



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



PROCESAMIENTO Y VISUALIZACIÓN WEB DE DATOS HIDROGEOLÓGICOS EN LA CUENCA DEL RÍO LIMARÍ, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE.

Memoria para optar al Título de Geóloga

Bárbara Paola Parra Salamanca

**Profesor Patrocinante:
Profesional Guía:
Profesores Comisión:**

**MsC. Liubow González Martínez
Dr. Etienne Bresciani
Dra. Fernanda Álvarez Amado
MsC. Abraham González Martínez**

Concepción, 2022



Para mis padres, Sandra y Marcelo,

Para Rodrigo,

Para Gina, Loreto, Paola y Claudia,

Por su cariño, alegría y sabiduría.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Problemática	1
1.2. Área de estudio	2
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Agradecimientos	3
2. ANTECEDENTES	4
2.1. Clima	4
2.2. Geomorfología	5
2.3. Hidrografía	7
2.4. Geología	9
2.5. Hidrogeología	12
2.6. Campaña geofísica de transiente electromagnético	13
3. METODOLOGÍA DE TRABAJO	18
3.1. Potencial de extracción	18
3.1.1. Caudal de extracción máximo en acuífero libre	19
3.1.2. Caudal de extracción máximo en acuífero confinado	22
3.2. Creación de la aplicación web	24
3.2.1. Visualizador general	26
3.2.2. Visualizador de sectores de continuidad hidrogeológica	27
4. RESULTADOS	28
4.1. Potencial de extracción	28
4.2. Visualizador web	30
4.2.1. Visualizador general	32
4.2.2. Visualizador de sectores de continuidad hidrogeológica ...	35
5. DISCUSIÓN	41
5.1. Estado actual de los acuíferos	41

5.2. Potenciales extracciones adicionales	43
5.3. Aplicación en línea	46
6. CONCLUSIONES	48
7. REFERENCIAS	50
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación	2
2. 1. Mapa de climas	4
2. 2. Geomorfología de la cuenca del río Limarí	6
2. 3. Mapa redes de drenaje de la cuenca del río Limarí	8
2. 4. Mapa geológico del área de estudio	10
2. 5. Mapa de sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común	13
2. 6. Método de transiente electromagnético (TEM)	14
2. 7. Mapa de sectores de continuidad hidrogeológica	15
2. 8. Columnas hidroestratigráficas de cada Sector de Continuidad Hidrogeológica	17
3. 1. Diagrama conceptual del sector Río Guatulame	19
3. 2. Pozo de bombeo en acuífero libre	21
3. 3. Esquema del acuífero confinado que se convierte en libre	23
3. 4. Organigrama de la aplicación web	25
3. 5. Aplicación <i>Building Explorer</i>	26
4. 1. Mapas de caudales de toda el área de estudio	29
4. 2. Mapas de potencial de extracción	30
4. 3. Aplicación web	31
4. 4. Instrucciones del visualizador web	31
4. 5. Mapa con los sectores de continuidad hidrogeológica y los SHAC	33
4. 6. Derechos de aprovechamiento de aguas	34
4. 7. Ventana emergente con información del volumen de agua en el sector Río Guatulame	35
4. 8. Mapa “2D” del sector Río Combarbalá	36
4. 9. Mapas de propiedades hidrogeológicas del sector río Guatulame	37
4. 10. Mapas de información de antecedentes	38
4. 11. Ventana emergente de la profundidad del nivel de agua en un pixel del sector Río Grande arriba del embalse La Paloma	39
4. 12. Mapa 3D con las elevaciones de cada capa del sector Río Grande arriba embalse La Paloma	39
4. 13. Gráfico con la tendencia de la profundidad del nivel piezométrico, entre 1975 y 2016	40

5.	1.	Comparación entre transmisividades en las pruebas de bombeo y las calculadas en el proyecto, en escala logarítmica	45
5.	2.	Gráfico comparativo entre caudales otorgados versus los calculados en el área de estudio, en escala logarítmica	46

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
4. 1. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Guatulame	35



RESUMEN

La cuenca del río Limarí, en la Región de Coquimbo, es vulnerable a eventos de sequía que ponen en peligro el recurso hídrico. Además, la brecha comunicacional entre investigadores y tomadores de decisión dificulta aún más las iniciativas de inversiones públicas y privadas para mitigar este fenómeno climático. Existen varios estudios hidrogeológicos en el área de estudio que evidencian y caracterizan la presencia de un acuífero. El proyecto en el que está inmersa esta investigación aporta un modelo hidroestratigráfico obtenido a través de campañas geofísicas de transiente electromagnético (TEM). Además, se define rangos de valores para las propiedades hidrogeológicas hacia profundidad. Esta información se organizó en diez sectores que se denominan sectores de continuidad hidrogeológica.

El primer objetivo de esta memoria fue determinar nuevas zonas de extracción de agua subterránea dentro del área de estudio. Para ello se define el potencial de extracción, que se obtiene con el cálculo del caudal máximo considerando un descenso de todo el espesor saturado en un tiempo de 6 meses. Se analiza cada Sector de Continuidad Hidrogeológica por separado y se identifica la presencia de acuíferos libres y confinados. En el área de estudio, la mayoría de las secciones presentan un estrato de arcilla que delimita dos acuíferos. Los valores de caudal máximo, en general, son elevados, producto de la definición de capas de grava sin mayor caracterización, las escasas descripciones estratigráficas de antecedentes y la poca representatividad de la conductividad hidráulica bibliográfica con respecto a los sedimentos presentes en el área. Se decide presentar el potencial de extracción como un índice normalizado que sirva para comparar los sectores por separado y en conjunto.

Las propiedades hidrogeológicas varían según el sector. El coeficiente de almacenamiento es mayor en los estratos que contienen grava, mientras que los valores más bajos son en capas de arcilla – limo. Además, la mayor transmisividad en la cuenca se encuentra en los sectores Río Guatulame y Río Grande, ubicados arriba del embalse La Paloma, y los valores menores se localizan en áreas con estratos de arcilla y de poco espesor.

Con el potencial de extracción más la información recopilada de antecedentes se crea una aplicación web en línea, interactiva y pública de datos hidrogeológicos de la cuenca del Río Limarí. El visualizador contiene un mapa general de toda el área de estudio y diez mapas de cada sector definido. Se agrega, en una vista “2D”, las campañas geofísicas, puntos con estratigrafía de pruebas de bombeo, geología general de la cuenca y las propiedades hidrogeológicas obtenidas en el proyecto. Además, se incluye una visualización “3D” que permite interactuar y ver las elevaciones de las capas del modelo hidroestratigráfico.

La publicación de la información en una plataforma en línea permite la integración de diferentes estudios, incluyendo el modelo hidroestratigráfico creado en el proyecto, mejorando la visualización y la toma de decisiones con respecto al periodo de sequía que afecta a la cuenca.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Problemática

Los fenómenos climáticos extremos se han acentuado en los últimos años, particularmente al norte del país, uno de ellos con graves consecuencias para la sociedad es la sequía. Este evento se reconoce por su capacidad de impactar la seguridad hídrica, ambiental, social y económica (Núñez Cobo & Verbist, 2018). Además, es de compleja caracterización producto de su variable duración y área de influencia, por lo que es difícil su cuantificación, estimación y pronóstico (Núñez Cobo & Verbist, 2018).

La Región de Coquimbo ha sufrido dificultades con la disponibilidad del recurso hídrico, producto de las sequías, y la explotación del agua subterránea juega un rol importante con pozos cada vez más profundos (Valois y otros, 2020; Pizarro y otros, 2022). Esto último se refleja en los niveles piezométricos monitoreados por la Dirección General de Aguas (DGA) para esta región, que en general están en descenso con un promedio de 0,16 m/año desde el año 1986 hasta 2014 (Valois y otros, 2020).

La cuenca del río Limarí es la más vulnerable a eventos de sequía de la cuarta región (Meza y otros, 2010) y su base de información es desactualizada con respecto al estado del acuífero (Flores y Aliaga, 2020). En este contexto, se ve necesario mejorar la caracterización sobre este, desarrollar medidas de mitigación del evento climático y optimizar las fiscalizaciones en terreno, para disminuir el riesgo de las poblaciones a una escasez de agua doméstica o de irrigación.

Otro aspecto relevante en relación al estudio de la sequía es la brecha comunicacional entre los investigadores y los tomadores de decisiones (Pourrier, 2014). La ausencia de interacción entre ambas partes impide las inversiones para mitigar los riesgos de este fenómeno. Existe una gran atención al uso de técnicas de visualización que permitan integrar los intereses públicos y proporcionar un medio a través del cual los científicos y el usuario en general puedan participar y colaborar (Huang y otros, 2004). Por lo tanto, es necesario mejorar el conocimiento de los recursos

de agua subterránea y el acceso a esta información para que los actores públicos y privados puedan tomar decisiones relevantes con respecto a este evento climático.

1.2. Área de estudio

El área de estudio se ubica en la cuenca del río Limarí, entre las latitudes $30^{\circ}11'37''\text{S}$ – $31^{\circ}26'07''\text{S}$ y longitudes $70^{\circ}10'36''\text{W}$ – $71^{\circ}42'59''\text{W}$, abarcando las localidades de Ovalle, Combarbalá, Monte Patria y Punitaqui, Región de Coquimbo, Chile (Figura 1.1.). El principal acceso al sector es la ruta 5 Norte que se une a Ovalle con la ruta 45. Desde la ciudad de La Serena se puede utilizar la ruta.43 para una conexión directa con la cuenca.

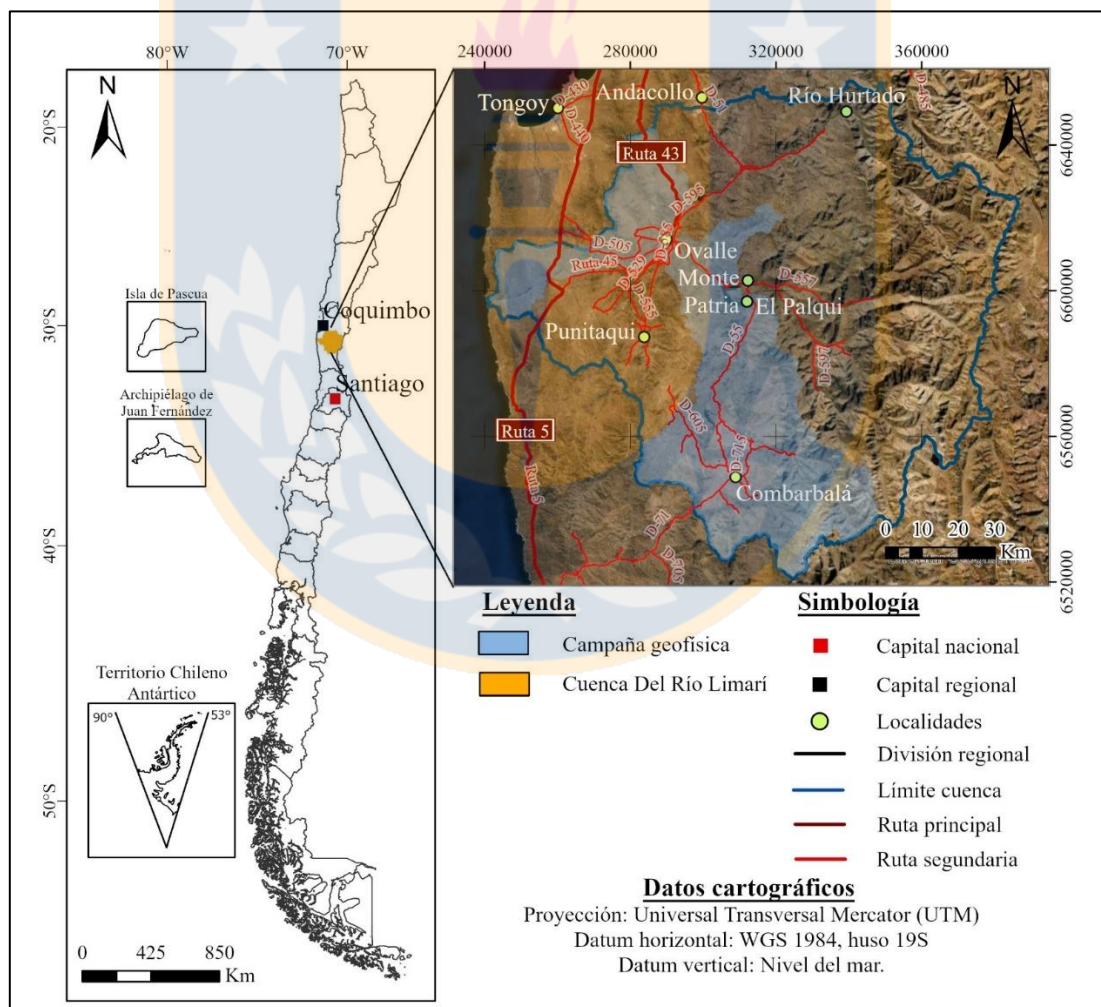


Figura 1.1. Mapa de ubicación. Elaboración propia.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Determinar las principales características de las aguas subterráneas en la cuenca del río Limarí y desarrollar un visualizador web interactivo de los datos.

1.3.2. Objetivos específicos

- Compilar los datos obtenidos en el marco del proyecto y de antecedentes de la cuenca Del Río Limarí para su correcta organización.
- Determinar el estado actual de los acuíferos.
- Estimar e ilustrar el potencial de extracciones adicionales de agua subterránea en el área.
- Organizar los datos en un mapa interactivo público de ArcGIS *online*.

1.4. Agradecimientos

Quiero agradecer al equipo del proyecto de investigación IDeA I+D, compuesto por mi profesor guía Dr. Etienne Bresciani, Dr. Giulia de Pascuale, Cristóbal Urquieta y Dr. Pablo Álvarez. Sin la guía y el acompañamiento de este equipo no sería posible la realización de esta tesis. También agradecer al Carlos Villalobos, del equipo de PROMMRA por sus constantes ayudas en temas relacionados al software. A mi profesora patrocinante Liubow Nikolaivna González por su disponibilidad a consultas y correcciones de este trabajo.

2. ANTECEDENTES

2.1. Clima

Según la clasificación de Köppen - Geisger (Universidad de Chile, 2016), en la cuenca del río Limarí se describen los siguientes climas (Figura 2.1.):

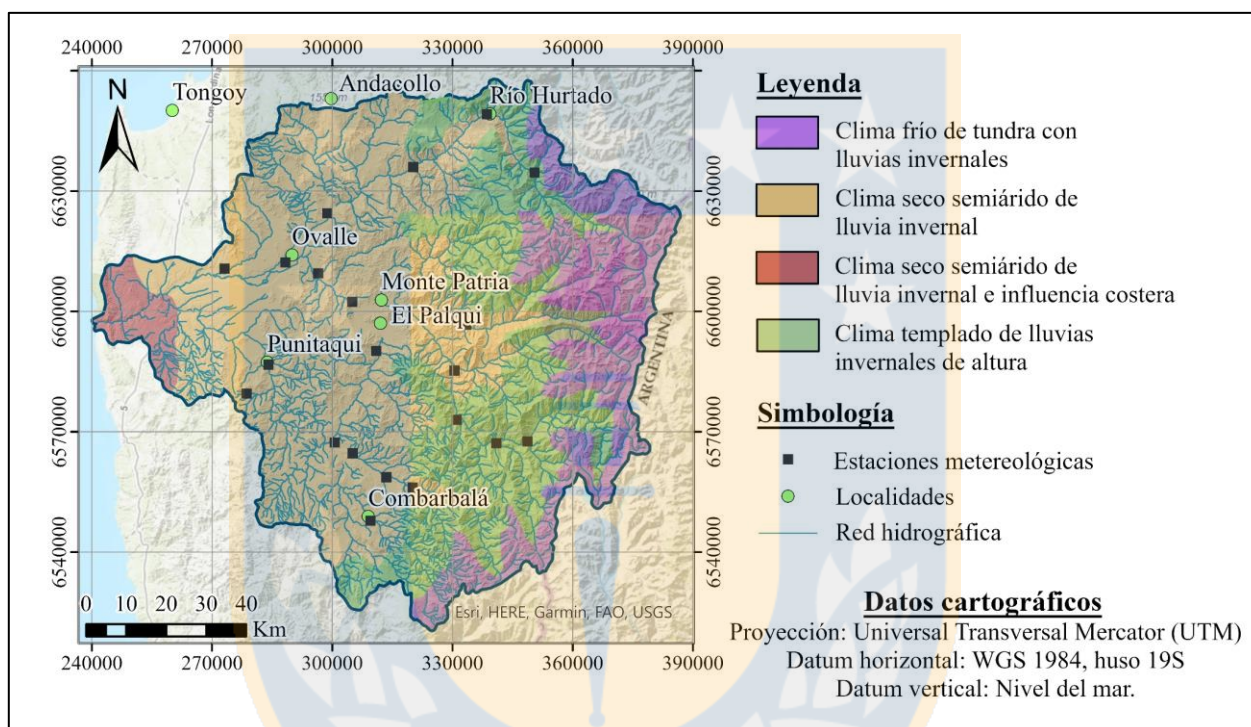


Figura 2.1. Mapa de climas. Modificado de Universidad de Chile (2016).

Clima seco semiárido de lluvia invernal e influencia costera: presente en la costa de la cuenca, en valles transversales y en quebradas al interior de estos (DGA, 2004). La evaporación supera a la precipitación y la vegetación es desértica o estepa. Se caracteriza por un promedio de precipitaciones de 130 mm anuales, abundante nubosidad y humedad (DGA, 2004). Además, la temperatura anual varía entre los 5° y los 12°C con una débil oscilación térmica a lo largo del año (Flores y Aliaga, 2020).

Clima seco semiárido de lluvia invernal: abarca gran parte de la cuenca, se caracteriza por escasas precipitaciones y temperaturas anuales inferiores a 18°C (DGA, 2004).

Clima templado de lluvias invernales de altura: se presenta en zonas con altitud mayor a los 3.000 m s.n.m., con temperaturas medias inferiores a 18°C y superiores a -3°C. La vegetación es bosque templado y matorral. En este clima la altura del relieve juega un rol importante (DGA, 2004).

Clima frío de tundra con lluvias invernales: presente en las zonas más altas de la cordillera de los Andes, en que la temperatura no supera los 10°C y la vegetación es escasa producto de la existencia de hielo. La nieve acumulada en estas zonas constituye un aporte de agua importante para la cuenca (DGA, 2004).

2.2. Geomorfología

El área de estudio se caracteriza por relieves montañosos intersecados por valles transversales de dirección oeste - este. Las alturas varían desde el nivel del mar en la desembocadura del río Limarí hasta los 6.000 m s.n.m. en la frontera con Argentina. Se reconoce de oeste a este las siguientes macrounidades (Figura 2.2.):

Planicie litoral: ubicada en el margen costero, esta macrounidad tiene suaves pendientes, alcanza alturas entre los 200 y 400 m s.n.m. Se caracteriza por zonas de playa y antiguas terrazas marinas, tiene un área de 64 km² aproximadamente, y es limitada al este por la cordillera de la Costa (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019).

Cordillera de la Costa: orientada N - S, esta macrounidad tiene mayores pendientes, su altura alcanza los 1.500 m s.n.m., y el promedio es de 600 m s.n.m. (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019). Dentro de este relieve se destaca los Altos de Talinay (Oyarzún, 2010). Se limita al oeste por las planicies litorales, al este por los cordones transversales y es interrumpida por los valles transversales (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019).

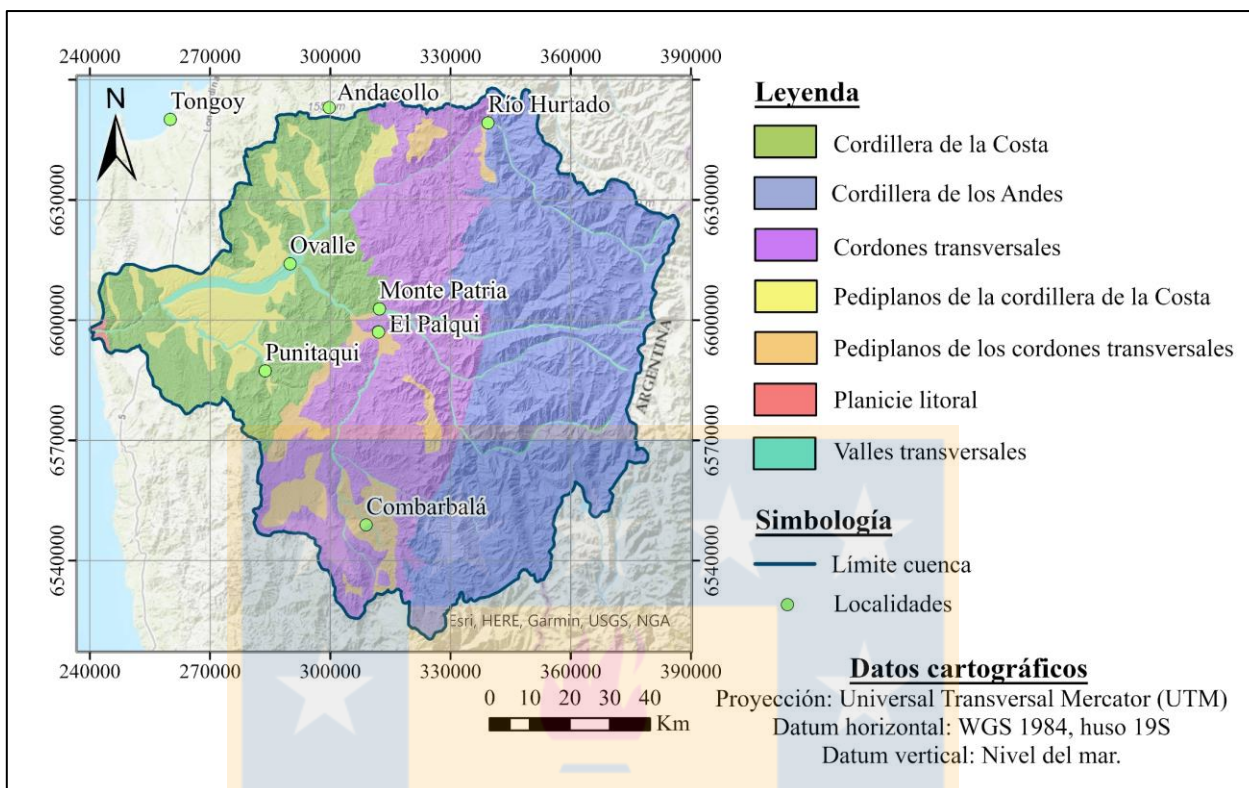


Figura 2.2. Geomorfología de la cuenca del río Limarí. Modificado de Brantt y otros (en preparación, según López y otros, 2019).

Valles transversales: atraviesan todas las macrounidades, orientados en dirección oeste - este, se componen de los valles asociados a los drenajes mayores del río Limarí y sus afluentes, y su altura varía entre el nivel del mar en la desembocadura del río Limarí hasta los 2.000 m s.n.m. (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019).

Pediplanos de la cordillera de la Costa: superficies de pendiente suave donde convergen las redes de drenaje o se asocian a planicies de sedimentación continental (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019).

Cordones transversales: se orientan en dirección oeste - este y se caracterizan por altitudes entre los 600 y 1.600 m s.n.m. Tienen menor desarrollo de vegetación y corresponden a una zona de transición entre las cordilleras de la Costa y de los Andes (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019).

Pediplanos de los cordones transversales: zonas de pendiente baja a moderada, asociada a paleosuperficies subplanares de alturas entre los 3.200 m s.n.m., en el norte, y 100 m s.n.m., en la parte sur (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019).

Cordillera de los Andes: ubicada al extremo oriental de la cuenca, alcanza las mayores alturas del área de estudio, llegando a los 6.000 m s.n.m. Se limita al este con los cordones transversales y al oeste por con Argentina (Oyarzún, 2010). Se puede subdividir en tres zonas; baja, media y alta. La primera, tiene una mayor interacción con procesos fluviales y presenta menores alturas. La segunda, es de relieves más irregulares y alturas mayores que la primera. La tercera, es la de mayor altitud y se asocia con procesos periglaciares y glaciares (Brantt y otros, en preparación, según López y otros, 2019).

2.3. Hidrografía

La cuenca del río Limarí se compone por múltiples cursos de agua que transportan el recurso desde la cordillera de los Andes hacia el mar. Los principales cauces son los ríos Hurtado, Grande, Guatulame y Limarí. Además, existen tres embalses en el sector, que juntos se denominan “Sistema Paloma”: Recoleta, La Paloma y Cogotí, que regulan el volumen de agua de riego (Figura 2.3.).

El río Hurtado es el afluente principal del área norte de la cuenca, nace en la cordillera de los Andes, con una dirección inicial SE - NO y luego NE - SO, y desemboca en el embalse Recoleta. Su caudal promedio anual es de $2,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (Flores y Aliaga, 2020). El río Grande se localiza en la zona central, con una dirección SE-NO, y es diseccionado por el embalse La Paloma, por lo que su caudal promedio anual es $8,5 \text{ m}^3/\text{s}$ y $5,3 \text{ m}^3/\text{s}$, antes y después de esta construcción (Flores y Aliaga, 2020). El río Grande tiene múltiples afluentes, los principales son los cauces Rapel, Mostazal y Ponio.

El río Guatulame es el único flujo de agua que solo recorre los cordones transversales en dirección S - N y tiene un caudal de $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (Flores y Aliaga, 2020). Este cauce está conectado con los embalses La Paloma y Cogotí. En este último confluyen los ríos Cogotí, Combarbalá y Pama que,

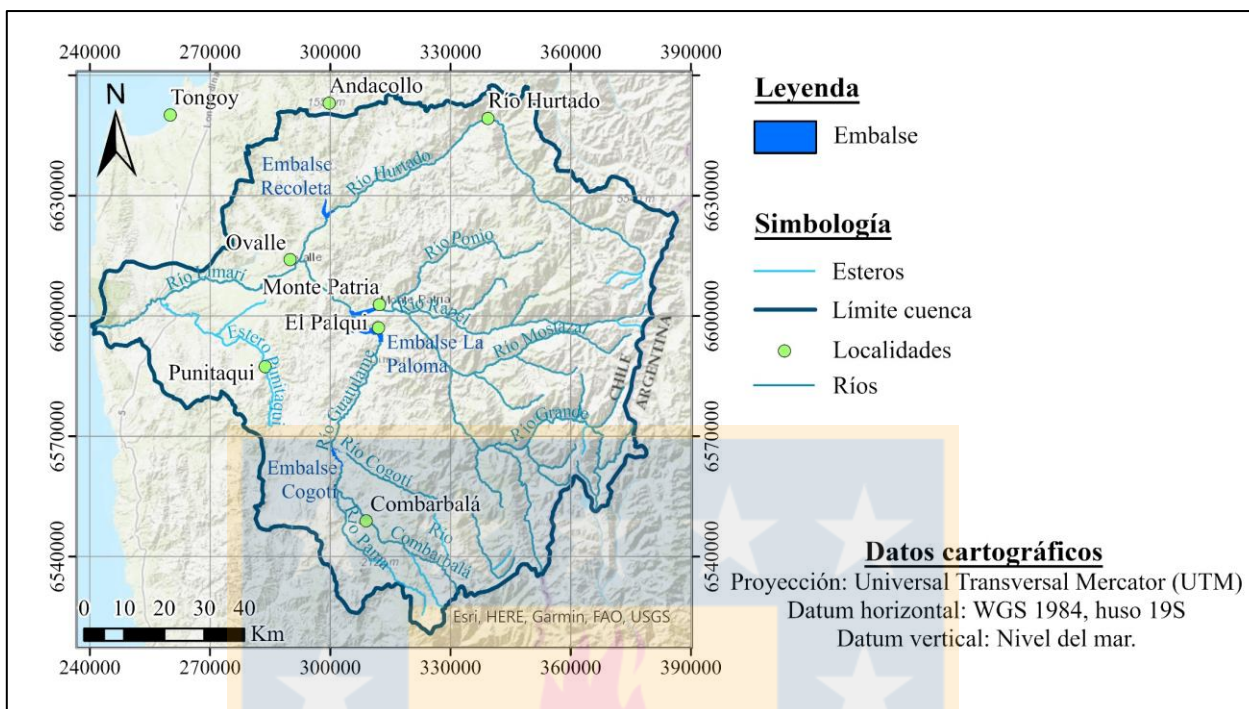


Figura 2.3. Mapa redes de drenaje de la cuenca del río Limarí. Elaboración propia.

en conjunto, suman $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal promedio anual (Flores y Aliaga, 2020). El río Limarí es el principal efluente de la cuenca ya que desemboca en el mar, luego de recorrer unos 60 km desde su origen (Hidrogestión, 2021). Su dirección es E - O, tiene un caudal promedio anual de $6,7 \text{ m}^3/\text{s}$ y sus principales afluentes son los ríos Hurtado, Grande y estero Punitaqui (Flores y Aliaga, 2020). Al llegar a la cordillera de la Costa el cauce de este río se torna encajonado debido a la mayor competencia de los materiales que componen la unidad geomorfológica (Hidrogestión, 2021).

Los embalses en la cuenca son Recoleta, La Paloma y Cogotí. El primero se ubica a 25 km al norte de Ovalle, conecta los ríos Hurtado y Limarí, tiene un área de $7,5 \text{ km}^2$ y puede almacenar hasta 100 millones de m^3 (Hidrogestión, 2021). El segundo, se caracteriza por ser el más grande de Chile, se localiza a 27 km al sureste de Ovalle, posee un área de $36,3 \text{ km}^2$ y la capacidad de almacenar 750 millones de m^3 de agua (Hidrogestión, 2021). El tercero, a 19 km al norte de Combarbalá, y con un área de $5,9 \text{ km}^2$ puede almacenar el volumen de 150 millones m^3 de agua (Flores y Aliaga, 2020).

