



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL
ACUÍFERO DE LA CUENCA DEL RÍO LIMARÍ (REGIÓN DE COQUIMBO,
CHILE).**

Sebastián Alfonso Godoy Araya

Copiapó, Chile 2024



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL
ACUÍFERO DE LA CUENCA DEL RÍO LIMARÍ (REGIÓN DE COQUIMBO,
CHILE).**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de

Geólogo.

Profesor guía: DR. Jaime Araya Vargas

Profesor co-guía: Mg. Ronny Figueroa González

Sebastián Alfonso Godoy Araya

Copiapó, Chile 2024

Dedicatoria

A mi familia, en especial a mis padres, Briza y Miguel que siempre han estado presentes en este largo proceso, gracias por todo.

Agradecimientos

Quiero agradecer en primero lugar a mis padres quienes me han apoyado y han sido el pilar fundamental a lo largo de toda la carrera y la vida, por todos los consejos, por animarme cada vez que lo necesitaba y por sobretodo agradecer por todo el amor que me han entregado en todos estos años. También a mis hermanos por su particular forma de apoyarme y hacerme reír con todas sus tonteras. Agradezco a mi familia, mis abuelos, mis tíos y mis primos por hacerme sentir querido cada vez que estoy con ellos, por darme comida cada vez que viajaba y sobretodo mucho amor

Gracias a Carla por ser mi compañera, mi amiga, mi pareja, por aguantarme y ayudarme cada vez que me frustraba estudiando o realizando este trabajo, por motivarme a realizar cada uno de los largos viajes, por enseñarme su cultura, en especial a su familia y amigos, por cada cosa que se nos ocurrían y sobre todo por esta ahí en las buenas, en las malas y en las peores.

A mis amistades Leandro, Chantal, Kazhyr, Edwards, Ayleen, Ignacio, Giovanni, Ian, por esos días, noches, semanas de estudio, carrete, viajes, por dame ánimo cuando sentía que no podía hacer algo, por siempre acompañarme en cada momento y en especial por soportar mi particular forma de expresarme.

A mi profesor guía, Jaime Araya Vargas por confiar en mí para realizar este proyecto, por ayudarme en este nuevo camino de la hidrogeología, por compartirme sus experiencias, por ser una inspiración para mí, muchas gracias. A mi profesor Co-guía Ronny Figueroa, por enseñarme las bases de esta tesis, por corregirme en mis errores y darse el tiempo de apoyarme a pesar de la distancia y al CEAZA, por darme la oportunidad de realizar el presente trabajo de titulación, por compartir sus recursos del fondo FIC-R BIP 40040995-0 del año 2023.

Y gracias a todas las personas que no han sido nombradas pero que han aportado de su tiempo, su simpatía, su alegría y como no dejar de mencionar a Javiera, Daniela y Mauricio, que, a pesar de los años y la distancia, seguimos siempre en contacto.

Resumen

El objetivo de esta tesis fue estimar cuantitativamente la transmisividad (T), conductividad hidráulica (K) y coeficiente de almacenamiento (S) del acuífero del río Limarí y sus afluentes a partir de pruebas de bombeo. Se analizaron las pruebas de recuperación de 53 pozos mediante el software AQUIFERT TEST 12.0, ajustando las curvas medidas en su mayoría mediante los modelos de Hantush, Neuman, Cooper-Jacob, Double Porosity y Theis,

Los resultados obtenidos indican que existe una gran variabilidad en los valores de los parámetros calculados, con rangos de $T = 0,313 - 3100 (m^2/d)$, $K = 0,00754 - 463,22 (m/d)$ y $S = 0,0011 - 0,103$. Estos valores sugieren que los acuíferos de este trabajo son libres, semiconfinados y confinados. A su vez, estos parámetros muestran variaciones espaciales importantes tanto a escala regional (cuenca del Limarí), como a nivel local, como lo es en los ríos Limarí, Hurtado arriba del embalse Recoleta y Grande arriba embalse La Paloma.

También se calculó el radio de investigación (R_{inv}) e influencias (R) que tienen los pozos en el área. Estos son valores demasiado pequeños (típicamente <200 m) para la cantidad de pozos estudiados y extensión del área de investigación. Se obtuvo una relación empírica entre la conductividad hidráulica y la resistividad eléctrica, basándose en los valores de K estimados en esta tesis y la resistividad eléctrica extraída de estudios geofísicos preexistentes. Mediante esta relación empírica, se interpretó como varían los parámetros hidráulicos en áreas sin presencia de pozos utilizando mapas de resistividad eléctrica. Gracias a esto se pudo ampliar la extensión de la estimación de parámetros hidráulicos. Con los resultados obtenidos se construyó un mapa con las variaciones espaciales de los parámetros hidráulicos e identificar zonas con potencial de extracción de agua.

Abstract

The objective of this thesis was to estimate quantitatively the transmissivity (T), hydraulic conductivity (K) and storage coefficient (S) of the Limarí river aquifer and its tributaries from pumping tests. The recovery tests of 53 wells were analyzed using AQUIFERT TEST 12.0 software, adjusting the measured curves mostly using the Hantush, Neuman, Cooper-Jacob, Double Porosity and Theis models.

The results obtained indicate that there is a large variability in the calculated parameter values, with ranges of $T = 0,313 - 3100 (m^2/d)$, $K = 0,00754 - 463,22 (m/d)$ y $S = 0,0011-0,103$. These values suggest that the aquifers in this work are free, semi-confined and confined. In turn, these parameters show important spatial variations both at the regional scale (Limarí basin) and at the local level, as in the Limarí, Hurtado upstream of the Recoleta dam and Grande upstream of La Paloma dam.

The radius of investigation (R_{inv}) and influences (R) that the wells have in the area were also calculated. These parameters are too small (typically <200 m) for the number of wells studied and the extent of the area of investigation. An empirical relationship between hydraulic conductivity and electrical resistivity was obtained based on the K values estimated in this thesis and the electrical resistivity extracted from pre-existing geophysical surveys. By means of this empirical relationship, the thesis interprets how hydraulic parameters vary in areas without the presence of wells using electrical resistivity maps. This made it possible to extend the range of hydraulic parameter estimation. With the obtained results, a map with the spatial variations of the hydraulic parameters was created and areas with potential of water extraction were identified.

Índice

Capítulo 1: Marco introductorio.....	1
1.1. Introducción	1
1.2. Planteamiento del problema.....	1
1.3. Hipótesis.....	3
1.4. Objetivos	3
1.4.1. Objetivo general.....	3
1.4.2. Objetivo específico	3
1.5. Área de estudio: Ubicación y accesos.....	3
Capítulo 2: Marco Teórico	5
2.1. Generalidades de los diferentes tipos de acuíferos	5
2.2. Propiedades hidráulicas de los acuíferos.....	7
2.3. Comportamiento de las propiedades hidráulicas en modelos hidrogeológicos a gran escala.....	10
2.4. Pruebas de bombeo	11
2.4.1. Tipos de pruebas de bombeo	11
2.5. Solución numérica para evaluar las pruebas de bombeo	12
2.5.1. Ecuación del flujo de agua (Ley de Darcy)	12
2.5.2. Modelos numéricos para solución de flujo en condición transitoria	14
2.6. Método de transiente electromagnético (TEM)	16
Capítulo III: Marco Geológico Regional	18
3.1. Clima.....	18
3.2. Geomorfología	19

3.3. Geología.....	20
3.4. Hidrografía.....	25
3.5. Hidrogeología.....	25
3.6. Estratigrafía de la cuenca del río Limarí.....	27
Capítulo IV: Metodología.....	31
4.1) Revisión de los antecedentes geológicos e hidrogeológicos.....	31
4.2) Análisis y modelación de pruebas de bombeo.....	31
4.2.1) Creación de la base de datos.....	31
Capítulo V: Resultados.....	39
5.1. Parámetros hidráulicos derivado de las pruebas de bombeo.....	39
Capítulo VI: Discusión.....	50
6.1) Validez de los resultados obtenidos del análisis de pruebas de bombeo.....	50
6.2) Caracterización de las propiedades hidráulicas de las unidades estratigráficas de la cuenca del río Limarí.....	54
6.2.1) Conductividad hidráulica (K).....	54
6.2.2) Transmisividad (T).....	55
6.2.3) Coeficiente de almacenamiento (S).....	57
6.2.4) Relación de los resultados con la geología de la cuenca del río Limarí.....	57
6.2.4.1) Unidad hidrogeológica de alta permeabilidad.....	57
6.2.4.2) Unidad hidrogeológica semipermeable.....	58
6.2.4.3) Acuífero en basamento fracturado o unidad hidrogeológica de permeabilidad media a baja.....	58
6.3) Distribución de las propiedades hidráulicas en la cuenca del río Limarí.....	59
6.3.1) Relación empírica entre conductividad hidráulica y resistividad eléctrica.....	60

6.3.2) Estimación de propiedades hidráulicas en áreas sin pozos a partir de valores de resistividad eléctrica	62
Capítulo VII: Conclusiones.....	67
Capítulo VIII: Recomendaciones.....	69
Referencias bibliográficas.....	70
Anexo A: Soluciones matemáticas en condición de flujo permanente y transitorio.....	76
Anexo B: ubicación y propiedades hidráulicas de los pozos en la cuenca del río Limarí	87
Anexo C: gráficos con ajuste de curvas de pruebas de bombeo para cada pozo estudiado, obtenidos mediante el software AQUIFERT TEST 12.0	103
Anexo D: ubicación y descripción estratigrafía de los pozos en la cuenca del río Limarí	123
Anexo E: ubicación de estaciones TEM y valores estimados para K_{exp} . y T_{exp}	135

Índice de Figuras

Figura 1.1: Ubicación del área de estudio. Los polígonos verdes y de borde negro (unidades acuíferas de la cuenca del río Limarí) representan las zonas hidráulicas que se estudiaron. Se indica también la ubicación de los pozos estudiados.	4
Figura 2.1: Dinámica de un sistema hídrico a nivel de cuenca. Tomado de CIGIAA, (2023).	6
Figura 2.2: Parámetros hidráulicos durante bombeo de un Acuífero confinado en régimen permanente. Q =Caudal m^3s , r = radio del cono de descenso (m). Tomado de Sánchez (2022).	13
Figura 2.3: Esquema general de la formación del campo magnético. Modificado de Hernández (2016).	16
Figura 2.4: Comportamiento de la señal TEM a lo largo del tiempo. Tomado de Hernández (2016).	17
Figura 3.1: Modelo topográfico de la cuenca del Río Limarí. La línea roja delimita la zona de estudio. Modificado de Astudillo (2011).	20
Figura 3.4: Mapa de sectores hidrogeológicos de aprovechamientos de agua (SHAC). Elaboración propia	27
Figura 3.5: Columnas representativas de las unidades hidrogeológicas-estratigráficas de cada sector con de la continuidad hidrogeológica de la cuenca del río Limarí. En azul se representa la profundidad promedio del nivel freático extrapolada del modelo Limarí 2020 y en rojo el promedio de la profundidad máxima de exploración para los sondeos TEM. Modificado de CEAZA, (2022b)	30
Figura 4.1: Distribución de las inscripciones de derechos de aprovechamientos de agua en la cuenca del río Limarí. Se revisó un total de 1038 archivos, todos obtenidos desde la DGA.	32
Figura 4.2: Distribución de las 53 pruebas de bombeos analizadas en la cuenca del río Limarí. De un total de 53 pruebas de bombeos seleccionadas, 31 pruebas corresponden a	

pozos (diámetro menor a 1 metros) y 32 corresponde a norias (diámetro mayor a 1 metro).	33
Figura 4.4: Extracto de la base de datos de conductividad hidráulica cargada en QGIS.	36
Figura 4.5: Ejemplo de ventana de comando utilizada para la interpolación de datos y generación del ráster. Cabe destacar que el tamaño de salida es igual en los tres ráster, esto con el fin de mantener un tamaño de pixel único.....	37
Figura 4.6: Ráster de transmisividad del área de estudio. Los polígonos de tonalidad azul que siguen el curso de los ríos representan el ráster obtenido a partir de la interpolación.	37
Figura 5.1: Valores de T obtenidos por sector. Los rectángulos representan el rango de datos entre el primer y tercer cuartil de la población. Las x representa el valor promedio de T para cada río analizado, los puntos sobre los gráficos representan los valores atípicos (outlier) determinados para cada zona.	40
Figura 5.2: Valores de K obtenidos por sector. Los rectángulos representan el rango de datos entre el primer y tercer cuartil de la población. Las x representa el valor promedio de K para cada río analizado, los puntos sobre los gráficos representan los valores atípicos (outlier) determinados para cada zona.	41
Figura 5.3: Mapa con la distribución interpolada de la transmisividad a lo largo de la cuenca del río Limarí. Se incluye los sectores hidrogeológicos de aprovechamientos de agua (SHAC): Com: río Combarbalá; Pa: río Pama; Q. Gra: quebrada Grande; Co: Cogotí; Gua: Guatulame; Ga: río Grande; Ra: río Rapel; Po: río Pomio; Hu: río Hurtado; Hi: río Higuierilla; E. Pu: estero Punitaqui; Li: río Limarí; Q. In: quebrada Ingenio; D. Li: desembocadura río Limarí.....	42
Figura 5.4: Mapa con la distribución interpolada de la conductividad hidráulica a lo largo de la cuenca del río Limarí. Se incluye los sectores hidrogeológicos de aprovechamientos de agua (SHAC): Com: río Combarbalá; Pa: río Pama; Q. Gra: quebrada Grande; Co: Cogotí; Gua: Guatulame; Ga: río Grande; Ra: río Rapel; Po: río Pomio; Hu: río Hurtado; Hi: río Higuierilla; E. Pu: estero Punitaqui; Li: río Limarí; Q. In: quebrada Ingenio; D. Li: desembocadura río Limarí.....	43

Figura 6.1: Determinación de la T , S y c para el pozo ND-0402-132 (pozo 2) mediante el método de Hantush con el software AQUIFERT TEST 12.0. Arriba, ajuste de los parámetros en tiempos iniciales a medios [$T= 24,9 (m^2/d)$], $S= 0,049$ y $c = 153$ (min)]. Abajo, ajuste de los parámetros en tiempos medios a finales [$T= 57,8 (m^2/d)$], $S= 0,00289$ y $c = 86600$ (min)].52

Figura 6.2: Influencia del acuitardo en las pruebas de bombeo. Podemos observar que en tiempos iniciales el acuífero se comporta como un acuífero confinado o libre, pero a mayor tiempo de bombeo, el efecto del acuitardo se hace presente en la prueba de bombeo. Tomado de Sánchez, (2022).....53

Figura 6.3: Conductividad hidráulica versus espesor saturado. para cada pozo. La línea punteada muestra una regresión lineal entre ambos parámetros, la cual resalta la tendencia general interpretada.55

Figura 6.4: Distribución de las estaciones TEM a lo largo de los diferentes ríos en la cuenca del Limarí.....59

Figura 6.5: Relación entre la Conductividad Hidráulica (m/d) y la Resistividad (Ωm) de 20 pozos estudiados cercano a las estaciones TEM. La línea punteada muestra el ajuste lineal que se utilizó como relación empírica entre ambos parámetros (ec.6.1)62

Figura 6.7: Mapa comparativo entre T (arriba derecha), T_{exp} (arriba izquierda) y K (abajo derecha), K_{exp} (abajo izquierda) para los ríos Grande (río arriba y abajo del embalse La Paloma), Mostazal y Guatulame en el sector centro de la cuenca del río Limarí.64

Índice de Tablas

Tabla 2.1: Descripción de los principales parámetros hidráulicos. Modificado de Custodio y Llamas, (1983), Villanueva y Iglesias, (1984) y Bresciani, <i>et al.</i> (2020).	7
Tabla 2.2: Valores estimados de la transmisividad en función de su capacidad de extracción (Villanueva y Iglesias, 1984).	9
Tabla 2.3: Clasificación de terrenos en función de su transmisividad (Custodio & Llamas, 1983).	9
Tabla 2.4: Valores estimados de la conductividad hidráulica ó permeabilidad hidráulica en función de los sedimentos que conforman el terreno (Custodio & Llamas, 1983).	9
Tabla 2.5: Valores de coeficiente de almacenamiento estimados (Villanueva y Iglesias, 1984).	10
Tabla 2.6: resumen de los métodos numéricos para evaluar los parámetros hidráulicos de las pruebas de bombeo.	14
Tabla 3.1: Descripción general de la permeabilidad (cualitativa) y espesor de capas reconocidas en el subsuelo de los diferentes ríos de la zona, compilada a partir de trabajos realizados en el área de estudio. El correlativo de capas va de más somera (Capa 1) a profunda (Capa 4). Grande AB / AR: río Grande aguas abajo/arriba del embalse La Paloma, Hurtado AB / AR: río Hurtado aguas abajo/arriba del embalse Recoleta, Imper: impermeable, Perm: permeable, Semip: semipermeable. Se excluye el sector Límarí AB, por falta de pruebas de bombeo en esa zona.	29
Tabla 5.1: Parámetros hidráulicos promedios determinados para los diferentes sectores acuíferos, en base a las pruebas de bombeo.	39
Tabla 6.1: Clasificación de pozos en base a los valores de K y el criterio de Custodio y Llamas (1983).	54
Tabla 6.2: Caudales de extracción recomendados según el valor de T y la clasificación de Villanueva e Iglesias (1984).	56
Tabla 6.3: Clasificación de T según el tipo de terreno. Custodio y Llamas, (1983)	56

Tabla 6.4: Clasificación de acuíferos según el valor de S y el criterio de Villanueva e Iglesias (1984).57

Tabla 6.5: Número de sondeos TEM en los diferentes ríos de la cuenca del Limarí. Cabe destacar que en algunos ríos existen mayor cantidad de pruebas de bombeo que de sondeos TEM, pero estos últimos están mejor distribuidos a lo largo de la cuenca de los ríos. ...60

Capítulo 1: Marco introductorio

1.1. Introducción

El estudio de los recursos hídricos de Chile tiene una gran importancia debido a la situación actual en el que se encuentra la zona norte y centro del país. La gran cantidad de demanda del recurso que existe en distintos sectores productivos como lo es la minería, agricultura, industrias e incluso para consumo humano en áreas urbanas y rurales, sumado a los cambios climáticos que se han acrecentado en el último periodo, ha dejado a gran parte del país con un déficit de precipitaciones generando la sobreexplotación de los acuíferos (Oyarzun, 2010). Para poder explotar de manera sustentable las aguas subterráneas, es importante conocer las características de parámetros hidráulicos que describen las propiedades de los acuíferos para transmitir y almacenar aguas; la conductividad hidráulica, transmisividad y el coeficiente de almacenamiento.

