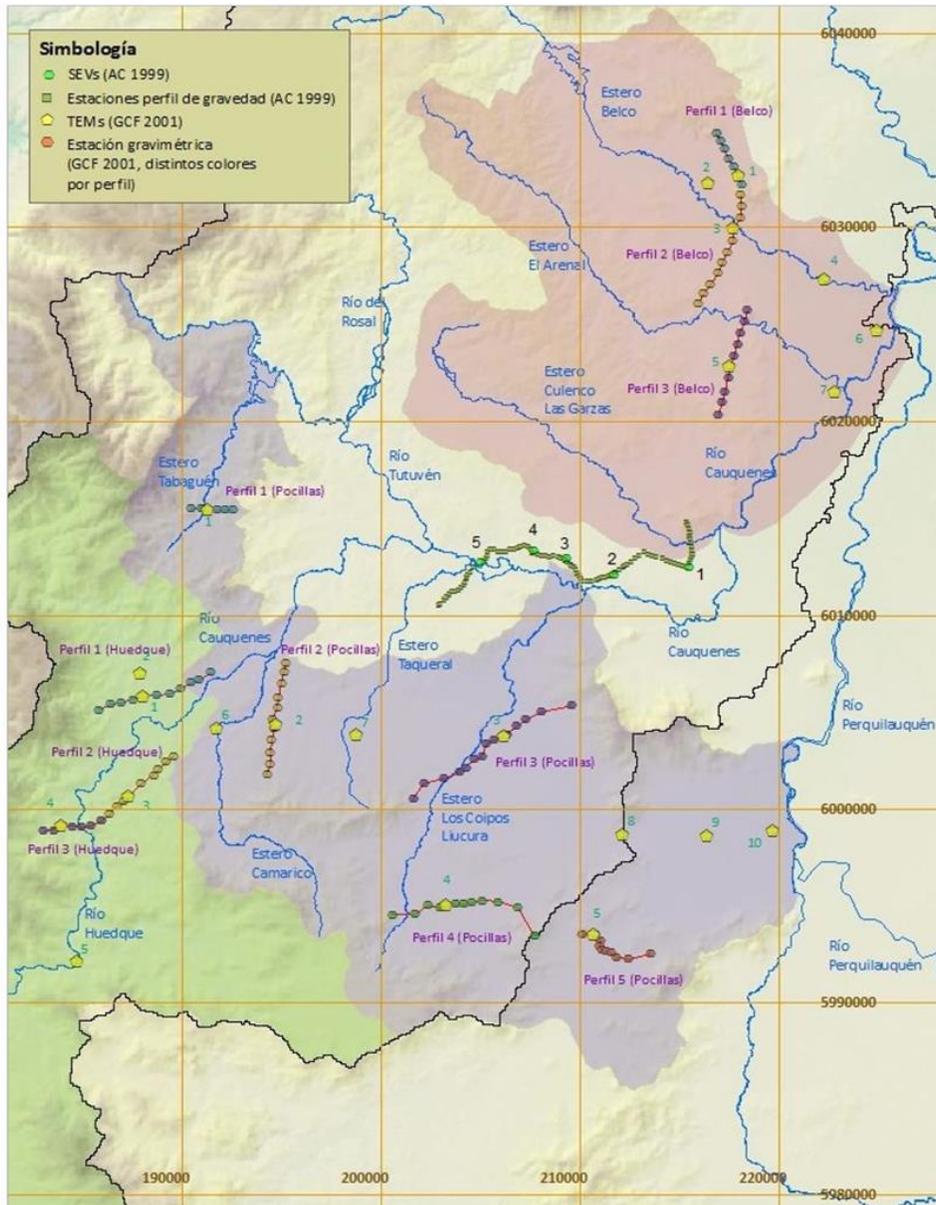


Figura 8.3: Distribución de estudios geofísicos anteriores. Coordenadas en UTM, datum WGS 84 y Huso 19S. Fuente: DGA,2013.

Los resultados obtenidos por AC (1999) corresponden a los siguientes:

Tabla 8.1: Resultado de SEVs realizados por AC en 1999.

S.E.V. N°5			S.E.V. N°4			S.E.V. N°3		
Profundidad [m]	Cota [msnm]	Resistividad [Ω -m]	Profundidad [m]	Cota [msnm]	Resistividad [Ω -m]	Profundidad [m]	Cota [msnm]	Resistividad [Ω -m]
0-1	134.7-133.7	175	0-4	136.5-132.5	800	0-2	134.3-132.3	500
1-7	133.7-126.7	90	4-18	132.5-114.5	300	2-7	132.3-125.3	150
7-20	126.7-106.7	128	18-20	114.5-94.5	150	7-25	125.3-100.3	110
20-30	106.7-76.7	120	20-30	94.5-64.5	300	25-40	100.3-60.3	280
30-	76.7-	160	30-	64.5-	600	40-	60.3-	400
S.E.V. N°2			S.E.V. N°1					
Profundidad [m]	Cota [msnm]	Resistividad [Ω -m]	Profundidad [m]	Cota [msnm]	Resistividad [Ω -m]			
0-3	148.6-145.6	500	0-3	128.5-125.5	500			
3-5	145.6-140.6	600	3-18	125.5-107.5	300			
5-20	140.6-120.6	300	18-15	107.5-92.5	130			
20-15	120.6-105.6	160	15-	92.5-	500			
15-	105.6-	800						

Fuente: DGA 2013.