2.4. Geología

La Unidad Litológica más antigua del área de estudio aflora en la costa (Figura 2.4.) y corresponde al Complejo Metamórfico del Choapa, de edad Devónico – Carbonífero. Estas se intruyen por rocas triásicas del Complejo Plutónico Altos de Talinay. En conjunto representan un complejo de subducción y un arco magmático, respectivamente, resultante de la acreción de un *terrain* al margen continental (Emparan y Pineda, 2006).

En la costa y en la cordillera de los Andes afloran secuencias extrusivas representadas por el Complejo Volcánico Agua Salada y la Formación Algarrobal, respectivamente, que evidencian la actividad volcánica durante el Jurásico Medio – Superior (Pineda y Emparan, 2006). Luego, sedimentan rocas de ambiente continental con intercalaciones marinas que corresponden a las formaciones Río Tascadero (al oriente) y Arqueros (al occidente). Estos depósitos forman una cuenca marina de edad Cretácico Inferior (Pineda y Emparan, 2006).

Durante el Cretácico Inferior – Superior se forman cuencas sedimentarias producto de un periodo extensional continental. Estos depósitos son las formaciones Quebrada Marquesa (Hauteriviano – Albiano), Pucalume (Aptiano – Cenomaniano) y Estratos de Quebrada La Tatora (Albiano – Turoniano). Esta sedimentación es acompañada de actividad volcánica andesítica y piroclástica representada por la Formación Viñita, de edad Cretácico Superior (Pineda y Emparan, 2006). El volcanismo continúa y es alternado por secuencias sedimentarias que corresponden a la Formación Los Elquinos, de edad Campaniano – Maastrichtiano, y los Estratos de Quebrada Yungay, del Maastrichtiano (Pineda y Emparan, 2006).

Las rocas volcánicas y sedimentarias son cortadas por plutones y stocks intrusivos, desde el Triásico hasta el Oligoceno temprano, que se orientan de norte a sur y de edades que decrecen de oeste a este. Su composición varía desde granítica a diorítica (Coloma y otros, 2020).

Sobre todas las rocas se depositan conglomerados fluviales, brechas aluviales y areniscas lacustres que forman terrazas en los valles del río Limarí. Estas rocas son de edad Mioceno – Pleistoceno y corresponde a la Formación Confluencia (Coloma y otros, 2020). La cubierta cuaternaria rellena

las quebradas principales y se conforma de depósitos no consolidados aluviales, coluviales y fluviales actuales (Coloma y otros, 2020).

En la costa del área de estudio se presentan fallas de rumbo NNW que afectan las rocas paleozoicas, triásicas y jurásicas, de carácter normal, principalmente. En la zona central se evidencia gran número de fallas normales de dirección NS y NNE que cortan secuencias cretácicas y paleógenas. Estas estructuras controlan el emplazamiento de los intrusivos cretácicos y eocenos (Astudillo, 2011).

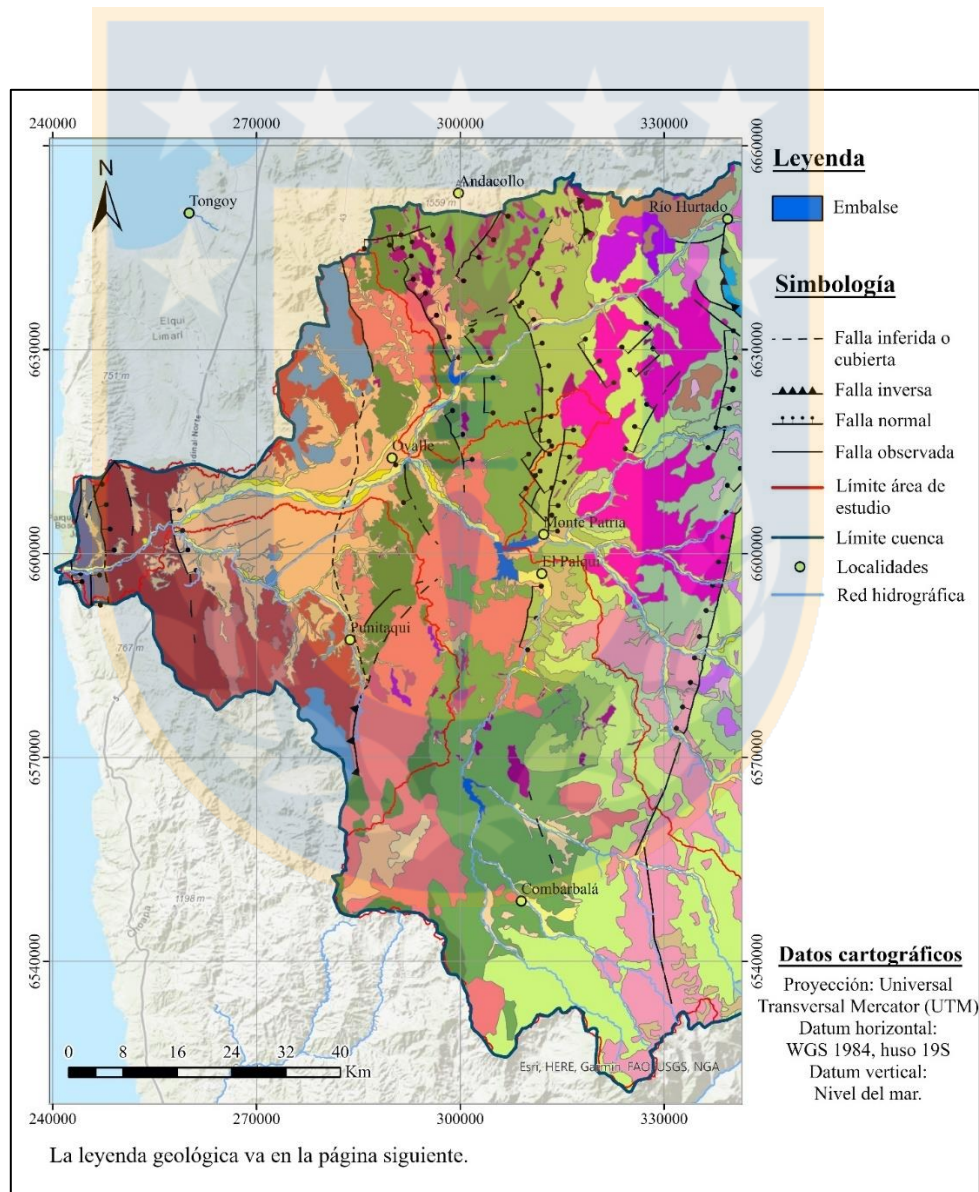


Figura 2.4. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986); Empanan y Pineda (2006); Pineda y Empanan (2006); Pineda y Calderón (2008); Coloma y otros (2020).

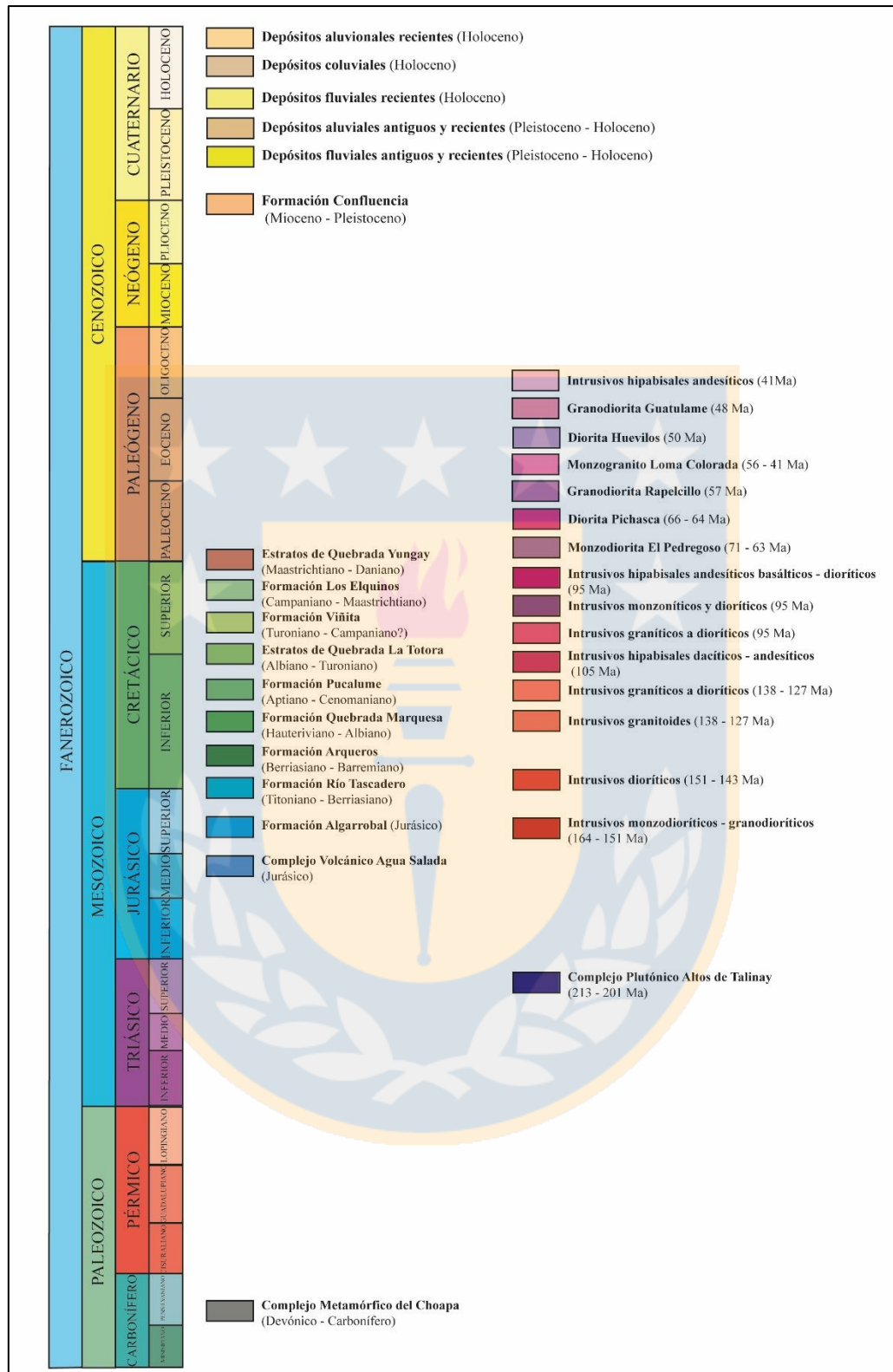


Figura 2.4. Leyenda de mapa geológico del área de estudio (página anterior). Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986); Empanan y Pineda (2006); Pineda y Empanan (2006); Pineda y Calderón (2008); Coloma y otros (2020).

2.5. Hidrogeología

Las rocas y sedimentos que pueden formar unidades hidrogeológicas son los siguientes:

Sedimentos semiconsolidados a no consolidados: corresponden a los depósitos aluviales, coluviales y fluviales, antiguos o recientes. Estos se ubican en las quebradas y valles a lo largo de toda la cuenca. Los sedimentos varían de tamaño desde grava a arcilla. Son la unidad más permeable (Hidrogestión, 2021).

Formación Confluencia: aflora cerca del río Limarí y sobreyace a formaciones paleógenas. Conforman 4 niveles de terrazas que evidencian la variación del nivel del mar durante el Pleistoceno. Los sedimentos tienen tamaños desde grava a limos. Al tener un mayor grado de consolidación su permeabilidad es menor que los sedimentos semiconsolidados (Hidrogestión, 2021).

Rocas intrusivas fracturadas y alteradas: las zonas superiores de estas rocas impermeables sufren ciertos grados de meteorización que permiten alteraciones y fracturas aumentando la permeabilidad (Hidrogestión, 2021).

La Dirección General de Aguas (DGA) define 14 Sectores Hidrogeológicos de Aprovechamiento Común (SHAC) en la cuenca (Figura 2.5.). Estas zonas corresponden a acuíferos o parte de él, cuyas características hidrogeológicas espaciales y temporales permiten su distinción para efectos de su evaluación o gestión en forma independiente. Por lo tanto, esta delimitación tiene fines administrativos que dan una base para la caracterización realizada en este estudio.

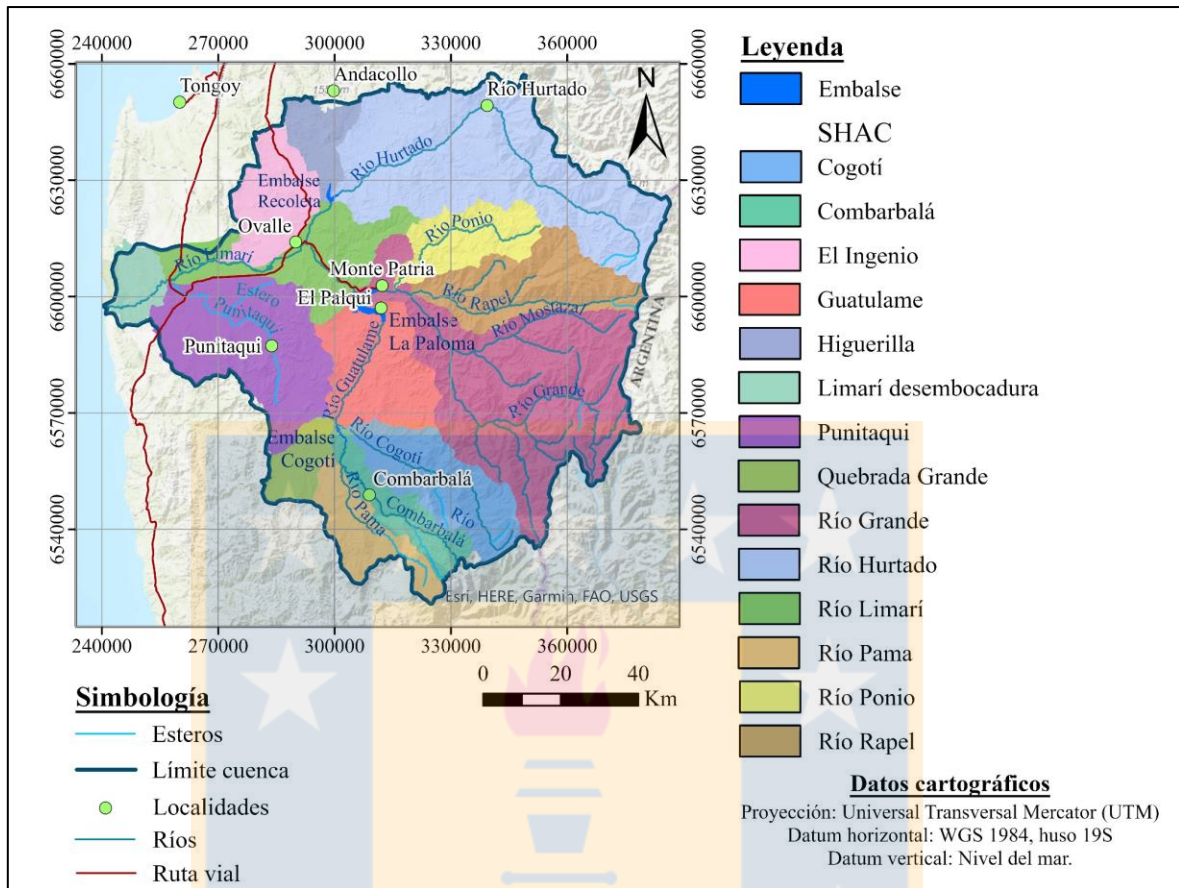


Figura 2.5. Mapa de sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común. Elaboración propia.

2.6. Campaña geofísica de transiente electromagnético

El método de transiente electromagnético (TEM) permite inferir la distribución de la resistividad eléctrica en subsuperficie, lo que se puede correlacionar con variaciones en el material geológico (Christiansen y otros, 2009). La técnica de funcionamiento es la emisión de una corriente a través de un *loop* que induce un campo electromagnético primario (Figura 2.6.a). Cuando se interrumpe la transmisión se producen corrientes secundarias que forman otro campo electromagnético (Figura 2.6.b), cuya variación en el tiempo forma una señal en el *loop* receptor (Fitterman y Stewart, 1986).

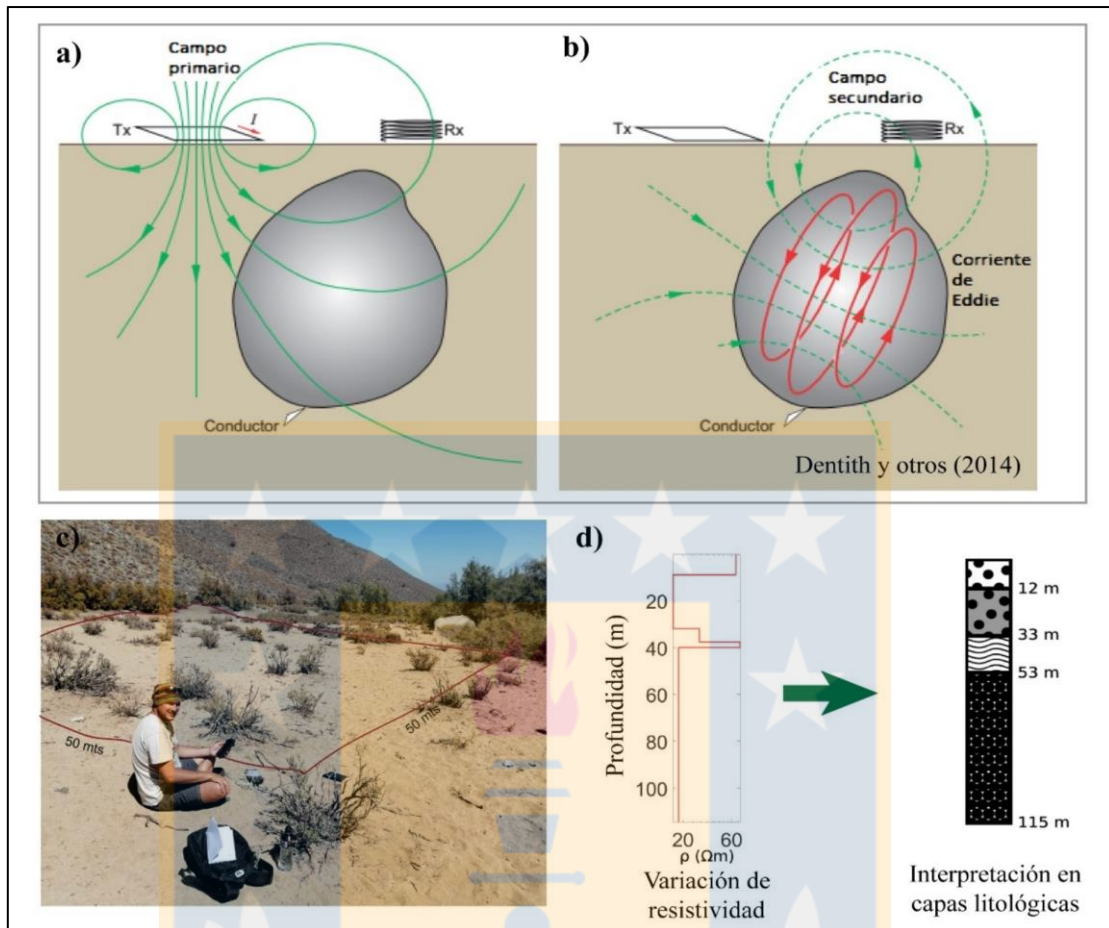


Figura 2.6. Método de transiente electromagnético (TEM). a) Esquema de formación de campo magnético primario. b) Esquema de formación de campo magnético secundario. c) Medición en terreno de TEM con un *loop* de 50 m. d) Modelo de resistividad del subsuelo en el punto de medición (centro del *loop*) obtenido de la inversión de los datos TEM e interpretación en distintas litologías. Modificado de Dentith y otros (2014).

Se efectuaron campañas geofísicas de TEM en la cuenca del río Limarí, con anterioridad al desarrollo de esta tesis (Figura 2.6.c). Estas fueron realizadas con el equipo TEM FAST 48HPC, en que el bucle es transmisor y receptor (de Pasquale y otros, 2022). Los puntos de medición se determinaron con el objetivo de cubrir toda la geomorfología del área, desde la cordillera de los Andes hasta la planicie litoral (Figura 2.7.). Además, se incluyó en el estudio los ríos Cogotí, Combarbalá y Pama ya que también afectados por la escasez hídrica (Flores y Aliaga, 2020).

La inversión de los datos TEM se realizó con un modelo 1D de cinco capas de resistividad (Figura 2.6.d). La interpretación de la variación de esta propiedad se complementó con estratigrafía de pozos obtenida de antecedentes (información pública de la DGA; Ministerio de Obras Públicas,

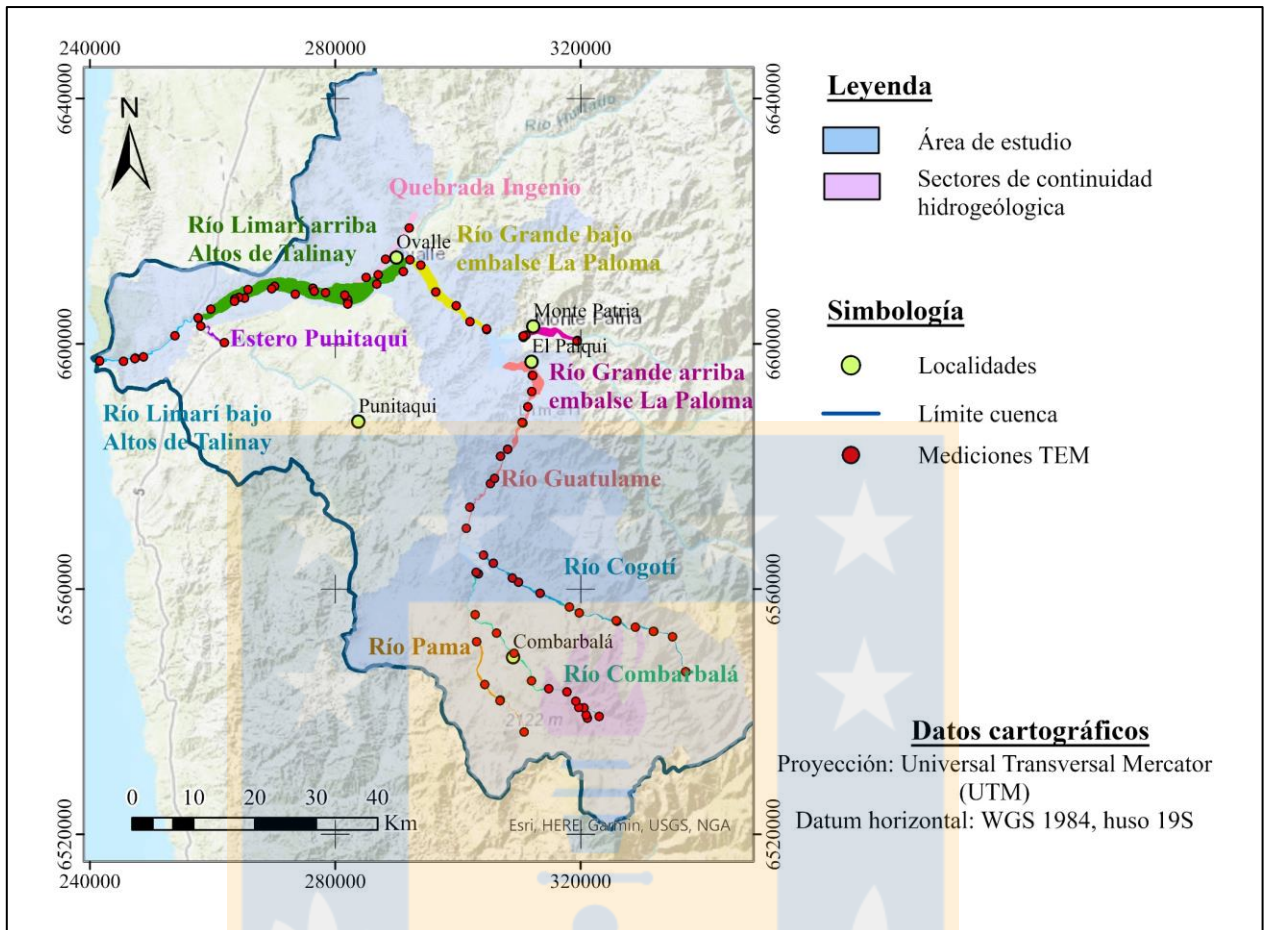


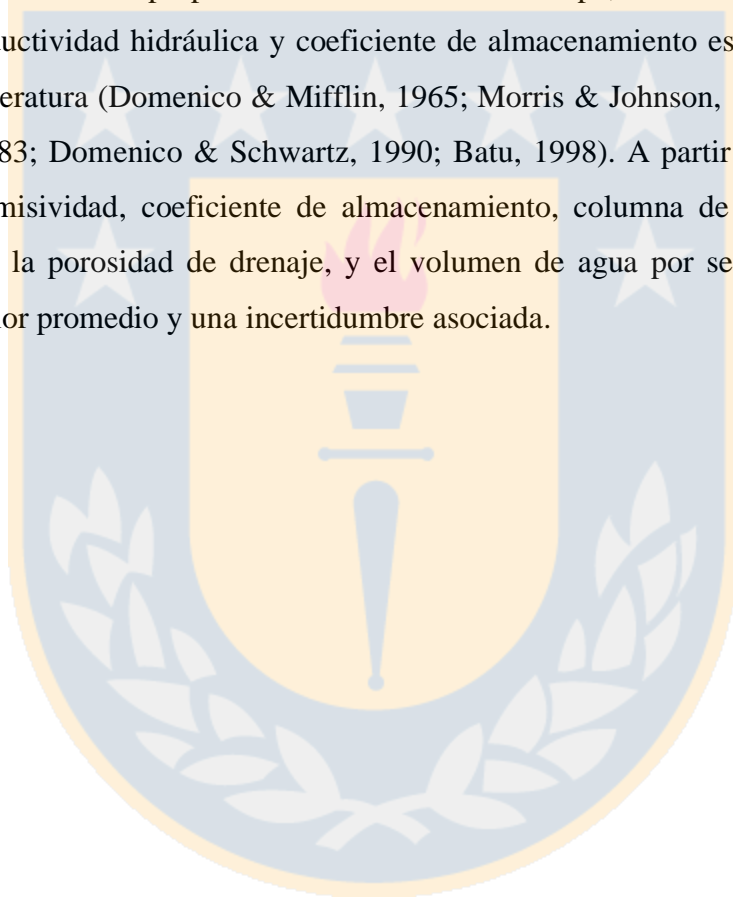
Figura 2.7. Mapa de sectores de continuidad hidrogeológica. Elaboración propia.

MOP, 1978). Además, se incluyó en el análisis la profundidad de la roca basal de López y otros (2019), gravimetría y pruebas de bombeo de Hidrogestión (2021), esto con la finalidad de validar los resultados obtenidos del modelo TEM y complementar la información cuando la profundidad de exploración de la geofísica no alcanzó la roca basal (de Pasquale y otros, 2022). También se incorporó la profundidad del nivel piezométrico del modelo de Flores y Aliaga (2020) para mejorar la diferenciación entre materiales de grano grueso saturados y sedimentos finos no saturados, ya que estos pueden tener señales de resistividad similares (de Pasquale y otros, 2022). Incluso se agregó información de la geoquímica del agua subterránea porque la resistividad puede variar según la cantidad y composición del agua (Lesmes y Friedman, 2005).

La interpolación de los datos 1D permitió obtener un modelo 3D de resistividad electromagnética por capas y, con la interpretación en términos de litología y contenido en agua (saturado/no

saturado), un modelo 3D hidroestratigráfico. Los resultados se organizaron en diez zonas denominadas “Sector de Continuidad Hidrogeológica”, que se delimitan con los datos TEM, la geomorfología y la hidrografía (Figura 2.7.). Los ríos Limarí y Grande quedan divididos por la cordillera de la Costa llamada Altos de Talinay y por el embalse La Paloma, respectivamente. Para cada sector se creó una ilustración que muestra, en promedio, la variación de los sedimentos a profundidad, el nivel piezométrico y la profundidad máxima de exploración (Figura 2.8.).

Luego, se asignó valores de propiedades hidráulicas a cada capa, tales como porosidad, porosidad de drenaje, conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento específico. Los rangos se obtuvieron de literatura (Domenico & Mifflin, 1965; Morris & Johnson, 1967; Freeze & Cherry, 1979; Heath, 1983; Domenico & Schwartz, 1990; Batu, 1998). A partir de estos parámetros se calculó la transmisividad, coeficiente de almacenamiento, columna de agua calculada con la porosidad y con la porosidad de drenaje, y el volumen de agua por sector. Para cada dato se determinó un valor promedio y una incertidumbre asociada.