Los ensayos o pruebas de bombeo son el método más fiable para estimar estos parámetros hidráulicos proporcionándonos también información muy importante para la construcción de un pozo (Martínez-Alfaro et al., 2006). Estos ensayos consisten en bombear los pozos o sondeos, y monitorear la evolución del nivel del agua producida por el bombeo, tanto en el mismo pozo como en los pozos cercanos existentes (si se cuenta con pozos de observación). El bombeo se puede realizar tanto a caudal constante (caudal fijo a lo largo de toda la prueba) como a caudal escalonado (el caudal se mantiene constante un tiempo, para luego cambiar a otro caudal constante y así sucesivamente).

1.2. Planteamiento del problema

Los fenómenos climáticos extremos se han acentuado en los últimos años, uno de los cuales es la sequía prolongada que ha afectado el norte y centro de Chile y que ha traído graves consecuencias para la sociedad. Este evento se reconoce por su capacidad de impactar la seguridad hídrica, ambiental, social y económica (Núñez y 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 y Verbist, 2018).

La demanda mundial de agua está muy condicionada por el crecimiento demográfico, la urbanización, las políticas de seguridad alimentaria y energética y los procesos macroeconómicos. Casi la mitad de la población mundial se abastece de agua potable por medio de fuentes subterráneas y se estima que el 20% de los acuíferos está siendo sobreexplotado (WWAP, 2015). El efecto combinado de la sequía duradera y las crecientes extracciones de agua, ha llevado al país a la sobreexplotación de aguas subterráneas, ocasionando un alarmante deterioro de los acuíferos. (ver p.ej., Taucare et al., 2024). A pesar de esta evidencia, muchos y quizás la mayoría de los acuíferos no se manejan de manera sostenible (Garner, 2019).

La cuenca del río Limarí es la más vulnerable a eventos de sequía de la región de Coquimbo (Meza et al., 2010). A pesar de su vulnerabilidad, la base de información sobre el estado del acuífero de esta cuenca esta desactualizada (Flores y Aliaga, 2020). Existen varios estudios sobre la permeabilidad de los acuíferos, la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento, espesor del acuífero y el balance hídrico, pero estos trabajos solo se centran en sectores específicos de la cuenca del río Limarí (Salazar-Gutiérrez, 2012; Flores y Aliaga, 2020; HIDROGESTIÓN, 2021; De Pasquale et al., 2022; Parra, 2022). Además, en estos estudios no se caracterizan otros parámetros hidráulicos importantes como la transmisividad y el radio de influencia de los pozos estudiados, los cuales son relevantes para la interpretación de las pruebas de bombeo, ya que pueden existir barreras impermeables o bordes positivos provocados por ríos o manantiales cercanos (Batista, 2009).

En esta tesis se caracterizaron y analizaron 4 parámetros hidráulicos (transmisividad, coeficiente de almacenamiento, conductividad hidráulica y radio de influencia), a partir de 53 pozos con pruebas de bombeo distribuidos a lo largo de todo el acuífero de la cuenca del río Limarí, con el fin de entender el funcionamiento hidráulico del acuífero y visualizar a partir de un mapa hidrogeológico (transmisividad y coeficiente de almacenamiento) los sectores favorables para la extracción de agua subterránea. Esta investigación se enmarca en el proyecto FIC-R BIP 40040995-0 del Centro de Investigación de Zonas Áridas (CEAZA), el cual se encuentra realizando estudios en toda la cuenca del río Limarí.

1.3. Hipótesis

La hipótesis de este trabajo es que la interpretación de pruebas de bombeo permitirá determinar los parámetros hidráulicos de las unidades hidrogeológicas de la cuenca del río Limarí con mayor precisión a los trabajos existentes, los cuales se basan en modelamientos numéricos a partir de puntos de monitoreo del nivel freático del agua o interpretaciones de pozos de forma local.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Caracterizar la distribución y propiedades de las unidades hidrogeológicas de la cuenca del río Limarí.

1.4.2. Objetivo específico

- Caracterizar la estratigrafía de la cuenca del río Limarí.
- Cuantificar las propiedades hidráulicas de las unidades hidrogeológicas de la cuenca.
- Obtener un mapa con la distribución de las unidades hidrogeológicas de la cuenca.

1.5. Área de estudio: Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica en la cuenca del río Limarí, entre las latitudes $30^{\circ}11'37''S$ – $31^{\circ}26'07''S$ y longitudes $70^{\circ}10'36''W$ – $71^{\circ}42'59''W$, abarcando las localidades de Ovalle, Combarbalá, Monte Patria y Punitaqui, Región de Coquimbo, Chile. El principal acceso al sector es la ruta 5 Norte que une a Ovalle con la ruta 45. Apartir de estas rutas principales, uno puede tomar diferentes caminos secundarios para acceder a los diferentes sectores de la cuenca del río Limarí.

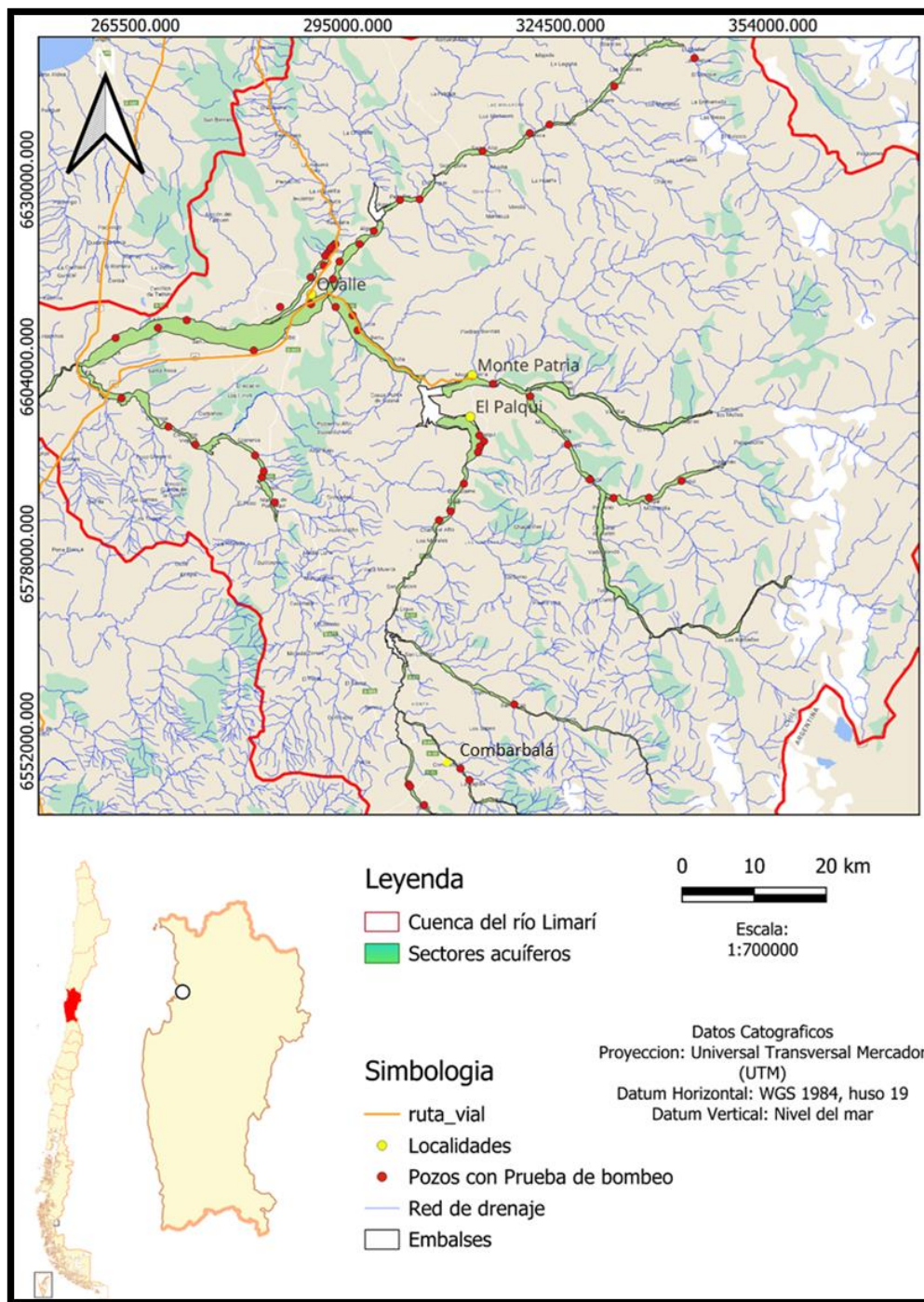


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio. Los polígonos verdes y de borde negro (unidades acuíferas de la cuenca del río Limarí) representan las zonas hidráulicas que se estudiaron. Se indica también la ubicación de los pozos estudiados.

Capítulo 2: Marco Teórico

En este capítulo se presentan los principales conceptos hidrogeológicos utilizados (acuíferos, parámetros hidráulicos), las características principales de una prueba de bombeo, así como también las metodologías numéricas empleadas para obtener los parámetros hidráulicos a partir de las pruebas de bombeo.

2.1. Generalidades de los diferentes tipos de acuíferos

Se define como acuífero a los reservorios de agua que se encuentran debajo de la superficie terrestre, estos tienen la suficiente permeabilidad y porosidad para permitir la circulación del agua, lo cual permite la extracción significativa del recurso (Perdomo et al., 2001). Según Gonzales de Vallejo *et al.* (2005), los acuíferos se pueden clasificar desde un punto de vista hidrogeológico en cuatro grupos principales:

Acuíferos: son formaciones capaces de almacenar y transmitir el agua (gravas, arenas, materiales calcáreos, etc.); tienen capacidad de drenaje alta en las que se pueden perforar pozos. Se suelen explotar para extraer recursos hídricos.

Acuitardos: son formaciones capaces de almacenar el agua en cantidades muy importantes, pero la transmiten con dificultad; se suelen denominar con frecuencia formaciones semipermeables (limos, arenas limosas, arenas arcillosas, etc.), y su capacidad de drenaje es media a baja. No son de interés extraer agua para las necesidades humanas.

Acuicludos: son formaciones que pueden almacenar el agua en grandes cantidades, pero no tienen la posibilidad de transmitirla y se drenan con mucha dificultad. El agua se encuentra encerrada en los poros de la formación y no puede ser liberada (arcillas, arcillas plásticas, limos arcillosos, etc.). En hidrogeología clásica, se asumen como impermeables.

Acuífugos: formaciones incapaces de almacenar y de transmitir el agua; están representados por las rocas compactas, como granitos y gneises, y a veces incluso calizas muy compactas sin karstificar, se muestran como impermeables salvo que existan fracturas que pueden permitir flujos.

La clasificación de los acuíferos se puede realizar también desde un punto de vista hidráulico según el medio en el que se encuentre. (p. ej., Fuentes Yague, 2000), ver Figura 2.1.

-Acuífero Confinado: Aquel que se encuentra encerrado entre dos capas impermeables, saturado en su totalidad de agua y se encuentra sometido a presiones mayores a la presión atmosférica.

- Acuífero Semiconfinado: En este acuífero la presión es superior a la atmosférica igual que en los confinados, las capas que lo confinan no son en su totalidad impermeables lo que permite la infiltración y movimiento de agua, este tipo de acuífero son mucho más frecuentes que los confinados.

- Acuífero libre: En los acuíferos libres el nivel freático está sometido a una presión igual a la atmosférica, el agua se encuentra en contacto con la superficie a través de los poros que existen en el suelo, normalmente no suelen tener niveles de agua que puedan saturar la porosidad total de la capa permeable.

Ambas definiciones se correlacionan para determinar el tipo de acuíferos y las propiedades hidráulicas de la zona.

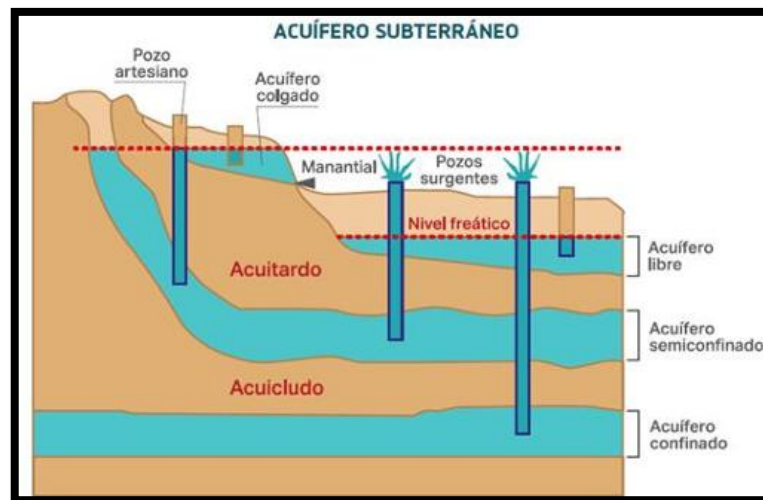


Figura 2.1: Dinámica de un sistema hídrico a nivel de cuenca. Tomado de CIGIAA, (2023).

2.2. Propiedades hidráulicas de los acuíferos

Los parámetros hidrogeológicos permiten conocer y cuantificar cómo es el movimiento del agua en el interior del acuífero, de acuerdo con la ecuación general del flujo de las aguas subterráneas. Los parámetros hidráulicos más útiles y empleados, son: porosidad, transmisividad, conductividad hidráulica o permeabilidad efectiva, coeficiente de almacenamiento y radio de influencia las que se resumen en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Descripción de los principales parámetros hidráulicos. Modificado de Custodio y Llamas, (1983), Villanueva y Iglesias, (1984) y Bresciani, *et al.* (2020).

Propiedad Hidráulica	Formula	Descripción
Porosidad (m) [%]	$m = V_h/V_r$	La porosidad (m) es la razón entre el volumen de poros (V_h) y el volumen total de un material (V_r). La porosidad de una roca depende de parámetros texturales tales como: el tamaño, la selección, la forma, el empaquetamiento y la madurez textural y composicional.
Transmisividad (T) [m^2/d]	$T = 0,183 * \left(\frac{Q}{\Delta d}\right)$ <p style="text-align: center;">ó</p> $T = K * s \quad (2.1)$	La transmisividad (T) es el volumen de agua que puede ser transmitida horizontalmente a través de una sección de acuífero, que involucre todo el espesor saturado, bajo un gradiente hidráulico. Depende del caudal (Q [l/s]) y el intervalo del abatimiento (Δd ó s [m]). El caudal consiste en la cantidad de fluido que circula a través de una sección del ducto (tubería). El intervalo de abatimiento se define como descenso del nivel del agua que presenta un pozo cuando se bombea.