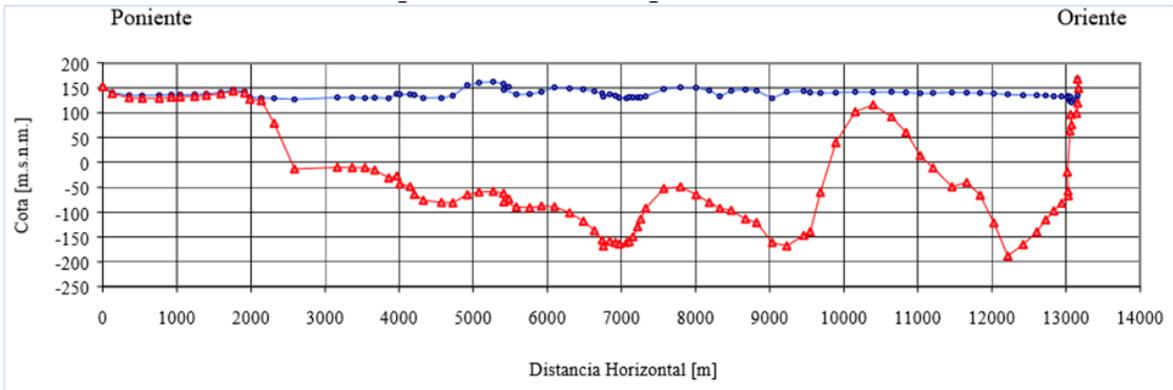


Figura 8.4: Perfil de gravedad elaborado por AC ingenieros (1999). Fuente: DGA 2013

A partir del estudio de GCF ingenieros se obtuvieron los siguientes perfiles:

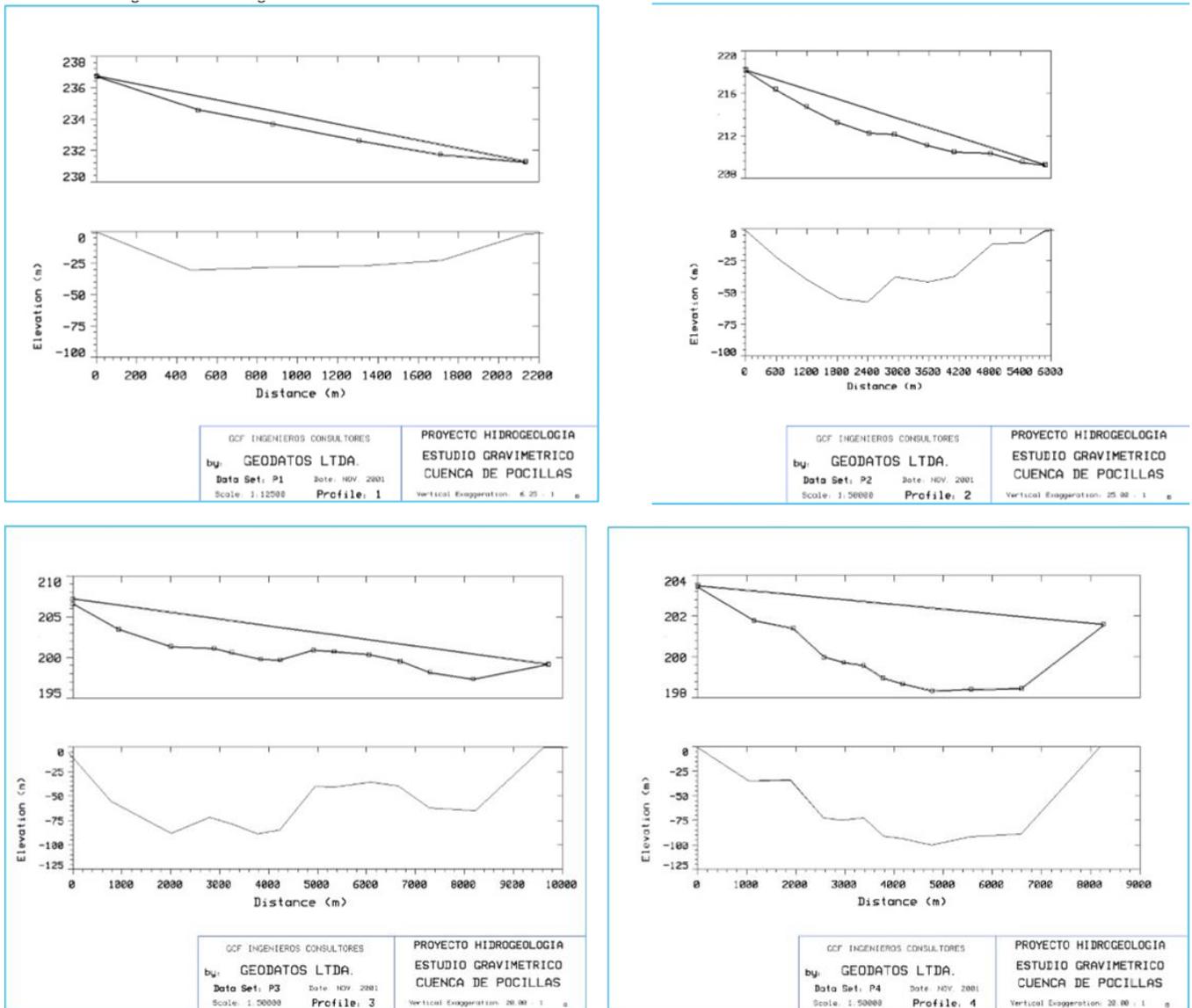


Figura 8.5: Perfiles gravimétricos obtenidos por GCF ingenieros. Fuente: DGA 2013.