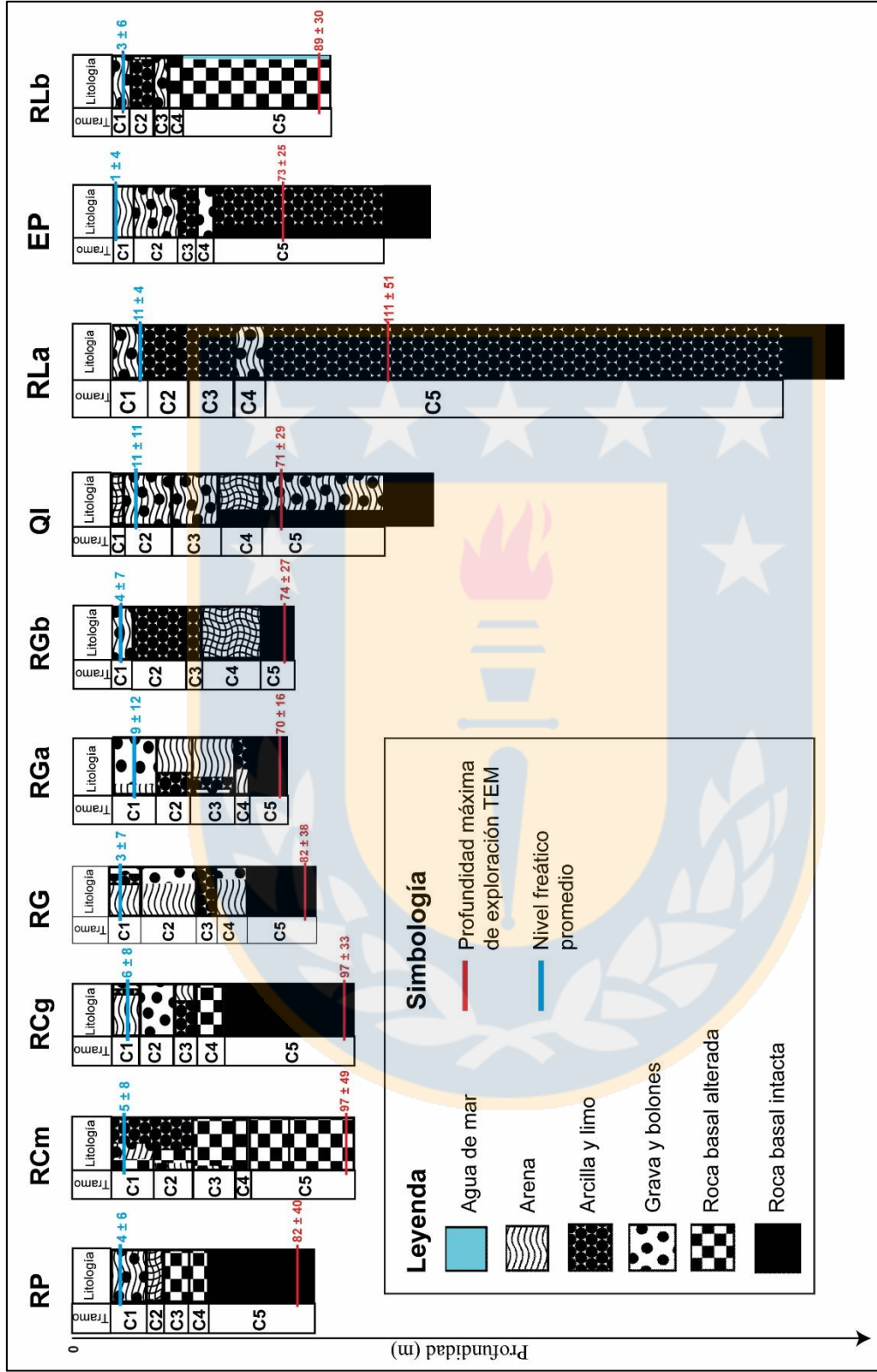


Figura 2.8. Columnas hidrostratigráficas de cada Sector de Continuidad Hidrogeológica. RP: sector Río Pama. RCm: sector Río Combarbalá. RCg: sector Río Cogotí. RG: sector Río Guatulame. RGa: sector Río Grande arriba del embalse La Paloma. RGB: sector Río Grande bajo el embalse La Paloma. QI: sector Quebrada Ingenio. RLa: sector Río Limarí arriba de Altos de Talinay. EP: sector Estero Punitaqui. RLb: sector Río Limarí bajo Altos de Talinay. Modificado De Pasquale y otros (2022).

3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1. Potencial de extracción

El potencial de extracción es un índice que permite evaluar cuales sectores son mejores a la hora de extraer agua. Esto se puede obtener a través del caudal máximo posible (Shandilya y otros, 2022). Al momento de realizar un pozo de agua se establece un caudal para su funcionamiento y en terreno este se determina con pruebas de bombeo de régimen variable o constante en un sondaje evaluando la depresión del nivel de agua. Este descenso del nivel piezométrico se relaciona con diferentes parámetros, entre ellos, con las propiedades hidrogeológicas para transmitir el agua en el acuífero (Theis, 1935). En el proyecto se obtuvieron estos datos, por lo que el caudal se puede calcular a partir de ellos.

Para obtener un mejor resultado en los cálculos de caudales se analiza cada Sector de Continuidad Hidrogeológica por separado y se identifica en cada uno de ellos la presencia de uno o dos acuíferos. Esto se determina observando las columnas hidroestratigráficas de cada zona (Figura 2.8.), tanto la litología definida como la extensión espacial de cada estrato, poniendo énfasis en las que contienen arcilla o limo, ya que estas pueden formar un acuitardo y delimitar dos acuíferos. Con esta información se desarrolla un diagrama conceptual de la situación de cada sector, como lo indica la Figura 3.1. para la zona del Río Guatulame. Los demás sectores se encuentran en Anexos (Figuras 1.1. a la Figura 1.9. del Anexo 1).

Se puede ver en el diagrama conceptual del sector Río Guatulame que este contiene la capa 3 compuesta de limo y arcilla, lo que permite definir un acuífero confinado. Además, la capa 1 tiene un sector de arcilla que debe ser analizado en función de la profundidad del nivel piezométrico para establecer si la capa 2 se comporta como acuífero confinado o libre. Finalmente, las zonas de la capa 1 compuestas de grava o arena se consideran como acuífero libre.

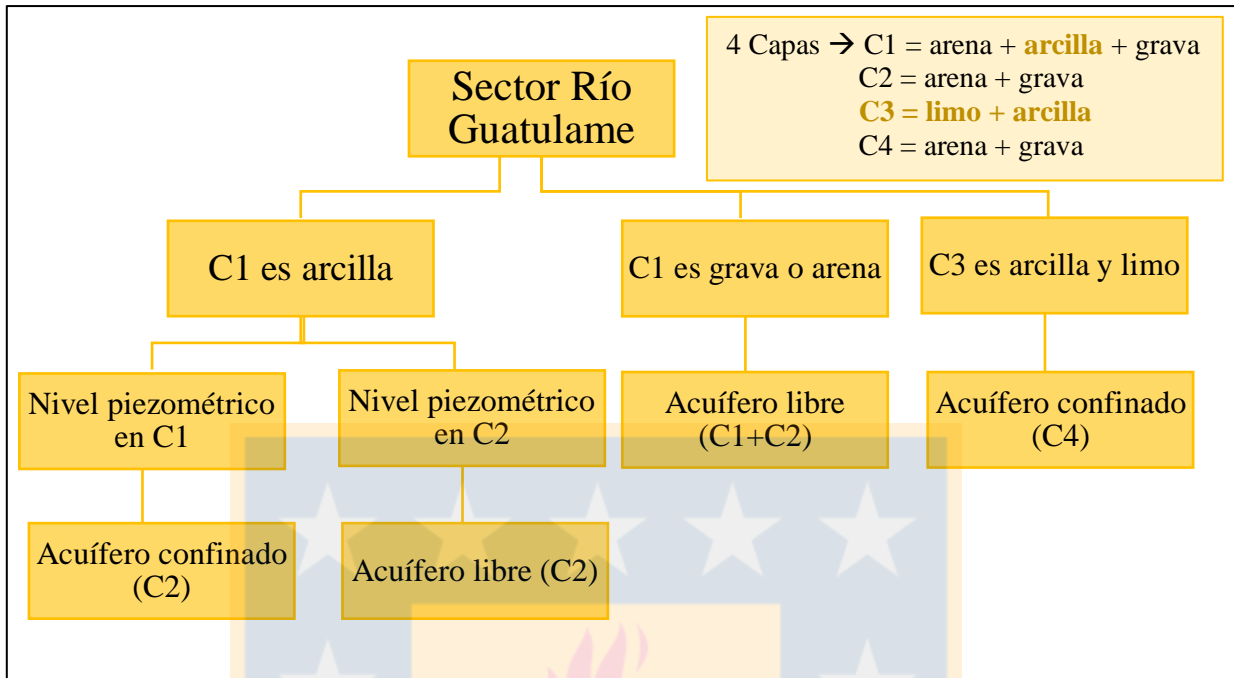


Figura 3.1. Diagrama conceptual del sector Río Guatulame. Los demás sectores de continuidad hidrogeológica se encuentran en Anexos (Figuras 1.1. a la Figura 1.9. del Anexo 1). Elaboración propia.

Las propiedades hidrogeológicas se encuentran en formato ráster y los cálculos de caudales se escriben en lenguaje Python producto de la complejidad de estos. Los códigos de programación de acuífero libre y confinado se encuentran en Anexo 2 (Código 2.1. al Código 2.3.).

3.1.1. Caudal de extracción máximo en acuífero libre

A partir de las propiedades hidrogeológicas se puede calcular el caudal de extracción máximo con la fórmula de Theis (1935), que expresa el descenso del nivel de agua en un acuífero confinado en función de un caudal conocido, el tiempo de funcionamiento, la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento (Ecuación 1).

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde s es el descenso del nivel de agua (m), Q es el caudal de extracción (m^3/d), T es la transmisividad (m^2/d) y $W(u)$ es la integral exponencial de la variable u , denominada función de pozo y su valor queda definido por la Ecuación 2 (Villanueva e Iglesias, 1984).

$$W(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad \text{Ecuación 2}$$

La variable auxiliar u se expresa en la Ecuación 3.

$$u = \frac{r_w^2 S}{4Tt} \quad \text{Ecuación 3}$$

Siendo r_w la distancia de observación partiendo del centro del sondaje (m), S el coeficiente de almacenamiento adimensional, T es la transmisividad (m^2/d) y t es el tiempo (días). Para utilizar esta ecuación se considera que el acuífero es homogéneo y de área infinita, el pozo es de un diámetro pequeño que atraviesa todo el espesor saturado y el caudal de extracción es constante. Además, se define que la transmisividad es constante (es decir, que no cambia a lo largo del acuífero ni del tiempo), el volumen de agua en los sedimentos se descarga instantáneamente con la caída del nivel piezométrico y se determina la ausencia de extracciones anteriores, por lo que no existe una interferencia entre pozos. Si el descenso es conocido, en un cierto tiempo de funcionamiento, de la Fórmula 1 se puede despejar el caudal, tal como lo muestra la Ecuación 4.

$$Q = \frac{s4\pi T}{W\left(\frac{r_w^2 S}{4Tt}\right)} \quad \text{Ecuación 4}$$

Para obtener el caudal de extracción en un acuífero libre (Figura 3.2.) se puede utilizar la ecuación de Theis (1935) utilizando el radio de un pozo promedio de 0,15 m (15 cm) como punto de observación y un tiempo de funcionamiento de 6 meses, que corresponde a la duración de un derecho provisional en un Decreto de escasez hídrica. Finalmente, el descenso se considera como todo el espesor saturado de las capas permeables, por lo que el caudal será el máximo posible a extraer.

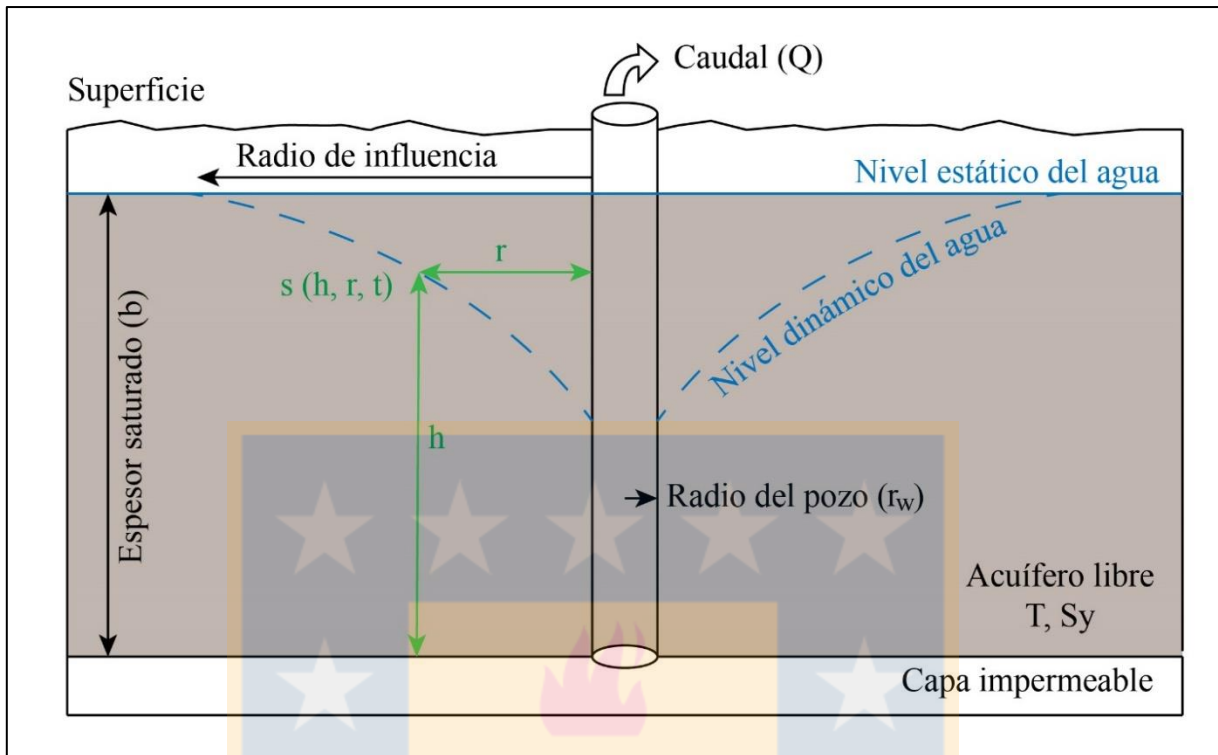


Figura 3.2. Pozo de bombeo en acuífero libre. s es el descenso del nivel de agua a una altura h , en una de observación r en un tiempo t . Elaboración propia.

La transmisividad es el producto de la conductividad hidráulica con el espesor de la capa permeable. Al considerar que esta es constante a medida que desciende el nivel piezométrico existe una sobreestimación de la cantidad de agua a extraer. Esto se puede enmendar con la corrección de Jacob (1944 en Kruseman y Ridder, 1994), que modifica el cálculo del descenso del nivel de agua (Ecuación 5).

$$s' = s - \left(\frac{s^2}{b}\right) \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde s' es el descenso corregido, s es el nivel de agua observado y b es el espesor saturado del acuífero (m). Finalmente, el caudal máximo se obtiene con la Ecuación 6.

$$Q_{max} = \frac{s'_{max} \times 4\pi T}{W\left(\frac{r_w^2 S_y}{4Tt_f}\right)} \quad \text{Ecuación 6}$$

Q_{\max} es el caudal máximo de extracción (m^3/d) al descender todo el espesor saturado (s'_{\max}), en un tiempo final (t_f) de 6 meses. Al ser un acuífero libre el coeficiente de almacenamiento es igual a la porosidad de drenaje, S_y .

3.1.2. Caudal de extracción máximo en acuífero confinado

Theis (1935) presentó una ecuación para evaluar el descenso del nivel piezométrico en acuíferos confinados. En este caso el coeficiente de almacenamiento es igual a $S_s \cdot b$, donde S_s es el coeficiente de almacenamiento específico (m^{-1}) y b es el espesor (m). Sin embargo, si el nivel dinámico del agua desciende bajo el techo del estrato permeable, la unidad hidroestratigráfica se convierte en acuífero libre. En este caso, la solución de Theis ya no es válida porque esta no toma en cuenta que, al pasar a ser libre, el agua empieza a liberarse por drenaje (mientras que antes solo se libera por elasticidad del medio y del agua).

Esta situación se analiza por Moench y Prickett (1972), quienes derivaron una ecuación para el descenso bajo las mismas simplificaciones que las de la solución de Theis (1935), mencionadas anteriormente. La conversión del acuífero confinado a libre se ilustra en la Figura 3.3. La solución para el descenso del nivel de agua se divide entre lo que sucede en la zona que ya están libres (Ecuación 7) y lo que pasa en las partes que siguen confinadas (Ecuación 8).

$$b - h_1 = \frac{Q}{4\pi T} \left[W\left(\frac{r_w^2 S_1}{4Tt}\right) - W\left(\frac{R^2 S_1}{4Tt}\right) \right] \quad r_w < R \quad \text{Ecuación 7}$$

$$H - h_2 = \frac{Q}{4\pi T} e^{\left(\frac{R^2 S_2}{4Tt} - 1\right)} W\left(\frac{r_w^2 S_2}{4Tt}\right) \quad r_w > R \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde h_1 y h_2 son las elevaciones de nivel de agua en las zonas libres y confinadas, respectivamente. b es el espesor saturado del acuífero, Q es el caudal de extracción, T es la transmisividad, W es la integral exponencial (función de pozo), r_w es la distancia radial al punto de observación, t es el tiempo de bombeo del pozo, H es la elevación del nivel piezométrico inicial, R es la distancia radial al punto de conversión y S_1 y S_2 son los coeficientes de almacenamiento de

las zonas de comportamiento libre y confinado, respectivamente. Además, existe la Ecuación 9 para la condición de $r_w = R$ (Moench y Prickett, 1972).

$$\frac{Q}{4\pi T} e^{-\frac{R^2 S_1}{4Tt}} - \frac{(H-b)e^{-\frac{R^2 S_2}{4Tt}}}{W\left(\frac{R^2 S_2}{4Tt}\right)} = 0 \quad r_w = R \quad \text{Ecuación 9}$$

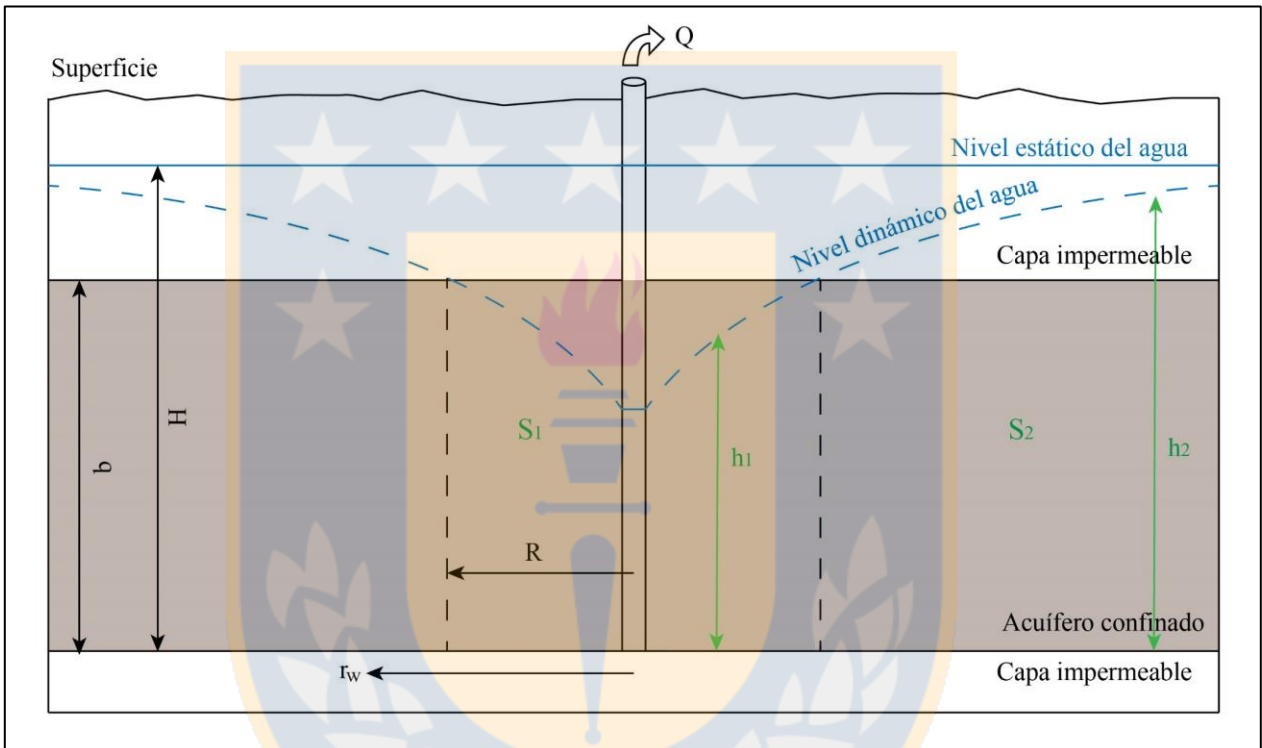


Figura 3.3. Esquema del acuífero confinado que se convierte en libre. H es la elevación del nivel piezométrico, b es el espesor saturado del acuífero, Q es el caudal de extracción, R es la distancia radial al punto de transformación, r_w es la distancia radial al punto de observación, h_1 y h_2 son las elevaciones de nivel de agua en las partes libres y confinadas, respectivamente. S_1 y S_2 son los coeficientes de almacenamiento de las zonas de comportamiento libre y confinado, respectivamente. Modificado de Moench y Prickett (1972).

Al igual que para el cálculo de caudal en el acuífero libre se determinan ciertas condiciones de funcionamiento; ausencia de extracciones anteriores, descenso total del nivel de agua, que es igual al espesor saturado de los estratos permeables; corrección de este descenso observado (Ecuación 5), se utiliza el radio de un pozo promedio de 0,15 m (15 cm) como punto de observación (r_w) y el tiempo de duración del bombeo es de 6 meses. Además, se considera que la superficie piezométrica coincida con el nivel estático de agua establecido de antecedentes (Flores y Aliaga, 2020). Con

estos datos y las propiedades hidráulicas como la transmisividad, porosidad de drenaje y coeficiente de almacenamiento se calcula el caudal con los siguientes pasos:

1. Creación de un *solver* de la Ecuación 9 para encontrar el valor de R en el tiempo de funcionamiento de 6 meses.
2. Creación de una función que calcule el descenso del nivel de agua con las ecuaciones 7 o 8, según el caso.
3. Creación de un *solver* de la Ecuación 10 (abajo) para encontrar el valor del caudal que genera un descenso hasta la base del acuífero (s_{max}) en un tiempo final (t_f) de 6 meses.

$$\text{Descenso en } t_f = s_{max}$$

Ecuación 10

El código de Python para calcular el caudal de extracción máximo en un acuífero confinado se localiza en Anexos (Código 2.2. y 2.3. del Anexo 2).

3.2. Creación de la aplicación web

La información obtenida de las campañas de terreno y las propiedades hidrogeológicas calculadas durante el gabinete se estructuran en el organigrama de la Figura 3.4. y se visualizan en el *software* ArcGis Pro. Los datos se separan en los diez sectores de continuidad hidrogeológica para una mejor visualización. Además, se construye un mapa general de la cuenca, denominado “Visualizador general”, que contiene capas de contenido principalmente hidrológico y administrativo de toda el área.

Toda la información se comparte en ArcGis *Online* y se crea una aplicación en *Building Explorer* (Figura 3.5.), que es parte de la misma red, para organizar los datos y hacerla pública. Esta permite tener mapas interactivos, en que el usuario puede activar o desactivar las propiedades que sean de interés, aumentar o disminuir la transparencia de las capas y cambiar de un mapa a otro. Además, se incluyen instrucciones como guía de uso y un glosario de los términos hidrogeológicos más ocupados. La aplicación se prueba con varios formatos que se someten a evaluación durante las

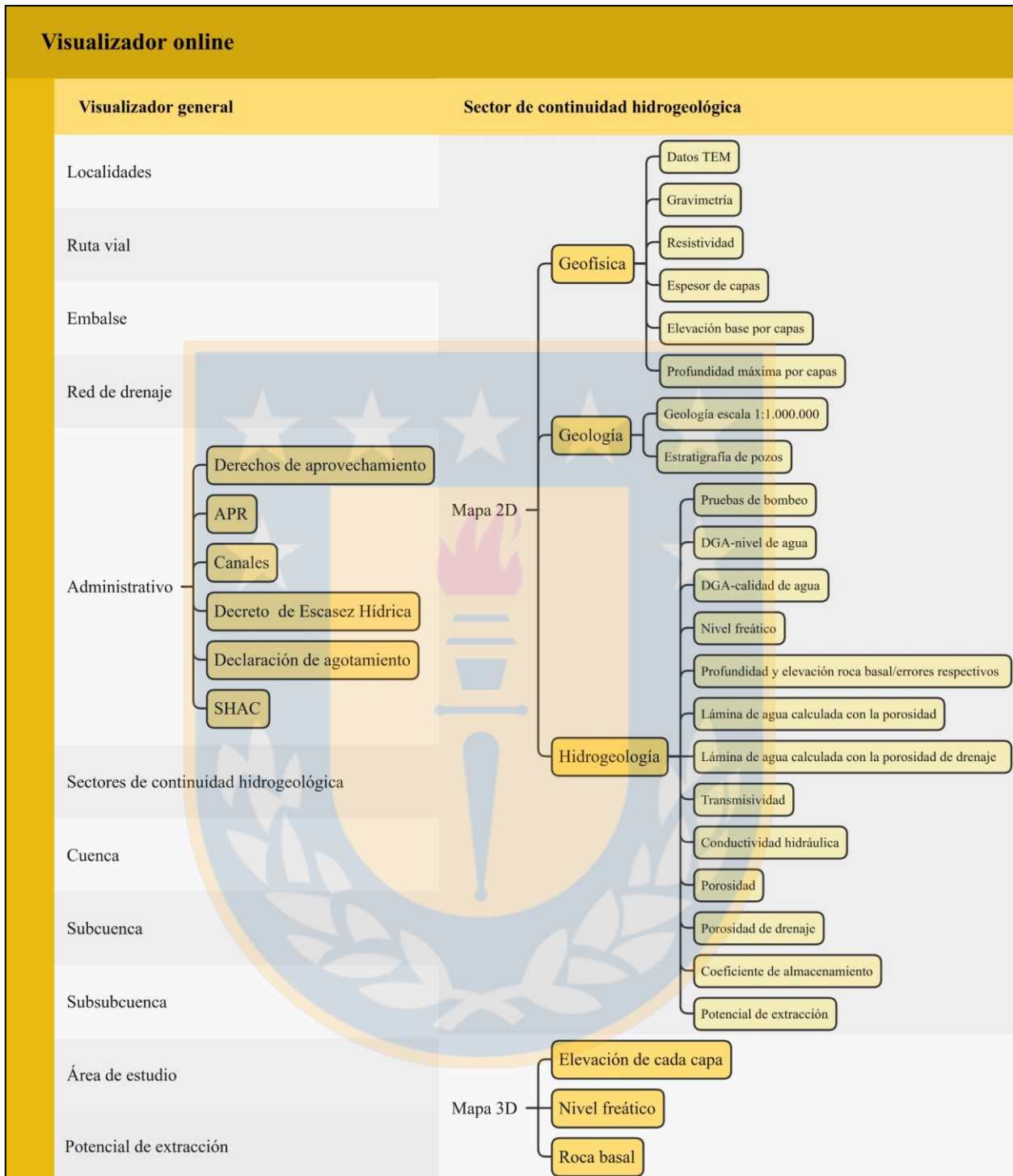


Figura 3.4. Organigrama de la aplicación web. Elaboración propia.

reuniones con los usuarios del visualizador, entre ellos la Junta de Vigilancia del río Limarí, río Grande y sus afluentes, la Dirección General de Aguas (DGA), el Ministerio de Obras Públicas

(MOP), Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas de América Latina y el Caribe (CAZALAC) y el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA).

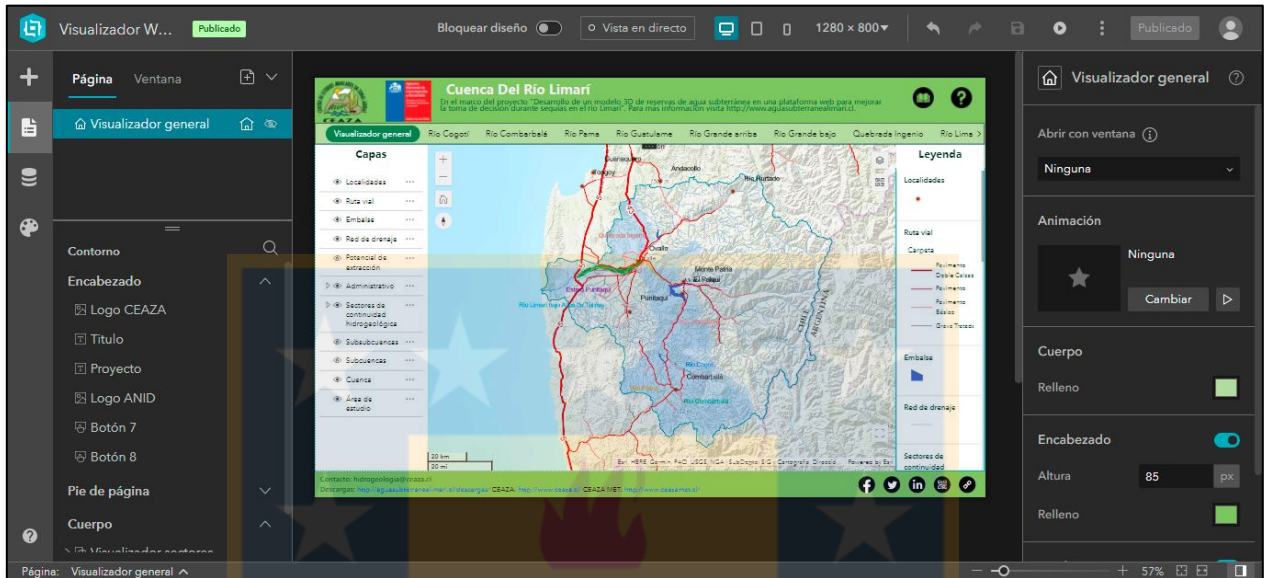


Figura 3.5. Aplicación *Building Explorer*.