<p>Coeficiente de almacenamiento (S) [-]</p>	$S = \gamma b(m_e \beta + \alpha)$	<p>El coeficiente de almacenamiento (S) se define como el volumen de agua liberado o añadido a un acuífero por unidad de superficie del acuífero y por unidad de variación de carga hidráulica. Depende del peso específico del agua (γ)[kg * f/L], espesor saturado (b)[m], porosidad efectiva (m_e), módulo de compresibilidad del acuífero (α)[MPa] y módulo de compresibilidad del agua (β) [MPa].</p>
<p>Conductividad hidráulica o permeabilidad efectiva (K) [m/d]</p>	$K = \frac{k * p * g}{\mu}$	<p>Volumen de agua que escurre a través de un área unitaria de un acuífero bajo una gradiente unitaria y por unidad de tiempo. Depende de la permeabilidad intrínseca del medio (k), la aceleración de gravedad (g)[m/s²], la densidad del líquido (p)[kg/m³], y tiene una relación inversa con la viscosidad del fluido (μ)[Pa * s].</p>
<p>Radio de influencia (R) [m]</p>	$R = 1,5 * \sqrt{\frac{T * t}{S}}$	<p>El radio de influencia (R), es la distancia alrededor del pozo de captación hasta donde llegan a ocurrir descensos en el nivel de agua cuando se realiza la prueba de bombeo. Depende de la transmisividad (T), el tiempo de la prueba de bombeo (t) y el coeficiente de almacenamiento (S).</p>
<p>Radio de Investigación [m]</p>	$R_{inv} = \sqrt{\frac{T * t}{S}}$	<p>El radio de investigación es la distancia máxima desde un pozo de bombeo hasta la cual las propiedades del acuífero tienen una influencia significativa en el descenso del pozo. Depende de la transmisividad (T), el</p>

		tiempo de la prueba de bombeo (t) y el coeficiente de almacenamiento (S).
--	--	---

Las Tablas 2.2, 2.3, 2.4 y 2.5 muestran la clasificación realizada por varios autores para determinar el tipo de acuífero según su transmisividad, coeficiente de almacenamiento y conductividad hidráulica.

Tabla 2.2: Valores estimados de la transmisividad en función de su capacidad de extracción (Villanueva y Iglesias, 1984).

T (m²/día)	Calificación estimativa	Posibilidades del acuífero
T < 10	Muy baja	Pozos de menos de 1 l/s con 10 m de depresión teórica.
10 < T < 100	Baja	Pozos entre 1 y 10 l/s con 10 m de depresión teórica.
100 < T < 500	Media a alta	Pozos entre 10 y 50 l/s con 10 m de depresión teórica.
500 < T < 1.000	Alta	Pozos entre 50 y 100 l/s con 10 m de depresión teórica.
T > 1.000	Muy alta	Pozos superiores a 100 l/s con 10 m de depresión teórica.

Tabla 2.3: Clasificación de terrenos en función de su transmisividad (Custodio & Llamas, 1983).

T	1	10	10²	10³	
Calificación	Impemeables	Poco permeable	Algo permeable	Permeable	Muy permeable
Calificación del acuífero	Sin acuífero	Acuífero muy pobre	Acuífero pobre	Acuífero de regular a bueno	Acuífero excelente
Tipo de materiales	Arcilla compacta. Pizarra. Granito.	Limo arenoso. Limo. Arcilla limosa.	Arena fina. Arena limosa. Caliza poco fracturada. Basaltos.	Arena limpia. Grava y arena. Arena fina. Caliza fracturada.	Grava limpia Dolomías, calizas muy fracturadas.

Tabla 2.4: Valores estimados de la conductividad hidráulica ó permeabilidad hidráulica en función de los sedimentos que conforman el terreno (Custodio & Llamas, 1983).

Permeabilidad m/día	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1	10	10^2	10^3	10^4
Calificación	Impermeables		poco permeables		Algo permeable		Permeable		Muy permeable		
Calificación del acuifero	Acuicludo		Acuitardo		Acuifero pobre		Acuifero de regular a bueno		Acuifero excelente		
Ejemplo de material	Arcilla compacta Pizarra Granito		Limo arenoso Limo Arcilla limosa		Arena fina Arena limosa Caliza fracturada		Arena limpia Grava y arena Arena fina		Grava limpia		

Tabla 2.5: Valores de coeficiente de almacenamiento estimados (Villanueva y Iglesias, 1984).

Tipo de material permeable	Forma del funcionamiento del acuifero	Valores de S (medio)
<i>Kárstico:</i>		
Caliza y dolomías jurásicas	Libre	2×10^{-2}
	Semiconfinado	5×10^{-4}
	Confinado	5×10^{-5}
Calizas y dolomías cretácicas y terciarias	Libre	$2 \times 10^{-2} - 6 \times 10^{-2}$
	Semiconfinado	$10^{-3} - 5 \times 10^{-4}$
	Confinado	$10^{-4} - 5 \times 10^{-5}$
<i>Poroso intergranular:</i>		
Gravas y arenas	Libre	$5 \times 10^{-2} - 15 \times 10^{-2}$
	Semiconfinado	10^{-3}
	Confinado	10^{-4}
<i>Kársticos y porosos:</i>		
Calcarenitas marinas terciarias	Libre	$15 \times 10^{-2} - 18 \times 10^{-2}$

2.3. Comportamiento de las propiedades hidráulicas en modelos hidrogeológicos a gran escala

En hidrogeología suele hablarse de acuiferos en medios porosos para referirse a formaciones geológicas no consolidadas, es decir, para sedimentos que todavía no han alcanzado el proceso de diagénesis. En general hace referencia a materiales detríticos, tales como gravas, arenas, limos y arcillas. Estos acuiferos pueden tener características hidrogeológicas muy diferentes según el proceso geológico que los originó.

Cuando hablamos de cuencas sedimentarias, estamos hablando de procesos geológicos que han afectado una zona durante millones de años. Pueden ocupar superficies de miles de kilómetros cuadrados y profundidades de centenas a miles de metros y tiene una gran

capacidad de almacenamiento de agua subterránea. Cuando el acuífero tiene grandes dimensiones, suele estar constituido por materiales de litología variable, con toda la gama de tamaños de partícula, desde grava hasta arcilla. Zhou et al. (2010) indican que, al trabajar con escalas relativamente grandes como la escala regional, se asume que los valores de los parámetros hidráulicos principalmente la conductividad en cada capa es homogénea, esto debido a la extensión del modelo y la reducida información disponible. Esta asunción deja de ser válida cuando se trabaja localmente puesto que no representa las condiciones reales del sistema. Estos cambios granulométricos hacen que dentro del acuífero existan zonas con permeabilidades muy diferentes. Debido a la extensión que tienen las diferentes cuencas, el espesor del relleno sedimentario varía en gran medida.

2.4. Pruebas de bombeo

El ensayo de bombeo es una técnica utilizada para el estudio del comportamiento del agua subterránea, en la cual se determinan las características hídricas dentro y fuera del pozo en donde se va a realizar la prueba de bombeo (Villanueva y Iglesias, 1984). La forma más común de realizar una prueba de bombeo, es bombeando agua desde un pozo, a una tasa constante o variable, por lo menos durante un día (24 horas), mientras se miden cuidadosamente los niveles de agua en el pozo y en otros pozos de observación (si es que existen) (Figura 2.2). Cuando el agua es bombeada desde el pozo, la presión en el acuífero disminuye, provocando el descenso del nivel de agua en los pozos de observación. El descenso disminuye radialmente desde el pozo de bombeo, y aumenta a medida que el bombeo continúa (Cooper y Jacob 1946).

2.4.1. Tipos de pruebas de bombeo

Los ensayos o pruebas de bombeo, en sus múltiples variantes son la principal herramienta de que se dispone para el estudio del comportamiento de pozos, predicción de caudales y descensos futuros, y la obtención de valores representativos de las características hidráulicas de los acuíferos.

A continuación, se describen 3 tipos de pruebas de bombeo (Reckmann, 2001):

- 1) **Caudal variable o escalonado:** La prueba de caudal variable o escalonado, consiste en bombear el pozo con diferentes caudales fijos durante períodos

definidos, controlando los niveles de agua y el tiempo. Según las bases técnicas de la ley 18.450 del Consejo Nacional de Riego (CNR) que rigen en Chile, establecen observaciones de niveles en función del tiempo conforme a la siguiente escala: 0 – 5 – 10 – 15 – 30 – 45 y 60 minutos, y después cada 30 min hasta que el nivel deprimido se estabilice, no excediendo de 12 horas por etapa. Esta prueba es fundamental para determinar el caudal específico y seleccionar aquel a utilizar en la prueba de bombeo a caudal constante.

- 2) **Caudal constante:** La prueba de caudal constante, similar a la anterior, pero manteniendo un solo caudal durante un período definido. Esta prueba permite calcular la transmisividad del acuífero. En el caso de disponer de uno o varios pozos de observación será posible calcular el coeficiente de almacenamiento, para lo cual habrá que controlar los niveles y el tiempo en cada uno de ellos. El tiempo de duración de las pruebas es mínimo es de 24 horas para la de caudal constante.
- 3) **Prueba de Recuperación:** Las pruebas de recuperación consisten en la medición del tiempo en el cual un pozo llega hasta el nivel inicial o nivel estático aproximado, ya que por la explotación del acuífero es muy difícil que llegue al nivel inicial en un tiempo relativamente corto. Esta prueba permite determinar la transmisividad y coeficiente de almacenamiento (si se cuenta con uno o más pozos de observación).

2.5. Solución numérica para evaluar las pruebas de bombeo

2.5.1. Ecuación del flujo de agua (Ley de Darcy)

El estudio de flujo de agua en acuíferos y su comportamiento durante pruebas de bombeo o inyección se basa en las ecuaciones fundamentales que estudian el flujo de agua en medios porosos.

La Ley de Darcy establece la relación entre un caudal que atraviesa un medio poroso y las características de dicho medio, donde Q es el caudal que es capaz de atravesar un medio poroso de sección A y conductividad hidráulica K , sometido a un gradiente de cargas $\frac{dh}{dr}$

$$Q = -KA \frac{dh}{dr} \quad (1)$$

$$Q = \text{Caudal} \left(\frac{m^3}{s} \right)$$

$$K = \text{Conductividad hidráulica} \left(\frac{m}{s} \right)$$

$$A = \text{Sección del área por donde circula el agua} (m^2) = 2 * \pi * r * b$$

$$\left(\frac{dh}{dr} \right) = \text{Gradiente hidráulico (adimensional)}$$

$$r = \text{radio del cono de descenso} (m)$$

$$b = \text{Espesor del acuífero} (m)$$

La ecuación de flujo en régimen transitorio involucra el factor tiempo, al considerar que el volumen saliente del sistema es igual al volumen de agua que entra menos el volumen aportado por el medio poroso, en un intervalo de tiempo:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} + \frac{R_w}{T} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 2)$$

Donde R_w se define como el gasto (Q) que atraviesa una unidad de acuífero. En la Figura (2.2) se representa el cono de descensos generado por el flujo radial del agua hacia un sondeo, a través de un acuífero confinado, de espesor constante.

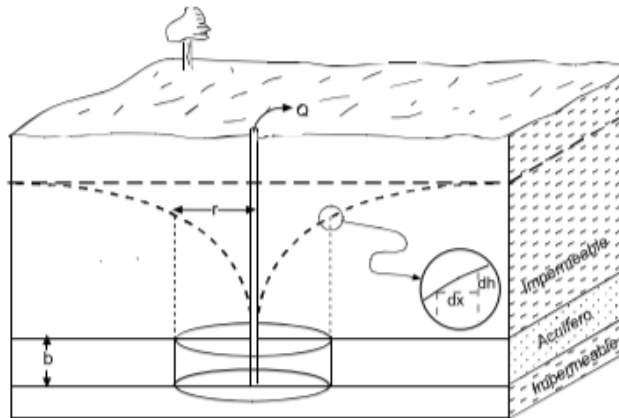


Figura 2.2: Parámetros hidráulicos durante bombeo de un Acuífero confinado en régimen permanente. Q =Caudal $\left(\frac{m^3}{s} \right)$, r = radio del cono de descenso (m). Tomado de Sánche (2022).

2.5.2. Modelos numéricos para solución de flujo en condición transitoria

Bajo condiciones de flujo transitorio, las soluciones matemáticas que se han desarrollado a partir de la ecuación fundamental de flujo (ec. 2) requieren uso de modelos matemáticos más complejos, y muchas veces no se llega a una única solución. Las hipótesis que se aceptan respecto a las características de los acuíferos y de las condiciones hidráulicas del pozo de bombeo se indican en el Anexo A. La Tabla 2.2 presenta un resumen de los principales métodos analíticos que permiten estimar los parámetros hidráulicos de los acuíferos mediante pruebas de bombeo, en condición de flujo transitorio.

Tabla 2.6: resumen de los métodos numéricos para evaluar los parámetros hidráulicos de las pruebas de bombeo.

Solución matemática	Tipo de acuífero	Ecuación Matemática	Observaciones
Theis (1932)	Confinado	$d = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) * \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$	La solución se obtiene resolviendo la integral (función de $w(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$), la integral no tiene una solución analítica, por lo cual se resuelve por diferentes métodos aproximados. d corresponde a la depresión en un punto situado a la distancia r del pozo de bombeo, $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$ y representa la función auxiliar.
Cooper-Jacob (1946)	Confinado	$d = 0,183 \left(\frac{Q}{T}\right) * \log \frac{2,25 Tt}{r^2 S}$	Simplificación a la ecuación de Theis (1932). Se aplica cuando en la prueba de bombeo se reúnen ciertas condiciones (distancias cortas o largos tiempos de bombeo). T es la transmisividad del pozo, t es la duración de la prueba de bombeo, r^2 es el cono de descenso, S es el coeficiente

			de almacenamiento y Q es el caudal de extracción.
Neuman (1975)	Libre	$d = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) * w(u_a, u_b, \Gamma)$	La solución se obtiene resolviendo la función $w(u_a, u_b, \Gamma)$. Donde u_a corresponde a los descenso en tiempos iniciales (similar a la ecuación de Theis), (u_b) corresponde a los tiempos finales de la prueba de bombeo, donde interviene la coeficiente de almacenamiento típico de acuíferos libres m_e . Se asume que el acuífero tiene un comportamiento variable a lo largo de la prueba.
Hantush (1964)	Semiconfinado	$d = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) * w(u, \frac{r}{B})$	Se basa en la solución de la función $w(u, \frac{r}{B})$, la cual representa la función de los acuíferos semiconfinado, $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$ y representa la función auxiliar, B es el factor de goteo de la capa semiconfinata y su función se define como $\sqrt{\frac{Tb'}{K'}}$, la cual se asume como la recarga del acuífero
Moench (1984)	Semiconfinado Confinado	$\frac{h_{wD}}{p\{pW_D[K_0(x) + xS_wK_1(x)] + xS_wK_1(x)\}}$	Derivado de la solución analítica para el flujo hacia un pozo de bombeo de diámetro finito en un acuífero fracturado de doble porosidad. Se suele utilizar en acuíferos donde la roca es compacta y el acuífero se ubica en las fracturas de la roca (rocas ígneas, metamórficas).

2.6. Método de transiente electromagnético (TEM)

El método de sondeo electromagnético transitorio, comúnmente conocido como sondeo TEM o TDEM (Transient Electromagnetic, Time Domain Electromagnetic), consiste en un método geofísico electromagnético en el dominio del tiempo que permite estimar las variaciones de resistividad eléctrica del subsuelo (Yáñez, 2017).

Las mediciones TEM consisten en instalar una espira o bobina con un cable en forma de cuadrado (*loop*), por la que se deja pasar una corriente eléctrica la cual induce un campo magnético primario en la vecindad del *loop* (Figura 2.3). El campo magnético primario induce corrientes eléctricas en el subsuelo, las cuales a su vez inducen campos magnéticos secundarios. Después de cierto tiempo (fracciones de segundos), se interrumpe abruptamente el flujo de corriente y el campo magnético primario, intervalo que se utiliza para medir la intensidad de los campos magnéticos secundarios en la bobina receptora.

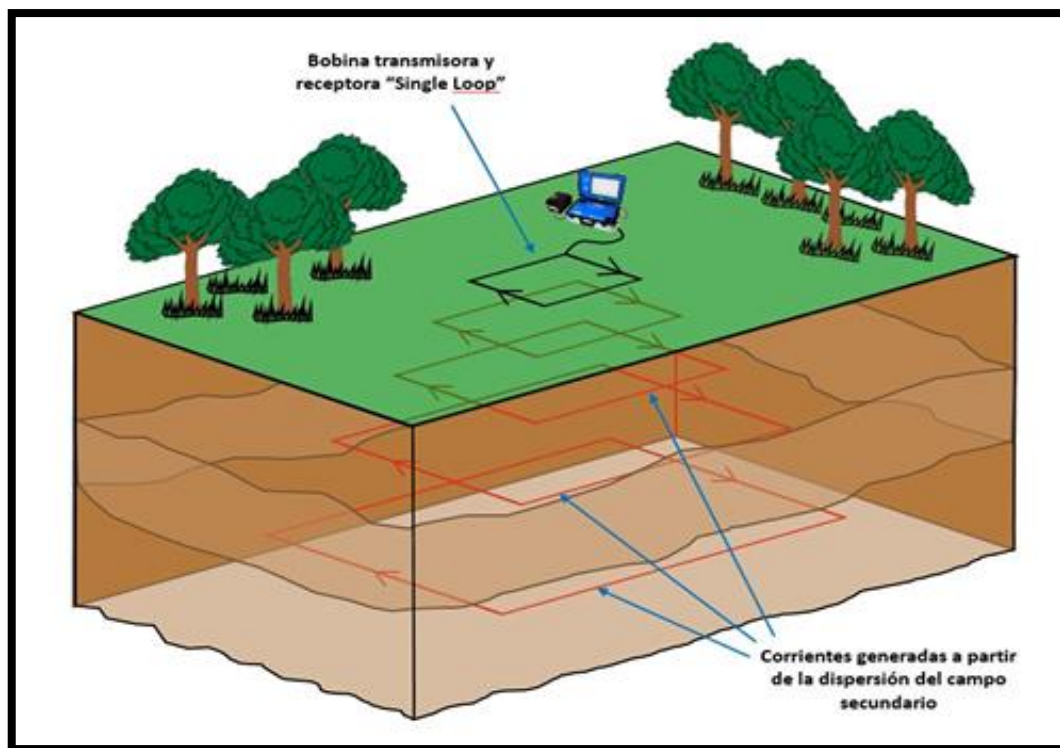


Figura 2.3: Esquema general de la formación del campo magnético. Modificado de Hernández (2016).