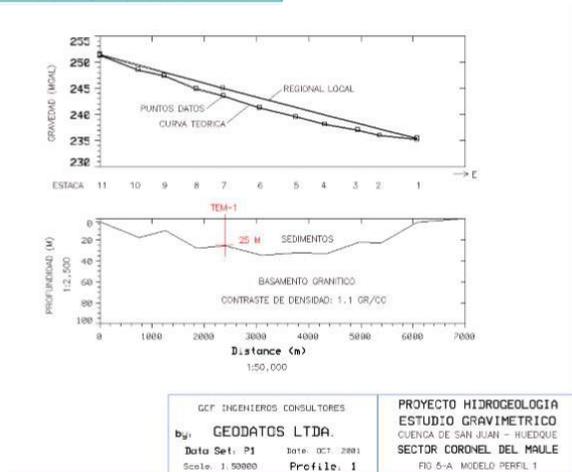
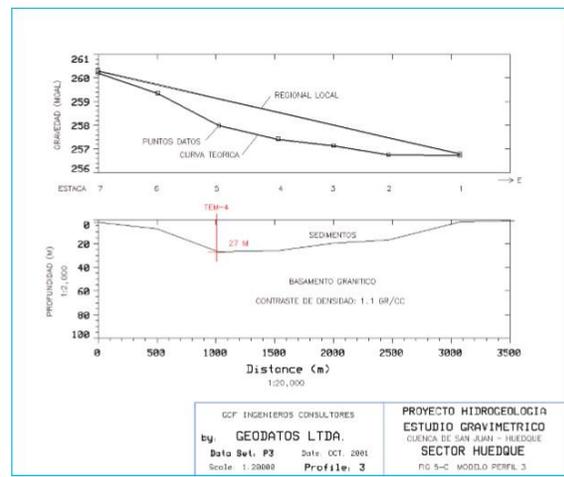
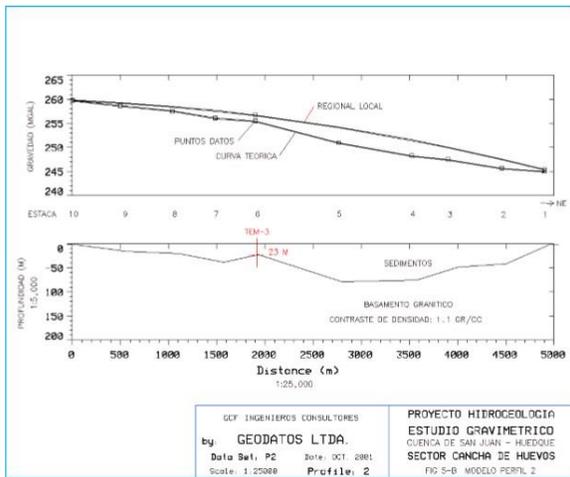
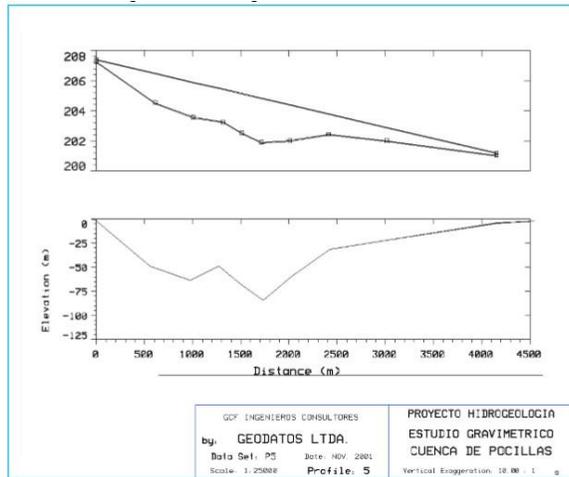


Figura 8.6: Perfiles gravimétricos obtenidos por GCF ingenieros. Fuente: DGA 2013.

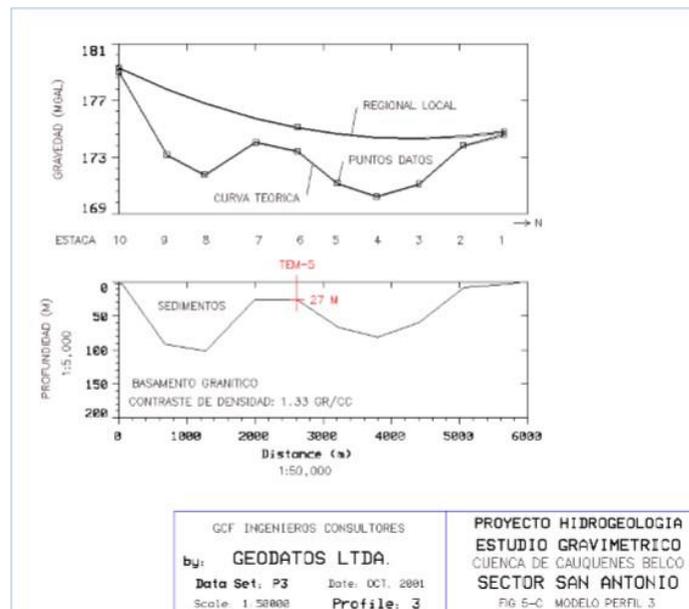
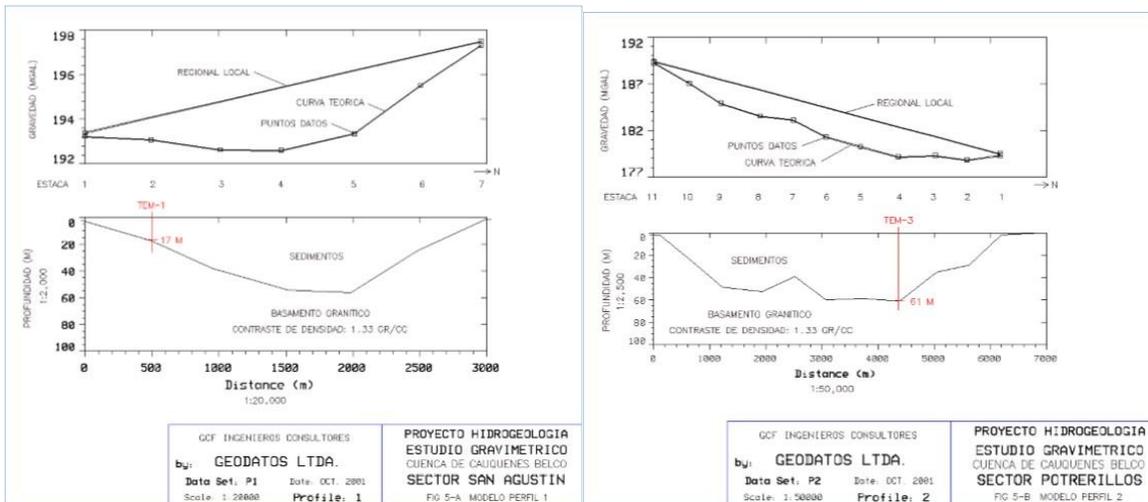


Figura B.5: Perfiles gravimétricos obtenidos por GCF ingenieros. Fuente: DGA 2013.