La aplicación se abre en dispositivos móviles, tableta y computadores, y queda alojada en la página web del proyecto, cuyo dominio es <http://aguasubterranealimari.cl/>. Además, el visualizador puede compartirse a través de código QR y con el link <https://arcg.is/1fCT5z0>.

3.2.1. Visualizador general

El visualizador general contiene el área de estudio, las localidades, red de drenaje y ruta vial dentro de la cuenca. Además, se agrega el límite de esta, más las divisiones de subcuencas y subsubcuencas. Se incluye información administrativa como los derechos de aprovechamiento de aguas superficiales y subterráneas obtenidas hasta julio del 2021, puntos de ubicación de los Programas de Agua Potable Rural (APR) y canales de distribución. Se incorpora el Decreto de escasez hídrica definido para la región de Coquimbo y la declaración de agotamiento de aguas superficiales a escala de cuenca. Finalmente, se suma la división de la cuenca en SHAC, que se simbolizan según su estado de restricción (abierto, abierto sin disponibilidad y restricción sin disponibilidad).

Cada capa que se agrega al visualizador general y a los sectores de continuidad hidrogeológica contiene una “ventana emergente” con mayor información, que varía según la propiedad que se esté observando.

3.2.2. Visualizador de sectores de continuidad hidrogeológica

Cada sector contiene capas de carácter geofísico, geológico e hidrogeológico. Los datos geofísicos incluyen la localización de los puntos de medición TEM y gravimetría de antecedentes. Además, se agrega las resistividades eléctricas, las profundidades máximas y las elevaciones de la base de cada capa. La información geológica consiste en la ubicación de los pozos con estratigrafía utilizados para modelar la hidroestratigrafía y la geología de Chile a escala 1:1.000.000, obtenida de SERNAGEOMIN (2003). Se decide utilizar este mapa por el gran tamaño de la cuenca y la simbología de éste se simplifica al tipo de roca intrusiva, volcánica, sedimentaria y sedimentos, esto con la finalidad de mejorar la comunicación con el público esperado de la aplicación.

La información hidrogeológica corresponde a todas las propiedades calculadas por capas para cada sector. Estas son: coeficiente de almacenamiento específico, porosidad de drenaje, porosidad total, conductibilidad hidráulica, nivel piezométrico, transmisibilidad, lámina de agua calculada con la porosidad y con la porosidad de drenaje. Todos los datos se crean en archivos raster, así, los valores de cada capa están en formato pixel de tamaño 50 x 50. Además, cada una de ellas tiene asociado un error que equivale a la incertidumbre del valor, proveniente de diferentes fuentes: interpolación 2D de los modelos 1D de resistividad y el rango bibliográfico de cada propiedad para cada tipo de sedimento.

Para los sectores de continuidad hidrogeológica se incluye también un mapa de visualización 3D que permite observar las elevaciones de cada estrato definidos por el modelo de resistividad, más la profundidad del nivel piezométrico y la ubicación de la roca basal. Debido a la gran extensión de la superficie areal en comparación a las profundidades, los datos se presentan con una exageración vertical que varía según el área para mejorar la visualización.

4. RESULTADOS

4.1. Potencial de extracción

El potencial de extracción se obtiene para cada sector, analizando la presencia de uno o más acuíferos y si estos son confinados o libres. Se determina la existencia de un acuífero confinado cuando sobre el estrato permeable hay arcilla y el nivel piezométrico está en o sobre ella.

Una vez obtenido los resultados de cálculos para acuífero libre y/o confinado en cada sector, estos se suman logrando solo un caudal máximo de extracción total. Como en el proyecto se tienen rangos de transmisividad reflejando la incertidumbre sobre este parámetro, se determinan tres caudales: mínimo, promedio y máximo. En la Figura 4.1. se ilustra los valores en toda el área de estudio.

En la Figura 4.1 se observa la variación de los caudales máximos, promedios y mínimos. De manera general, los tres alcanzan valores muy altos, incluso el mínimo logra los $1,55e^{+5}$ m³/d en el sector Río Guatulame (Figura 4.1.c). La media de los tres casos es elevada; $3,08e^{+8}$ m³/d, $1,65e^{+5}$ m³/d y $5,64e^{+2}$ m³/d para el máximo, promedio y mínimo, respectivamente. En el caudal máximo (Figura 4.1.a) los sectores de Quebrada Ingenio y Río Limarí arriba de Altos de Talinay tienen los resultados más altos. En el caso del promedio, este también logra su dato mayor en el sector Río Guatulame. En Anexo 3 están los caudales obtenidos para cada Sector de Continuidad Hidrogeológica con mayor detalle.

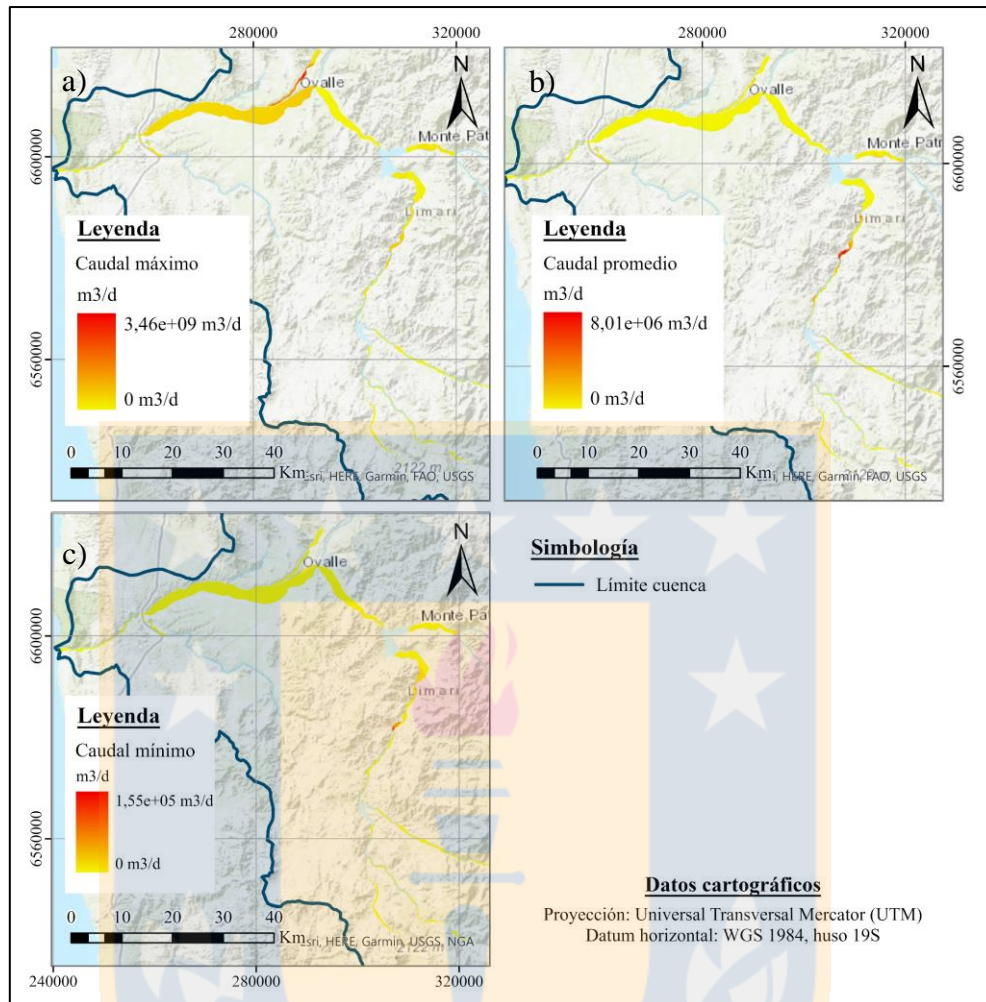


Figura 4.1. Mapas de caudales de toda el área de estudio. a) Caudal máximo. b) Caudal promedio. c) Caudal mínimo. Elaboración propia.

Producto de los altos valores obtenidos para los caudales se decide colocar en la aplicación web la normalización de estos. Primero se normalizan en un rango de 0 a 1 y se crea una escala cualitativa y relativa que varía de “Aún más bajo” hasta “Aún más alto”. Esto se realiza para la cuenca (Figura 4.2.a), que queda en el visualizador general, y para cada sector de manera independiente (Figura 4.2.b), alojados en los mapas de cada uno de ellos. El objetivo principal es ser una guía práctica a la hora de decidir un nuevo sector de extracción de agua.

En la normalización a escala de cuenca (Figura 4.2.a) se observa un mayor potencial en el centro del río Guatulame, río Grande arriba del embalse La Paloma y en quebrada Ingenio. Hacia la desembocadura el potencial disminuye a medio en el río Limarí.

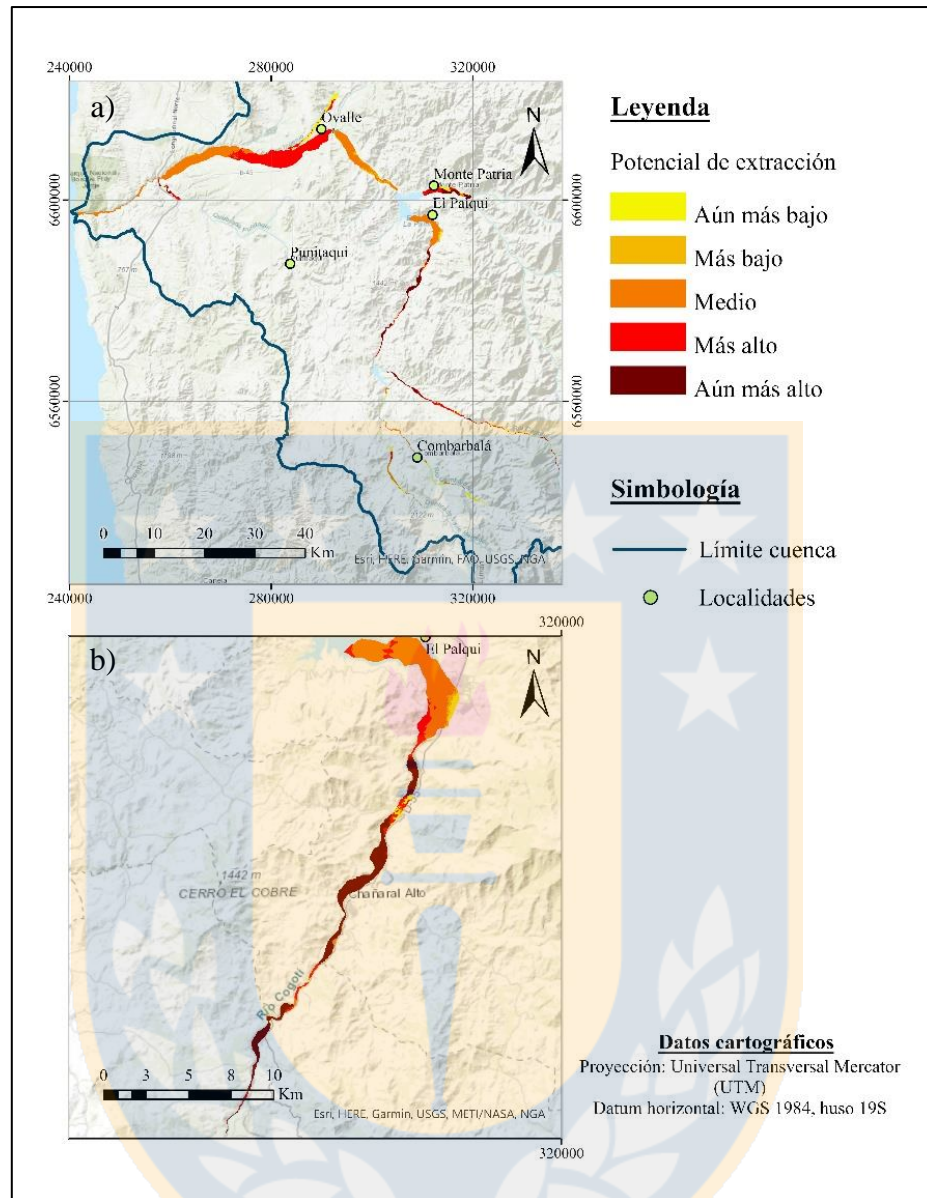


Figura 4.2. Mapas de potencial de extracción. a) Normalización a escala de cuenca. b) Normalización independiente del sector Río Guatulame. Elaboración propia.

4.2. Visualizador web

El visualizador web contiene los 9 sectores de continuidad hidrogeológica más un mapa general de la cuenca del río Limarí (Figura 4.3.). Además, es pública y disponible para todo tipo de dispositivo (Computador, tableta y celulares) en el link <https://arcg.is/1fCT5z0>. Se incluye instrucciones en las que se explica un guía general del uso de la aplicación (Figura 4.4.).



Figura 4.3. Aplicación web.



Figura 4.4. Instrucciones del visualizador web. Formato de computador.

Las instrucciones consisten en recomendar al usuario observar el Sector de Continuidad Hidrogeológica en el visualizador general, luego seleccionarlo en el menú superior y ver la información 2D y 3D disponible. Además, se sugiere mantener solo activadas las capas de interés para mejorar la velocidad de navegación.

En la esquina superior derecha del visualizador web hay 2 botones; glosario e instrucciones. El primero consiste en la definición de términos básicos de la hidrogeología, que corresponde a algunas capas presentes en los mapas de sectores de continuidad hidrogeológica, tales como: coeficiente de almacenamiento, coeficiente de almacenamiento específico, conductividad hidráulica, lámina de agua, nivel de agua, porosidad, porosidad de drenaje, resistividad y transmisividad. En la esquina inferior izquierda hay un link de descargas que corresponde a un enlace a la página web del proyecto, en la cual se puede descargar las capas de información creadas.

En el pie de página de la aplicación se agrega un correo de contacto que es el de la unidad de hidrogeología del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA). También se incluyen botones para compartir el visualizador, incluyendo un código QR.

4.2.1. Visualizador general

El visualizador general tiene capas de información a escala de la cuenca. En este mapa se puede ver los SHAC y los sectores de continuidad hidrogeológica en conjunto (Figura 4.5.). Todos los sectores están dentro de los SHAC definidos por la DGA, a excepción del SHAC Río Limarí que queda dividido en dos sectores, Río Grande bajo el embalse La Paloma y Río Limarí arriba de Altos de Talinay. Sin embargo, la división definida en el proyecto es más pequeña en área ya que están delimitados por zonas de sedimentos no consolidados cercanos a los cauces actuales.

Dentro de las capas administrativas se incluye el Decreto de zona de escasez hídrica para la región de Coquimbo, establecida el 6 de enero del 2022 con una duración de 6 meses. Este tiene por objetivo brindar herramientas para reducir los daños derivados de la sequía.

(ríos Pama, Combarbalá, Cogotí, Guatulame, Grande, Limarí, parte del estero Punitaqui y quebrada Ingenio), sin considerar todos los afluentes de la cuenca que también tienen captaciones de agua.

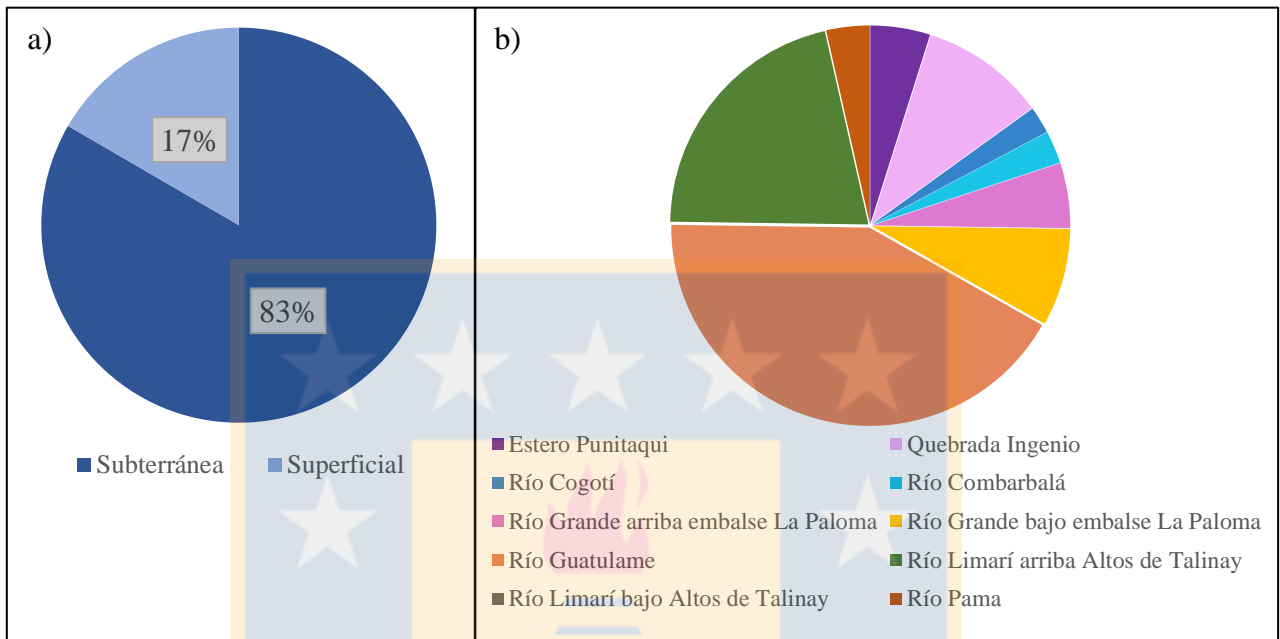


Figura 4.6. Derechos de aprovechamiento de aguas. a) En la cuenca del río Limarí. b) Derechos subterráneos en los sectores de continuidad hidrogeológica. Elaboración propia.

En la ventana emergente de los sectores de continuidad hidrogeológica (Figura 4.7.) se incluye una tabla con los volúmenes de agua almacenado calculados con la porosidad total de un lado, y con la porosidad de drenaje de otro lado. Esta última representa lo que realmente se puede extraer de un acuífero. La Tabla 4.1. muestra los valores obtenidos para el sector Río Guatulame. Los demás sectores se encuentran en Anexo 4 (Figuras 4.1. a la 4.9.).

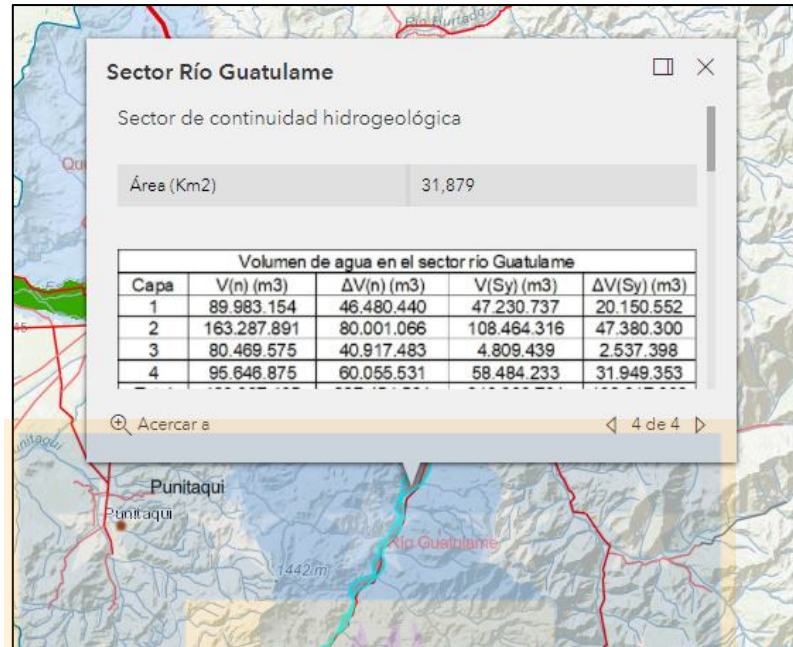


Figura 4.7. Ventana emergente con información del volumen de agua en el sector Río Guatulame.

Tabla 4.1. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Guatulame. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Guatulame				
Capa	V(n) (m ³)	ΔV(n) (m ³)	V(Sy) (m ³)	ΔV(Sy) (m ³)
1	89.983.154	46.480.440	47.230.737	20.150.552
2	163.287.891	80.001.066	108.464.316	47.380.300
3	80.469.575	40.917.483	4.809.439	2.537.398
4	95.646.875	60.055.531	58.484.233	31.949.353
Total	429.387.495	227.454.521	218.988.731	102.017.602

V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad total
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje
Δ: Error asociado

4.2.2. Visualizador de sectores de continuidad hidrogeológica

Cada Sector de Continuidad Hidrogeológica tiene asociado dos mapas; uno “2D” con información geofísica, geológica e hidrogeológica; y otro “3D” con las elevaciones de cada estrato del modelo hidroestratigráfico. En el “2D”, los estratos permeables tienen valores de coeficiente de almacenamiento, coeficiente de almacenamiento específico, porosidad total, porosidad de drenaje, conductividad hidráulica, transmisividad y láminas de agua calculada con la porosidad y con la

porosidad de drenaje. La Tabla 5.1. del Anexo 5 muestra las propiedades hidrogeológicas de cada sector. En esta se destaca en verde los datos más altos en el área de estudio. La Figura 4.8. ilustra el formato del visualizador. Todas las capas tienen asociadas errores que se encuentran en la aplicación, en el caso de la conductividad hidráulica y la transmisividad, estas contienen 3 ráster con información; mínimo, promedio y máximo.

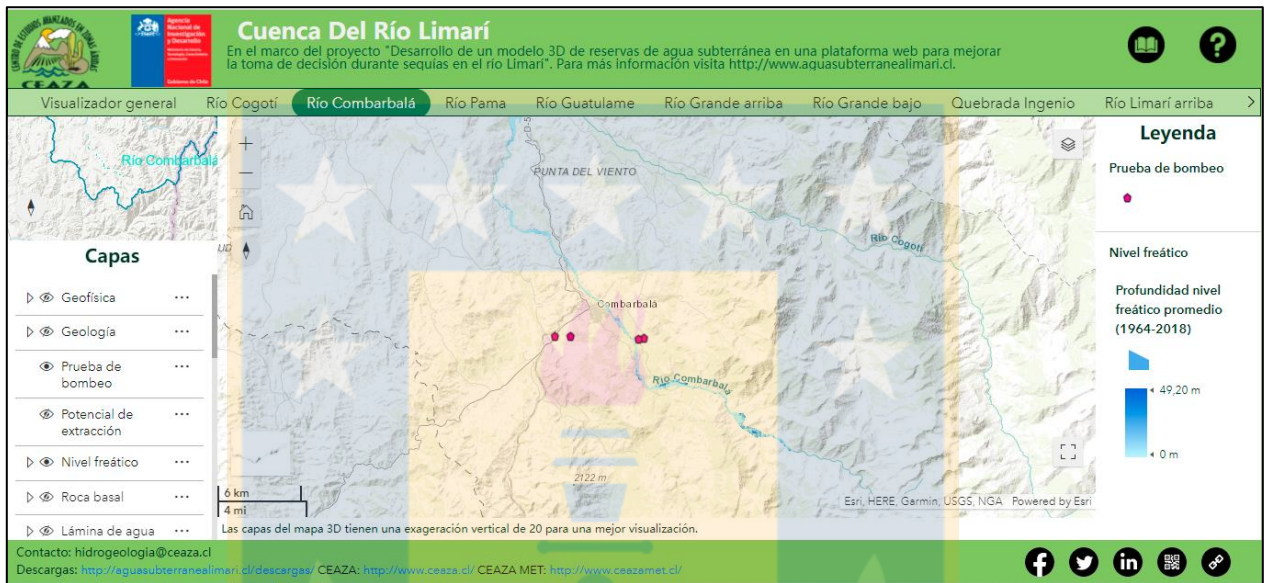


Figura 4.8. Mapa “2D” del sector Río Combarbalá.

Además, al visualizador de sectores se agrega algunas propiedades para la totalidad del relleno sedimentario. La Figura 4.9. ilustra estas capas para el sector Río Guatulame, que son la transmisividad (Figura 4.9.a) y la columna de agua total calculada con la porosidad y con la porosidad de drenaje (Figura 4.9.b y c, respectivamente). Su cálculo se obtiene a partir de la sumatoria de la propiedad de cada estrato en cada sector.

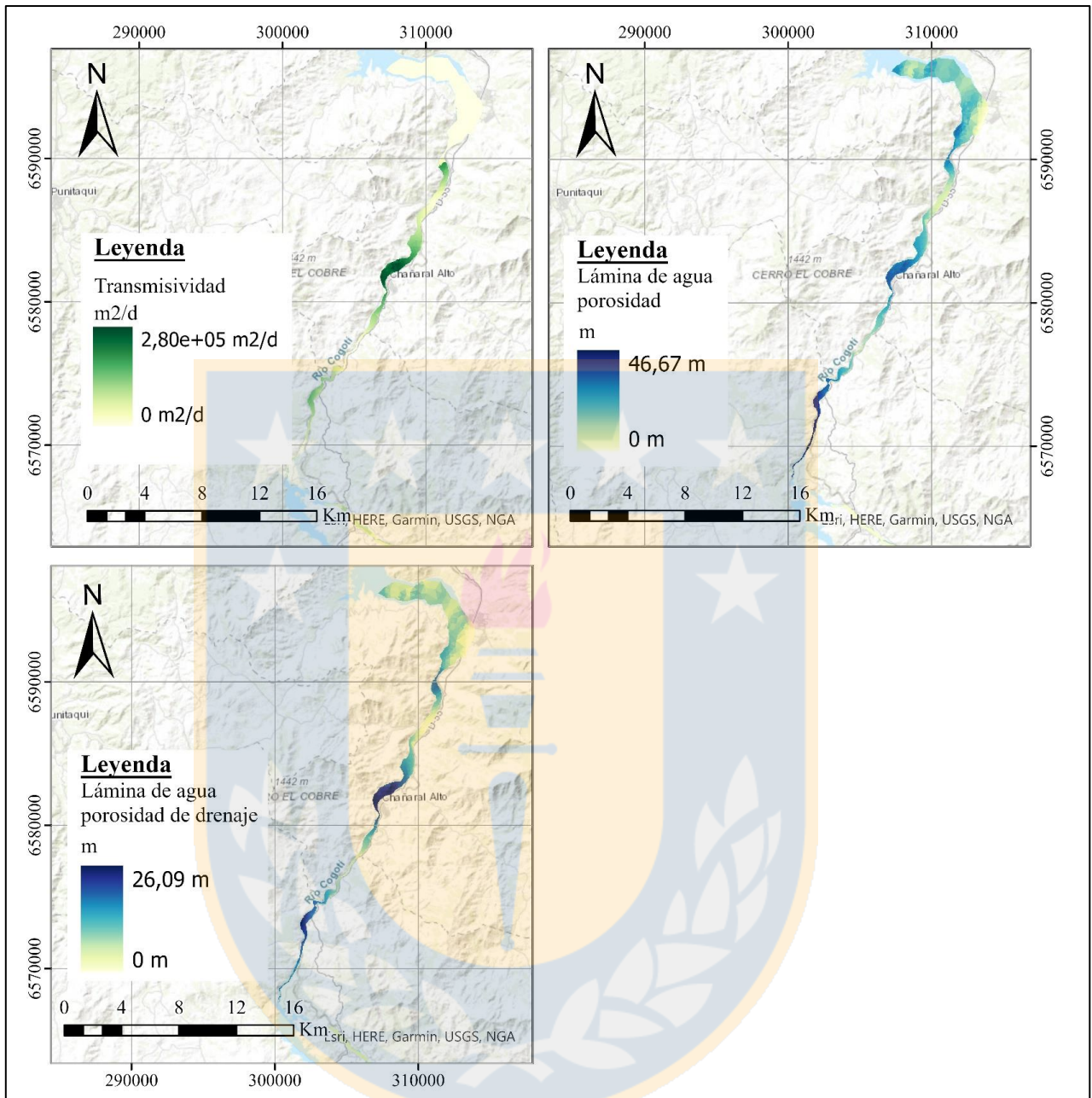


Figura 4.9. Mapas de propiedades hidrogeológicas del sector río Guatulame. a) Transmisividad media. b) Lámina de agua calculada con la porosidad. c) Lámina de agua calculada con la porosidad de drenaje. Elaboración propia.

De antecedentes se obtiene la profundidad del nivel piezométrico promedio entre los años 1964 y 2018 (Flores y Aliaga, 2020) y de la roca basal (López y otros, 2019). En la Figura 4.10.a se ve que la profundidad del agua alcanza los valores más altos en los límites de los sectores y el punto más profundo se encuentra en el sector Río Limarí arriba de Altos de Talinay. Esta propiedad tiene un promedio de 7,66 m y una mediana de 5,67 m. La profundidad de la roca basal (Figura 4.10.b)

varía de 0 hasta los 770,88 m en el sector Río Limarí arriba de Altos de Talinay, con una media de 154,61 m y una mediana de 101,67 m.