Los cambios del campo magnético secundario con el tiempo inducen un voltaje en la bobina receptora conocido como transitorio (Figura 2.4). La forma del decaimiento de este

voltaje contiene información sobre la distribución de la resistividad eléctrica del terreno debido a que la magnitud y la distribución de la corriente inducida dependen de él (Hernández, 2016). Los datos medidos son luego modelados con algoritmos matemáticos para estimar la distribución de resistividad eléctrica en el subsuelo.

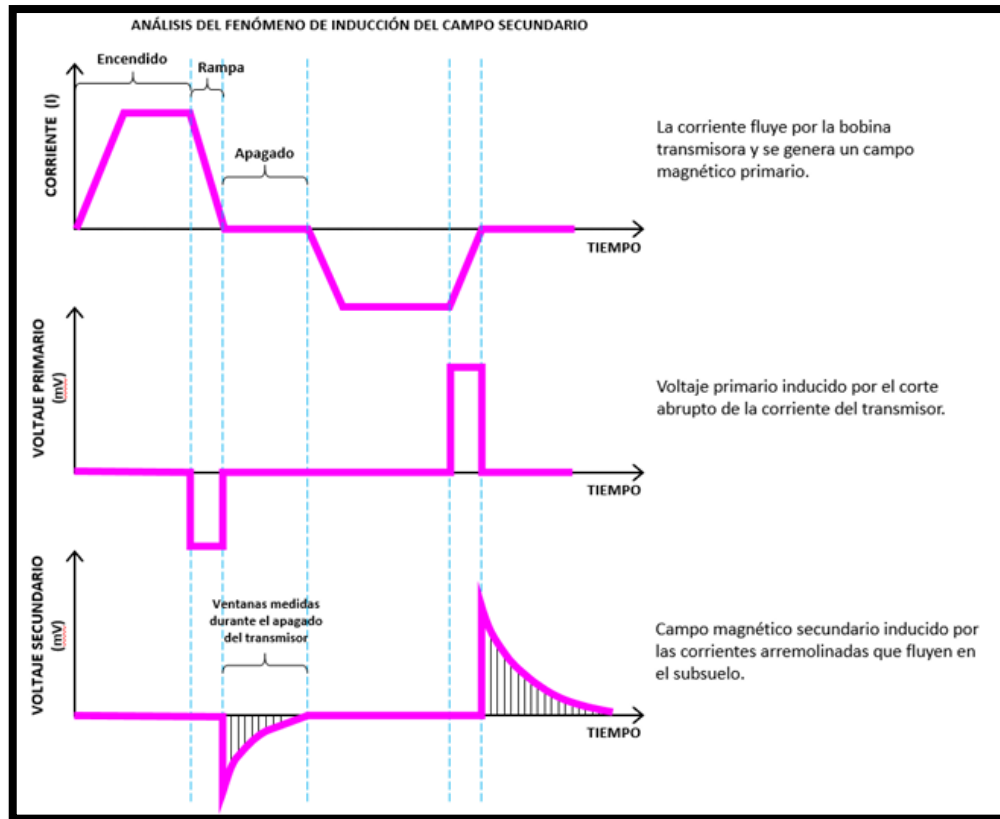


Figura 2.4: Comportamiento de la señal TEM a lo largo del tiempo. Tomado de Hernández (2016).

Capítulo III: Marco Geológico Regional

3.1. Clima

A grandes rasgos, el clima del área de estudio está fuertemente condicionado por el Anticiclón del Pacífico Sur, lo que genera un bioclima seco y árido, que implica sequías prácticamente durante todo el año, con excepción de los meses de invierno. La temperatura media anual bordea los 17°C, con una mínima de 10°C y una máxima de 24°C. La precipitación media anual en el interior es de 100 mm (promediando los últimos 30 años en Ovalle), mientras que en la Cordillera de los Andes es de aproximadamente 180 mm (lluvia más nieve). Además, la región se caracteriza por fuertes variaciones inducidas por los vientos del oeste que se correlacionan con los años de "El Niño", que traen las lluvias intensas y posteriores inundaciones repentinas (Oyarzún, 2010).

A partir de esto, en la cuenca del río Limarí se generan 3 tipos de climas (Flores y Aliaga, 2020):

- 1) *Semiárido con nublados abundantes*, el cual se presenta a lo largo de toda la costa. Su influencia llega hasta los 40 km hacia el interior de la región, por medio de los valles transversales y quebradas. Su mayor característica es la abundante nubosidad; humedad, temperaturas moderadas, con un promedio de precipitaciones de 130 mm anuales (30 años de mediciones) con un período seco de 8 a 9 meses.
- 2) *Semiárido templado con lluvias invernales*, el cual se sitúa en el valle del río Limarí, caracterizándose por ser un clima seco en el cual la evaporación es superior a la precipitación y donde no hay excedentes hídricos. Sus temperaturas medias anuales son inferiores a 18°C.
- 3) *Semiárido frío con lluvias invernales* Se localiza en la Cordillera de Los Andes sobre los 3.000 metros de altitud, presentando altas precipitaciones, escorrentías, temperaturas bajas y nieves permanentes, las cuales conforman un aporte de agua importante hacia el río Limarí durante periodos estivales.

3.2. Geomorfología

El relieve de la cuenca del río Limarí se caracteriza por ser una zona montañosa con una geomorfología de valles transversales, a través de los cuales, los ríos descienden desde la Cordillera de los Andes, hasta el mar, a través de estrechos valles encajonados con laderas de abrupta pendiente (Figura 3.1). 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.

A partir de ello, se reconocen 4 grandes macrounidades (Flores y Aliaga, 2020)

- 1) Alta montaña: esta macrozona corresponde a la Cordillera de los Andes, la que se extiende a lo largo de toda la zona de estudio, y ocupa la posición extrema oriental de la región. Se distingue por sus grandes altitudes (Figura 3.1), su capacidad de retención nival y por la ausencia de volcanismo cuaternario. Sus cumbres superan los 3.500 m.s.n.m., alcanzando sobre la frontera chileno-argentina los 6.000 m.s.n.m.
- 2) Montaña Media: agrupa todos aquellos relieves cuya altitud no supera los 3.000 m.s.n.m. (Figura 3.1). Aparece como un relieve desmembrado y discontinuo, debido a la intensa disección fluvial a que ha estado sometido. El límite occidental de la unidad queda demarcado por la franja litoral y los relieves asociados a ella. Generalmente, en esta zona los cursos de agua no alcanzan a desarrollar escorrentías permanentes aguas abajo, ni como para constituir valles con depósitos sedimentarios ni terrazas.
- 3) Franja Litoral: en este ambiente se inicia el dominio de las terrazas de sedimentación marina (Figura 3.1). La Cordillera de la Costa presentan un conjunto de plataformas de abrasión marina que se correlacionan con los niveles de sedimentación de las bahías de Coquimbo y Tongoy. Estas terrazas litorales limitan hacia el este con macizos de varios cientos de metros separados unos de otros por quebradas que han formado los cursos de agua en su trayecto para alcanzar el mar.
- 4) Valles Fluviales Transversales: su forma es producto de la actividad de las aguas corrientes, con altitudes que no superan los 300 m.s.n.m. en su curso inferior (Figura 3.1). Estos valles fluviales se caracterizan por presentar, en sus cursos

medio e inferior, un completo sistema de terrazas que corresponden a las superficies de sedimentación marina descritas anteriormente. De esta forma, estas terrazas se correlacionan con los cambios sufridos por el nivel del mar durante el Cuaternario.

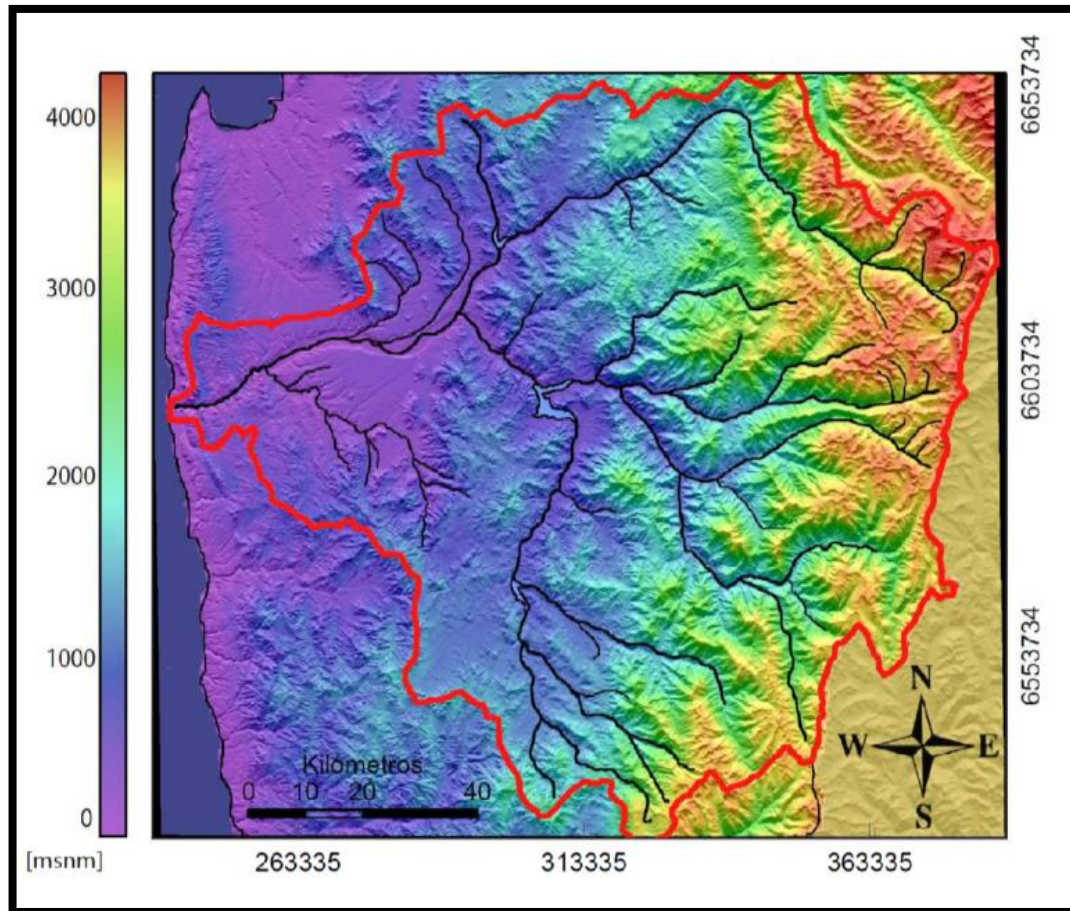


Figura 3.1: Modelo topográfico de la cuenca del Río Limarí. La línea roja delimita la zona de estudio. Modificado de Astudillo (2011).

3.3. Geología

La geología de la cuenca del río Limarí (Figura 3.2) está constituida por rocas volcánico-clásticas con intercalaciones sedimentarias marinas y volcano-continentales del Cretácico (entre 145-66 Ma), las cuales están en contacto intrusivo con rocas graníticas del Cretácico-Terciario, exceptuando el dominio costero, donde hay una franja Norte-Sur de rocas metamórficas del Paleozoico inferior (~350 Ma) en contacto con extensos afloramientos de rocas intrusivas del Paleozoico (Charrier, et al.,2007). A nivel

estructural, se destaca la ubicación de un sinclinal en el centro del área, presentando un sistema de fallas en sentido preferencial N-S asociado a la Falla de Vicuña, y en menor medida a sistemas estructurales NNO-SSE vinculados a contactos intrusivos y zonas de alteración hidrotermal (Charrier et al.,2007).

En la costa afloran rocas metamórficas, específicamente filitas, esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas y mármol asociadas al Complejo Metamórfico del Choapa que se atribuye a una edad Devónico-Carbonífero. (Rivano y Sepulveda, 1986). Estas rocas están intruidas por rocas triásicas del Complejo Plutónico Altos de Talinay. En conjunto, estas rocas representarían un complejo de subducción y un arco magmático, respectivamente (Emparan y Pineda, 2006).

En la costa y en la Cordillera de los Andes afloran secuencias intrusivas y extrusivas representadas por el Complejo Volcánico Agua Salada y la Formación Algarrobal, respectivamente, que evidencian la actividad volcánica durante el Jurásico Medio – Superior asociados al ciclo andino (Pineda y Emparan, 2006). Sobre las unidades anteriores, se observan rocas sedimentarias de ambiente continental de la 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. A estos depósitos corresponden las rocas de las formaciones Quebrada Marquesa (Hauteriviano – Albiano), Pucalume (Aptiano – Cenomaniano) y Estratos de Quebrada La Totorá (Albiano – Turoniano). Esta sedimentación fue acompañada de actividad volcánica andesítica y piroclástica representada por la Formación Viñita, de edad Cretácico Superior (Pineda y Emparan, 2006). El volcanismo continuó y es alternado por secuencias sedimentarias continentales, las cuales se asocian a una etapa de compresión, produciéndose un engrosamiento de la corteza continental. Estas formaciones corresponden a 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 de Dioritas a Granitos (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. Estos depósitos son de edad Mioceno – Pleistoceno y corresponde a la Formación Confluencia (Coloma et al., 2020). La cubierta cuaternaria rellena las quebradas principales y se conforma de depósitos no consolidados aluviales, coluviales y fluviales actuales (Coloma et al., 2020).

La zona occidental se caracteriza por la presencia de fallas de rumbo con direcciones principales NNW y afectan principalmente rocas paleozoicas, triásicas y jurásicas. La zona central del área de estudio, se caracteriza por una gran cantidad de fallas normales locales con dirección NNE, NE las cuales cortan rocas del cretácico y paleógeno. Finalmente, el área oriental se caracteriza por la presencia de grandes fallas (Vicuña, Tulahuen, etc.) de orientación N-S, NE y controlan el emplazamiento de intrusivos del cretácico superior al eoceno (Astudillo, 2011).

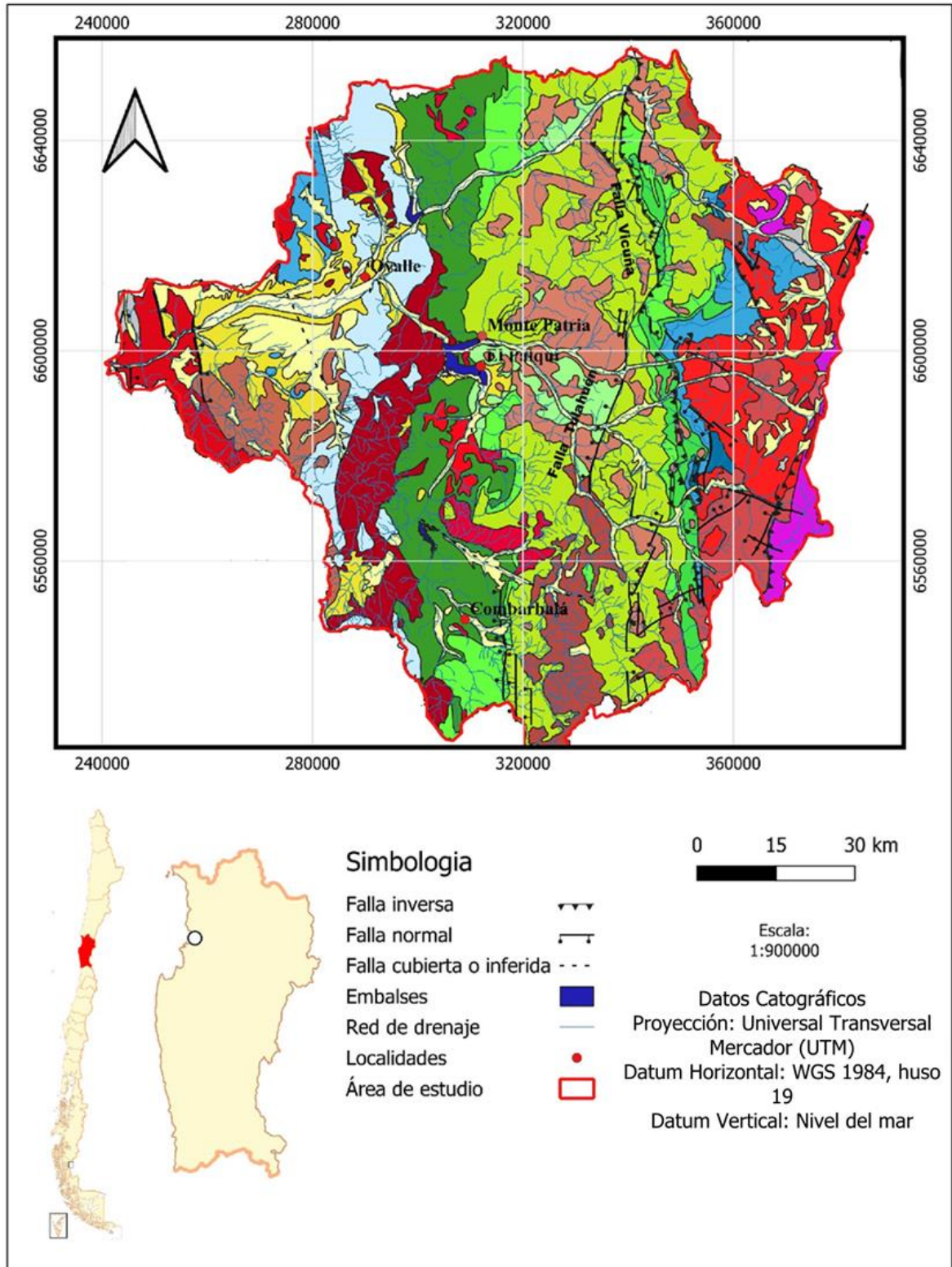


Figura 3.2: Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986); Emparan y Pineda (2006); Pineda y Emparan (2006); Pineda y Calderón (2008).