Tabla 8.2: Resultados TEMs para el sector de Pocillas y San Juan.

Pocillas

TEM	Estrato	Resistividad [Ω -m]	Profundidad m	Descripción
1	1	227	0 – 27	Cubierta seca
	2	1990	27 →	Basamento impermeable
2	1	87	0 – 45	Cubierta seca
	2	3404	45 →	Basamento impermeable
3	1	30	0 – 35	Cubierta, posible acuífero primario
	2	2002	35 →	Basamento impermeable
4	1	319	0 – 45	Cubierta seca
	2	21	45 – 73	Potencial acuífero (primario)
	3	1063	73 →	Basamento impermeable
5	1	37	0 – 50	Cubierta, posible acuífero primario
	2	1837	50 →	Basamento impermeable
6	1	82	0 – 20	Cubierta seca
	2	1832	20 →	Basamento impermeable
7	1	14	0 – 20	Cubierta, posible acuífero secundario
	2	8	20 – 43	Sedimentos finos impermeables
	3	1618	43 →	Basamento impermeable
8	1	29	0 – 88	Cubierta, posible acuífero primario
	2	2232	88 →	Basamento impermeable
9	1	19	0 – 18	Cubierta, posible acuífero secundario
	2	6	18 – 29	Sedimentos finos impermeables
	3	24	29 – 58	Potencial acuífero (primario)
	4	6	58 – 85	Sedimentos finos impermeables
	5	14	85 – 124	Potencial acuífero (secundario)
	6	4	124 – 174	Sedimentos finos impermeables
	7	1074	174 →	Basamento impermeable
10	1	80	0 – 19	Cubierta seca
	2	8	19 – 35	Sedimentos finos impermeables
	3	46	35 – 68	Potencial acuífero (primario)
	4	11	68 – 117	Potencial acuífero (secundario)
	5	1399	117 →	Basamento impermeable

Unidades geoelectricas

Resistividad [Ω -m]	Descripción de la unidad geoelectrica
14 – 320	Ripios, gravas y arenas, con zonas arcillosas (cubierta)
20 – 50	Arenas, gravas, ripios (potencial acuífero primario)
10 – 20	Gravas, arenas, limos (potencial acuífero secundario)
4 – 10	Limos, arcillas, arenas (unidad impermeable)
1000 – 3500	Roca basal granítica (unidad impermeable)

San Juan

TEM	Estrato	Resistividad [Ω -m]	Profundidad m	Descripción
1	1	51	0 – 25	Cubierta seca
	2	2042	25 →	Basamento granítico
2	1	70	0 – 21	Cubierta seca
	2	1720	21 →	Basamento granítico
3	1	50	0 – 23	Cubierta seca
	2	2200	23 →	Basamento granítico
4	1	73	0 – 27	Cubierta seca
	2	1064	27 →	Basamento granítico
5	1	180	0 – 18	Cubierta seca
	2	1020	18 →	Basamento granítico

No se observan estratos acuíferos; basamento somero.

Unidades geoelectricas

Resistividad [Ω -m]	Descripción de la unidad geoelectrica
50 – 180	Ripios, gravas y arenas (sedimentos secos)
1000 – 2200	Roca basal granítica (unidad impermeable)

Fuente: DGA 2013

Tabla 8.3: Resultados TEMs para el sector de Cauquenes-Belco.

Cauquenes-Belco

TEM	Estrato	Resistividad [Ω -m]	Profundidad m	Descripción
1	1	42	0 – 9	Cubierta seca
	2	17	9 – 17	Potencial acuífero (secundario)
	3	1273	17 →	Basamento granítico
2	1	45	0 – 7	Cubierta seca
	2	23	7 – 15	Potencial acuífero (primario)
	3	1916	15 →	Basamento granítico
3	1	88	0 – 22	Cubierta seca
	2	7	22 – 61	Sedimentos finos (impermeables)
	3	2044	61 →	Basamento granítico
4	1	55	0 – 25	Cubierta seca
	2	9	25 – 52	Sedimentos finos (impermeables)
	3	6	52 – 103	Sedimentos finos (impermeables)
	4	1195	103 →	Basamento granítico
5	1	64	0 – 27	Cubierta seca
	2	1248	27 →	Basamento granítico
6	1	227	0 – 6	Cubierta seca
	2	2	6 – 9	Sedimentos finos (impermeables)
	3	28	9 – 18	Potencial acuífero (primario)
	4	7	18 – 50	Sedimentos finos (impermeables)
	5	1092	50 →	Basamento granítico
7	1	99	0 – 12	Cubierta seca
	2	18	12 – 103	Potencial acuífero (secundario)
	3	1026	103 →	Basamento granítico

Unidades geoelectricas

Resistividad [Ω -m]	Descripción de la unidad geoelectrica
40 – 230	Ripios, gravas y arenas (sedimentos secos)
20 – 40	Arenas, gravas, ripios (potencial acuífero primario)
10 – 20	Gravas, arenas, limos (potencial acuífero secundario)
2 – 10	Limos, arcillas, arenas (unidad de baja permeabilidad)
1000 – 2100	Roca basal granítica (unidad impermeable)

Fuente: DGA 2013.

Por otra parte, la DGA (2013) mediante gravimetría definió el basamento que se observa en la Figura B.6. La distribución de la gravimetría se muestra a continuación.