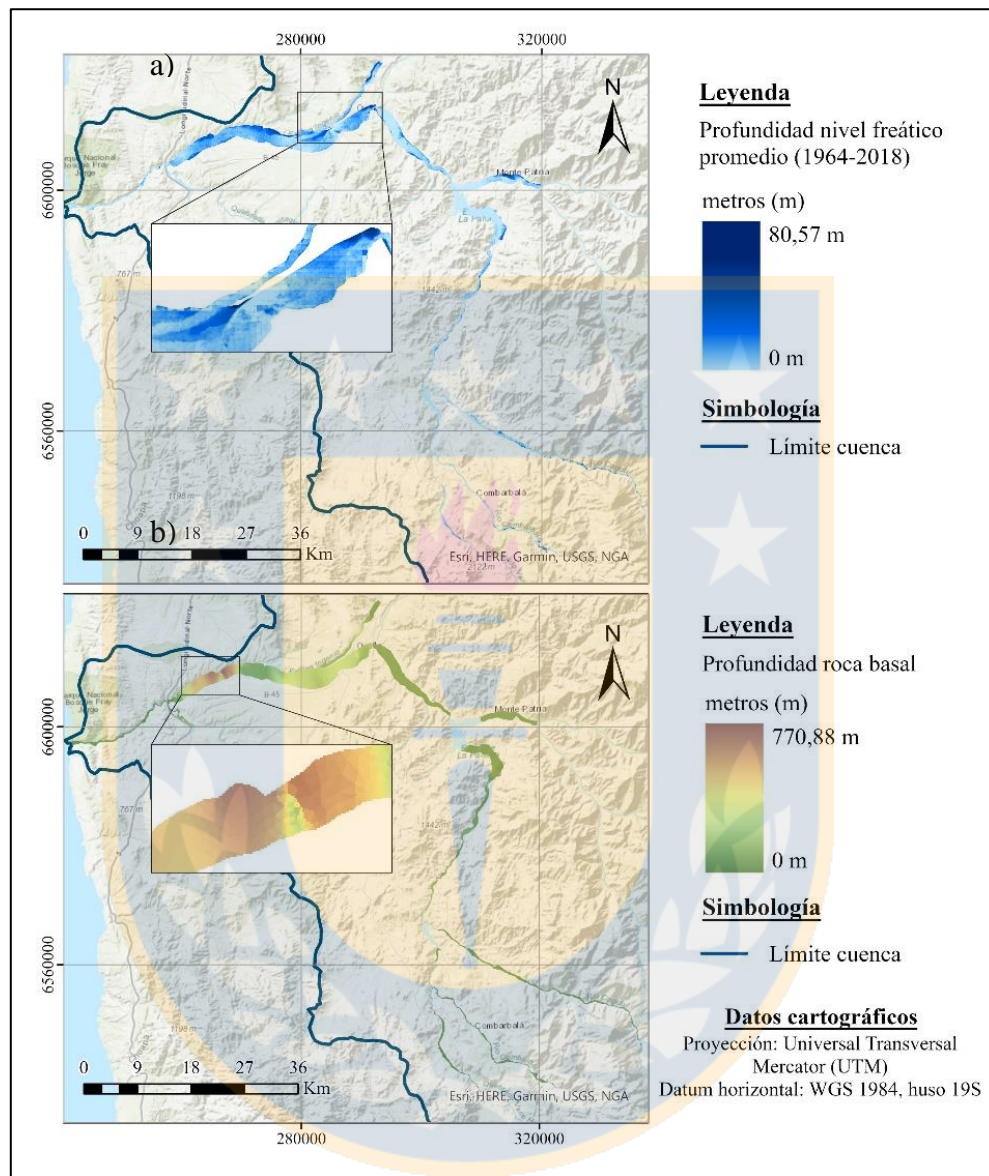


Figura 4.10. Mapas de información de antecedentes. a) Profundidad nivel de agua promedio (1964-2018). b) Profundidad roca basal. Elaboración propia.

Para el mapa con las propiedades hidrogeológicas se incluye una ventana emergente en cada capa que permite ver el valor del pixel. A modo de ejemplo, en la Figura 4.11. se ve el dato de la profundidad del nivel piezométrico promedio para un punto en específico del sector Río Grande arriba del embalse La Paloma.

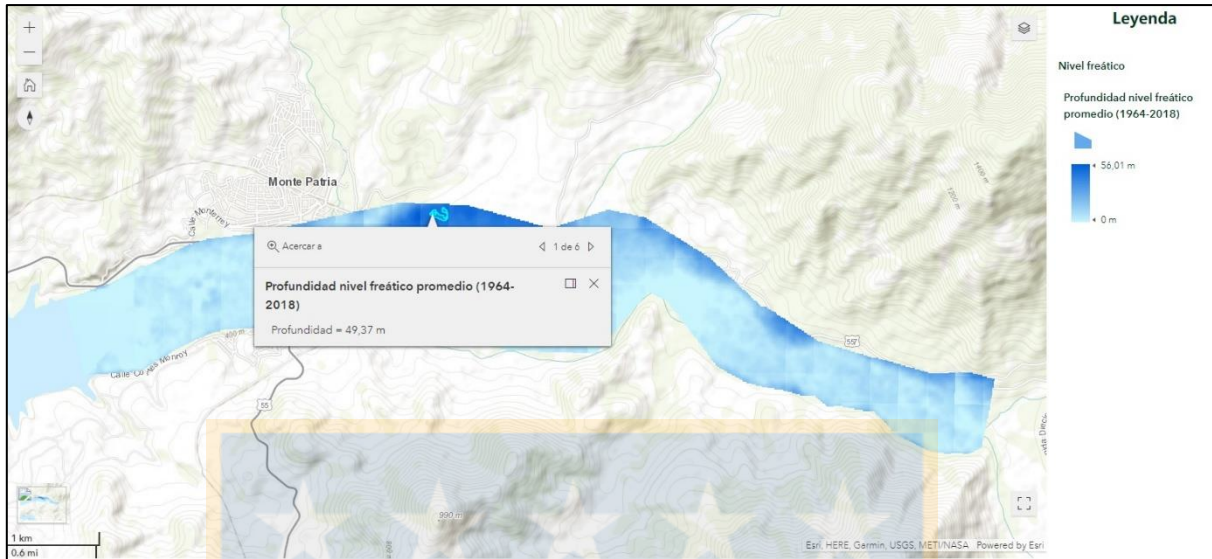


Figura 4.11. Ventana emergente de la profundidad del nivel piezométrico en un pixel del sector Río Grande arriba del embalse La Paloma.

El mapa “3D” permite observar las elevaciones de cada estrato más la profundidad del nivel piezométrico y la ubicación de la roca basal. La Figura 4.12. muestra la visualización del sector Río Grande arriba embalse La Paloma.

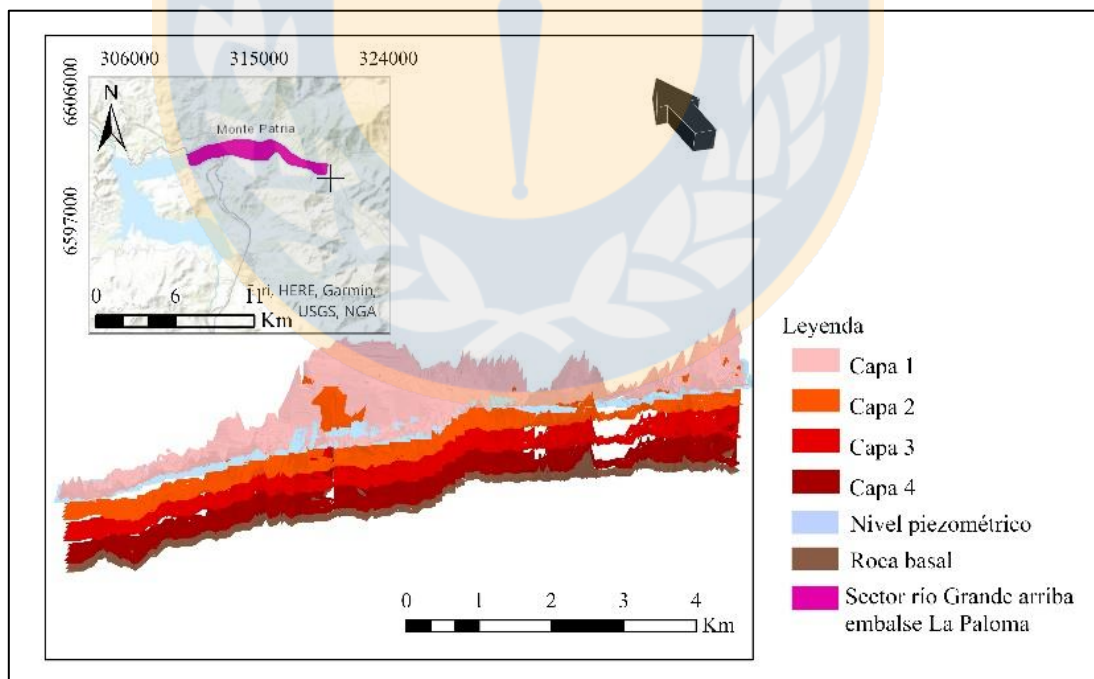


Figura 4.12. Mapa 3D con las elevaciones de cada capa del sector Río Grande arriba embalse La Paloma. El mapa tiene una exageración vertical de 20. Elaboración propia.

Se agrega al visualizador estaciones con monitoreo del nivel de agua subterránea de la DGA. Con la información histórica de estos puntos se obtuvo un gráfico de la profundidad del nivel piezométrico a lo largo del tiempo. La Figura 4.13. muestra la pendiente de tendencia de una estación del Sector Río Grande arriba del embalse La Paloma. Para este caso el promedio del nivel de agua es de 1,97 m de profundidad.



Figura 4.13. Gráfico con la tendencia de la profundidad del nivel piezométrico, entre 1975 y 2016. Elaboración propia.

5. DISCUSIÓN

5.1. Estado actual de los acuíferos

El modelo hidroestratigráfico del proyecto consiste en caracterizar la variación del tipo de litología hacia profundidad y a lo largo de la cuenca. La división en sectores de continuidad hidrogeológica es consistente con la variación geomorfológica y coincide mayoritariamente con los sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común definidos por la DGA.

Con las columnas hidroestratigráficas (Figura 2.8.) se puede ver que, desde la cordillera de los Andes hacia la desembocadura hay un aumento en el espesor del relleno sedimentario, alcanzando los 770 metros en el río Limarí, según el modelo de Flores y Aliaga (2020). Esto puede ser reflejo del tipo de depósito que se encuentra en la cuenca; relleno sedimentario de terrazas marinas y fluviales, de gran potencia, con predominio de material de grano fino en la parte baja de la cuenca, mientras que en los valles hacia la cordillera abundan los sedimentos coluviales y aluviales, menos compactados y de grano más grueso (de Pasquale y otros, 2022). Además, se identifican estratos de arcilla y/o limo que podrían delimitar acuíferos confinados.

Se define la presencia de acuíferos confinados en los ríos Cogotí, Combarbalá, Guatulame, Grande y Limarí, más el estero Punitaqui. Es decir, a lo largo de toda la cuenca la arcilla delimita dos acuíferos, uno libre y otro confinado.

Con las propiedades hidrogeológicas para cada estrato en cada división de la cuenca se puede analizar en mayor detalle la variación de estas. En la cordillera de los Andes, con los ríos Pama y Combarbalá, la transmisividad no es tan alta (variaciones de 0 a $3,20 \times 10^3$ m²/d para el río Pama y 0 a $2,77 \times 10^3$ m²/d en el río Combarbalá) a causa del menor espesor de los estratos y que se componen principalmente de arenas con un porcentaje de arcillas. Esto se puede relacionar al origen del depósito, de tipo aluvial y fluvial, respectivamente (Rivano y Sepúlveda, 1996). Además, ambos afluentes tienen un gran aporte de roca basal meteorizada producto de un conjunto de fallas menores que cortan el curso del cauce (de Pasquale y otros, 2022). El río Cogotí posee mayor transmisividad que los ríos anteriores (alcanza un promedio de $8,58 \times 10^4$ m²/d) ya que tiene un

estrato de grava, sin embargo, este es de poca potencia (11,44 a 15,33 m). El material de grano más grueso proviene el aporte de sedimentos aluviales recientes que transporta este río (Rivano y Sepúlveda, 1996). En general, para estos tres sectores la lámina de agua aumenta hacia el embalse Cogotí, esto puede ser producto del acarreo de sedimentos de los ríos desde las partes más altas de la cordillera y depositar en su desembocadura.

El río Guatulame presenta la mayor transmisividad de la cuenca, alcanzando $2,50 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{d}$ en su estrato 2 compuesto de gravas y arena. Además, esta tiene espesores de 90 m, aproximadamente con su mayor potencia en las partes más sinuosas del río, lo que puede relacionarse a los lugares donde un río meandro tiende a sedimentar su carga. Este es el único río que va norte - sur y solo se encuentra en la unidad geomorfológica de cordones transversales. Además, el curso de agua pasa por rocas en su mayoría de tipo continental – sedimentario que son parte de la Formación Quebrada Marquesa (Coloma y otros, 2020). Este sector, al igual que los ríos anteriores, tiene una lámina de agua mayor cerca del embalse Cogotí.

El río Grande queda dividido por el embalse La Paloma. Sin embargo, en ambos sectores, según sus columnas hidroestratigráficas, existe un estrato con arcilla que divide dos unidades más permeables. Abajo del embalse esta capa arcillosa aumenta su potencia quedando claramente definido dos acuíferos. La diferencia en el espesor de la capa de material fino es producto de la presencia del embalse, ya que luego de este la capacidad de transporte del río es menor que el suministro de sedimentos disponible, se puede esperar que el canal acumule y deposite el material (Grant y otros, 2003).

Quebrada Ingenio se destaca por tener una lámina de agua calculada con la porosidad de 105,00 m en un sector. Esto es producto del estrato 5 compuesto de arena más grava, y de la potencia de los sedimentos que logran los 230 m. Sin embargo, esto ocurre en una parte pequeña del área. Esta gran potencia de la capa de gravas proviene de la Formación Confluencia compuesta de conglomerados, brechas y areniscas de origen fluvial, aluvional y lacustre (Coloma y otros, 2020).

El río Limarí queda dividido por la cordillera de la Costa. La diferencia entre ambos sectores es evidente; arriba de Altos de Talinay la superficie areal como la profundidad de la roca basal (Figura

4.10.) son mayores. Esto es producto de la gran potencia de los sedimentos, que alcanza un máximo de 770,88 m (Hidrogestión, 2021). La lámina de agua obtenida con la porosidad también tiene sus datos más altos en este sector ya que esta propiedad se calcula como el producto del espesor saturado y la porosidad. Bajo la cordillera el cauce se angosta y el espesor saturado disminuye considerablemente a causa de la composición plutónica de la roca basal formada por los Intrusivos monzodioríticos – granodioríticos y el Complejo Plutónico Altos de Talinay (Coloma y otros, 2020).

La desembocadura del estero Punitaqui también tiene un estrato arcilloso que divide dos acuíferos. Además, el acuífero confinado es de sedimentos de tamaño grava lo que permite una buena transmisividad para este sector ($2,69 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{d}$).

Para cada uno de los sectores se calculó el volumen de agua con la porosidad total y con la porosidad de drenaje. Es última tiene los valores más altos en el río Limarí, arriba de Altos de Talinay, con un volumen total de $753.826.641 \pm 453.403.010 \text{ m}^3$. Esto se debe a la gran profundidad de la roca basal establecida por López y otros (2019). Le sigue el río Guatulame con un volumen de $218.988.731 \pm 102.017.602 \text{ m}^3$, producto del gran espesor de los estratos 2 y 4, compuestos de arena y gravas. Por lo tanto, para el caso del volumen, la potencia y el tipo de sedimento juegan un rol importante.

5.2. Potenciales extracciones adicionales

El potencial de extracción queda definido por el caudal máximo a extraer. En la cuenca el valor promedio mayor se encuentra en el río Guatulame. Esto es producto de la suma de dos factores, la presencia de dos estratos con mayor contenido de grava y la gran potencia de estas capas. En el río Limarí existe un gran espesor de los sedimentos, muy superior al río Guatulame. Sin embargo, la potencia de los estratos compuestos de arena y grava no son tan grandes, por lo que el potencial de extracción no alcanza valores altos. Esto permite identificar la relevancia de la transmisividad del material, por sobre el espesor de los sedimentos.

Para el caso del caudal máximo la quebrada Ingenio tiene los valores más altos (Figura 4.1.a). Esto es producto de los parámetros utilizados para calcular los máximos y los mínimos (Figuras 1.10. - 1.12. del Anexo 1). La fórmula considera los espesores saturados más o menos dos desviaciones estándar para el caudal máximo o mínimo, respectivamente. Como este sector alcanza grandes espesores en partes de su área, el caudal máximo supera al río Guatulame.

En caudal mínimo en la mayor parte de la cuenca (Figura 4.1.c) es cero ya que, para el cálculo de los valores alguna de las propiedades utilizadas (espesores, transmisividad, porosidad de drenaje en acuífero libre o coeficiente de almacenamiento en acuífero confinado) eran cero. Esto ocurre producto de varios factores; uno de ellos proviene del método que se usa para calcular este valor mínimo que es la sustracción de dos desviaciones estándar del dato, y la otra viene al momento de definir las variables que se emplearan para obtener el caudal máximo, una de ellas es la delimitación del cálculo solo para los espesores saturados mayores a 1×10^{-3} m, con la finalidad de simplificar el código (Figuras 2.1. y 2.2. del Anexo 2). Sin embargo, el río Guatulame, al tener gran espesor y alcanzar transmisividades altas, logra valores de caudal mínimo elevados ($1,55 \times 10^{+5} \text{ m}^3/\text{d}$).

En general, los caudales obtenidos tienen valores muy elevados. Esto puede ser debido a varias causas. La principal proviene de la descripción litológica en los pozos estratigráficos que tiende a ser general sin mayor caracterización. Un ejemplo de esto es la definición de un estrato de grava, sin incluir el tipo de matriz, cemento, texturas ni porcentaje de partículas más finas (arcilla) que podrían controlar la conductividad hidráulica del medio. De esta causa deriva la determinación de estratos compuestos solo con sedimentos de tamaño grueso, que vienen de la interpolación de la resistividad con los datos de pozos estratigráficos presentes en la cuenca. Otra variable es la escasa información estratigráfica de pozos. Finalmente, los valores bibliográficos de conductividad hidráulica para los diferentes tipos de sedimentos también tienen relevancia. Estos datos tienen un gran rango de valores y no son representativos de la situación de cada capa. Esto último se puede verificar con la comparación de las transmisividades calculadas en el marco del proyecto y las obtenidas de las pruebas de bombeo presentes en la cuenca (Figura 5.1.).

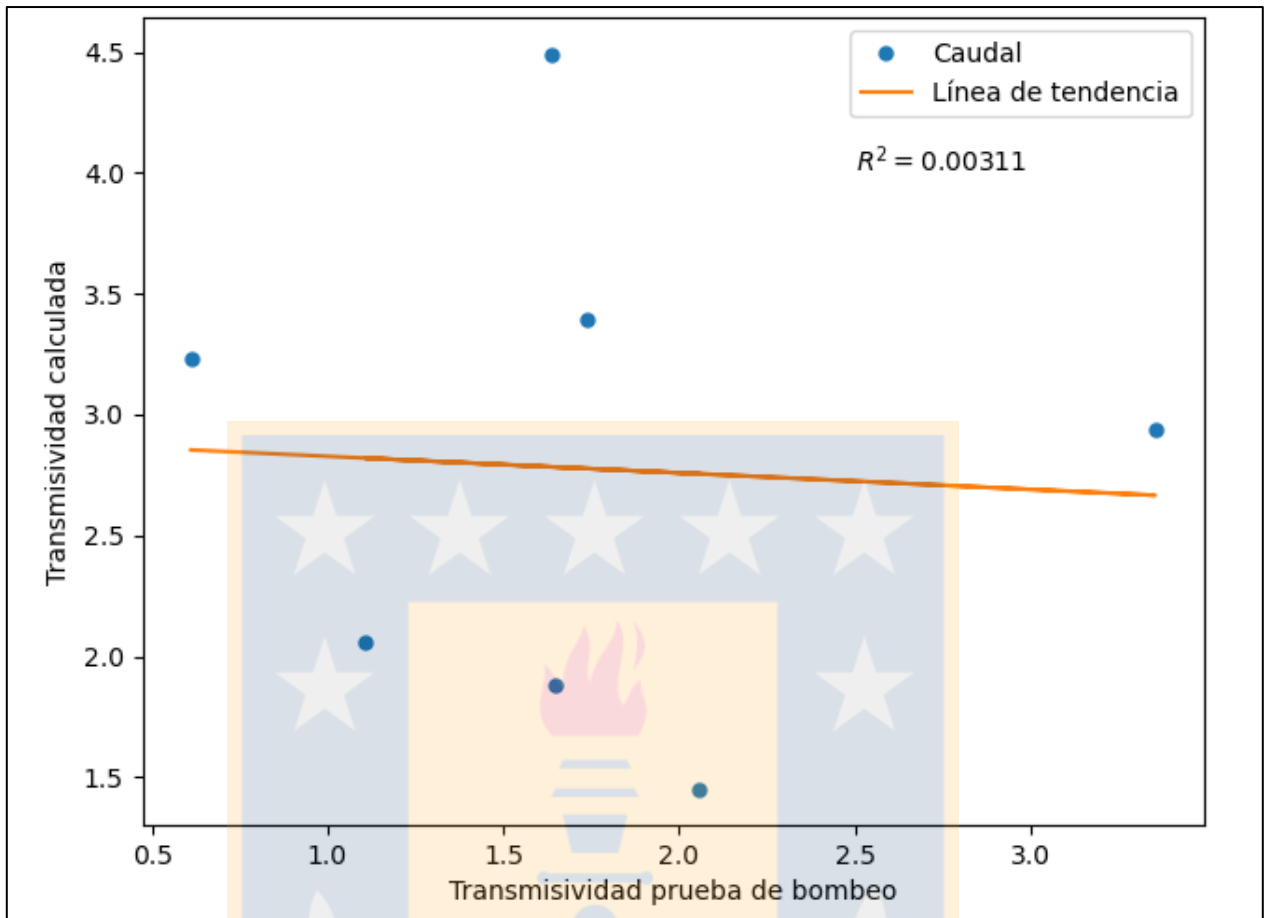


Figura 5.1. Comparación entre transmissividades en las pruebas de bombeo y las calculadas en el proyecto, en escala logarítmica. Elaboración propia.

En esta figura no se logra observar una correlación entre los datos. Esto puede responder al origen bibliográfico de los valores de conductividad hidráulica usados en este proyecto en combinación con la caracterización litológica demasiado general, es decir, sin incluir el tipo de matriz, mientras que esta controla mucho de la conductividad hidráulica efectiva. También se puede ver la escasa cantidad de pruebas de bombeo dentro del área de estudio.

Los caudales calculados se pueden comparar con los derechos de aprovechamiento de aguas subterráneas que han sido declarados en el área de estudio, los cuales son mucho más numerosos que las pruebas de bombeo, por lo tanto, se puede esperar una mejor representatividad. La Figura 5.2. muestra un gráfico que relaciona los caudales calculados con los otorgados en los puntos correspondientes. Se puede observar que, desafortunadamente, no existe tampoco una correlación entre estos datos. Esto se podría originar en las variables explicadas anteriormente. Además,

pueden existir diferencias significativas entre los caudales otorgados y los caudales realmente factibles en los puntos correspondientes.

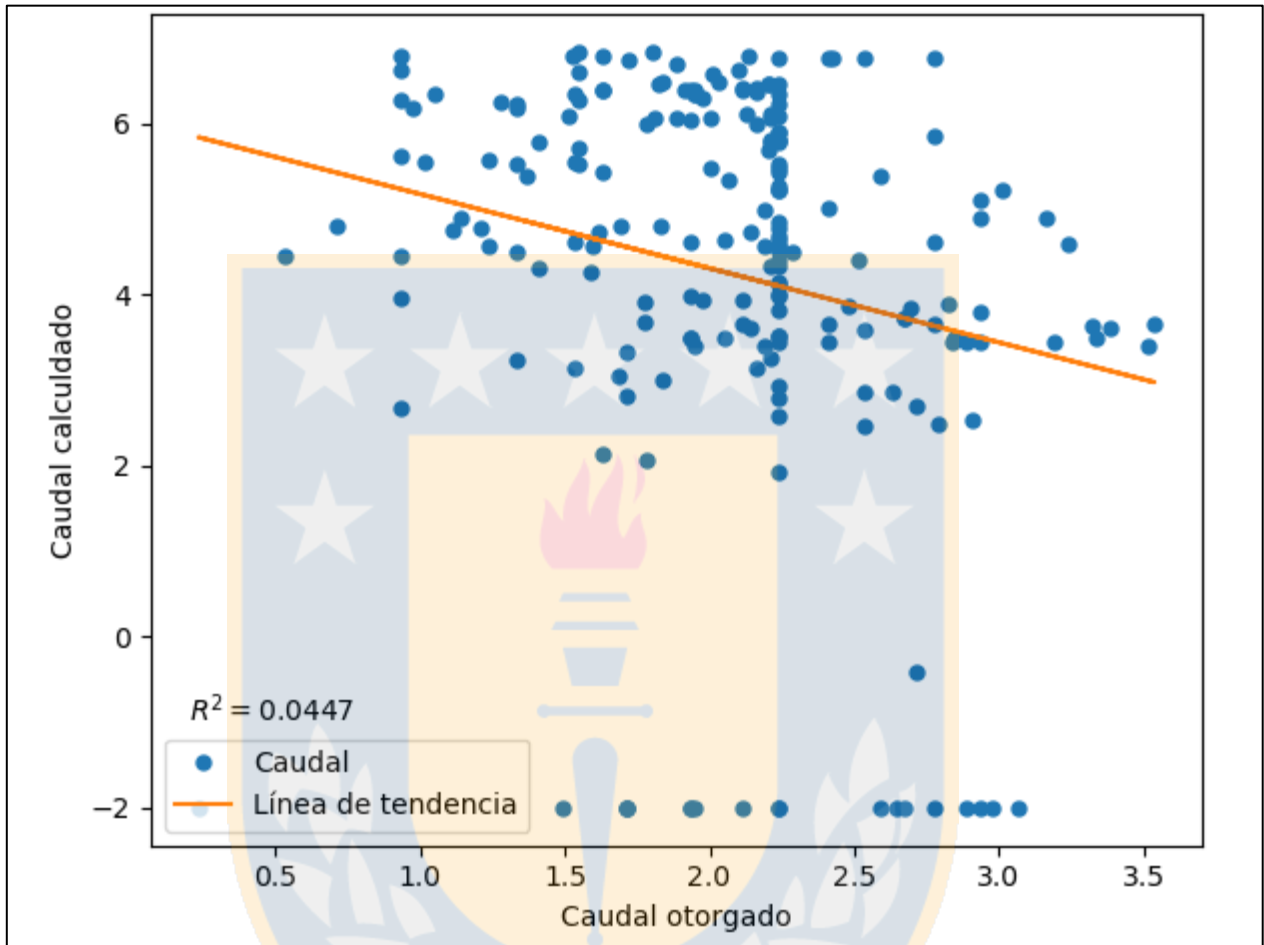


Figura 5.2. Gráfico comparativo entre caudales otorgados versus los calculados en el área de estudio, en escala logarítmica. Elaboración propia.

5.3. Aplicación en línea

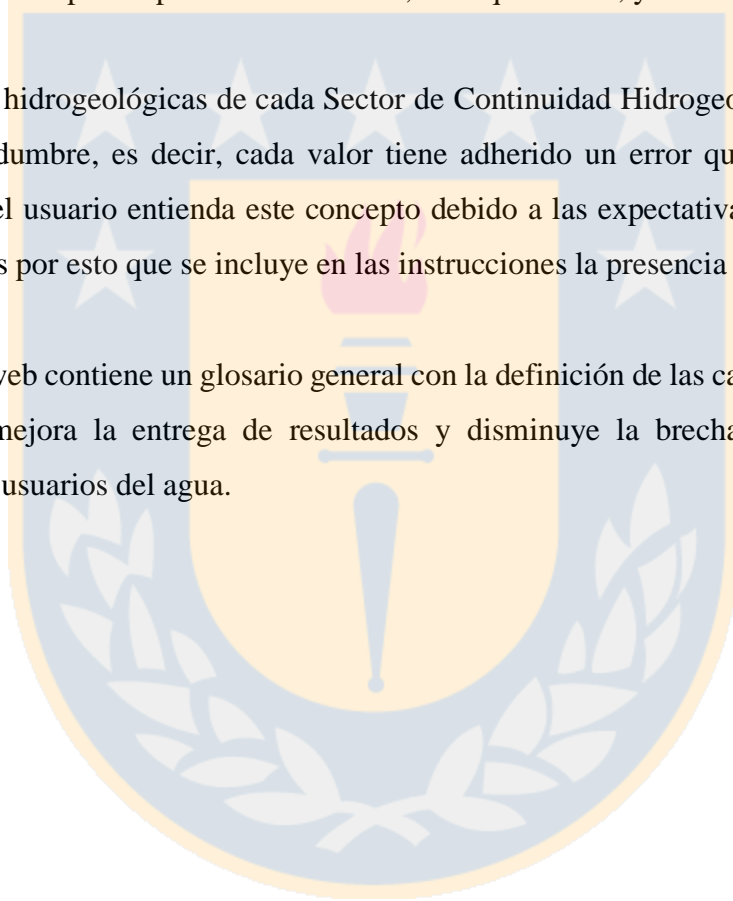
La aplicación web es una herramienta para compartir información de manera interactiva con todos los usuarios de aguas de la cuenca del río Limarí. Al ser pública y en línea permite el acceso a los mapas cada vez que sea necesario. El visualizador logra recopilar datos de diversas clases, como por ejemplo el visualizador general, que contiene capas de tipo administrativo y de hidrogeología. Los sectores de continuidad hidrogeológica tienen capas de carácter geofísico, geológico e

hidrogeológico. La posibilidad de observar los diferentes datos en un mapa posibilita un análisis más completo de las condiciones hidrogeológicas presentes en la cuenca.