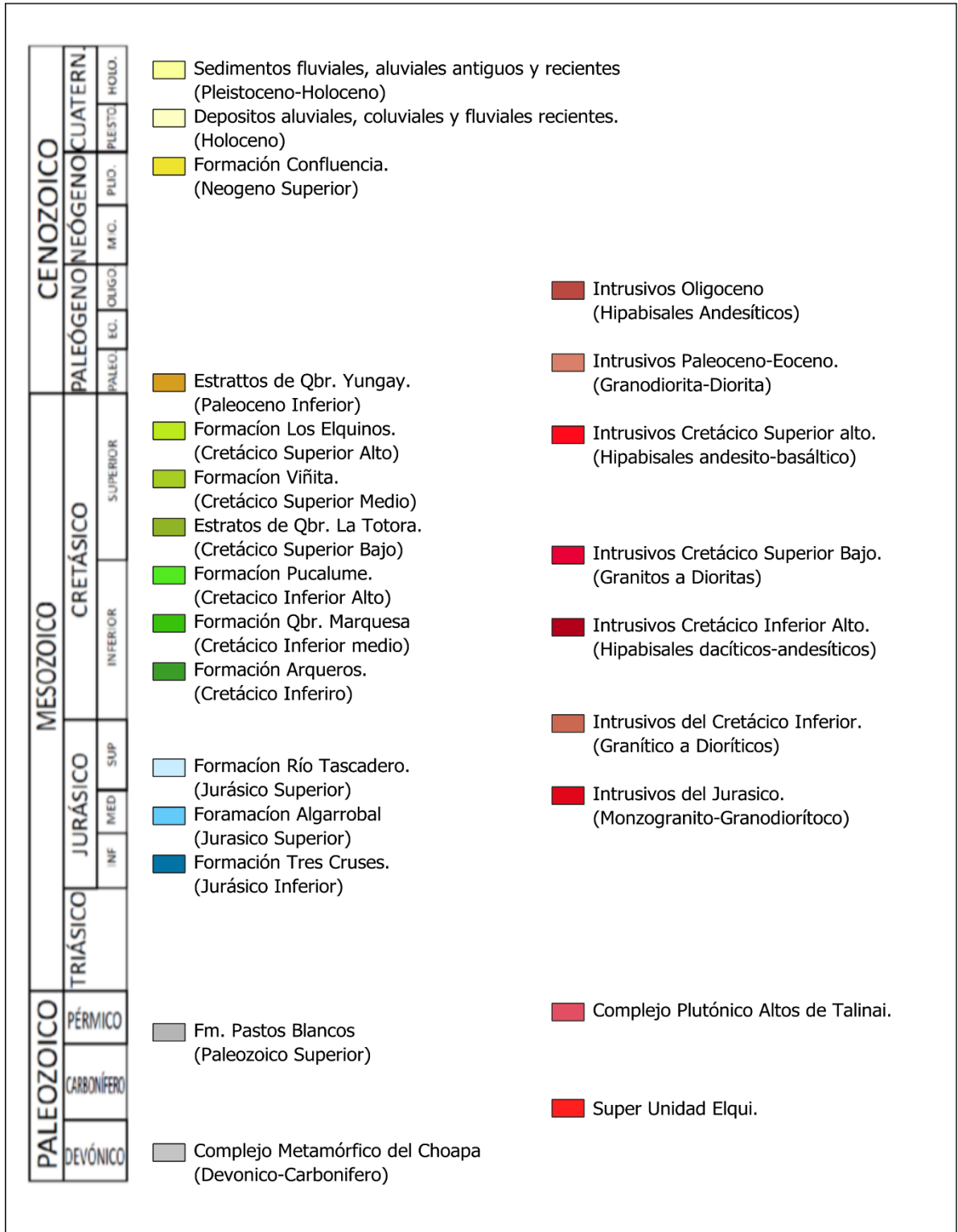


Figura 3.3: Leyenda mapa geológico del área de estudio. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986); Empanan y Pineda (2006); Pineda y Empanan (2006); Pineda y Calderón (2008).

3.4. Hidrografía

La zona de estudio se caracteriza por tener numerosos cursos de agua que transportan desde la cordillera hasta el mar (Figura 3.4). Los cauces más importantes son los ríos Hurtado, Grande, Guatulame y Limarí. En la zona, existen 3 grandes embalses los cuales han ayudado a afrontar las épocas de sequía. Estos embalses son La Paloma, Recoleta y Cogotí y regulan el volumen de agua en la zona.

El río Hurtado nace en la Cordillera de los Andes y fluye con dirección SE-NO y gira abruptamente con una dirección NE-SO a la altura de la localidad de Hurtado, desembocando finalmente en el embalse Recoleta. En su recorrido se ve nutrido por río Ternero, la quebrada Elqui, la quebrada Rapel y el río Chacay. Su caudal promedio es de $2,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (Flores y Aliaga, 2020). Río Grande se caracteriza por poseer múltiples afluentes (los más importantes son Rapel, Mostazal y Ponio), este río nace en la cordillera de los Andes y tiene una dirección SE-NO, siendo diseccionado en su parte final por el embalse La Paloma. Su caudal promedio antes del embalse es de $8,5 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que posterior a este fluye a $5,3 \text{ m}^3/\text{s}$ anuales (Flores y Aliaga, 2020). 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 (parte norte) y Cogotí (parte sur). En este último confluyen los ríos Cogotí y Pamaque, en conjunto, suman $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal promedio anual (Flores y Aliaga, 2020). El río Limarí nace al este de Ovalle, en la confluencia con el río Hurtado y Grande, tiene una extensión E-O de unos 60 km desembocando en el mar. Su caudal anual tiene un promedio de $6,7 \text{ m}^3/\text{s}$, recibiendo aportes adicionales de los esteros Quebrada Ingenio y Punitaqui, los cuales tienen un origen en la Cordillera de la Costa (Flores y Aliaga, 2020).

3.5. Hidrogeología

En base a su potencial hidrogeológico (desde unidades impermeables hasta unidades permeables), Flores y Aliaga (2020) definen tres unidades hidrogeológicas en la zona de estudio: Unidad de depósito pie de monte, Unidad aluvial y Unidad de roca o basamento cristalino.

Unidad de pie de monte o depósitos semiconsolidados a consolidados: Esta unidad se presenta en rellenos sedimentarios semiconsolidados a consolidados, con edades entre el Mioceno y Holoceno (Cenozoico). Debido a su compactación presentan una mayor cantidad de materiales finos, como mezclas de arenas, gravas y limos, con una cantidad variable de arcilla. El espesor de esta unidad puede llegar hasta los 100 m. Presenta características de acuífero libre, no obstante, también se pueden encontrar algunos acuíferos cubiertos, semiconfinados y confinados. La conductividad hidráulica de esta unidad varía dependiendo de la cantidad de sedimentos gruesos y finos presentes y en particular de la cantidad de arcilla, oscilando entre 10^{-6} y 10^{-4} m/s. El potencial hidrogeológico de esta unidad es moderado (Flores y Aliaga, 2020)

Unidad aluvial: Se presenta en rellenos sedimentarios no consolidados, en los depósitos fluviales a lo largo de los cauces actuales, en conos aluviales, coluviales y terrazas fluviales, todos de edad cuaternaria. Está compuesto principalmente por bolones, gravas, arenas y sedimentos finos en menor cantidad. El espesor de esta parte del acuífero oscila entre los 6 m y 30 m. Presenta características de acuífero libre asociado a los ríos Limarí, Grande, Cogotí y estero Punitaqui. La baja compactación de sus sedimentos condiciona a altas conductividades hidráulicas, variando de 10^{-4} a 10^{-2} m/s, lo que se traduce en un alto potencial hidrogeológico (Flores y Aliaga, 2020)

Unidad de roca o basamento cristalino fracturadas y/o alteradas: corresponde a la parte superior del basamento impermeable alterado o fracturado, lo que permite el almacenamiento de diferentes cantidades de agua. Puede presentar una alta porosidad y permeabilidad primaria, pero no conforma un acuífero. No obstante, al encontrarse con porciones de roca meteorizadas y fracturadas pueden lograr almacenar distintos volúmenes de agua, por lo tanto, puede contener acuíferos de permeabilidad media a baja (Flores y Aliaga, 2020).

Administrativamente, la DGA ha definido 14 Sectores Hidrogeológicos de Aprovechamiento Común (SHAC singular y SHACs plural), los cuales abarcan los sectores del relleno sedimentario, con el objetivo de administrar el agua subterránea en el Sistema Limarí. La Figura 3.4 ilustra los SHACs de la cuenca del Limarí.

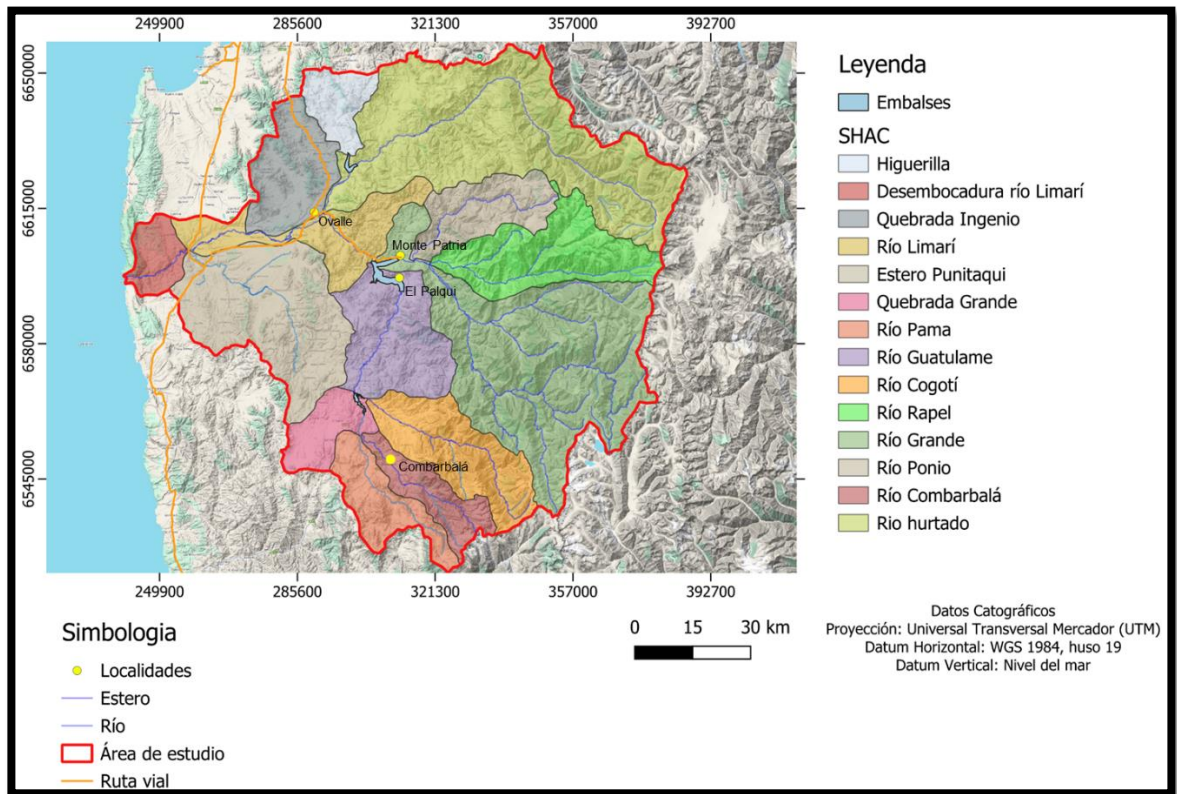


Figura 3.4: Mapa de sectores hidrogeológicos de aprovechamientos de agua (SHAC). Elaboración propia

3.6. Estratigrafía de la cuenca del río Limarí

La cuenca del Limarí está constituida por un relleno sedimentario no consolidado, de origen fluvial, aluvial y coluvial. Estos materiales, granulométricamente corresponden a gravas, arenas, limos y arcillas (ver columnas representativas en Figura 3.5). En la zona de las laderas de los cerros y los valles sus espesores medidos varían entre 50 a 200 metros.

Los principales sedimentos no consolidados presentes en el área de estudio son depósitos aluviales, coluviales junto con terrazas fluviales (antiguas y modernas) y marinas. Los depósitos aluviales forman principalmente abanicos al pie de los afluentes de los cauces principales, estos consisten en depósitos de mala selección y baja compactación constituidos por gravas, arenas y bloques de mayor tamaño inmersos en una matriz de arenas. Hacia la cabecera se fusionan con depósitos coluviales, mientras que en el fondo

se engranan con depósitos fluviales. Los depósitos coluviales consisten en depósitos heterogéneos de arenas, gravas, bloques, limos y arcillas de baja compactación, donde la distribución de los sedimentos varía según la pendiente. Las fracciones gruesas, compuestas por bloques y gravas inmersas en matriz de arena y arcilla. Las antiguas terrazas fluviales corresponden a escalones formados por los principales ríos a medida que han ido profundizando sus cauces. Se componen principalmente de bloques, gravas, arenas y lentes arcillosos y son generalmente más gruesas y menos permeables que las modernas terrazas fluviales. Las terrazas fluviales modernas corresponden a sedimentos poco compactados que conforman los cauces de los ríos actuales. Se componen de bloques, grava y arena con algunas lentes de limos y arcillas. Finalmente, en los pediplanos de la Cordillera de la Costa existen cuatro niveles de terrazas marinas asociadas a cambios en el nivel del mar durante el Pleistoceno. Estas terrazas están formadas por depósitos bien estratificados de origen fluvial-aluvial (arenas y gravas). (SERPLAC et al., 1979; Salazar-Gutiérrez, 2012; GCF Ingenieros, 2015; Hidrogestión, 2021).

La Tabla 3.1 resume las características estratigráficas y de permeabilidad promedio de los sedimentos que conforman el relleno de los ríos, definidos por diferentes trabajos realizados en la zona y la estratigrafía presente en los pozos (Ver Anexo D). Cabe señalar que las columnas estratigráficas de los expedientes de la DGA se basan en descripciones que no siguen un criterio único de clasificación de los sedimentos presentes.

Tabla 3.1: Descripción general de la permeabilidad (cualitativa) y espesor de capas reconocidas en el subsuelo de los diferentes ríos de la zona, compilada a partir de trabajos realizados en el área de estudio. El correlativo de capas va de más somera (Capa 1) a profunda (Capa 4). Grande AB / AR: río Grande aguas abajo/arriba del embalse La Paloma, Hurtado AB / AR: río Hurtado aguas abajo/arriba del embalse Recoleta, Imper: impermeable, Perm: permeable, Semip: semipermeable. Se excluye el sector Límarí AB, por falta de pruebas de bombeo en esa zona.