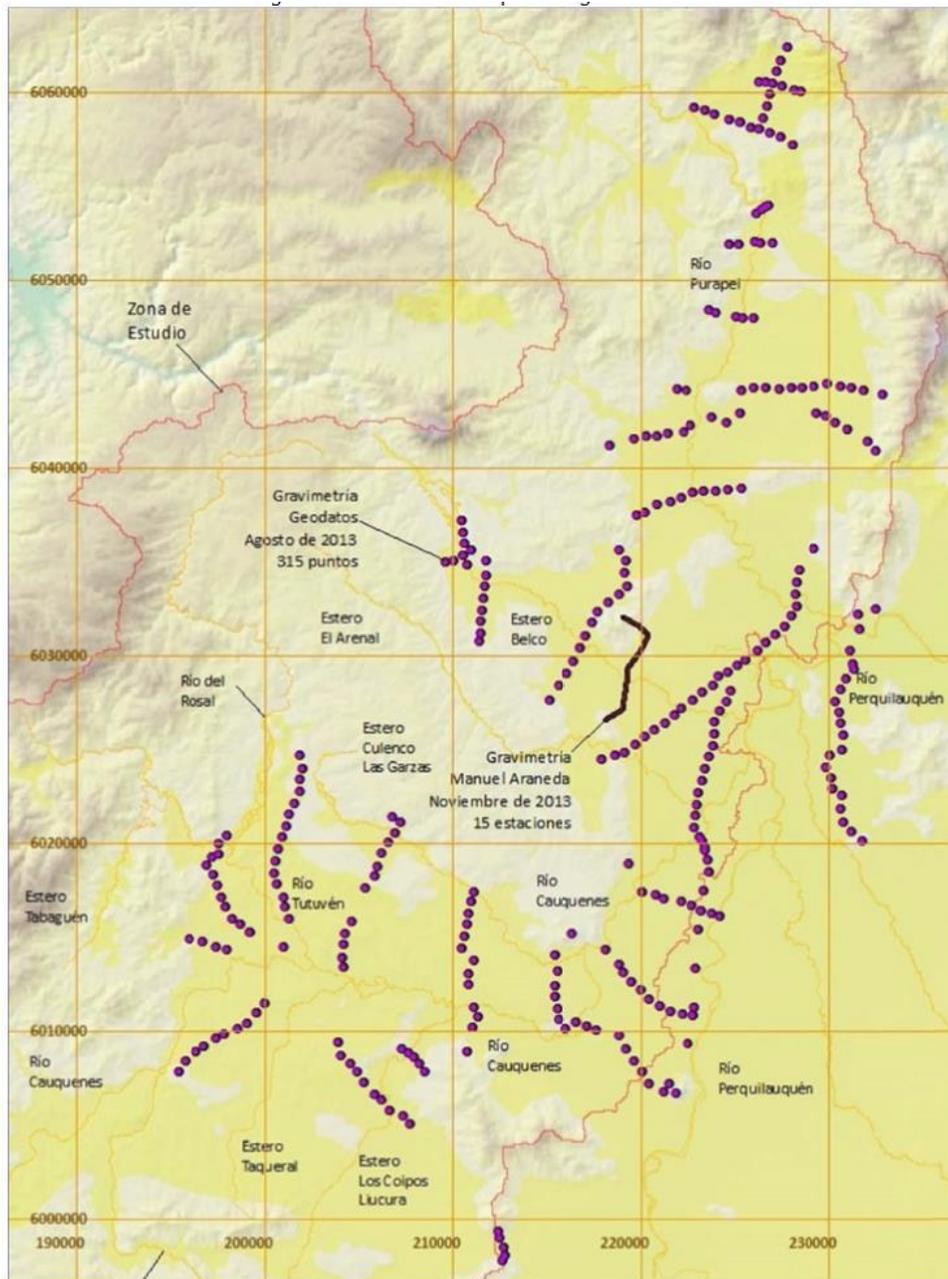


Figura 8.7: Distribución de perfiles gravimétricos elaborados por la DGA. Fuente: DGA,2013.

Anexo C: Parámetros Hidroclimáticos

Anexo C.1: Valores promedio de precipitación para los distintos periodos evaluados para las estaciones colindantes al área de estudio.

Tabla 8.4: Estaciones colindantes al área de estudio.

El Alamo			La estrella		
Mes	Pp prom 94-09	Pp prom 10-20	Mes	Pp prom 92-09	Pp prom 10-20
	mm			mm	
Enero	3,5	4,6	Enero	1,8	1,8
Febrero	12,7	12,9	Febrero	12,1	8,7
Marzo	15,6	4,2	Marzo	11,3	4,2
Abril	46,0	34,4	Abril	37,3	20,2
Mayo	138,1	87,4	Mayo	99,8	71,2
Junio	210,8	178,5	Junio	174,7	136,1
Julio	159,7	132,4	Julio	123,0	100,8
Agosto	122,9	106,6	Agosto	100,9	91,0
Septiembre	63,5	42,5	Septiembre	57,6	36,8
Octubre	40,4	33,4	Octubre	28,9	24,9
Noviembre	20,3	19,1	Noviembre	14,5	9,6
Diciembre	8,8	10,6	Diciembre	5,1	10,0
Quella			Tutuven embalse		
Mes	Pp prom 90-09	Pp prom 10-20	Mes	Pp prom 90-09	Pp prom 10-19
	mm			mm	
Enero	4,1	1,8	Enero	3,1	2,0
Febrero	9,6	16,3	Febrero	10,4	11,1
Marzo	15,6	6,0	Marzo	21,1	6,9
Abril	44,6	27,4	Abril	48,8	29,8
Mayo	130,8	77,2	Mayo	172,1	93,7
Junio	159,9	108,7	Junio	212,7	169,4
Julio	105,9	105,5	Julio	158,8	138,2
Agosto	90,3	83,4	Agosto	123,2	111,0
Septiembre	58,0	49,9	Septiembre	71,7	47,6
Octubre	35,0	31,4	Octubre	30,4	48,3
Noviembre	16,7	9,9	Noviembre	15,6	15,9
Diciembre	7,1	13,4	Diciembre	8,9	10,0

Anexo C.2: Calculo Valores SPI

En la Tabla 8.5 se observan los valores SPI por año para cada una de las estaciones pluviométricas en la zona de estudio y colindante a ella.