La aplicación web también contiene una guía básica de uso una vez que se abre por primera vez. Como el visualizador tiene gran cantidad de información la calidad de la navegación depende de la velocidad de internet de cada usuario. Es por esto que en las instrucciones se recomienda solo activar las capas de interés. Además, los mapas de los sectores de continuidad hidrogeológica se inician solo con las capas de pruebas de bombeo, si es que tienen, y el nivel de agua promedio.

Las propiedades hidrogeológicas de cada Sector de Continuidad Hidrogeológica tienen asociadas capas de incertidumbre, es decir, cada valor tiene adherido un error que es parte del dato. Es importante que el usuario entienda este concepto debido a las expectativas que pueden provocar los resultados. Es por esto que se incluye en las instrucciones la presencia de estas capas.

El visualizador web contiene un glosario general con la definición de las capas de información que presenta. Esto mejora la entrega de resultados y disminuye la brecha comunicacional entre investigadores y usuarios del agua.



7. CONCLUSIONES

Toda la información recopilada para este estudio, tanto de antecedentes como del modelo hidroestratigráfico creado en el proyecto permiten una mejor caracterización hacia profundidad, identificando estratos de diferentes litologías, y que presentan variaciones en las propiedades hidrogeológicas de cada una de ellas. Esto se agrupa en diez sectores de continuidad hidrogeológica, los cuales abarcan toda la geomorfología de la cuenca. Estas zonas son similares a los SHAC definidos por la DGA.

En la mayoría de los sectores de continuidad hidrogeológica se determina la presencia de un estrato de arcilla que puede actuar como acuitardo o acuífugo delimitando dos acuíferos. Esta capa arcillosa alcanza su máximo espesor en el río Limarí arriba de Altos de Talinay.

El río Guatulame tiene un gran espesor de sedimentos de grava y arena, lo que se refleja en la gran transmisividad de esta zona ($2,50 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{d}$). Esta propiedad es fundamental para calcular el potencial de extracción (Shandilya y otros, 2022).

El potencial de extracción se determina como el caudal máximo a extraer si desciende todo el espesor saturado de agua en un tiempo de 6 meses. En la cuenca, los valores son relativamente altos debido a: la presencia de grandes potencias de gravas en algunos sectores de la zona de estudio; las escasas descripciones de sedimentos en los pozos actuales que no incluyen el tipo de matriz; y los valores bibliográficos de las propiedades que no representan la variedad de sedimentos presentes en terreno. A pesar de eso, se espera que el análisis comparativo de los caudales sea una buena herramienta para elegir nuevos sectores de extracción de agua. Es por eso por lo que se decidió presentar los resultados de forma normalizada en el visualizador web. Sin embargo, la falta de correlación al comparar los resultados con pruebas de bombeo y con caudales otorgados no permitió tampoco validar esta aproximación. Por lo tanto, los resultados deben ser utilizados con precaución y se recomienda estudios adicionales tales como cartografías hidrogeológicas aumentando la base de datos de pruebas de bombeo, para mejorar y validar esta capa de información.

La aplicación en línea, interactiva y publica de toda la información recopilada, se divide en un mapa general de la cuenca y en mapas de los sectores de continuidad hidrogeológica. Este visualizador permite que usuarios del agua en la cuenca, investigadores y organizaciones de mayor rango puedan obtener la misma información mejorando la interacción entre estos, lo que es clave en tiempos actuales de sequía.



8. REFERENCIAS

ASTUDILLO, F. 2011. Controles determinantes en la geoquímica y mineralogía de los sedimentos fluviales activos en la cuenca Del Río Limarí - IV Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito):164 pp. Santiago.

BATU, V. 1998. Aquifer Hydraulics: A Comprehensive Guide to Hydrogeologic Data Analysis. John Wiley and sons: 752 pp. Nueva York.

CHRISTIANSEN, A. V.; AUNKEN, E. & SØRESEN, K. 2009. The transient electromagnetic method. Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology. Reinhard Kirsch editor. Springer: 179 – 225. Berlin.

COLOMA, F.; ÁLVAREZ, J.; CREIXELL, C.; EMPARÁN, C.; SALAZAR, E. & CALDERÓN, M. 2020. Geología de las áreas Ovalle y Peña Blanca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. N°. 208 - 209: 115 pp. Santiago.

DECRETO N°4. 2022.[Ministerio de Obras Públicas]. Por el cual se declara zona de escasez hídrica a Región de Coquimbo. 24 de enero de 2022.

DENTITH, M. & MUDGE, S. T. 2014. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. Cambridge University Press: 454 pp. Reino Unido.

DE PASQUALE, G.; BRESCIANI, E.; VALOIS, R. & ALVAREZ, P. 2022. Characterization of Valley - Fill Alluvial Aquifers in Plutonic and Volcanic Semi - arid Andes Using Electromagnetic Methods: The Case of the Limarí Catchment (Chile). *Frontiers in Water*. Vol. 4: 24 pp.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad cuenca Del Río Limarí: 137 pp.

DOMENICO, P. & MIFFLIN, M. 1965. Water from low-permeability sediments and land subsidence. *Water Resources Research*. Vol. **1** (4): 563 – 576.

DOMENICO, P. & SCHWARTZ, F. 1990. Physical and chemical Hydrogeology. John Wiley and sons: 528 pp. Nueva York.

EMPARAN, C. & PINEDA, G. 2006. Geología del Área Andacollo - Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. N°. 96: 85 pp. Santiago.

FITTERMAN, D. V. & STEWART, M. T. 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*. Vol. **51** (4): 995 – 1005.

FLORES, C. & ALIAGA, M. 2020. Diagnóstico del estado hidrogeológico de la cuenca del Limarí. Dirección General de Aguas. División de estudios y planificación. SDT N°. 427: 46 pp. Santiago.

FREEZE, R. & CHERRY, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall, Inc: 624 pp. Nueva Jersey.

GRANT, G. E.; SCHMIDT, J. C. & LEWIS, S. L. 2003. A geological framework for interpreting downstream effects of dams on rivers. *Water Science and Application*. Vol. **7**: 209 - 225.

HEATH, R. 1983. Basic ground-water hydrology. Water - Supply Paper 2220. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey: 86 pp. Denver, Colorado.

HIDROGESTIÓN. 2021. Análisis hidrogeológico para alternativas de ubicación de pozos en acuíferos cuenca río Limarí con modelación existente para explotación de aguas subterráneas en sequía. Informe técnico para Innova Chile. CORFO (Inédito): 291 pp.

HUANG, B.; XIONG, D. & LI, H. 2004. An integrated approach to real-time environmental simulation and visualization. *Journal of Environmental Informatics*. Vol. **3** (1): 43 - 50. Canadá.

KRUSEMAN, G. P. & RIDDER, N. A. 1994. Analysis and Evaluation of pumping test data (2nd ed). International Institute for Land Reclamation and Improvement. Vol. **47**: 372 pp. Países Bajos.

LESMES, D. & FRIEDMAN, S. 2005. Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils. Hydrogeophysics. Water Science and Technology Library. Rubin Y. & Hubbard S.S. (editores). Springer, Dordrecht: 201 – 213. Países Bajos.

LÓPEZ, L.; DONOSO, C.; HUERTA, S.; CIFUENTES, J. L. & FUENTES, F. 2019. Geometría de la cuenca Del Río Limarí, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-19-79: 118 pp. Santiago.

MEZA, L.; CORSO, S. & SOZA, S. 2010. Gestión del riesgo de sequía y otros eventos climáticos extremos en Chile. Organización de la Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Documento técnico: 128 pp.

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (MOP). 1978. Investigación de recursos hidráulicos IV Región (Proyecto CHI-535): catastro de pozos IV Región. Ministerio de Obras Públicas y Transportes. Dirección General de Aguas. Departamento de Hidrogeología: 96 pp. Chile.

MOENCH, A. F. & PRICKETT, T. A. 1972. Radial flow in an infinite aquifer undergoing conversion from artesian to water table conditions. *Water Resources Research*. Vol. **8** (2): 494 - 499.

MORRIS, D. & JOHNSON, A. 1967. Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials as analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey, 1948 - 60. Water-Supply Paper 1839 - D. Geological Survey: 46 pp. Denver, Colorado

NÚÑEZ COBO, J. & VERBIST, K. 2018. Atlas de Sequía de América Latina y el Caribe. UNESCO Y CAZALAC: 204 pp.

PIZARRO, R.; GARCIA - CHEVESICH, P. A.; MCCRAY, J. E.; SHARP, J.O.; VALDÉS - PINEDA, R.; SANGÜESA, C.; JAQUE-BECERRA, D.; ÁLVAREZ, P.; NORAMBUENA, S.; IBÁÑEZ, A.; VALLEJOS, C. & MENDOZA, R. 2022. Climate Change and Overuse: Water Resource Challenges during Economic Growth in Coquimbo, Chile. *Sustainability*. Vol. **14** (6): 3.440 p.

OYARZÚN, R. 2010. Estudio de caso: cuenca del Limarí, Región de Coquimbo, Chile. Compilación Resumida de Antecedentes. Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas- Universidad de la Serena. CEAZA-UL: 26 pp. La Serena.

PINEDA, G. & CALDERÓN, M. 2008. Geología del área Monte Patria - El Maqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. N°. 116: 44 pp. Santiago.

PINEDA, G. & EMPARAN, C. 2006. Geología del área Vicuña - Pichasca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. N°. 97: 40 pp. Santiago.

POURRIER, J. 2014. Caractérisation des processus de transferts et d'interactions entre les compartiments hydrologiques, hydrogéologiques et cryosphériques d'un bassin versant andin semi-aride soumis à une forte variabilité climatique (Vallée de l'Elqui-Chili). Tesis Doctoral. Universidad Montpellier (Inédito): 253 pp.

RESOLUCIÓN N°72. 2005. [Ministerio de Obras Públicas]. Por lo que se rechaza oposición de Asociación de Canalistas del Embalses Recoleta y declara el agotamiento del río Grande y Limarí y sus afluentes, en la provincia de Limarí, IV Región. 19 de enero de 2005.

RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P. 1986. Hoja Illapel. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. 1 mapa escala 1:250.000. N°. 69: 135 pp. Santiago.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología

y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD - ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

SHANDILYA, R. N.; BRESCIANI, E.; KANG, P. K. & LEE, S. 2022. Influence of hydrogeological and operational parameters on well pumping capacity. *Journal of Hydrology*. Vol. **608**: 12 pp.

THEIS, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground - water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. Vol. **16** (2): 519 - 524.

UNIVERSIDAD DE CHILE (UCH). 2016. Zonas climáticas de Chile según Köppen - Geiger, escala 1:1.500.000 (Shapefile). Universidad de Chile. Departamento de Geografía (en línea). <http://www.ide.cl/> [consulta: 12 julio 2021].

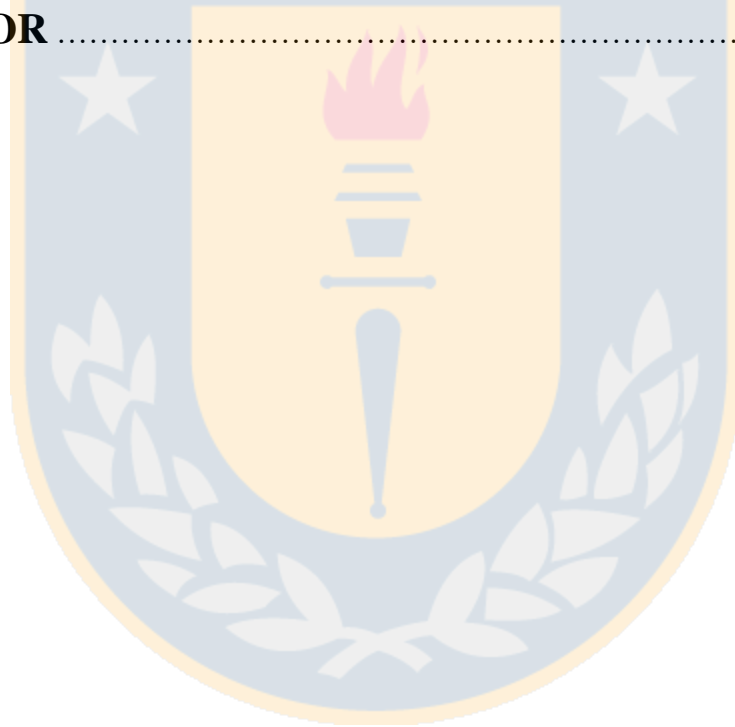
VALOIS, R.; MACDONELL, S.; NÚÑEZ COBO, J.H. & MAUREIRA-CORTÉS, H. 2020. Groundwater level trends and recharge event characterization using historical observed data in semi - arid Chile, *Hydrological Sciences Journal*. Vol. **65** (4): 597 - 609.

VILLANUEVA, M. & IGLESIAS, A. 1984. Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo. Instituto Geológico y Minero de España, IGME: 435 pp. Madrid.



ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
1	CAUDAL DE EXTRACCIÓN	57
2	CÓDIGO DE PYTHON PARA CÁLCULO DE CAUDALES	62
3	RESULTADOS DE CAUDALES POR SECTOR DE CONTINUIDAD HIDROGEOLÓGICA	66
4	VOLUMENES DE AGUA	71
5	PROPIEDADES HIDROGEOLÓGICAS POR SECTOR	75



ANEXO 1: CAUDAL DE EXTRACCIÓN

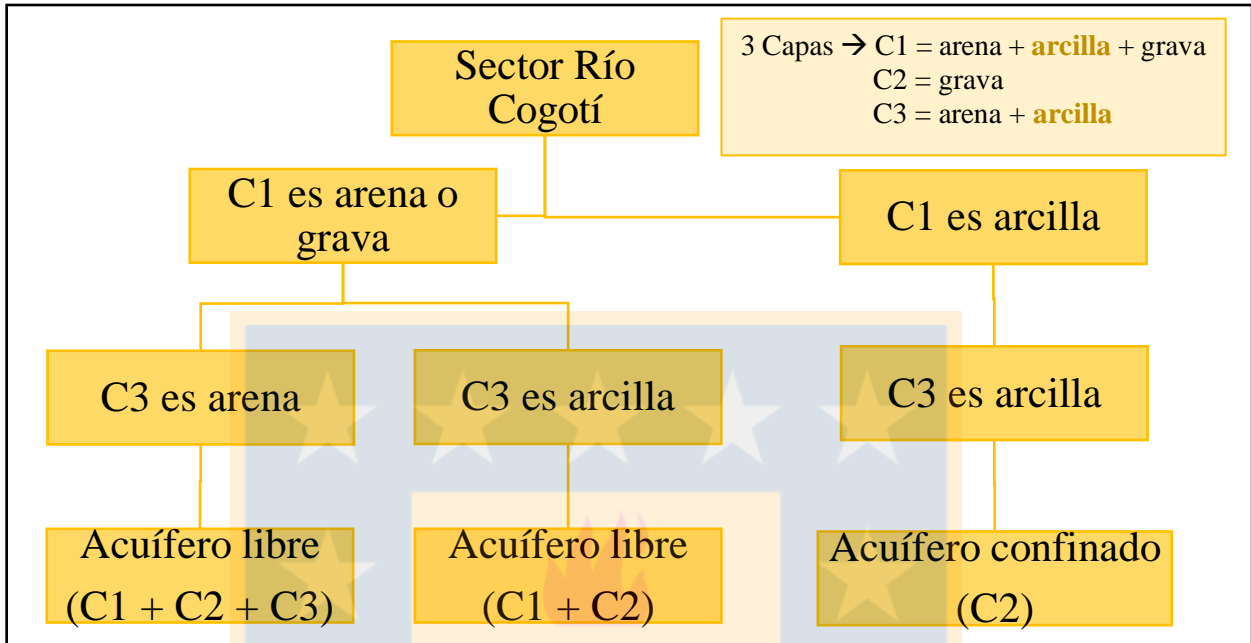


Figura 1.1. Mapa conceptual del sector Río Cogotí. Elaboración propia.

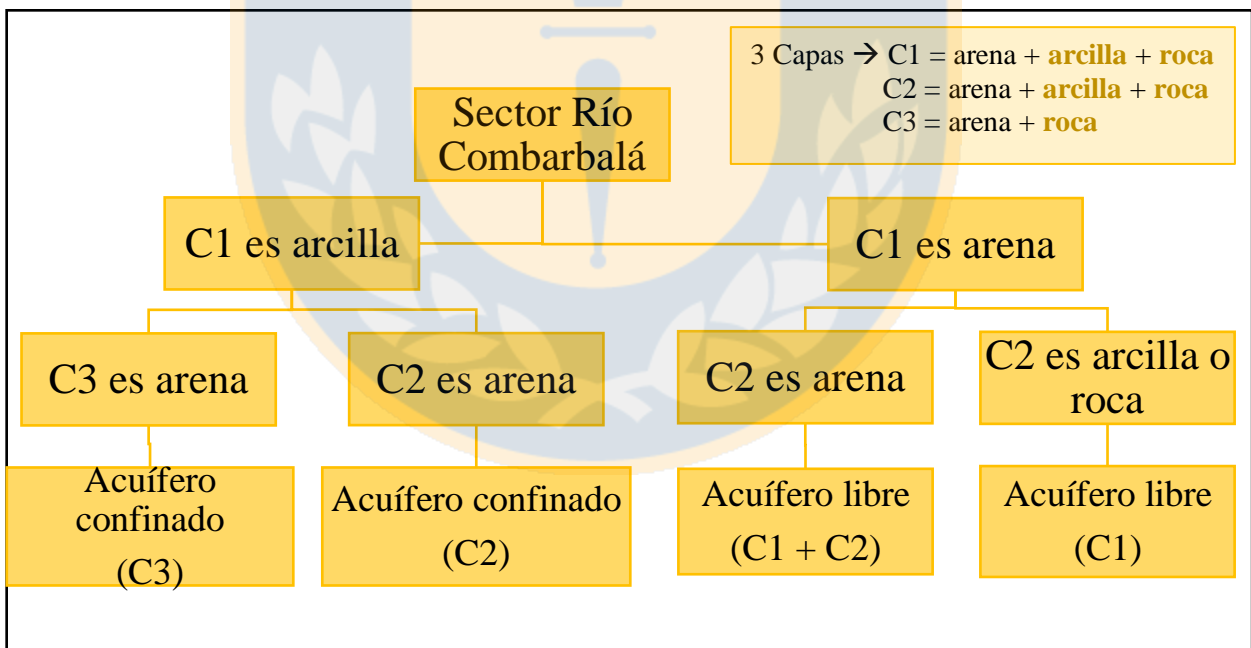


Figura 1.2. Mapa conceptual del sector Río Combarbalá. Elaboración propia.

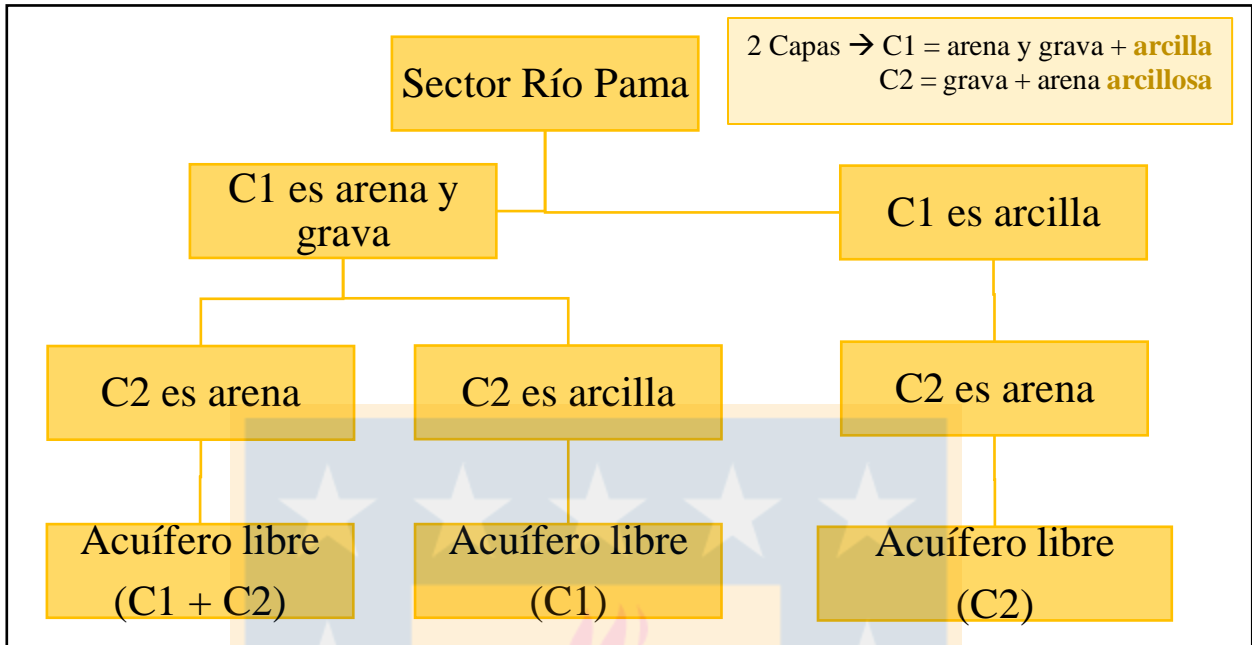


Figura 1.3. Mapa conceptual del sector Río Pama. Elaboración propia.

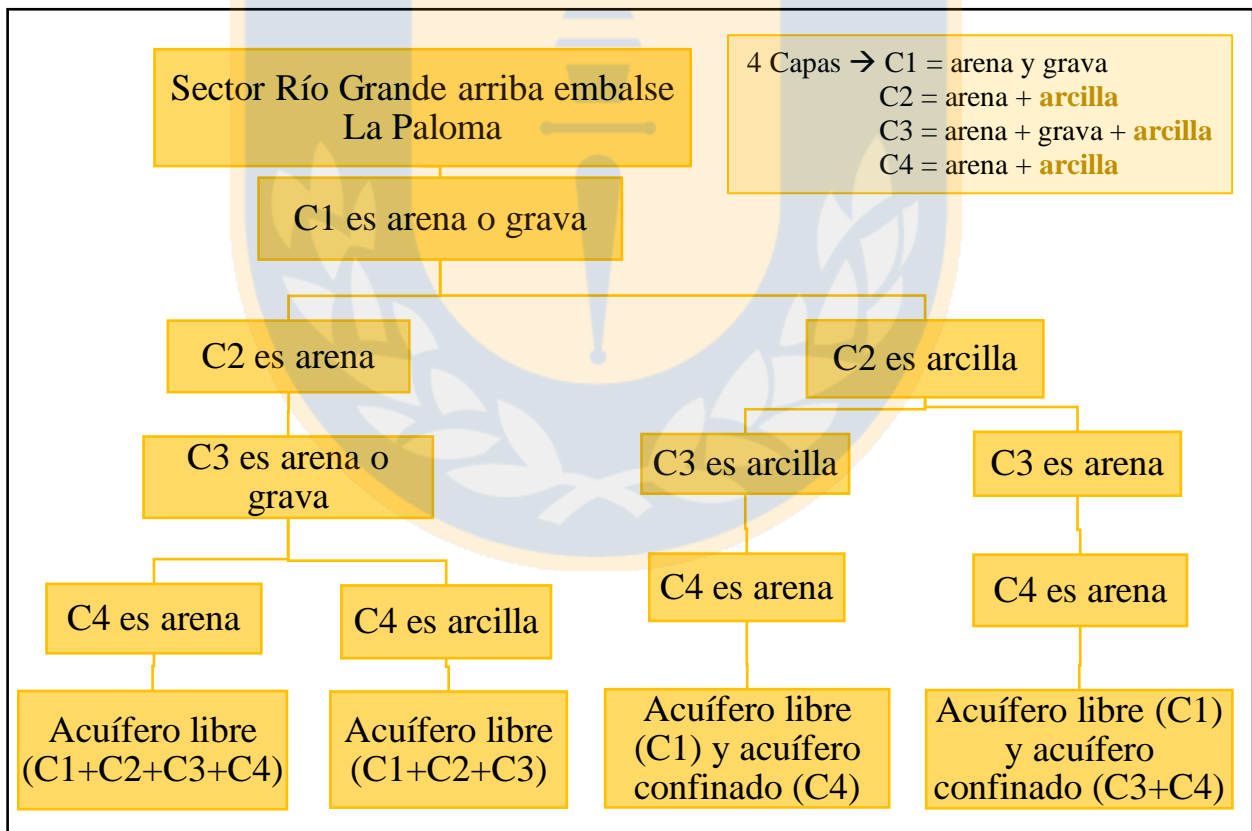


Figura 1.4. Mapa conceptual del sector Río Grande arriba embalse La Paloma. Elaboración propia.

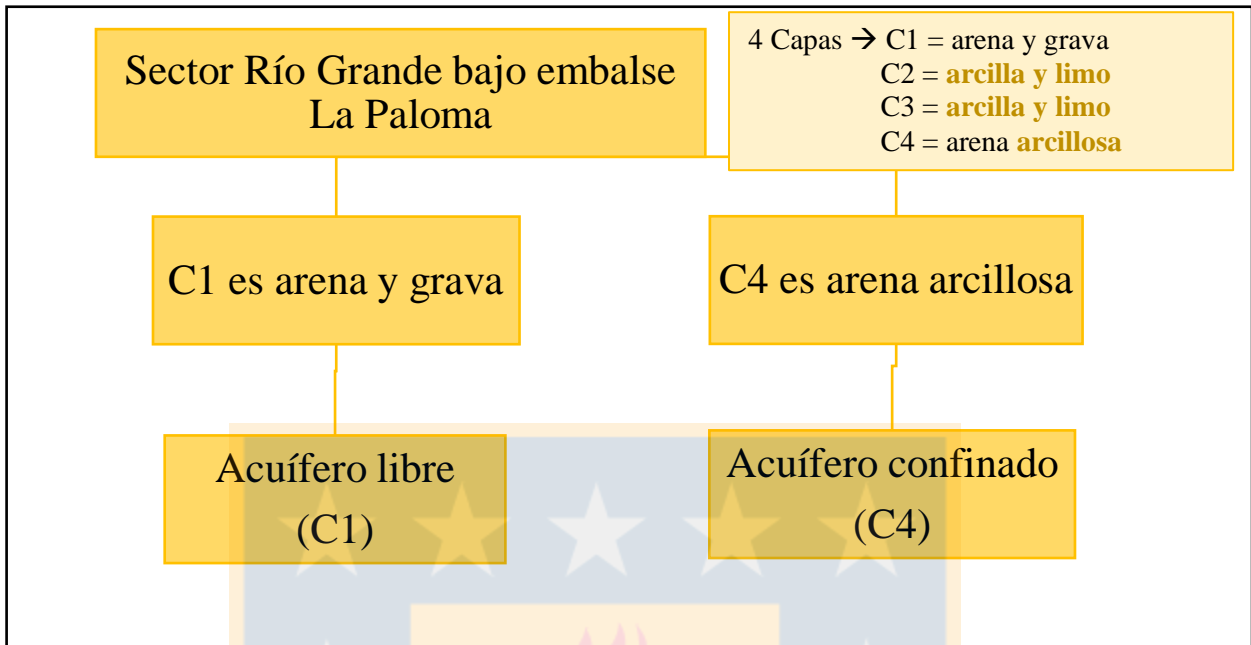


Figura 1.5. Mapa conceptual del sector Río Grande bajo embalse La Paloma. Elaboración propia.

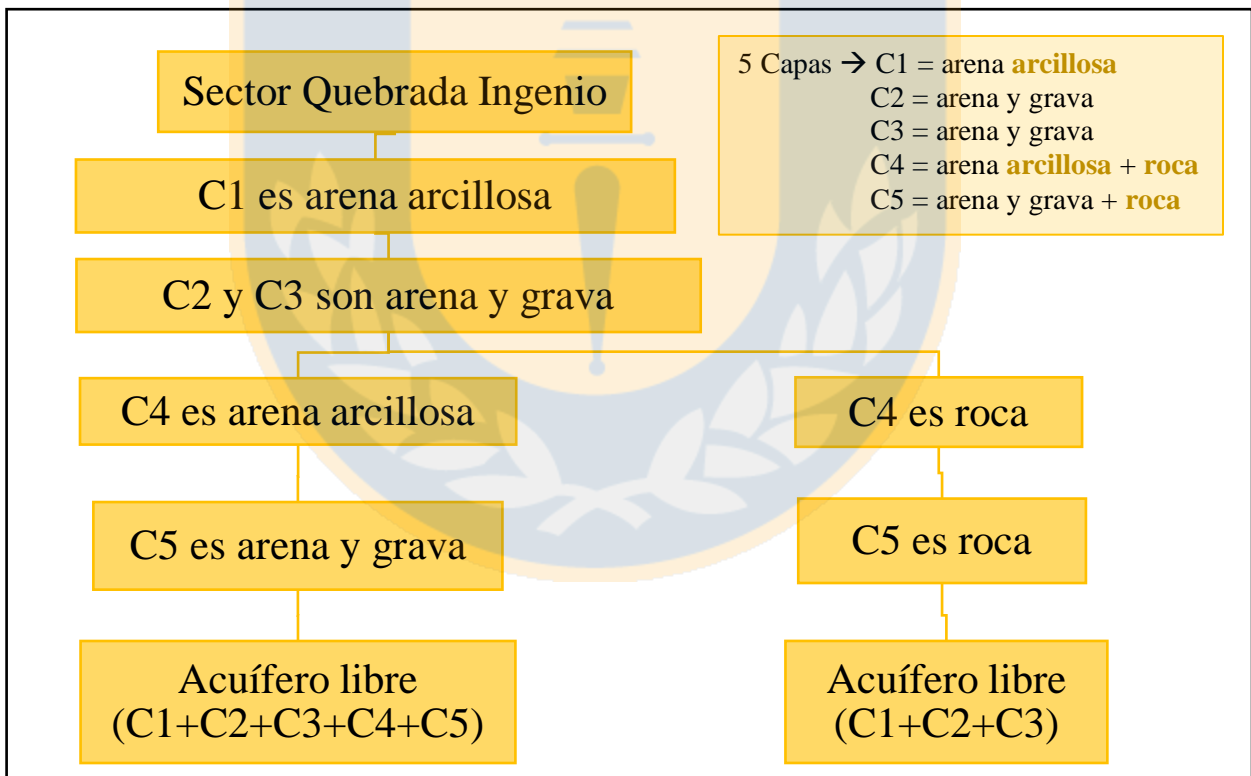


Figura 1.6. Mapa conceptual del sector Quebrada Ingenio. Elaboración propia.