Río	Capa 1	Espesor m.	Capa 2	Espesor m.	Capa 3	Espesor m.	Capa 4	Espesor m.
Pama	Perm.	29	Semp., Imper.	90	-	-	-	-
Combarbalá	Perm	13	Imper.	8	Semip.	105	-	-
Cogotí	Perm.	32	Semp., imper.	81	-	-	-	-
Guatulame	Perm.	46	Imper.	8	Perm.	12	Imper.	50
Grande AR	Perm., Semip.	21	Perm. a Semip.	40	Imper.	17	-	-
Grande AB	Perm.	8	Semip.	57	Imper.	6	-	-
Ingenio	Imper., Perm.	7	Perm., Semip.	85	-	-	-	-
Limarí	Perm.	11	Imper.	30	Imper.	65	-	-
Punitaqui	Perm., Semip., Imper.	7	Semip., Imper.	60	Semip., Imper	30	-	-
Hurtado AR	Perm., Semip.	16	Semip., Imper.	30	Imper.	18		
Hurtado AB	Perm.	6	Semip., Imper.	45	Semip, Imper	13	-	-

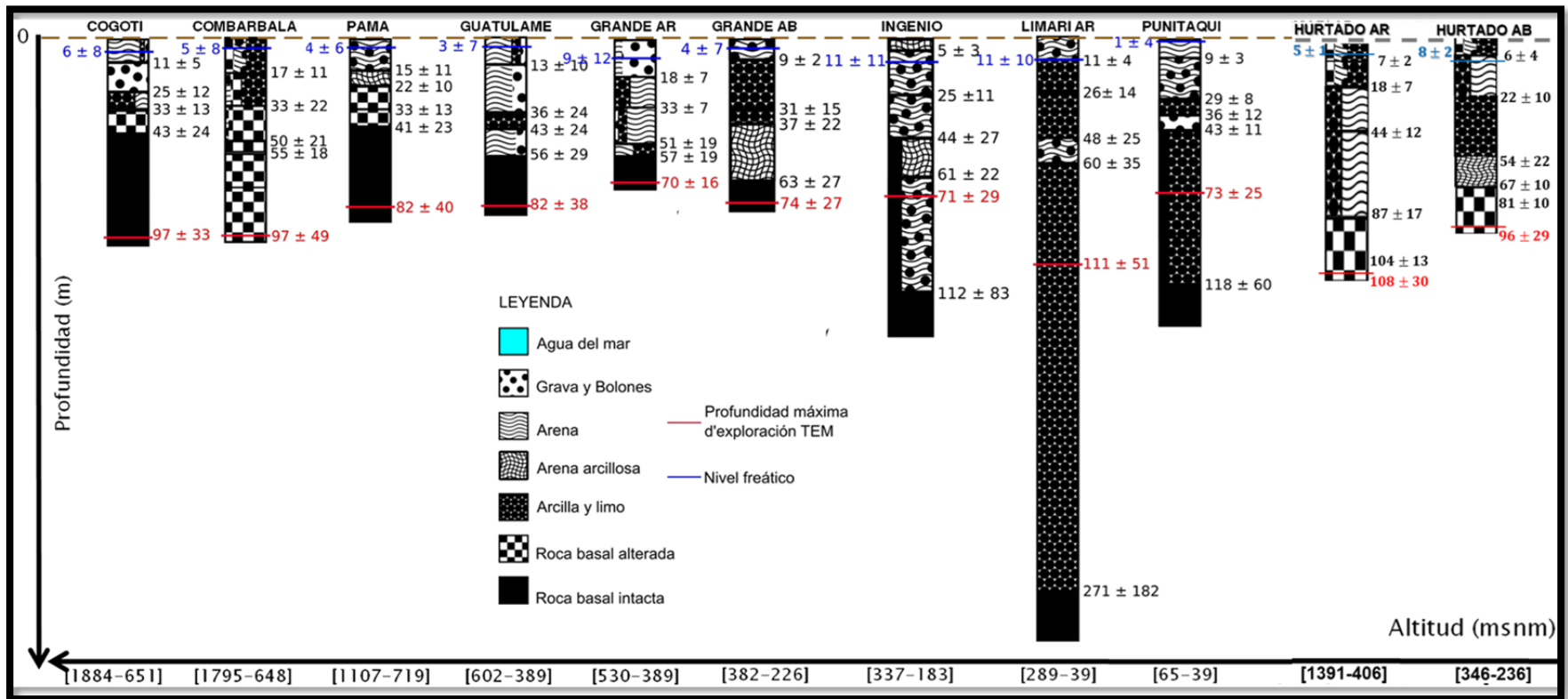


Figura 3.5: Columnas representativas de las unidades hidrogeológicas-estratigráficas de cada sector con de la continuidad hidrogeológica de la cuenca del río Limarí. En azul se representa la profundidad promedio del nivel freático extrapolada del modelo Limarí 2020 y en rojo el promedio de la profundidad máxima de exploración para los sondeos TEM. Modificado de CEAZA, (2022b)

Capítulo IV: Metodología

4.1) Revisión de los antecedentes geológicos e hidrogeológicos

Para caracterizar la estratigrafía del relleno sedimentario del valle del río Limarí (objetivo específico n°1), se consultó toda la literatura relevante sobre la geología, hidrología, e hidrogeología del área de estudio. Con esta información se construyó un resumen estratigráfico de los afluentes principales de la cuenca del río Limarí. Esta síntesis estratigráfica se utilizó para interpretar capas presentes en diferentes partes del área, en base a su permeabilidad (capa permeable, semipermeable o impermeable). Esta información se utilizó como insumo para construir mapas y secciones representativas de la cuenca.

4.2) Análisis y modelación de pruebas de bombeo

4.2.1) Creación de la base de datos

Las propiedades hidráulicas de las unidades hidrogeológicas de la cuenca (objetivo específico n°2) se cuantificaron mediante el análisis y modelación de pruebas de bombeo realizadas en la cuenca del río Limarí por la Dirección General de Aguas (DGA), Dirección de Obras Hidráulicas (DOH) y empresas del rubro privado (minería y agricultura). Para ello se construyó una base de datos de todos los derechos de agua pertenecientes a la cuenca del río Limarí. De esta base de datos, se seleccionaron los derechos de agua otorgados a personas naturales o empresas sobre los 2 l/s, esto con el objetivo de reducir el catastro de búsqueda en los archivos (no existe una ley que establezca el rango de extracción de agua mínimo para presentar una prueba de bombeo, pero en la gran mayoría de los casos, estas pruebas de bombeo se presentan sobre los 2 l/s). Terminada la base de datos, se recopilaron 1038 archivos (Figura 4.1), de los cuales se obtuvieron 192 pruebas de bombeo en la cuenca del río Limarí. Finalmente fueron seleccionadas 53 pruebas de bombeo (Figura 4.2) en base a su profundidad (profundidad mínima de 4 metros), radio del pozo (el radio dependía del tamaño de la labor o perforación, pero en general no debía superar los 4 metros) y su ubicación cercana a los ríos (no se tomaron en cuenta pozos fuera de la zona acuífera de estudio). Se confeccionaron diferentes mapas base y luego fue georreferenciada según el sistema de coordenadas WGS84 – 19S, para luego ser editada utilizando el software QGIS Desktop

3.30.0. Este mapa base sirvió para ubicar todas las pruebas de bombeo a lo largo de la cuenca y seleccionar solo las pruebas de bombeo ubicadas en el “sector acuífero”.

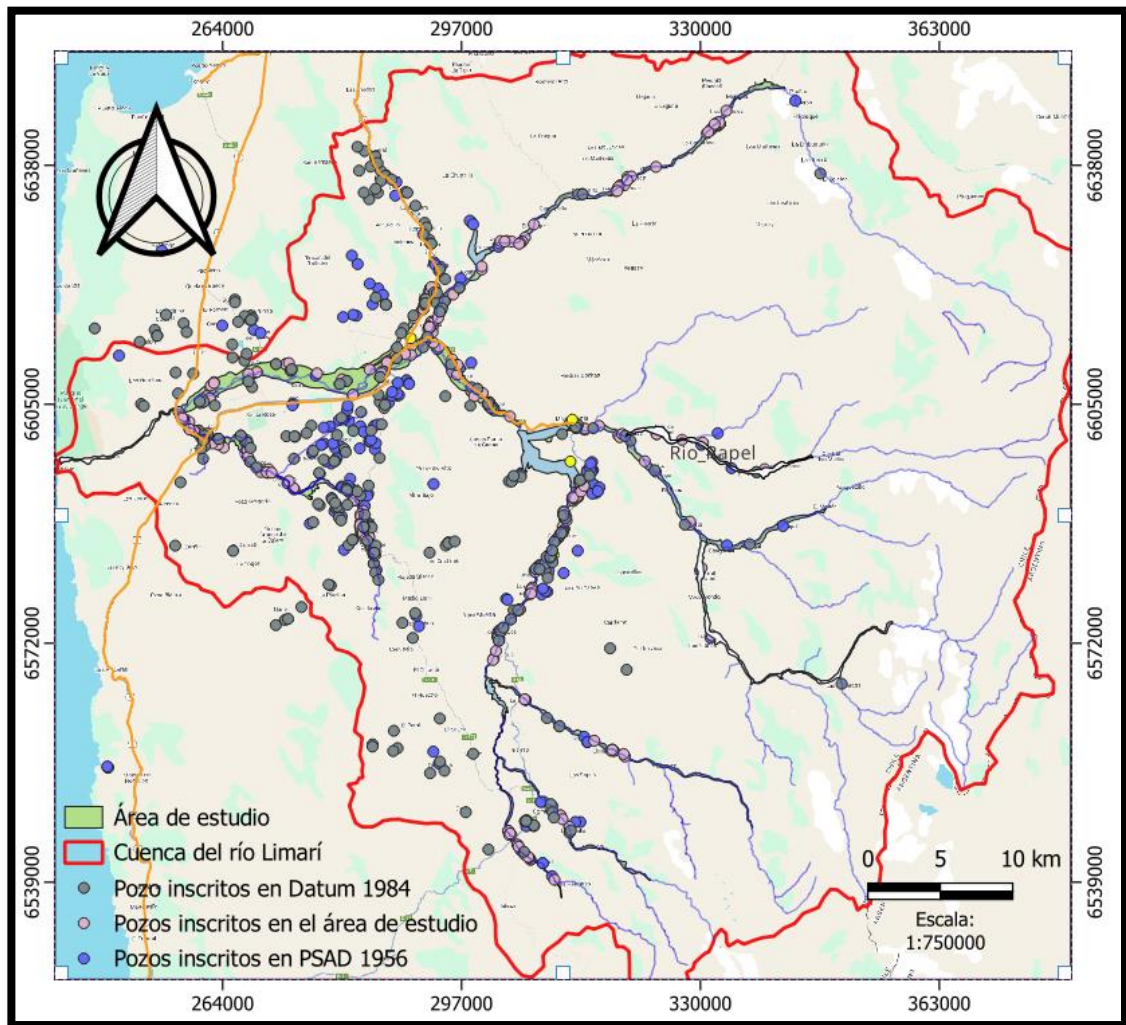


Figura 4.1: Distribución de las inscripciones de derechos de aprovechamientos de agua en la cuenca del río Limarí. Se revisó un total de 1038 archivos, todos obtenidos desde la DGA.

Terminado la selección de los datos a utilizar, se creó un archivo Excel (Anexo B, Tabla 2.2), en el cual se agregaron todos los datos necesarios para realizar el trabajo pre-interpretación, donde se creó la base de datos del pozo, para posterior a ello ser analizados en el software AQUIFERT TEST 12.0 (Figura 4.3).

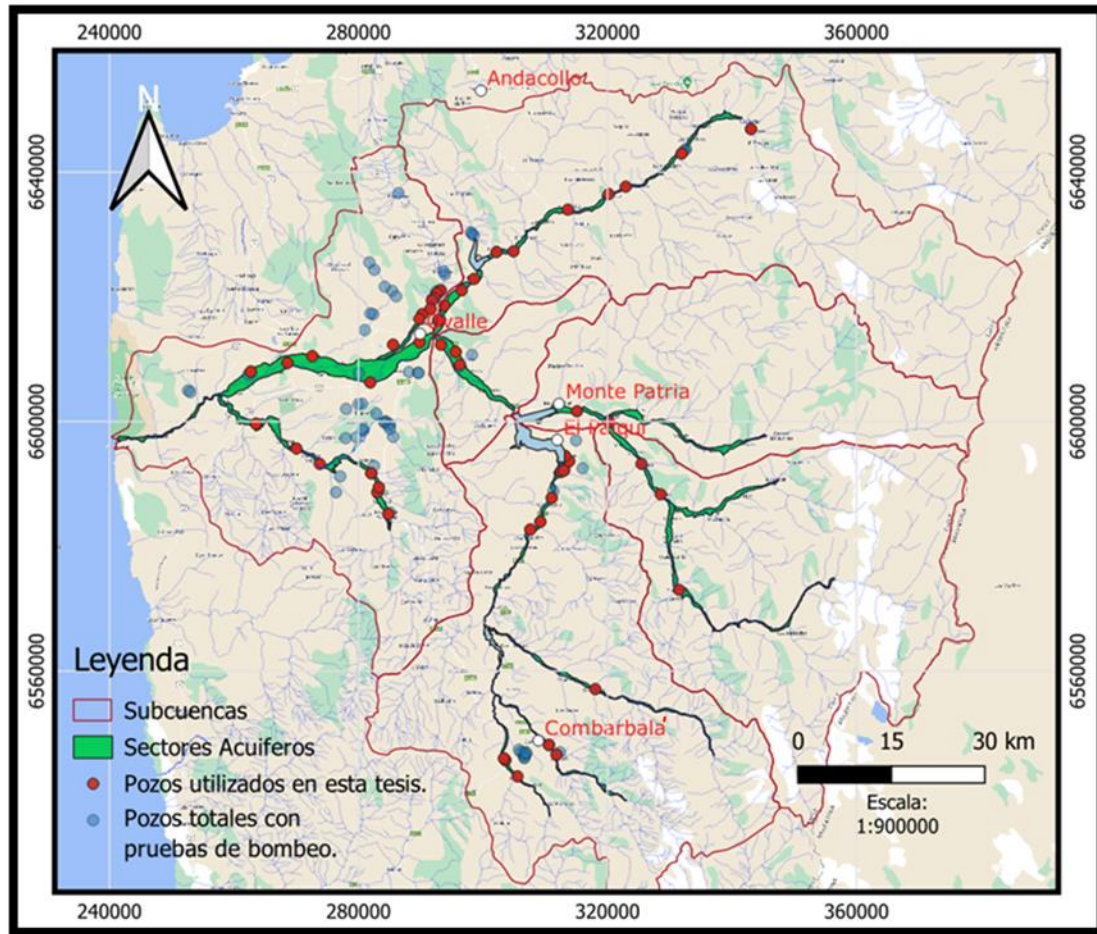


Figura 4.2: Distribución de las 53 pruebas de bombeos analizadas en la cuenca del río Limarí. De un total de 53 pruebas de bombeos seleccionadas, 31 pruebas corresponden a pozos (diámetro menor a 1 metros) y 32 corresponde a norias (diámetro mayor a 1 metro).

4.2.2. Interpretación de los pozos seleccionados

La información de las pruebas de bombeo de los pozos seleccionados se interpretó utilizando el software AQUIFERT TEST 12.0 (Figura 4.3). Mediante este software, se buscaron valores de parámetros hidráulicos que permitían ajustar las curvas de decaimiento del nivel del pozo versus tiempo medidos en las pruebas de bombeo, aplicando los modelos matemáticos descritos en la sección 2.4.2. Para cada pozo se probó ajustar los datos utilizando cada uno de los modelos (Theis, Hanstush, Cooper-Jacob, Neuman y Double Porosity) indicados en la Tabla 2.2. Finalmente se seleccionó aquel modelo que permitía obtener un mejor ajuste de la curva. La Figura 4.3 muestra dos ejemplos de datos de pruebas de bombeo (cuadrados azules) ajustados por modelos

matemáticos (líneas negras). La Figura 4.3 muestra dos ejemplos de datos de pruebas de bombeo (cuadrados azules) ajustados por modelos matemáticos (líneas negras). En ambos casos se ajustaron los datos de la curva de decaimiento del pozo utilizando el modelo de Hantush (1960), y modificando tres parámetros: transmisividad (T), coeficiente de almacenamiento (S) y factor de goteo (c). El factor de goteo representa el agua aportada por la capa semipermeable. La Figura 4.3a muestra el pozo ND-0402-52, para el cual se obtuvo un buen ajuste de toda la curva de decaimiento del nivel del pozo. La Figura 4.3b muestra el pozo APR El Maqui, para el cual se logró ajustar los tiempos medios y finales de la curva de decaimiento. En este trabajo, cuando no se pudo ajustar toda la curva, se buscó ajustar los tiempos medios y finales de los descensos, ya que, es aconsejable siempre que se realice una prueba de recuperación se ajusten las medidas de niveles medios a finales, ya que se puede comprobar la conexión que existe entre el pozo y los acuíferos próximos y lejanos (Villanueva y Iglesias, 1984). Bruin y Hudson (1955), proponen 3 tipos de métodos para determinar el mejor ajuste para las pruebas de bombeo, los cuales son el método de curva tipo (se utiliza cuando se estudian grandes áreas y las pruebas de bombeo son igual o mayores a 24 horas), el método de línea recta (utilizada en áreas extensas y en pruebas de bombeo menores a 24 horas) y el análisis de descenso por escalones (se utiliza cuando se quiere conocer el rendimiento del pozo y no se busca determinar la influencia de este sobre el área de estudio). El software AQUIFERT TEST trabaja con los 3 tipos de análisis, pero para efectos de esta tesis, se usó solo el método curva tipo.