Tabla 8.5: Valores SPI para cada una de las estaciones.

Estación Los Alamos			Estación Quella		
Año	Pp[mm]	SPI	Año	Pp[mm]	SPI
1994	71,44	0,36378617	1994	71,44	0,65
1995	54,33	-0,4386058	1995	54,33	-0,22
1996	57,73	-0,2791047	1996	57,73	-0,05
1997	93,41	1,39448357	1997	93,41	1,77
1998	31,67	-1,5019462	1998	31,67	-1,37
1999	69,00	0,24943798	1999	69,00	0,53
2000	76,04	0,57977719	2000	76,04	0,88
2001	94,17	1,43005857	2001	94,17	1,80
2002	97,80	1,60050577	2002	97,80	1,99
2003	51,83	-0,555886	2003	51,83	-0,35
2004	70,04	0,29830473	2004	70,04	0,58
2005	87,58	1,12122073	2005	87,58	1,47
2006	83,09	0,91050732	2006	83,09	1,24
2007	39,96	-1,1129669	2007	39,96	-0,95
2008	87,25	1,10558337	2008	87,25	1,45
2009	75,08	0,53481978	2009	75,08	0,84
2010	45,79	-0,8393131	2010	30,86	-1,41
2011	55,83	-0,3682377	2011	41,32	-0,88
2012	60,50	-0,1493147	2012	32,40	-1,33
2013	48,25	-0,7239876	2013	35,72	-1,16
2014	73,60	0,46523353	2014	62,82	0,21
2015	62,96	-0,0339891	2015	49,53	-0,46
2016	47,29	-0,7691405	2016	34,60	-1,22
2017	73,33	0,45243933	2017	73,24	0,74
2018	3,00	-2,846759	2018	1,20	-2,92
2019	46,50	-0,8060837	2019	36,20	-1,14
2020	61,96	-0,080823	2020	44,72	-0,71

Estación La Estrella			Estación Tutuven Embalse		
Año	Pp[mm]	SPI	Año	Pp[mm]	SPI
1993	48,60	-0,05	1990	44,91	-1,19
1994	46,43	-0,16	1991	80,58	0,56
1995	48,05	-0,08	1992	93,87	1,21
1996	41,35	-0,42	1993	70,98	0,09
1997	81,71	1,62	1994	61,93	-0,36
1998	23,03	-1,34	1995	62,61	-0,32
1999	45,17	-0,23	1996	55,73	-0,66
2000	71,63	1,11	1997	100,43	1,53
2001	76,29	1,34	1998	25,59	-2,14
2002	85,38	1,80	1999	69,23	0,00
2003	39,63	-0,51	2000	77,80	0,42
2004	60,13	0,53	2001	92,48	1,14
2005	76,54	1,36	2002	106,79	1,84
2006	59,21	0,48	2003	55,63	-0,67
2007	33,50	-0,81	2004	70,58	0,07
2008	59,29	0,49	2005	101,88	1,60
2009	48,04	-0,08	2006	90,32	1,04
2010	37,14	-0,63	2007	44,38	-1,22
2011	50,62	0,05	2008	89,84	1,01
2012	50,88	0,06	2009	69,73	0,03
2013	37,13	-0,63	2010	49,64	-0,96
2014	53,80	0,21	2011	66,89	-0,11
2015	48,74	-0,05	2012	62,52	-0,33
2016	33,18	-0,83	2013	47,57	-1,06
2017	55,58	0,30	2014	74,98	0,28
2018	5,60	-2,22	2015	65,33	-0,19
2019	32,18	-0,88	2016	36,34	-1,61
2020	41,45	-0,41	2017	82,64	0,66
			2019	55,83	-0,66

Anexo C.3: Valores promedio de precipitación para los distintos periodos evaluados para las estaciones colindantes al área de estudio.

*Tabla 8.6: Valores de caudal medio mensual para las estaciones presentes en el área de estudio.
Fuente: DGA*

El Arrayán			Desembocadura		
Mes	Pp prom 00-09	Pp prom 10-20	Mes	Pp prom 00-09	Pp prom 10-20
	m ³ /s			m ³ /s	
Enero	0,38	0,32	Enero	0,85	0,71
Febrero	0,25	0,21	Febrero	0,61	0,67
Marzo	0,30	0,20	Marzo	0,62	0,66
Abril	0,43	0,38	Abril	0,63	0,82
Mayo	9,72	0,80	Mayo	15,57	1,26
Junio	24,77	8,02	Junio	32,97	6,35
Julio	39,96	13,40	Julio	50,95	16,84
Agosto	28,24	16,63	Agosto	57,35	20,64
Septiembre	11,60	7,33	Septiembre	24,12	11,47
Octubre	4,48	3,72	Octubre	6,91	5,30
Noviembre	1,88	1,64	Noviembre	2,98	2,15
Diciembre	0,91	0,69	Diciembre	1,77	0,97

}

Anexo D: Parámetros Hidrogeológicos.

Anexo D.1: Volumen de entrada por concepto de precipitación a cada una de las estaciones vinculadas al área de estudio.

Tabla 8.7: Volumen por concepto de precipitación para cada una de las estaciones.