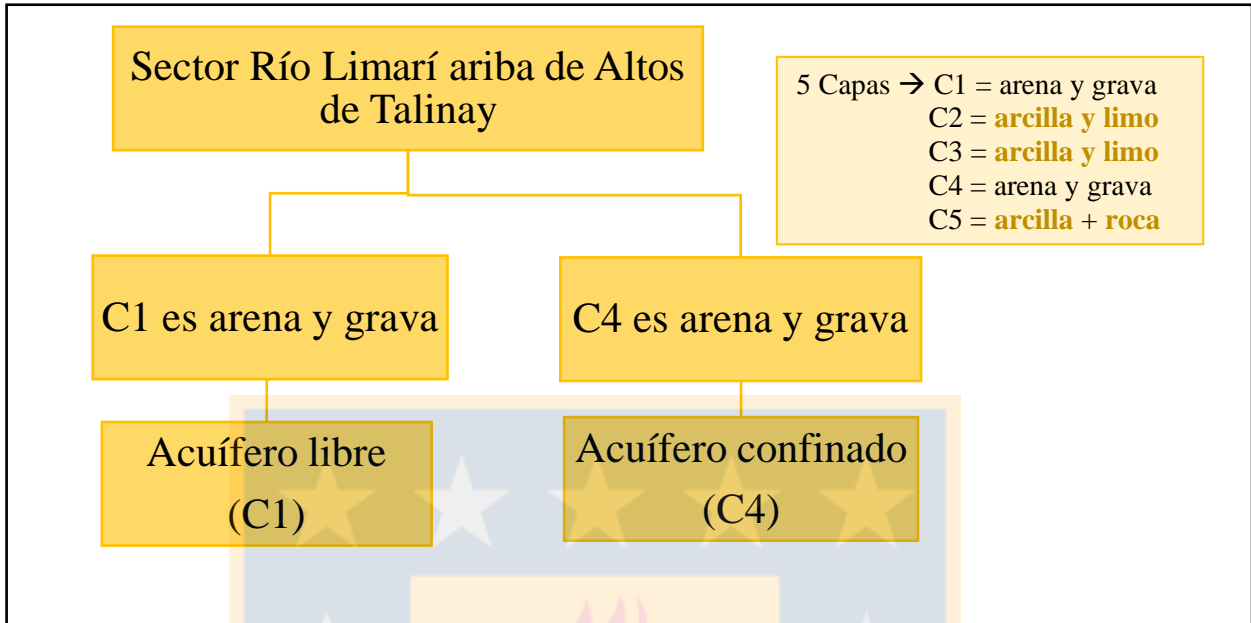


Figura 1.7. Mapa conceptual del sector Río Limarí arriba de Altos de Talinay. Elaboración propia.

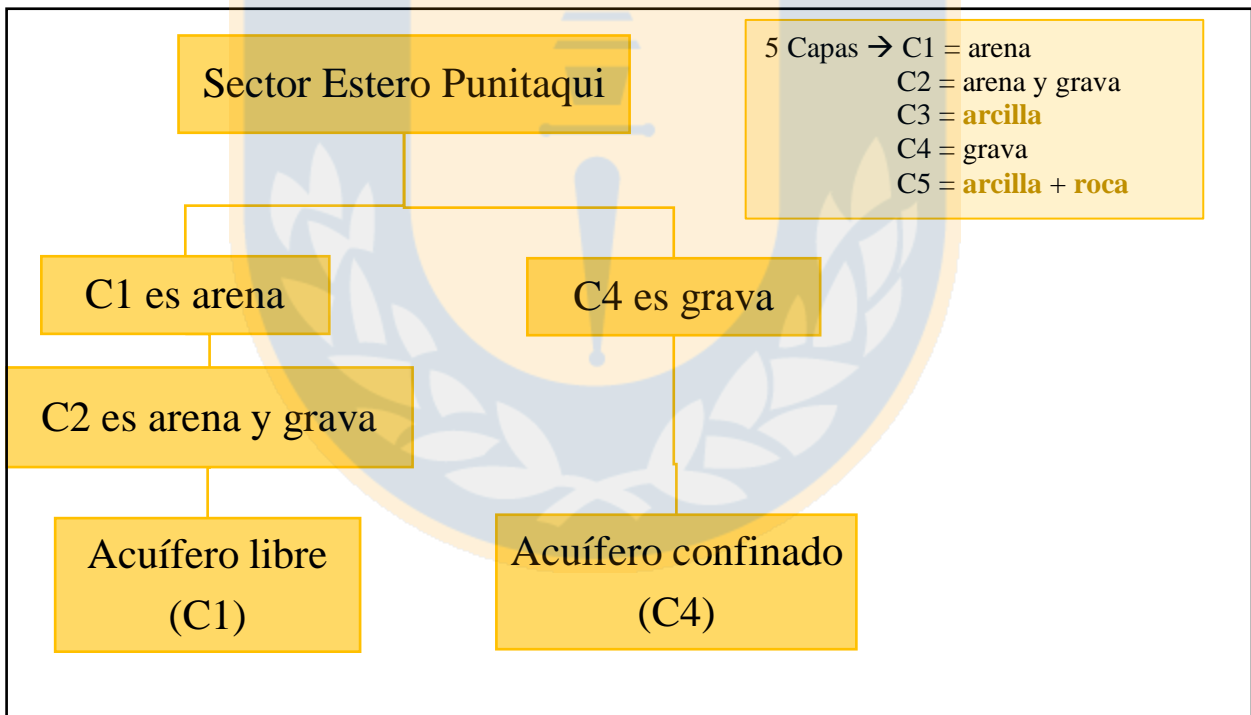


Figura 1.8. Mapa conceptual del sector Estero Punitaqui. Elaboración propia.

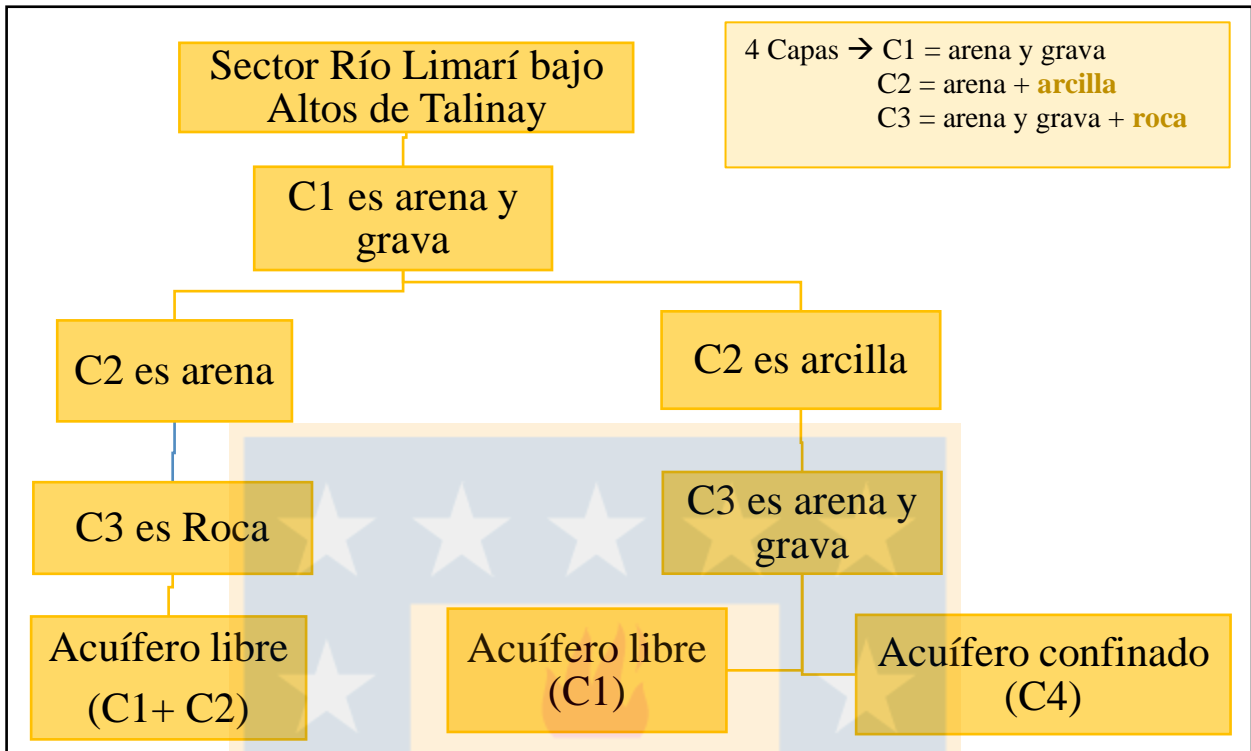


Figura 1.9. Mapa conceptual del sector Río Limarí bajo los Altos de Talinay. Elaboración propia.

ANEXO 2: CÓDIGO DE PYTHON PARA CÁLCULO DE CAUDALES.

Código 2.1. Código de Python para el cálculo de Potencial de extracción en un acuífero libre.

```

import rasterio
import numpy as np
import scipy.special as sc

#Abrir las propiedades hidráulicas que se utilizaran en el cálculo
Espesor_saturado1 = rasterio.open('b1.tif')
Error_es1         = rasterio.open('db1.tif')
Transmisividad1   = rasterio.open('Transmisividad_Capa1.tif')
max_Trans1        = rasterio.open('max_Transmisividad1.tif')
min_Trans1        = rasterio.open('min_Transmisividad1.tif')
Porosidad_Drenaje1 = rasterio.open('Sy_L1.tif')
Error_PorDren1    = rasterio.open('dSy_L1.tif')
DMS               = Transmisividad1.meta

#Valores promedio
s1 = np.float64(Espesor_saturado1.read(1).astype(float))
T1 = np.float64(Transmisividad1.read(1).astype(float))
Sy1 = np.float64(Porosidad_Drenaje1.read(1).astype(float))

#Incerdidumbres
ds1 = np.float64(Error_es1.read(1).astype(float))
max_T1 = np.float64(max_Trans1.read(1).astype(float))
min_T1 = np.float64(min_Trans1.read(1).astype(float))
dSy1 = np.float64(Error_PorDren1.read(1).astype(float))

#Index donde rasters tienen información
I = T1>DMS['nodata']
I = np.logical_and(I, s1>DMS['nodata'])
I = np.logical_and(I, Sy1>DMS['nodata'])

#Valores mínimos y máximos
s1min = s1[I]-2*ds1[I]
s1min[s1min<0.] = 0.
s1max = s1[I]+2*ds1[I]
s1max[s1max<0.] = 0.
Symin1 = Sy1[I]-dSy1[I]
Symax1 = Sy1[I]+dSy1[I]

I1 = s1[I]>1e-03
b = s1[I][I1] #Descenso espesor saturado (m)
S = b-((b**2)/(2*b)) #Corrección de Jacob (m)
S[S<0.] = 0.
T = T1[I][I1] #Transmisividad acuífero (m/d)
Sy = Sy1[I][I1] #Porosidad de drenaje
rw = 0.15 #Radio típico de un pozo 0.15 (m)
tf = 180 #Tiempo final (d)
t0 = 1e-5*tf #Tiempo inicial (d)

#Cálculos caudal  $Q=a/W(u)=sx4piT/W(r2SY/ATt)$ 

```

```

Caudal = np.full(s1.shape, np.nan)
Q      = np.empty(s1[I][I1].shape)
for i in range(s1[I][I1].shape[0]):
    if T[i]>0:
        a = S[i]*4*np.pi*T[i]
        u = rw**2*Sy[i]/(4*T[i]*tf)
        if u <=1:
            W = sc.expl(u)
            Q[i] = a/W
        else:
            Q[i] = 0.
    else:
        Q[i] = 0.
Valores_Caudal      = Caudal[I]
Valores_Caudal[I1] = Q
Valores_Caudal[~I1] = 0.0
Caudal[~I]          = Valores_Caudal
Caudal[~I]          = DMS['nodata']

# Guardar raster
with rasterio.open('Qpromedio_AL1.tif', 'w', **DMS) as file:
    file.write(Caudal.astype(rasterio.float32),1)

```

Código 2.2. Código de Python para el cálculo de Potencial de extracción en un acuífero confinado.

```

import rasterio
import numpy as np
import Moench

#Importar los raster necesarios para los cálculos
Espesor_saturado1 = rasterio.open('b1.tif')
Espesor_saturado2 = rasterio.open('b2.tif')
Error_es1         = rasterio.open('db1.tif')
Error_es2         = rasterio.open('db2.tif')
Transmisividad    = rasterio.open('Tprom.tif')
max_Trans         = rasterio.open('Tmax.tif')
min_Trans         = rasterio.open('Tmin.tif')
Porosidad_Drenaje = rasterio.open('Sy.tif')
Error_PorDren     = rasterio.open('dSy.tif')
Coef_AlmacEspec   = rasterio.open('Ss.tif')
Error_CAE         = rasterio.open('dSs.tif')
DMS               = Espesor_saturado1.meta

#Valores promedio
s1 = np.float64(Espesor_saturado1.read(1).astype(float))
s2 = np.float64(Espesor_saturado2.read(1).astype(float))
T  = np.float64(Transmisividad.read(1).astype(float))
Ss = np.float64(Coef_AlmacEspec.read(1).astype(float))
Sy = np.float64(Porosidad_Drenaje.read(1).astype(float))

#Incerdidumbres
ds1 = np.float64(Error_es1.read(1).astype(float))
ds2 = np.float64(Error_es2.read(1).astype(float))
max_T = np.float64(max_Trans.read(1).astype(float))
min_T = np.float64(min_Trans.read(1).astype(float))
dSs = np.float64(Error_CAE.read(1).astype(float))
dSy = np.float64(Error_PorDren.read(1).astype(float))

```

```

#Index donde rasters tienen información
I = T>DMS['nodata']
I = np.logical_and(I, s1>DMS['nodata'], s2>DMS['nodata'])
I = np.logical_and(I, Ss>DMS['nodata'])
I = np.logical_and(I, Sy>DMS['nodata'] )

#Valores mínimos y máximos
s1min      = s1[I]-2*ds1[I]
s1min[s1min<0.] = 0.
s2min      = s2[I]-2*ds2[I]
s2min[s2min<0.] = 0.
s1max      = s1[I]+2*ds1[I]
s1max[s1max<0.] = 0.
s2max      = s2[I]+2*ds2[I]
s2max[s2max<0.] = 0.
Symin      = Sy[I]-dSy[I]
Ssmin      = Ss[I]-dSs[I]
Symax      = Sy[I]+dSy[I]
Ssmax      = Ss[I]+dSs[I]

I1         = s2[I]>1e-03
H          = s1[I][I1]+s2[I][I1] #Elevación sup. potenciométrica inicial (m)
b          = s2[I][I1]          #Espesor acuífero confinado(m)
S          = H-((b**2)/(2*b))    #Corrección de Jacob (m)
S[S<0.]   = 0.
T          = T[I][I1]          #Transmisividad acuífero (m/d)
S1         = Sy[I][I1]        #Almacenamiento condición de acuífero libre
S2         = Ss[I][I1]*b      #Almacenamiento condición de acuífero confinado
r          = 0.15              #Punto de observación radio típico de un pozo
(m)
tf         = 180                #Tiempo final (d)
t0         = 1e-5*tf           #Tiempo inicial (d)

#Cálculo del caudal
Q          = Moench.Q(S, r, tf, T, S1, S2, H, b)
Caudal     = np.full(s1.shape, np.nan)
Valores_Caudal = Caudal[I]
Valores_Caudal[I1] = Q
Valores_Caudal[~I1] = 0.0
Caudal[I]   = Valores_Caudal
Caudal[~I]  = DMS['nodata']

# write output rasters
with rasterio.open('Qpromedio_AC2.tif', 'w', **DMS) as file:
    file.write(Caudal.astype(rasterio.float32),1)

```

Código 2.3. Código Python Moench utilizado en el cálculo de Potencial de extracción de un acuífero confinado

```

import numpy as np
import scipy.special as spe
import scipy.optimize as opt

# Resuelve Ecuación 8
def func_root_R(R, t, Q, T, S1, S2, H, b): #S1 libre (Sy), S2 confinado (Ss*b)
    v1 = R**2*S1/(4.*T*t)
    v2 = R**2*S2/(4.*T*t)

```

```

res = Q/(4.*np.pi*T)*np.exp(-v1) - (H-b)*np.exp(-v2)/(spe.exp1(v2))
return res

def solve_R_scalar(t, Q, T, S1, S2, H, b):
    ub = np.sqrt(4.*T*t/S2)*10. #normalmente es 10
    lb = ub*1e-12
    if func_root_R(lb, t, Q, T, S1, S2, H, b) < 0.:
        R = 0.
    else:
        R = opt.root_scalar(func_root_R, args=(t, Q, T, S1, S2, H, b),
                           method='bisect', bracket=(lb, ub), rtol=1e-5,
                           xtol=1e-5).root

    return R

#Cálculo del descenso nivel de agua
def drawdown_scalar(r, t, Q, T, S1, S2, H, b):
    # Buscar punto de transición
    R = solve_R_scalar(t, Q, T, S1, S2, H, b)
    # Descenso área no confinada
    if r < R: #h1
        u1 = r**2*S1/(4.*T*t)
        v1 = R**2*S1/(4.*T*t)
        s = H-b + Q/(4.*np.pi*T)*(spe.exp1(u1)-spe.exp1(v1))
    # Descenso área confinada
    else: #h2
        u2 = r**2*S2/(4.*T*t)
        v2 = R**2*S2/(4.*T*t)
        v1 = R**2*S1/(4.*T*t)
        s = Q/(4.*np.pi*T)*np.exp(v2-v1)*spe.exp1(u2)

    return s

#Vectorizar la función
drawdown = np.vectorize(drawdown_scalar)

#Cálculo del caudal (Q) en función del descenso (s)
def func_root_Q(Q, s, r, t, T, S1, S2, H, b):
    res = s - drawdown_scalar(r, t, Q, T, S1, S2, H, b)
    return res

def Q_scalar(s, r, t, T, S1, S2, H, b):
    ub = 4*np.pi*T*s*1e2
    lb = 4*np.pi*T*s*1e-2
    Q = opt.root_scalar(func_root_Q, args=(s, r, t, T, S1, S2, H, b),
                       method='bisect', bracket=(lb, ub), rtol=1e-5,
                       xtol=1e-5).root

    return Q

Q = np.vectorize(Q_scalar)

```

ANEXO 3: RESULTADOS DE CAUDALES POR SECTOR DE CONTINUIDAD HIDROGEOLÓGICA.

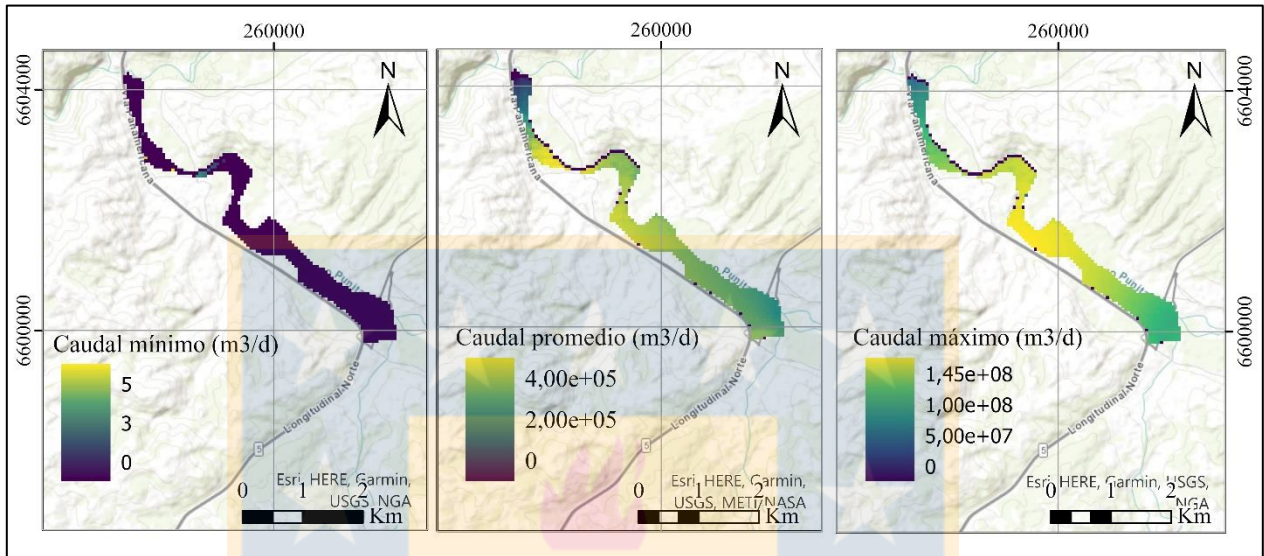


Figura 3.1. Caudales máximos de extracción para el sector Estero Punitaqui. Elaboración propia.

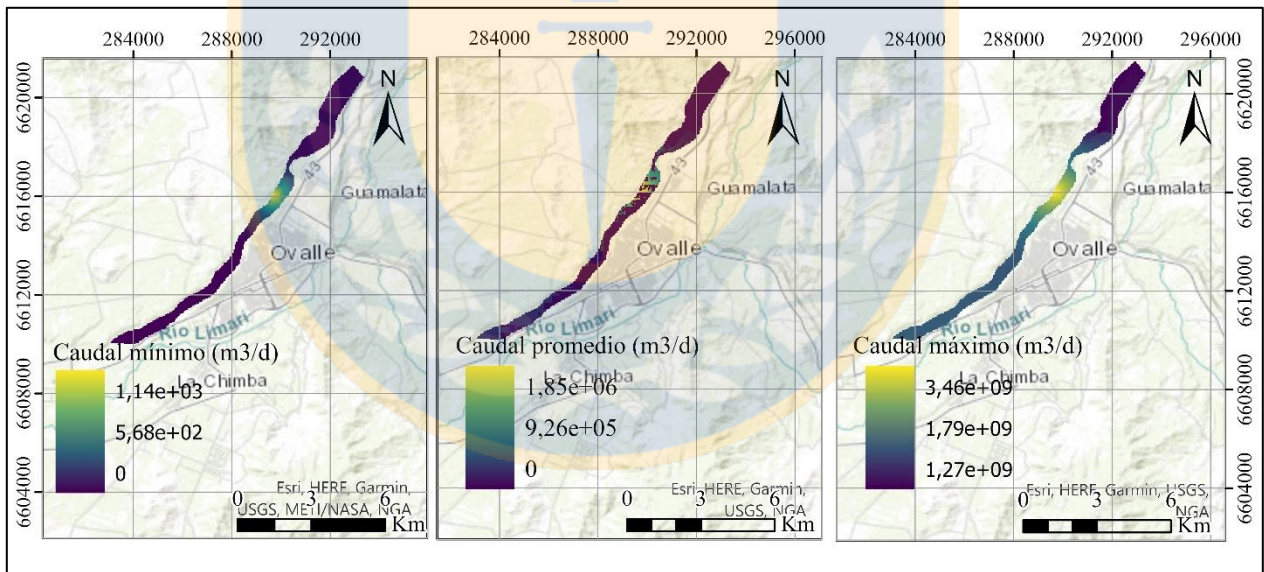


Figura 3.2. Caudales máximos de extracción para el sector Quebrada Ingenio. Elaboración propia.

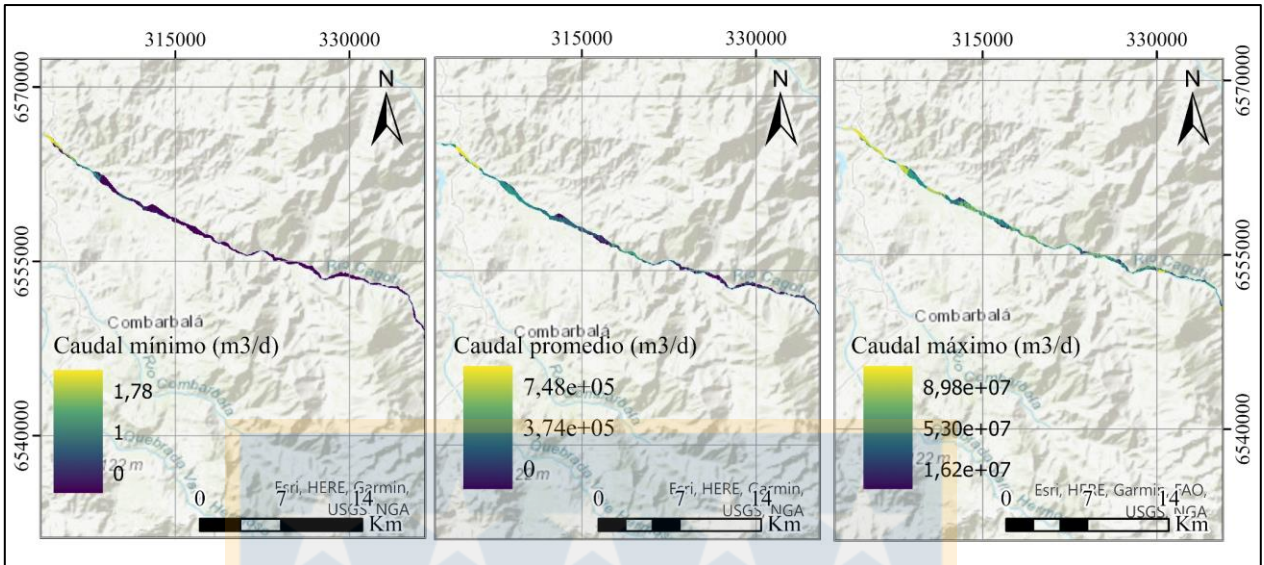


Figura 3.3 Caudales máximos de extracción para el sector Río Cogotí. Elaboración propia.

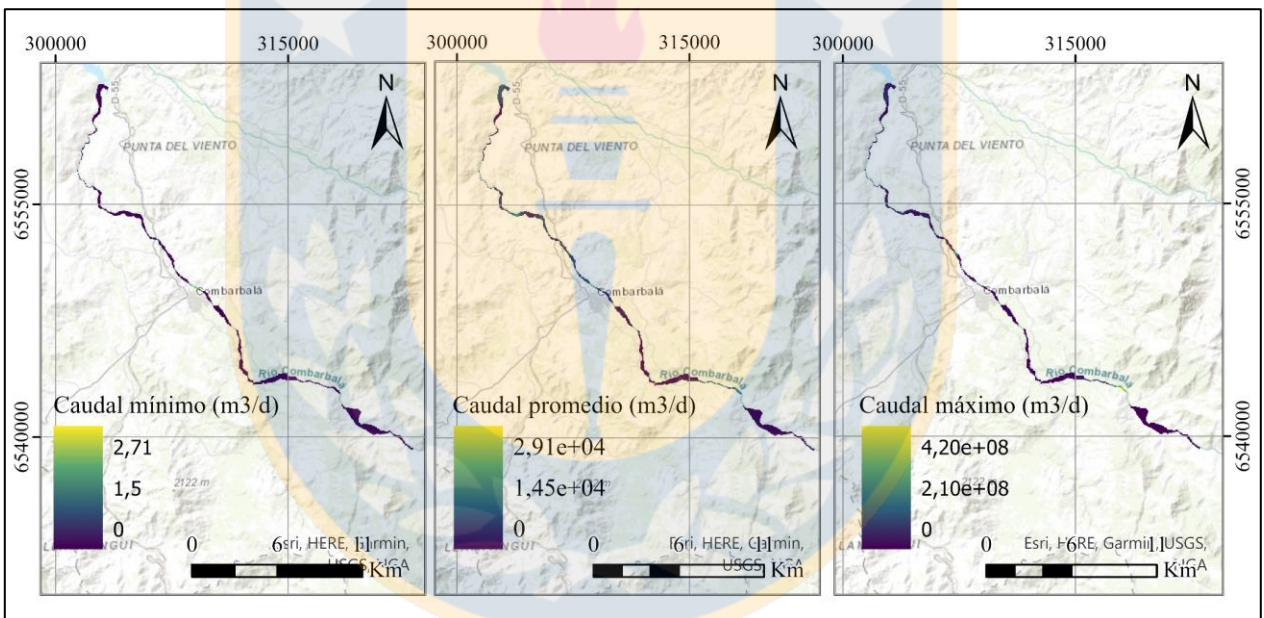


Figura 3.4. Caudales máximos de extracción para el sector Río Combarbalá. Elaboración propia.