Siguiendo los parámetros mencionados, se realizó el ajuste de las 53 pruebas de bombeo seleccionadas. En el Anexo B se presentan todas las pruebas de bombeo con su gráfico de tiempo de la prueba, recuperación y respectivo ajuste en el software AQUIFERT TEST 12.0. Mediante el ajuste de las curvas con este software, se estimaron los siguientes parámetros: transmisividad, coeficiente de almacenamiento y factor de goteo (para este trabajo este parámetro no se tomó en cuenta). Con las estimaciones de los parámetros anteriores, se calcularon además los valores de conductividad hidráulica (K) y el radio de investigación para cada pozo. La conductividad hidráulica se calculó utilizando la expresión $T=K*b$, donde T es la transmisividad determinada a partir de las pruebas de bombeo y b es el espesor total del acuífero (definido por la profundidad de los pozos

estudiados). El radio de investigación se calculó utilizando el método indicado en Bresciani, et al. (2020).

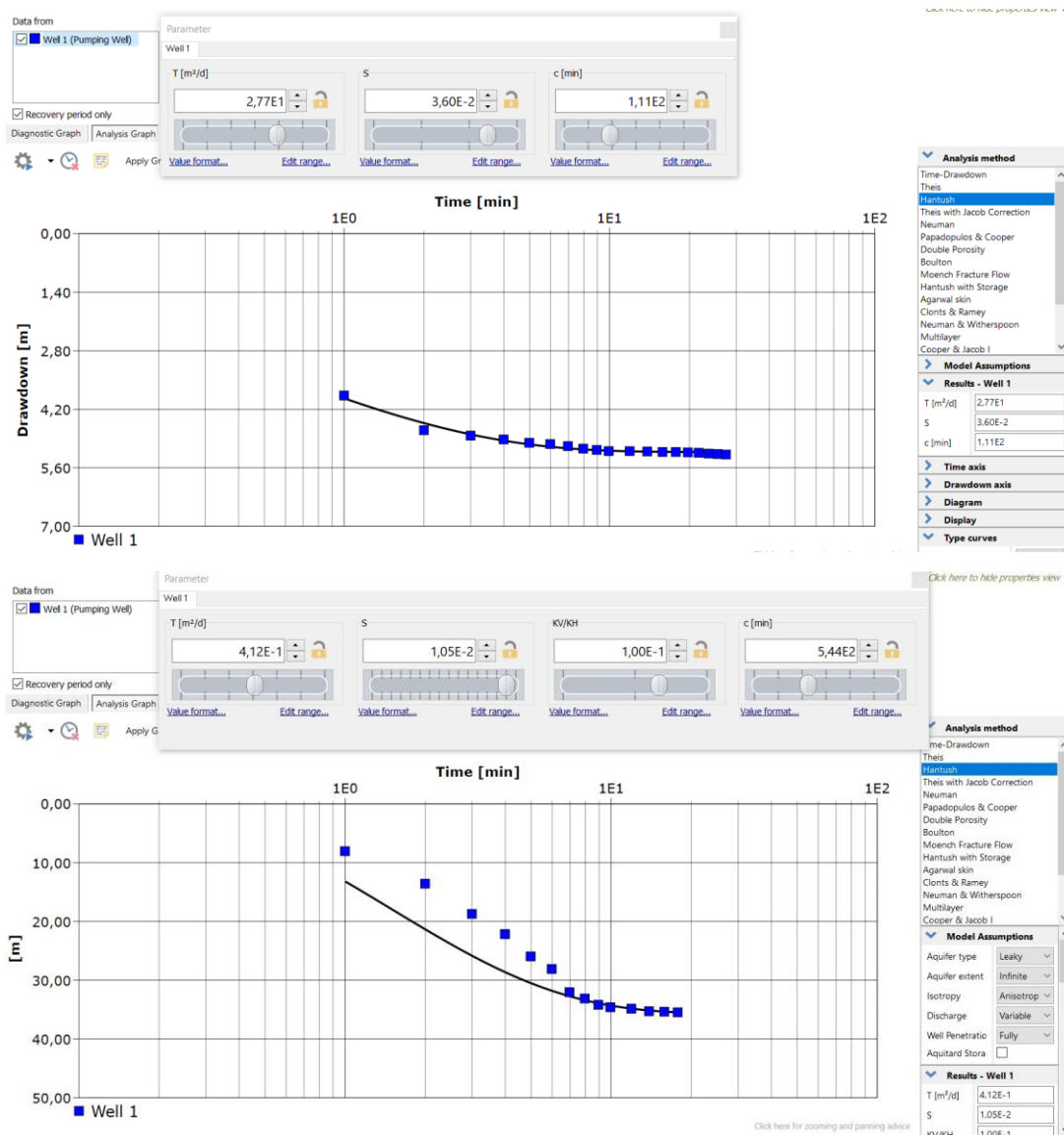


Figura 4.3: Ejemplos de ajuste de curvas de pruebas de bombeo realizadas con el software AQUIFERT TEST 12.0 para los pozos (a) ND-0402-52 y (b) APR El Maqui, ubicados en el sector del río Grande arriba del embalse La Paloma. En cada gráfico, el eje vertical es el nivel del pozo, mientras que el eje horizontal es el tiempo. Los cuadrados azules indican los valores del nivel para diferentes tiempos registrados durante la prueba de bombeo respectiva, mientras que la línea negra corresponde al modelo generado al seleccionar uno de los métodos matemáticos (en estos casos el método de Hantush) y los valores de parámetros hidráulicos que aparecen en panel superior de la figura.

4.3. Análisis integrado de la estratigrafía, pruebas de bombeo y modelos geofísicos

Para obtener un mapa con la distribución de las unidades hidrogeológicas de la cuenca (objetivo específico n°3), la distribución espacial de las propiedades hidráulicas obtenidas en puntos con pruebas de bombeo, se extrapoló a otros sectores de la cuenca utilizando el programa QGIS Desktop 3.30.0. Con este procedimiento se obtuvieron mapas con la distribución espacial de la transmisividad (calculada a partir de las pruebas de bombeos), conductividad hidráulica (calculada a partir de los valores de transmisividad obtenidos de las pruebas de bombeo y el espesor de los 53 pozos) y la resistividad eléctrica del subsuelo (extrapolada a partir de datos puntuales proporcionados por CEAZA y una relación empírica con la conductividad hidráulica, obtenida en esta tesis).

4.3.1. Interpolación de la base de datos

Para interpolar los datos, primero se crearon base de datos separadas por parámetro a interpolar (transmisividad, conductividad hidráulica y resistividad eléctrica), La Figura 4.4 muestra un ejemplo de los datos cargados en QGIS Desktop 3.30.0 con los cuales se interpoló una grilla.

ID sondeo	Este [m]	Norte [m]	Sector acuífero	Capas	Conductividad hidráulica	Espesor [m]	
APR Colliguay	331881	6585785	Rio Grande Arriba		1	0,193333333	21
APR El Maqui	341287	6588167	Rio Grande Arriba		1	1,966666667	21
APR Pedregal	336795	6585819	Rio Grande Arriba		1	0,123809524	21
ND-0402-103	302237	6627186	Rio Hurtado arriba		1	18,6875	16
ND-0402-130	307664	6582703	Rio Guatulame		1	0,955	20
ND-0402-132 (Pozo 2)	313899	6593671	Rio Guatulame		1	13,26086957	46
ND-0402-163	281950	6606271	Rio Limari		1	4,118181818	11
ND-0402-166	313260	6594472	Rio Guatulame		1	2,173913043	46
ND-0402-174	292938	6616175	Rio Hurtado abajo		1	28,83333333	6
ND-0402-2009	322995	6637652	Rio Hurtado arriba		1	28,0625	16
ND-0402-211	313062	6592142	Rio Guatulame		1	0,006804348	46
ND-0402-2225	270104	6595675	Estero Punitaqui		1	0,304285714	7

Figura 4.4: Extracto de la base de datos de conductividad hidráulica cargada en QGIS.

La interpolación de datos se realizó utilizando la herramienta de interpolación IDW de QGIS, la cual genera una interpolación de distancia inversa ponderada (DIP) desde una capa vectorial puntual (transmisividad, conductividad hidráulica y resistividad eléctrica).

En la Figura 4.5 se puede observar los datos de entrada utilizados para la interpolación de las tres bases de datos. El resultado final es un ráster con los valores interpolados a partir de los datos de los pozos presentes en el área (Figura 4.6).

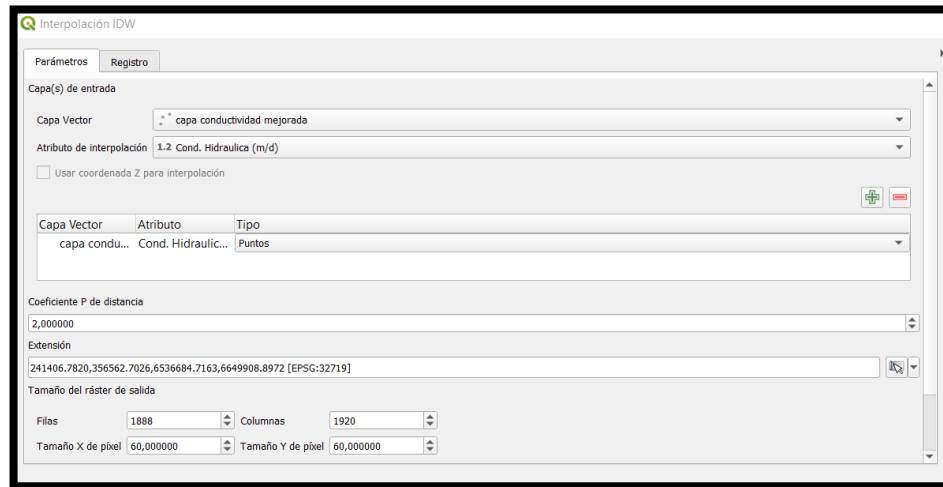


Figura 4.5: Ejemplo de ventana de comando utilizada para la interpolación de datos y generación del ráster. Cabe destacar que el tamaño de salida es igual en los tres ráster, esto con el fin de mantener un tamaño de píxel único.

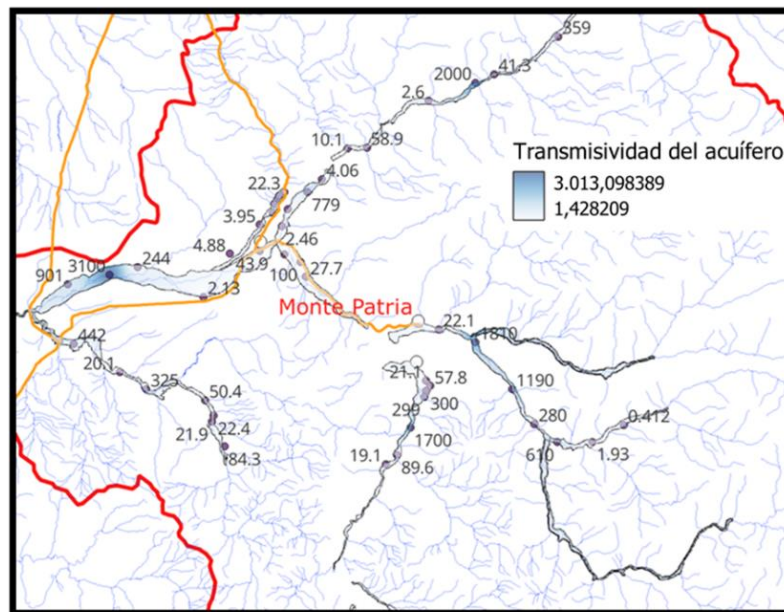


Figura 4.6: Ráster de transmisividad del área de estudio. Los polígonos de tonalidad azul que siguen el curso de los ríos representan el ráster obtenido a partir de la interpolación.

Para facilitar la visualización e interpretación de los ráster obtenidos, los valores de los parámetros interpretados se reclasificaron y representaron gráficamente utilizando una escala de valores discretos que se relacionan con rangos típicos observados para unidades hidrogeológicas. Para la transmisividad se utilizó la clasificación de Villanueva y Iglesias, (1984), en el cual entregan un valor específico para la extracción de agua (l/s) en función de la transmisividad del pozo (Figura 5.1). Lo mismo se hizo para la conductividad hidráulica (Figura 5.2), el cual se basó en la clasificación propuesta por Custodio y Llamas, (1983).

Capítulo V: Resultados

5.1. Parámetros hidráulicos derivado de las pruebas de bombeo

Mediante el software AQUIFERT TEST 12.0 se estimaron la transmisividad (T [m^2/d]), coeficiente de almacenamiento (S [adimensional]) y conductividad hidráulica (K [m/d]) de 53 pozos (Figura 5.1) de la cuenca del río Limarí (Anexo B, Tabla 2.3). Se agruparon los pozos a lo largo de los principales ríos de la zona, dando como resultado 11 sectores de estudio (Tabla 5.1) los cuales son los ríos Cogotí, Combarbalá, Pama, Guatulame, Grande (arriba embalse La Paloma), Grande (aguas abajo del embalse La Paloma), Limarí, Hurtado (aguas arriba del embalse Recoleta), Hurtado (aguas abajo del embalse Recoleta), quebrada Ingenio y estero Punitaqui. La Tabla 5.1 muestra la cantidad de pozos analizados y los parámetros hidráulicos medios obtenidos en los diferentes sectores.

Para los parámetros de transmisividad (Figura 5.3) y conductividad hidráulica (Figura 5.4) se construyeron mapas con su distribución real, luego de haber interpolado los valores obtenidos en cada sondaje. En estos mapas, los valores de T y K se representan en rangos siguiendo la clasificación de Villanueva e Iglesias (1984) y Custodio y Llamas (1983), respectivamente (ver sección 4.3.1).

Tabla 5.1: Parámetros hidráulicos promedios determinados para los diferentes sectores acuíferos, en base a las pruebas de bombeo.

Sector Acuífero	N° de pozos	Nivel estático medio (m.)	Conductividad hidráulica promedio (m/d)	Transmisividad promedio (m^2/d)	Coefficiente de almacenamiento promedio (-)
Cogotí	1	3,32	10,06	173	8,12E-03
Combarbalá	2	7,23	0,43	31	6,80E-03
Pama	3	3,23	8,96	55	7,65E-02
Guatulame	7	6,99	86,86	355	3,62E-02
Río Grande arriba embalse La Paloma	7	3,98	30,79	415	5,80E-02

Río Grande abajo embalse La Paloma	3	5,96	8,72	47,1	3,17E-02
Quebrada Ingenio	7	1,95	68,37	298	3,77E-02
Estero Punitaqui	7	5,42	37,82	138	6,00E-02
Río Hurtado arriba embalse Recoleta	7	5,57	83,69	364	2,35E-02
Río Hurtado abajo embalse Recoleta	4	6,84	50,89	197	5,54E-02
Río Limarí	5	3,8	51,99	755	4,49E-02

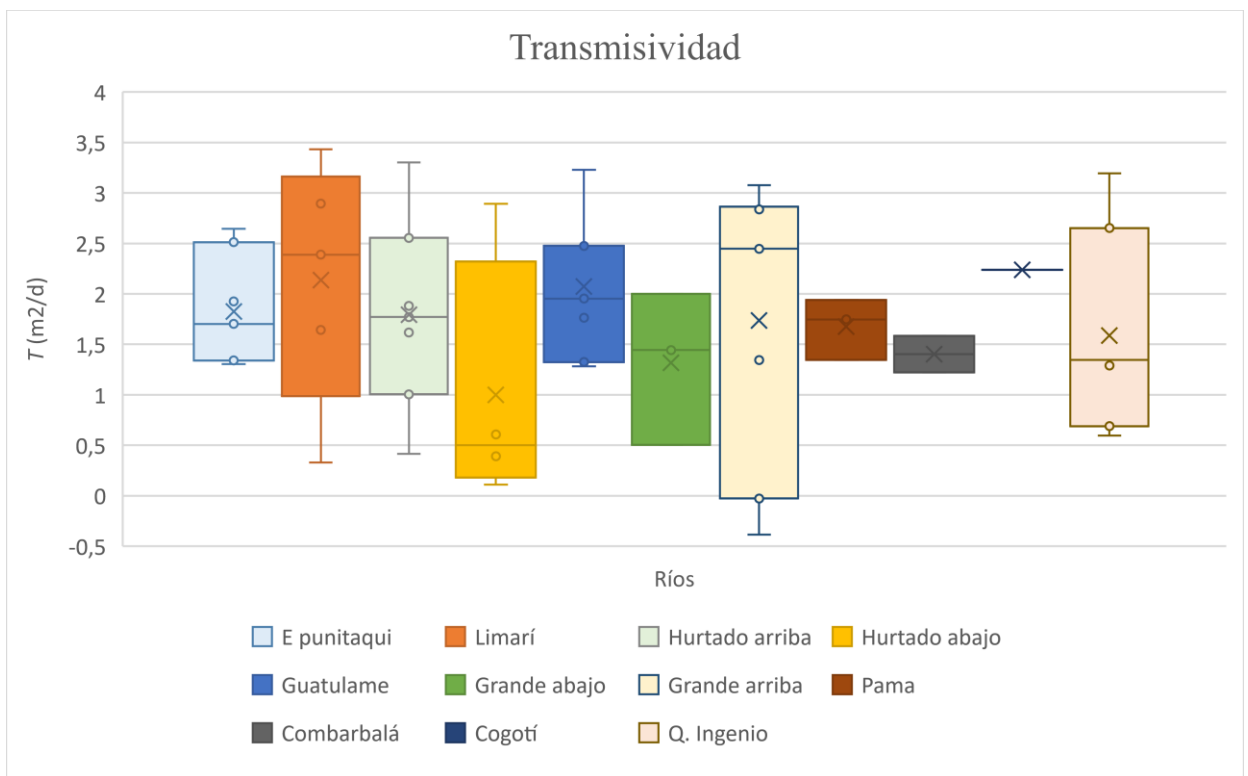


Figura 5.1: Valores de T obtenidos por sector. Los rectángulos representan el rango de datos entre el primer y tercer cuartil de la población. Las x representa el valor promedio de T para cada río analizado, los puntos sobre los gráficos representan los valores atípicos (outlier) determinados para cada zona.