El Álamo		Quella	
Año	Volumen Pp Anual m ³	Año	Volumen Pp Anual m ³
1994	4,4E+08	1990	1,4E+08
1995	5,0E+08	1991	1,9E+08
1996	5,3E+08	1992	3,0E+08
1997	8,6E+08	1993	2,0E+08
1998	2,9E+08	1994	1,2E+08
1999	6,4E+08	1995	1,8E+08
2000	7,0E+08	1996	1,5E+08
2001	8,7E+08	1997	2,4E+08
2002	9,0E+08	1998	7,1E+07
2003	4,8E+08	1999	1,6E+08
2004	6,5E+08	2000	2,0E+08
2005	8,1E+08	2001	2,0E+08
2006	7,7E+08	2002	2,6E+08
2007	3,7E+08	2003	1,1E+08
2008	8,1E+08	2004	1,7E+08
2009	6,9E+08	2005	2,2E+08
2010	4,2E+08	2006	2,1E+08
2011	5,2E+08	2007	9,9E+07
2012	5,6E+08	2008	1,8E+08
2013	4,5E+08	2009	1,6E+08
2014	6,8E+08	2010	9,7E+07
2015	5,8E+08	2011	1,3E+08
2016	2,9E+08	2012	9,3E+07
2017	6,2E+08	2013	1,1E+08
2018	2,3E+06	2014	2,0E+08
2019	4,3E+08	2015	1,6E+08
2020	4,8E+08	2016	7,2E+07
		2017	1,9E+08
		2018	3,1E+05
		2019	1,1E+08
		2020	1,2E+08

La Estrella		Embalse Tutuven	
Año	Volumen Pp Anual	Año	Volumen Pp Anual
	m ³		m ³
1992	1,6E+07	1990	4,1E+08
1993	3,1E+07	1991	7,4E+08
1994	3,0E+07	1992	8,7E+08
1995	3,1E+07	1993	6,6E+08
1996	2,4E+07	1994	5,7E+08
1997	5,3E+07	1995	5,8E+08
1998	1,5E+07	1996	5,1E+08
1999	2,9E+07	1997	9,3E+08
2000	4,6E+07	1998	2,4E+08
2001	4,9E+07	1999	6,4E+08
2002	5,5E+07	2000	7,2E+08
2003	2,6E+07	2001	8,5E+08
2004	3,9E+07	2002	9,9E+08
2005	4,9E+07	2003	5,1E+08
2006	3,8E+07	2004	6,5E+08
2007	2,2E+07	2005	9,4E+08
2008	3,8E+07	2006	8,3E+08
2009	3,1E+07	2007	4,1E+08
2010	2,4E+07	2008	8,3E+08
2011	3,3E+07	2009	5,9E+08
2012	3,3E+07	2010	4,6E+08
2013	2,4E+07	2011	6,2E+08
2014	3,5E+07	2012	5,8E+08
2015	3,1E+07	2013	4,4E+08
2016	1,4E+07	2014	6,9E+08
2017	3,0E+07	2015	6,0E+08
2018	3,0E+05	2016	2,2E+08
2019	2,1E+07	2017	4,4E+08
2020	2,2E+07	2018	0,0E+00
		2019	3,4E+08

Anexo D.2: Evapotranspiración potencial para cada una de las estaciones.

Tabla 8.8: Valores de evapotranspiración anuales para el área de estudio.

Año	ETP[m ³ /año]
2000	1,5E+08
2001	1,6E+08
2002	1,5E+08
2003	1,6E+08
2004	1,5E+08
2005	1,5E+08
2006	1,5E+08
2007	1,5E+08
2008	1,6E+08
2009	1,5E+08
2010	1,5E+08
2011	1,5E+08
2012	1,5E+08
2013	1,6E+08
2014	1,5E+08
2015	1,6E+08
2016	1,7E+08
2017	1,6E+08
2018	1,6E+08
2019	1,6E+08
2020	1,3E+08

Anexo D.3: Valores de recarga para ambos periodos obtenidos a través del balance hídrico.

Tabla 8.9: Valores de recarga obtenidos a través del balance hídrico para el área de estudio.

Balance Hídrico		
Año	Recarga	
	m ³ /s	[mm]/año
2000	47,9	964,0
2001	57,6	1157,9
2002	65,2	1311,3
2003	30,7	616,6
2004	43,0	864,7
2005	59,0	1186,9
2006	53,6	1078,7
2007	23,7	477,4
2008	53,8	1081,7
2009	41,9	842,5
2010	26,9	541,9
2011	36,2	727,7
2012	35,2	707,4
2013	27,4	550,9
2014	45,9	924,1
2015	38,3	771,0
2016	13,8	277,6
2017	35,7	717,8
2018	0,0	0,0
2019	23,6	473,7
2020	15,5	312,1

Anexo D.4: Valores de caudal mínimo mensual utilizados para el método de escurrimiento promedio mínimo mensual.

Tabla 8.10: Valores MoMLR para la estación fluviométrica el Arrayán y Desembocadura.

El Arrayán					
Número	MoMLR	Número	MoMLR	Número	MoMLR
	m3/s		m3/s		m3/s
1	0,05	81	0,36	161	1,75
2	0,06	82	0,36	162	1,77
3	0,06	83	0,36	163	1,79
4	0,06	84	0,36	164	1,94
5	0,07	85	0,37	165	1,94
6	0,07	86	0,37	166	1,97
7	0,07	87	0,37	167	2,00
8	0,08	88	0,38	168	2,01
9	0,08	89	0,39	169	2,04
10	0,09	90	0,39	170	2,17
11	0,09	91	0,39	171	2,23
12	0,10	92	0,40	172	2,29
13	0,10	93	0,40	173	2,32
14	0,10	94	0,42	174	2,32
15	0,10	95	0,42	175	2,34
16	0,11	96	0,43	176	2,35
17	0,12	97	0,44	177	2,40
18	0,12	98	0,45	178	2,45
19	0,12	99	0,46	179	2,48
20	0,13	100	0,49	180	2,48
21	0,13	101	0,49	181	2,48
22	0,13	102	0,49	182	2,57
23	0,14	103	0,50	183	2,59
24	0,14	104	0,50	184	2,60
25	0,14	105	0,51	185	2,60
26	0,14	106	0,51	186	2,75
27	0,14	107	0,51	187	2,93
28	0,15	108	0,51	188	2,96
29	0,15	109	0,53	189	3,03
30	0,15	110	0,53	190	3,32
31	0,15	111	0,54	191	3,40
32	0,15	112	0,55	192	3,43
33	0,15	113	0,57	193	3,46
34	0,16	114	0,58	194	3,50
35	0,16	115	0,58	195	3,52
36	0,16	116	0,58	196	3,67