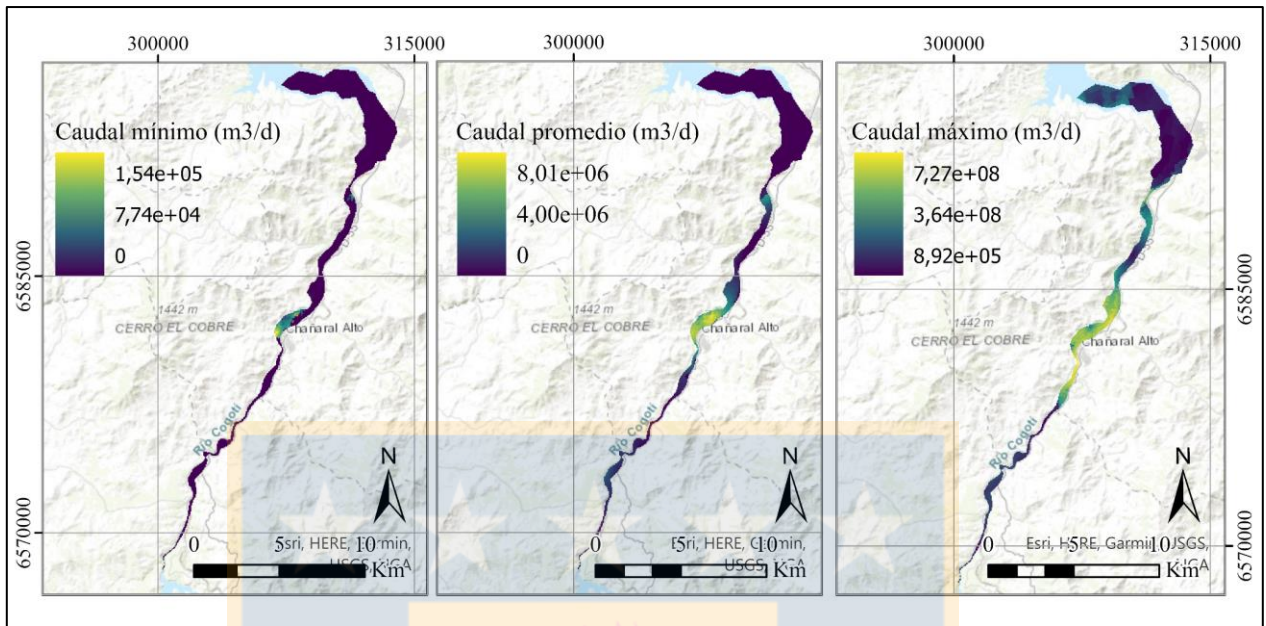


Figura 3.5. Caudales máximos de extracción para el sector Río Guatulame. Elaboración propia.

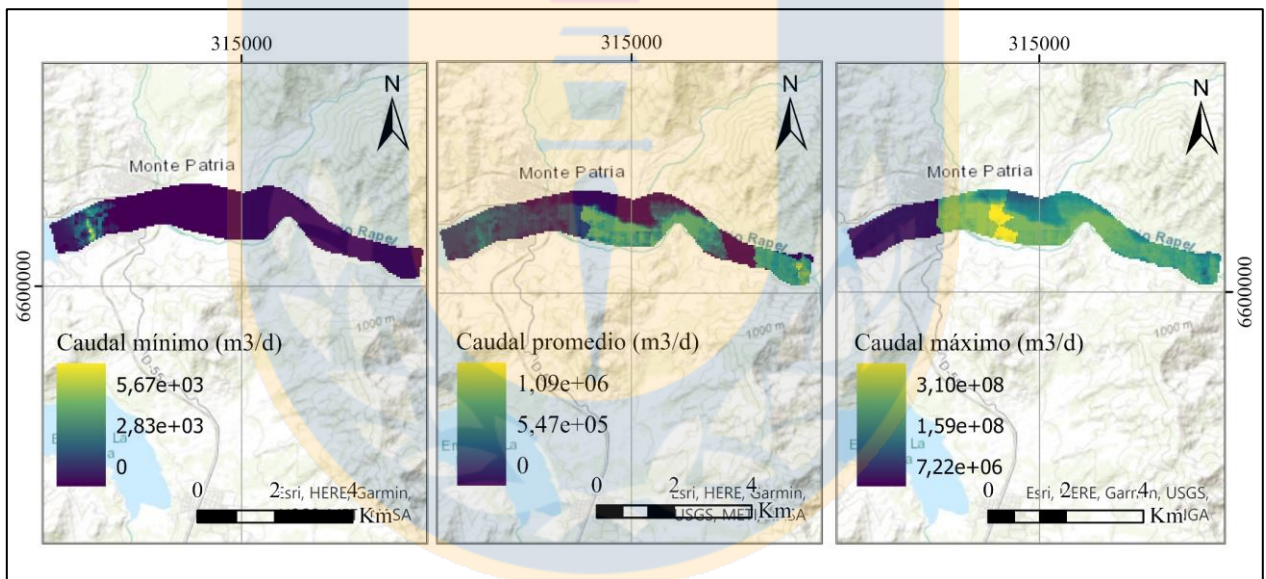


Figura 3.6. Caudales máximos de extracción para el sector Río Grande arriba del embalse La Paloma. Elaboración propia.

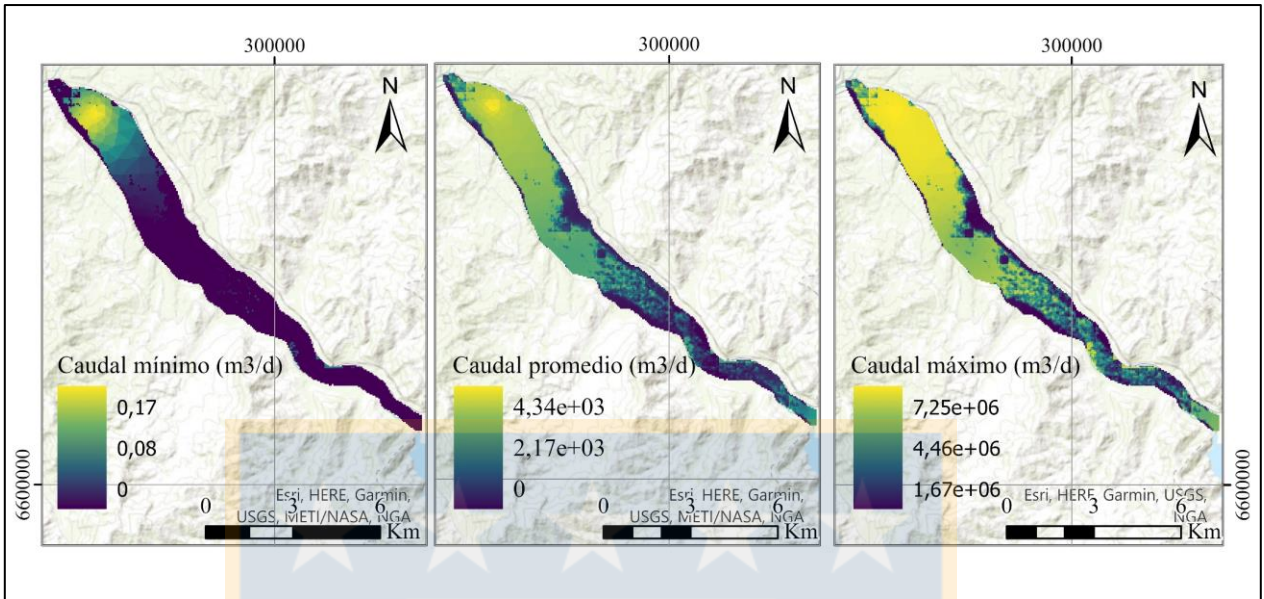


Figura 3.7. Caudales máximos de extracción para el sector Río Grande debajo del embalse La Paloma. Elaboración propia.

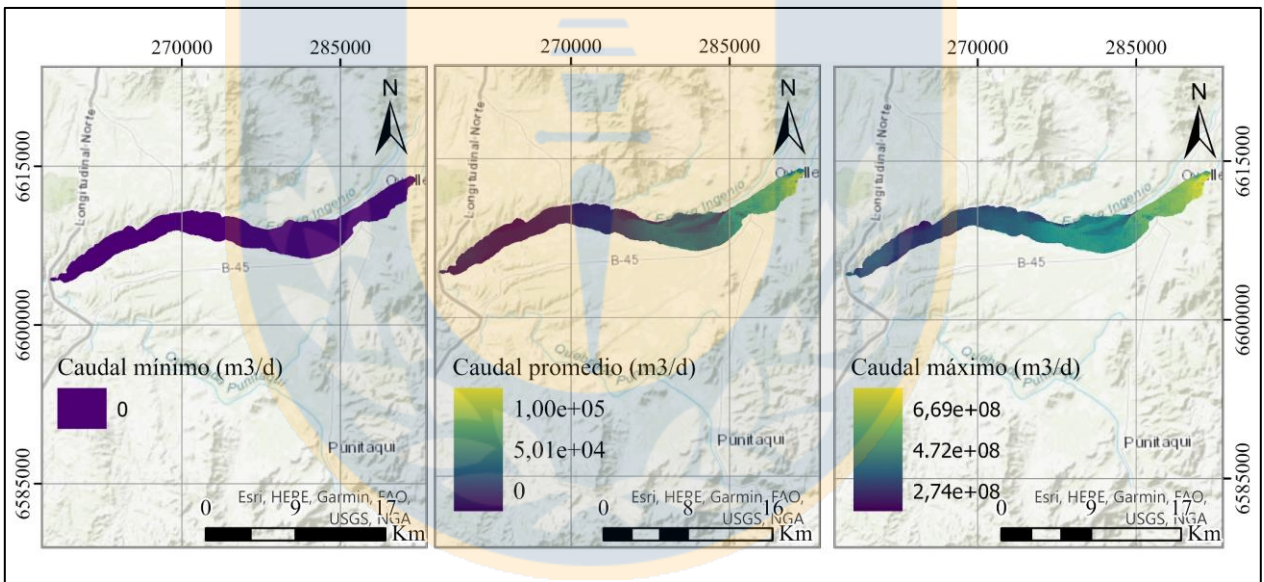


Figura 3.8. Caudales máximos de extracción para el sector Río Limarí arriba de Altos de Talinay. Elaboración propia.

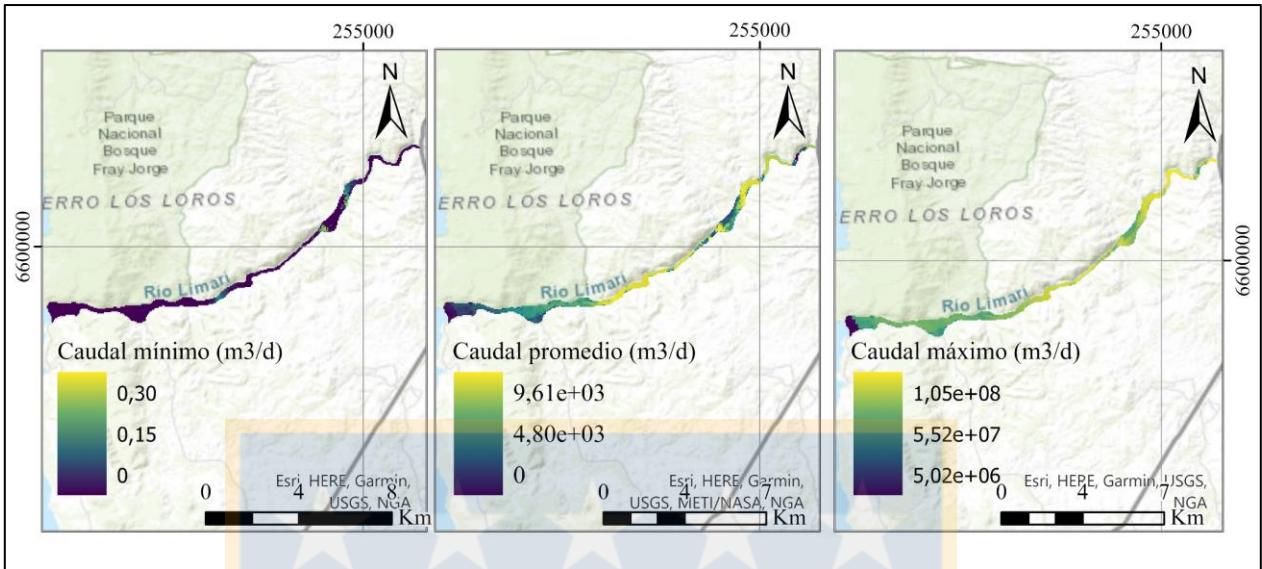


Figura 3.9. Caudales máximos de extracción para el sector Río Limarí debajo de Altos de Talinay. Elaboración propia.

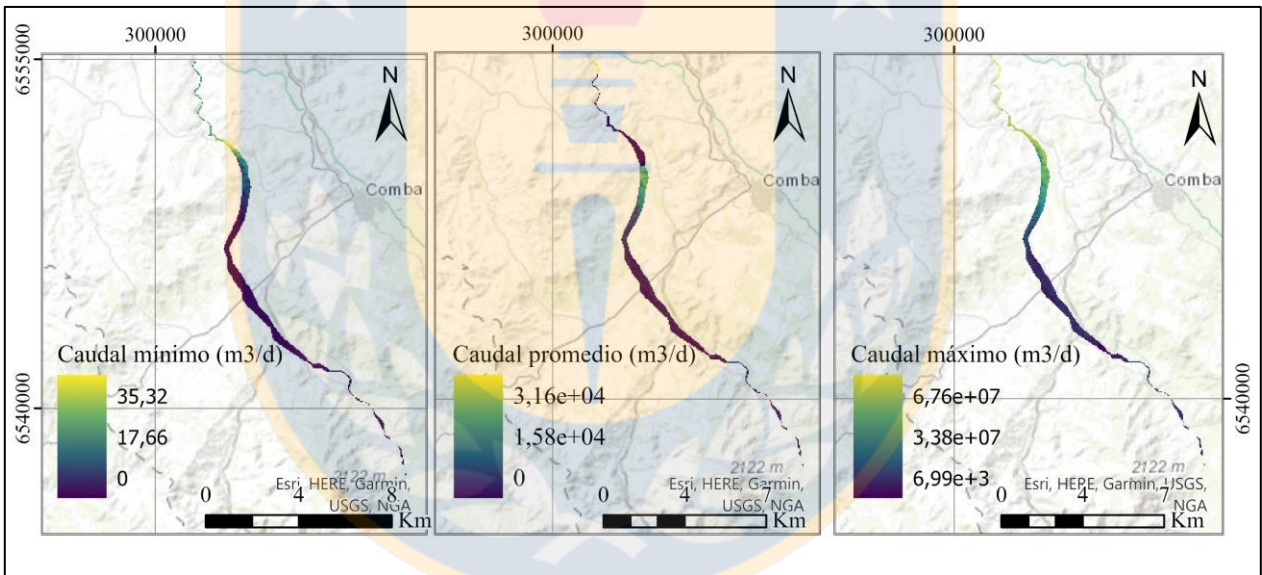


Figura 3.10. Caudales máximos de extracción para el sector Río Pama. Elaboración propia.

ANEXO 4: VOLUMENES DE AGUA

Volumen de agua en el sector Estero Punitaqui				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	6.275.266,11	2.129.669,32	3.765.159,61	987.685,08
2	16.765.202,64	5.771.247,20	10.059.121,70	2.694.757,71
3	8.299.270,63	3.771.282,24	377.239,53	166.386,73
4	4.450.452,27	2.155.507,73	3.218.019,41	1.283.006,91
5	91.037.656,25	30.140.376,40	4.138.075,26	1.228.552,73
Total	126.827.847,90	43.968.082,90	21.557.617,19	6.360.389,15
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.1. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Estero Punitaqui. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Quebrada Ingenio				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	3.381.010,74	1.014.303,22	676.202,09	236.670,73
2	44.763.813,48	14.519.998,47	26.858.286,13	9.291.572,81
3	53.210.224,61	18.156.966,93	31.926.130,37	14.503.558,76
4	36.486.186,52	12.949.427,89	7.051.997,07	3.041.137,84
5	160.624.394,53	51.077.029,29	96.374.628,91	37.464.249,72
Total	298.465.625,00	97.717.725,80	162.887.255,90	64.537.189,86
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.2. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Quebrada Ingenio. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Cogotí				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	27.290.983,89	15.901.662,02	13.608.525,40	6.985.306,51
2	38.449.174,80	18.298.891,14	27.801.713,90	13.883.236,70
3	38.938.813,48	22.573.688,24	5.106.871,64	3.212.044,17
Total	104.678.972,17	56.774.241,40	46.517.109,40	24.080.587,40
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.3. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Cogotí. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Combarbalá				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	20.295.289,31	9.916.660,37	5.463.618,16	3.945.569,92
2	19.880.825,20	9.356.253,23	2.779.205,63	1.757.767,66
3	1.259.841,69	687.484,76	755.905,00	601.054,79
Total	41.435.956,19	19.960.398,36	8.998.729,25	6.304.392,38
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.4. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Combarbalá. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Grande arriba embalse Paloma				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	34.705.654,30	10.686.572,95	24.533.742,68	7.506.190,71
2	54.511.821,29	23.792.324,90	18.958.955,08	8.001.004,98
3	61.695.830,08	38.821.324,98	26.894.040,53	15.622.671,45
4	26.886.445,31	20.644.866,00	6.722.346,80	5.936.300,63
Total	177.799.750,98	93.945.088,83	77.109.082,03	37.066.167,77
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.5. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Grande arriba del embalse La Paloma. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Grande bajo embalse Paloma				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	47.667.172,85	15.041.043,68	28.600.305,18	12.088.397,45
2	241.409.882,81	103.351.393,31	10.973.176,27	6.057.221,89
3	72.684.028,32	30.184.326,23	3.303.819,28	1.674.197,54
4	203.459.160,16	103.024.938,29	40.691.833,50	26.735.131,81
Total	565.220.244,14	251.601.701,51	83.569.130,86	46.554.948,70
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.6. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Grande bajo del embalse La Paloma. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Limarí arriba Altos de Talinay				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	99.978.789,06	57.869.911,05	59.987.275,40	20.444.963,40
2	548.920.976,56	301.464.479,21	24.950.952,10	10.451.410,20
3	888.047.187,50	579.895.117,71	40.365.781,30	23.871.227,50
4	307.705.742,19	106.772.501,41	222.494.922,00	126.262.220,00
5	8.932.608.750,00	2.850.725.510,75	406.027.656,00	276.373.189,00
Total	10.777.261.445,31	3.896.727.520,12	753.826.641,00	457.403.010,00
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.7. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Limarí arriba de Altos de Talinay. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Limarí bajo Altos de Talinay				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	10.372.243,65	5.366.249,45	6.223.347,17	4.960.748,81
2	26.681.140,14	16.342.926,03	1.597.945,71	1.305.287,98
3	10.057.420,04	8.459.155,03	670.494,69	594.391,81
Total	47.110.803,83	30.168.330,51	8.491.787,11	6.860.428,60
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad				
V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje				
Δ : Error asociado				

Figura 4.8. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Limarí bajo de Altos de Talinay. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Volumen de agua en el sector Río Pama				
Capa	V(n) (m ³)	$\Delta V(n)$ (m ³)	V(Sy) (m ³)	$\Delta V(Sy)$ (m ³)
1	17.982.098	7.860.726	10.789.260	6.005.282
2	10.858.735	5.920.953	1.946.536	1.409.023
Total	28.840.834	13.781.679	12.735.796	7.414.305
V(n): Volumen de agua calculado con la porosidad V(Sy): Volumen de agua calculado con la porosidad de drenaje Δ : Error asociado				

Figura 4.9. Volúmenes de agua calculados con la porosidad y porosidad de drenaje para el sector Río Pama. Extraído de Pasquale y otros (2022).



ANEXO 5: PROPIEDADES HIDROGEOLÓGICAS POR SECTOR

Tabla 5.1. Valores de las propiedades hidrogeológicas de cada capa en cada Sector de continuidad hidrogeológica. S: coeficiente de almacenamiento. Ss: coeficiente de almacenamiento específico. K: conductividad hidráulica. n: porosidad. Sy: porosidad de drenaje. T: transmisividad. LA-n: lámina de agua calculada con la porosidad. LA-Sy: lámina de agua calculada con la porosidad de drenaje. Los cuadros destacados en verde son los valores más altos. Extraído de Pasquale y otros (2022).

Sector Estero Punitaqui					
Propiedad	C1	C2	C3	C4	C5
S	0,23	0,23	0,03	0,24	0 - 0,12
Ss (m ⁻¹)	5,50x10 ⁻⁵	5,50x10 ⁻⁵	5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁵	0 - 5,50x10 ⁻⁴
K (m/d)	8,64x10 ¹	8,64x10 ¹	8,64x10 ⁻⁶	2,73x10 ³	0 - 8,64x10 ⁻⁶
n (%)	38	38	55	33	0 - 55
Sy (%)	23	23	3	24	0 - 3
T (m ² /d)	2,57x10 ⁰ - 8,31x10 ¹	7,82x10 ² - 2,21x10 ³	0 - 1,13x10 ⁻⁴	0 - 2,46x10 ⁴	0 - 1,45x10 ⁻³
LA - n (m)	0,11 - 3,61	3,39 - 9,58	0 - 7,19	0 - 2,93	0 - 92,19
LA -Sy (m)	0,07 - 2,16	2,04 - 5,75	0 - 0,33	0 - 2,11	0 - 4,19
Sector Quebrada Ingenio					
Propiedad	C1	C2	C3	C4	C5
S	0,08	0,23	0,23	0 - 0,08	0 - 0,24
Ss (m ⁻¹)	1,00x10 ⁻⁴	5,50x10 ⁻⁵	5,50x10 ⁻⁵	0 - 1,00x10 ⁻⁴	0 - 5,50x10 ⁻⁵
K (m/d)	8,64x10 ⁻¹	8,64x10 ¹	8,64x10 ¹	0 - 8,64x10 ⁻¹	0 - 8,64x10 ¹
n (%)	38	38	38	0 - 38	0 - 38
Sy (%)	8	23	23	0 - 8	0 - 23
T (m ² /d)	0 - 6,59x10 ⁰	0 - 1,95x10 ³	0 - 2,90x10 ³	0 - 1,64x10 ¹	0 - 1,99x10 ⁴
LA - n (m)	0 - 2,86	0 - 8,47	0 - 12,59	0 - 7,13	0 - 86,29
LA -Sy (m)	0,08	0,23	0,23	0 - 0,08	0 - 0,23
Sector Río Cogotí					
Propiedad	C1	C2	C3	Roca basal	
S	0,03 - 0,24	0,23	0,03 - 0,23		
Ss (m ⁻¹)	1,00x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁵	5,50 x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴		
K (m/d)	8,64x10 ⁻⁶ - 2,73x10 ³	2,73x10 ³	8,00x10 ⁻⁶ - 8,64x10 ⁰		
n (%)	33 - 55	33	38 - 55		
Sy (%)	3 - 24	24	3 - 23		
T (m ² /d)	0 - 4,54x10 ⁴	0 - 4,19x10 ⁴	0 - 7,31x10 ¹		
LA - n (m)	0 - 8,13	0 - 4,98	0 - 5,52		
LA -Sy (m)	0 - 3,90	0 - 3,60	0 - 1,90		

Continúa en la página 75.

Continuación de la Tabla 5.1.

Sector Río Combarbalá					
Propiedad	C1	C2	C3	Roca basal	
S	0 - 0,22	0 - 0,22	0 - 22		
Ss (m ⁻¹)	0 - 5,50x10 ⁻⁴	0 - 5,50x10 ⁻⁴	0 - 5,50x10 ⁻⁵		
K (m/d)	0 - 8,64x10 ¹	0 - 8,64x10 ¹	0 - 8,64x10 ¹		
n (%)	0 - 55	0 - 55	0 - 38		
Sy (%)	0 - 23	0 - 23	0 - 13		
T (m ² /d)	0 - 2,11x10 ³	0 - 1,14x10 ³	0 - 7,87x10 ²		
LA - n (m)	0 - 15,93	0 - 12,15	0 - 3,41		
LA -Sy (m)	0 - 5,50	0 - 2,98	0 - 2,05		
Sector Río Grande arriba embalse La Paloma					
Propiedad	C1	C2	C3	C4	Roca basal
S	0,23 - 0,24	0,03 - 0,23	0,03 - 0,24	0,03 - 0,23	
Ss (m ⁻¹)	1,00x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁵	5,50x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴	5,50x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴	
K (m/d)	8,64x10 ⁰ - 2,73x10 ³	8,64x10 ⁻⁶ - 8,64x10 ⁰	8,64x10 ⁻⁶ - 2,73x10 ³	8,64x10 ⁻⁶ - 8,64x10 ⁰	
n (%)	33 - 38	38 - 55	33 - 55	38 - 55	
Sy (%)	23 - 24	3 - 23	3 - 24	3 - 23	
T (m ² /d)	0 - 6,84x10 ⁴	0 - 2,31x10 ²	0 - 6,53x10 ⁵	3,43x10 ⁻⁵ - 1,32x10 ²	
LA - n (m)	0 - 8,14	0 - 10,39	0 - 14,67	0,72 - 5,71	
LA -Sy (m)	0 - 5,89	0 - 6,03	0 - 5,61	0,10 - 3,43	
Sector Río Grande bajo embalse La Paloma					
Propiedad	C1	C2	C3	C4	Roca basal
S	0,22	0,03 - 0,05	0,03	0,08	
Ss (m ⁻¹)	5,50x10 ⁻⁵	5,50x10 ⁻⁴	5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁴	
K (m/d)	8,64x10 ¹	8,63x10 ⁻⁶	8,63x10 ⁻⁶	8,64x10 ⁻¹	
n (%)	38	55	55	38	
Sy (%)	23	25	25	8	
T (m ² /d)	0 - 8,30x10 ²	0 - 4,19x10 ⁻⁴	0 - 8,96x10 ⁻⁵	0 - 4,48x10 ¹	
LA - n (m)	0 - 3,60	0 - 26,67	0 - 5,70	0 - 19,46	
LA -Sy (m)	0 - 2,16	0 - 1,21	0 - 0,26	0 - 3,89	

Continúa en la página 76.

Continuación de la Tabla 5.1.

Sector Río Guatulame					
Propiedad	C1	C2	C3	C4	Roca basal
S	0,03 - 0,24	0,23 - 0,24	0,03 - 0,11	0,23 - 0,24	
Ss (m ⁻¹)	1,00x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁵ - 5,00x10 ⁻⁵	1,00x10 ⁻⁴ - 5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁵ - 5,00x10 ⁻⁵	
K (m/d)	8,64x10 ⁻⁶ - 2,73x10 ³	8,64x10 ¹ - 2,73x10 ⁴	8,64x10 ⁻⁶ - 8,64x10 ⁻³	8,64x10 ⁰ - 2,73x10 ³	
n (%)	33-55	33 - 38	43 - 55	33 - 38	
Sy (%)	3 - 24	23 - 24	3 - 11	23 - 24	
T (m ² /d)	0 - 1,49x10 ⁵	0 - 2,50x10 ⁵	0 - 8,06x10 ⁻²	0 - 3,77x10 ⁴	
LA - n (m)	0 - 17,68	0 - 29,77	0 - 20,63	0 - 19,13	
LA -Sy (m)	0 - 12,79	0 - 21,56	0 - 1,03	0 - 11,48	
Sector Río Limarí arriba Altos de Talinay					
Propiedad	C1	C2	C3	C4	C5
S	0,23	0,03 - 0,04	0,03 - 0,04	0,24	0 - 0,43
Ss (m ⁻¹)	5,50x10 ⁻⁵	5,50x10 ⁻⁴	5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁵	0 - 5,50x10 ⁻⁴
K (m/d)	8,64x10 ¹	8,64x10 ⁻⁶	8,64x10 ⁻⁶	8,64x10 ¹	0 - 8,64x10 ⁻⁶
n (%)	38	55	55	33	0 - 55
Sy (%)	23	3	3	24	0 - 3
T (m ² /d)	1,00x10 ³	0 - 2,61x10 ⁻⁴	0 - 2,40x10 ⁻⁴	2,45x10 ³	0 - 6,31x10 ⁻³
LA - n (m)	0 - 4,35	0 - 16,60	0 - 15,28	0 - 9,21	0 - 401,44
LA -Sy (m)	0 - 2,61	0 - 0,75	0 - 0,69	0 - 6,66	0 - 18,25
Sector Río Limarí bajo Altos de Talinay					
Propiedad	C1	C2	C3	Roca basal	
S	0,03 - 0,23	0,03 - 0,23	0 - 0,03		
Ss (m ⁻¹)	5,50x10 ⁻⁵	5,50x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴	0 - 5,50x10 ⁻⁵		
K (m/d)	8,64x10 ¹	8,64x10 ⁻⁶ - 8,64x10 ⁰	0 - 8,64x10 ¹		
n (%)	38	38 - 55	38		
Sy (%)	23	3 - 23	3		
T (m ² /d)	0 - 9,25x10 ²	0 - 6,45x10 ¹	0 - 6,67x10 ²		
LA - n (m)	0 - 3,97	0 - 10,45	0 - 2,89		
LA -Sy (m)	0 - 2,38	0 - 1,68	0 - 0,19		

Continúa en la página 77.

Continuación de la Tabla 5.1.

Sector Río Pama		
Propiedad	C1	C2
S	0,03 - 0,23	0,03-0,08
Ss (m ⁻¹)	5,50x10 ⁻⁵ - 5,50x10 ⁻⁴	1,00x10 ⁻⁴ - 5,50x10 ⁻⁴
K (m/d)	8,64x10 ⁻⁶ - 8,64x10 ¹	8,64x10 ⁻⁶ - 8,64x10 ⁻¹
n (%)	38 -55	38- 55
Sy (%)	3 - 23	3 - 8
T (m ² /d)	0 - 3,20x10 ³	0 - 1,40x10 ¹
LA - n (m)	0 - 13,89	0 - 11,73
LA -Sy (m)	0 - 8,34	0 - 1,21

Roca basal