37	0,17	117	0,59	197	3,88
38	0,17	118	0,60	198	3,88
39	0,18	119	0,60	199	3,99
40	0,18	120	0,63	200	4,04
41	0,18	121	0,64	201	4,08
42	0,18	122	0,64	202	4,09
43	0,18	123	0,68	203	4,12
44	0,19	124	0,68	204	4,12
45	0,19	125	0,68	205	4,14
46	0,20	126	0,72	206	4,22
47	0,20	127	0,73	207	4,33
48	0,21	128	0,73	208	4,33
49	0,21	129	0,73	209	4,46
50	0,21	130	0,73	210	4,65
51	0,21	131	0,76	211	4,67
52	0,23	132	0,78	212	4,77
53	0,23	133	0,78	213	4,78
54	0,23	134	0,81	214	4,88
55	0,24	135	0,86	215	4,99
56	0,24	136	0,87	216	5,12
57	0,24	137	0,87	217	5,33
58	0,25	138	0,91	218	5,46
59	0,25	139	0,93	219	5,58
60	0,25	140	1,04	220	5,62
61	0,25	141	1,07	221	5,90
62	0,25	142	1,14	222	6,27
63	0,25	143	1,16	223	6,71
64	0,26	144	1,18	224	6,73
65	0,26	145	1,20	225	7,19
66	0,27	146	1,22	226	7,39
67	0,27	147	1,24	227	7,52
68	0,27	148	1,30	228	8,20
69	0,28	149	1,30	229	8,20
70	0,28	150	1,35	230	8,35
71	0,28	151	1,40	231	8,40
72	0,30	152	1,46	232	8,48
73	0,31	153	1,50	233	9,77
74	0,31	154	1,51	234	10,40
75	0,31	155	1,53	235	16,20
76	0,33	156	1,54		
77	0,33	157	1,60		
78	0,34	158	1,64		
79	0,34	159	1,65		

80	0,35	160	1,68		
----	------	-----	------	--	--

Desembocadura					
Número	MoMLR	Número	MoMLR	Número	MoMLR
	m3/s		m3/s		m3/s
1	0,03	81	0,65	161	2,75
2	0,04	82	0,65	162	2,80
3	0,06	83	0,65	163	2,80
4	0,07	84	0,65	164	2,86
5	0,07	85	0,65	165	2,88
6	0,08	86	0,65	166	2,94
7	0,10	87	0,66	167	3,02
8	0,11	88	0,67	168	3,13
9	0,11	89	0,67	169	3,20
10	0,12	90	0,67	170	3,26
11	0,12	91	0,71	171	3,28
12	0,12	92	0,71	172	3,32
13	0,12	93	0,71	173	3,33
14	0,13	94	0,74	174	3,38
15	0,13	95	0,75	175	3,38
16	0,13	96	0,77	176	3,44
17	0,14	97	0,78	177	3,66
18	0,14	98	0,78	178	3,85
19	0,15	99	0,78	179	3,98
20	0,16	100	0,79	180	4,02
21	0,17	101	0,81	181	4,17
22	0,17	102	0,81	182	4,30
23	0,18	103	0,85	183	4,97
24	0,18	104	0,86	184	4,98
25	0,19	105	0,86	185	4,99
26	0,21	106	0,86	186	5,06
27	0,21	107	0,87	187	5,07
28	0,21	108	0,91	188	5,31
29	0,21	109	0,92	189	5,38
30	0,22	110	0,93	190	5,64
31	0,22	111	0,95	191	5,69
32	0,22	112	1,04	192	5,90
33	0,22	113	1,06	193	5,92
34	0,22	114	1,06	194	5,98
35	0,23	115	1,07	195	6,06
36	0,24	116	1,09	196	6,12

37	0,24	117	1,09	197	6,85
38	0,24	118	1,12	198	6,86
39	0,26	119	1,13	199	7,26
40	0,28	120	1,16	200	7,64
41	0,28	121	1,17	201	7,70
42	0,30	122	1,17	202	7,75
43	0,31	123	1,17	203	8,00
44	0,33	124	1,21	204	8,13
45	0,33	125	1,22	205	8,47
46	0,34	126	1,24	206	8,49
47	0,34	127	1,28	207	8,75
48	0,35	128	1,28	208	8,94
49	0,35	129	1,29	209	9,56
50	0,36	130	1,31	210	9,86
51	0,38	131	1,32	211	10,80
52	0,39	132	1,34	212	10,90
53	0,39	133	1,37	213	11,50
54	0,41	134	1,42	214	11,60
55	0,42	135	1,44	215	13,00
56	0,42	136	1,52	216	13,70
57	0,43	137	1,61	217	16,00
58	0,44	138	1,77	218	16,60
59	0,44	139	1,78	219	18,10
60	0,45	140	1,84	220	19,10
61	0,45	141	1,88	221	21,90
62	0,46	142	1,88	222	36,20
63	0,47	143	1,91		
64	0,48	144	1,94		
65	0,50	145	1,94		
66	0,53	146	1,95		
67	0,56	147	2,00		
68	0,60	148	2,00		
69	0,60	149	2,10		
70	0,61	150	2,18		
71	0,61	151	2,21		
72	0,61	152	2,21		
73	0,61	153	2,22		
74	0,62	154	2,36		
75	0,63	155	2,38		
76	0,64	156	2,54		
77	0,64	157	2,55		
78	0,64	158	2,56		
79	0,64	159	2,59		

80	0,65	160	2,62
----	------	-----	------