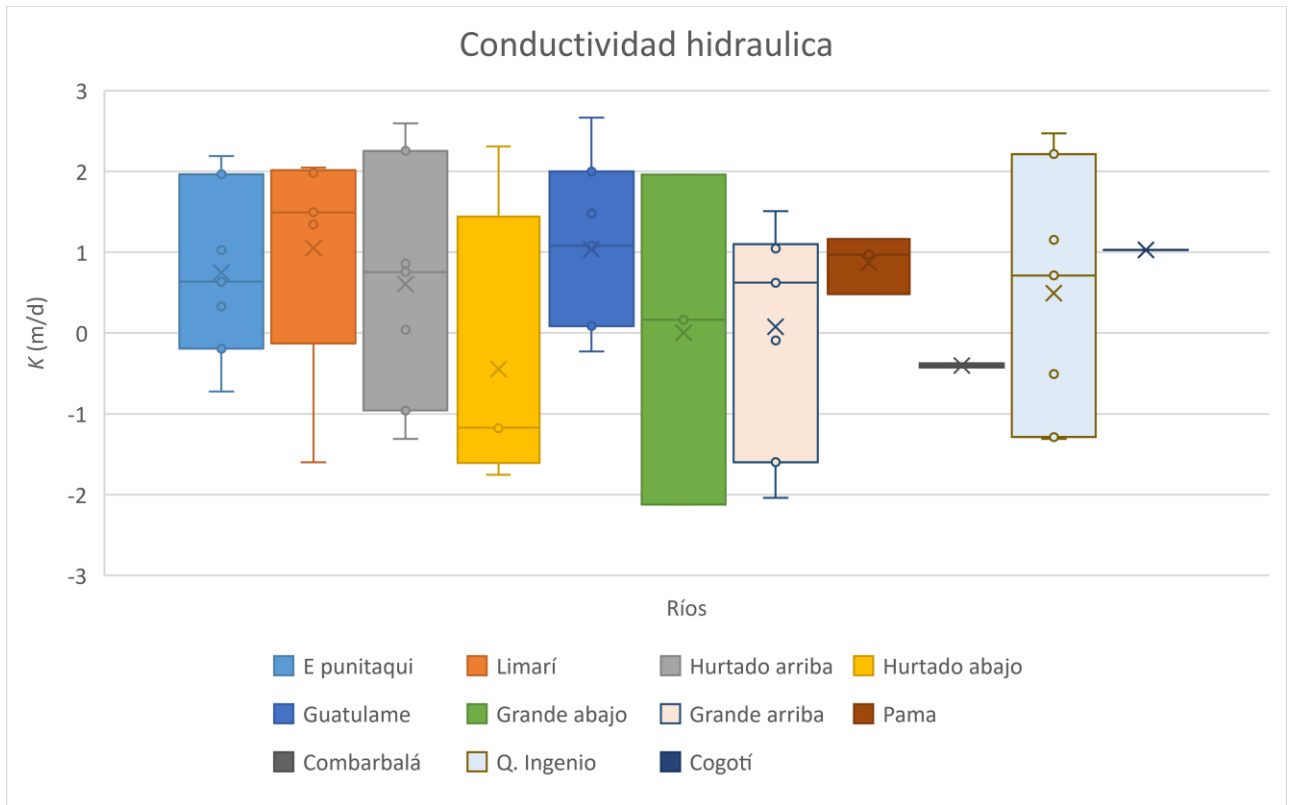


Figura 5.2: Valores de K obtenidos por sector. Los rectángulos representan el rango de datos entre el primer y tercer cuartil de la población. Las x representa el valor promedio de K para cada río analizado, los puntos sobre los gráficos representan los valores atípicos (outlier) determinados para cada zona.

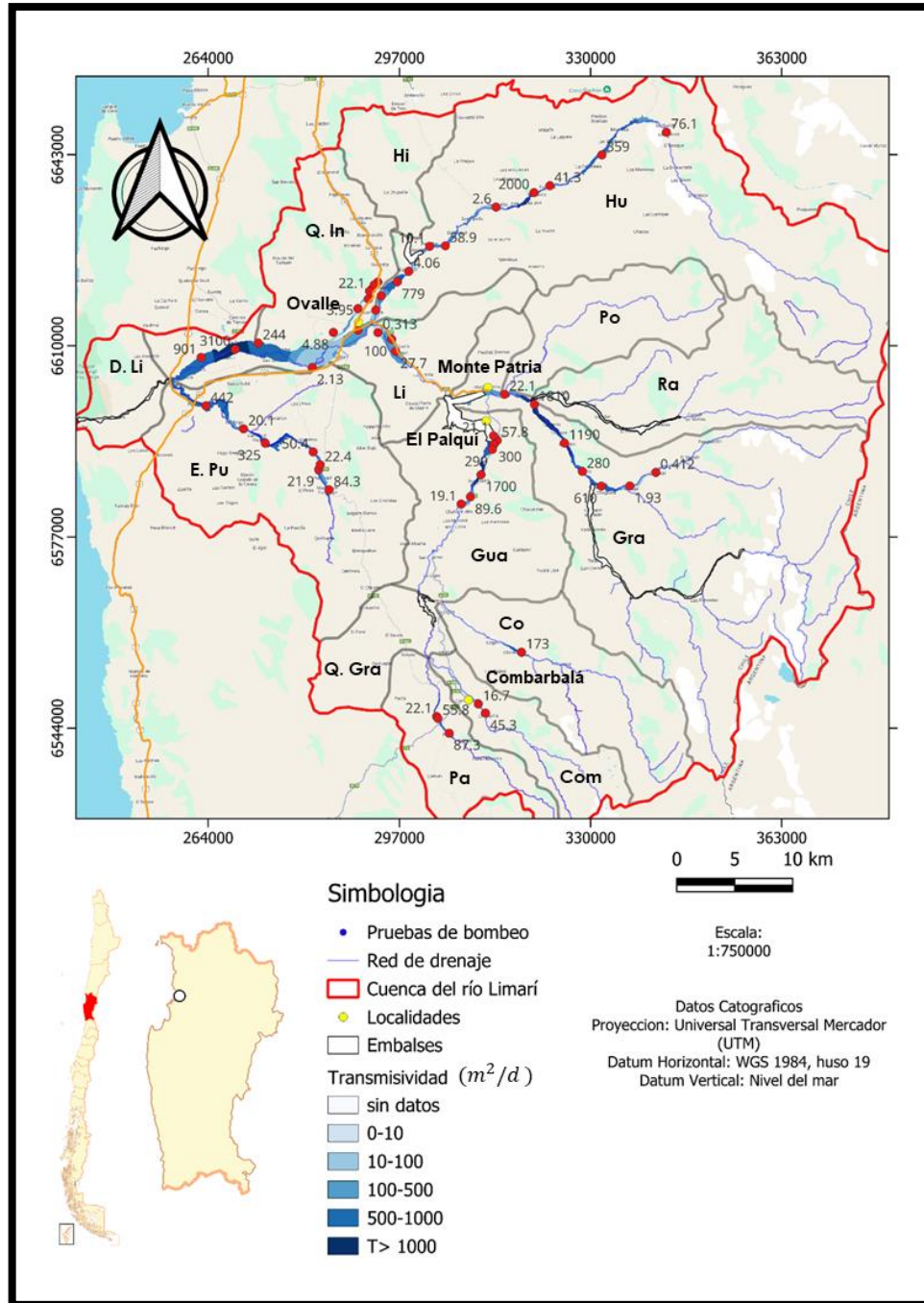


Figura 5.3: Mapa con la distribución interpolada de la transmisividad a lo largo de la cuenca del río Limarí. Se incluye los sectores hidrogeológicos de aprovechamientos de agua (SHAC): Com: río Combarbalá; Pa: río Pama; Q. Gra: quebrada Grande; Co: Cogotí; Gua: Guatulame; Ga: río Grande; Ra: río Rapel; Po: río Pomio; Hu: río Hurtado; Hi: río Higuierilla; E. Pu: estero Punitaqui; Li: río Limarí; Q. In: quebrada Ingenio; D. Li: desembocadura río Limarí.

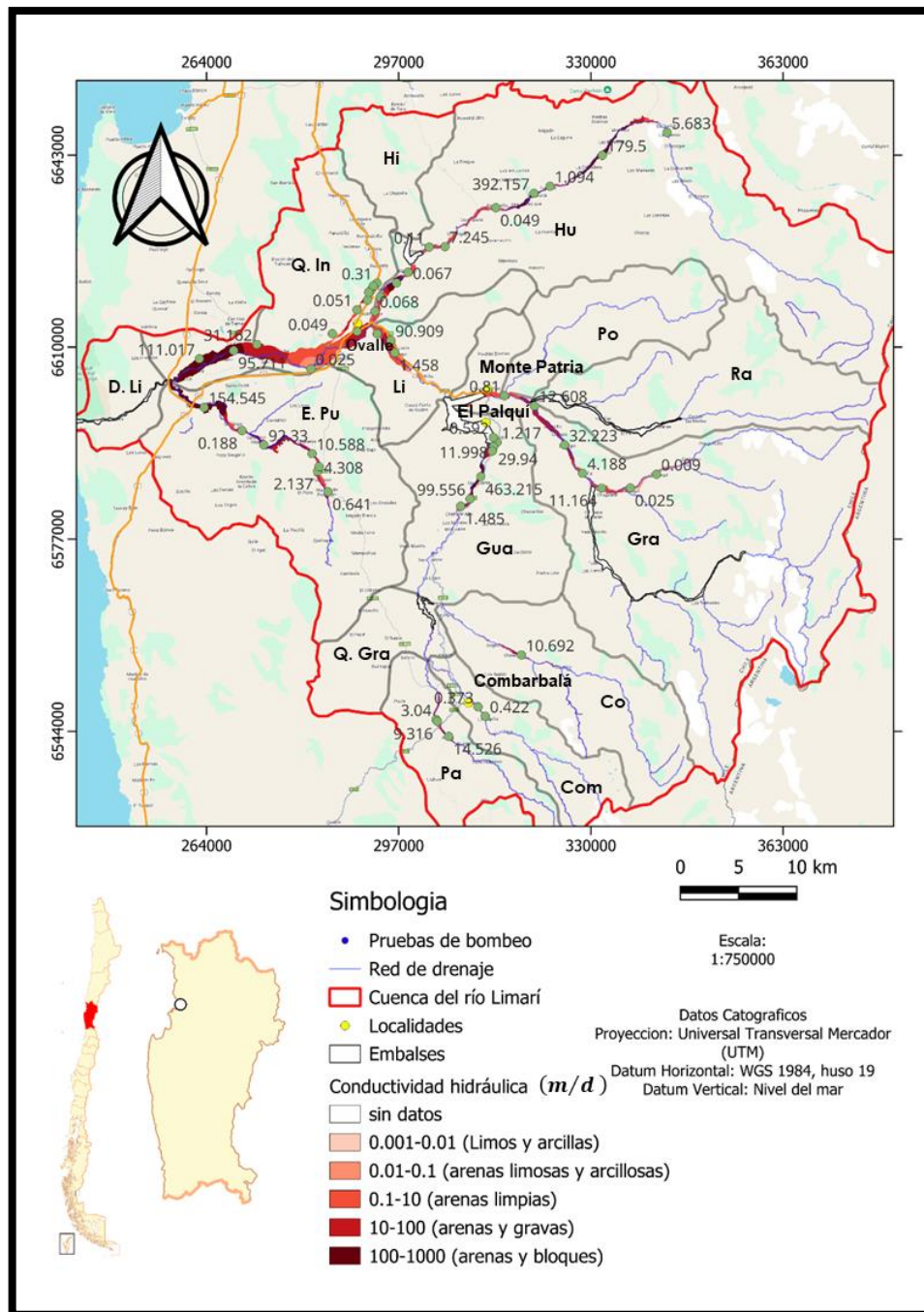


Figura 5.4: Mapa con la distribución interpolada de la conductividad hidráulica a lo largo de la cuenca del río Limarí. Se incluye los sectores hidrogeológicos de aprovechamientos de agua (SHAC): Com: río Combarbalá; Pa: río Pama; Q. Gra: quebrada Grande; Co: Cogotí; Gua: Guatulame; Ga: río Grande; Ra: río Rapel; Po: río Pomio; Hu: río Hurtado; Hi: río Higuierilla; E. Pu: estero Punitaqui; Li: río Limarí; Q. In: quebrada Ingenio; D. Li: desembocadura río Limarí.

Río Cogotí

El área cuenta con un pozo ubicado en el pueblo de Barracas. El mejor ajuste se logró mediante el método de Neuman. Los parámetros hidráulicos obtenidos en esta área son, $T = 173 (m^2/d)$, $S = 0,00812$ y $K = 10,69 (m/d)$. El alto valor de K obtenido, sugiere la existencia de una capa permeable, la que podría relacionarse con los niveles de arenas y gravas someros descritos por los trabajos de resistividad eléctrica realizados en la zona (no se cuenta con una descripción estratigráfica del pozo para corroborar la estratigrafía).

Río Combarbalá

El área cuenta con 2 pozos profundos ubicadas entre el pueblo de La Capilla y la ciudad de Combarbalá. El mejor ajuste para estas pruebas se logró con el método de Hantush. Los valores medios de K , sugieren la existencia de una capa permeable a semipermeable en el área de los pozos. Esta capa se correlacionaría con el nivel de arenas finas, arenas arcillosas y gravilla descrito en la descripción de la estratigráfica de los pozos (véase los Anexos D, Tabla D.5).

Río Pama

El área cuenta con 3 pruebas de bombeo, ubicadas entre la minera Santa Bárbara y el pueblo de Pama. Los mejores ajustes se lograron con el método de Cooper-Jacob (1946) y Hantush (1964). Los valores medios a altos de K , sugieren la existencia de una capa permeable en el área de los pozos, la cual corresponde a la primera capa descrita (ver Tabla 3.1, Anexo D y Tabla D.4).

Río Guatulame

El área cuenta con 7 pruebas de bombeo, ubicadas entre el pueblo de Chañaral Alto y El Palqui. Los mejores ajustes se lograron usando el método de Hantush (1964), Neuman (1975) y Double Porosity. El área se puede dividir en 2 zonas, sector central y norte del río Guatulame. La zona central se caracteriza por una gran variación en los parámetros hidráulicos, las pruebas realizadas a los pozos ND-0402-47 y ND-0402-2328 muestra valores muy alejados del promedio del área ($T = 895 (m^2/d)$, $S = 0,045$ y $K = 281,38 (m/d)$), las cuales quedan representadas en las Figuras 5.1 y 5.2, esta variación estaría

asociada a lo poca profundidad de los pozos (profundidad media de 4,2 metros). El resto de los pozos presenta valores medios de $T= 54,41 (m^2/d)$, $S=0,0813$ y $K= 50,52 (m/d)$. Los altos valores de K se asociarían a depósitos permeables de arenas y gravas descritas por los trabajos de resistividad eléctrica realizados en la zona (no se cuenta con una descripción estratigráfica de pozos en este sector del río). La zona norte del río Guatulame (la cual desemboca en el embalse La Paloma) cuenta con 4 pozos, (véase Anexo B y C, Tabla B.3 y Figuras C.8, C.9, C.10, C.12) los que tienden a presentar una disminución de los parámetros de T a medida que se ubica más cerca del embalse. Los valores medios a elevados de K se asociarían a depósitos permeables de arenas, gravas y ripios de la capa 1 (ver Tabla 3, Anexo D, Tabla D.7).

Río Grande aguas arriba del embalse La Paloma

El área cuenta con 7 pruebas de bombeos, ubicadas entre los pueblos del El Maqui (río Mostazal) y el pueblo de Flor del Valle Alto. Los mejores ajustes se lograron usando los métodos de Hantush (1964), Neuman (1975) y Double Porosity. El área se caracteriza por un amplio rango en los valores de los parámetros hidráulicos, como lo muestran las grandes diferencias entre las pruebas de bombeo del pozo APR El Maqui (ubicada en la parte sur del río Mostazal), donde se obtuvo $T=0,412 (m^2/d)$, $S= 0,0105$ y $K= 0,0091 (m/d)$ y el pozo ND-0402-131 (ubicado al sur de Las Juntas) en el cual se obtuvo $T= 1810 (m^2/d)$, $S= 0,00812$ y una $K= 31,26 (m/d)$. Los bajos valores K obtenidos en el pozo APR El Maqui se asociarían a depósitos de arenas finas, limos y arcillas con gravilla semipermeables correspondientes a las capas 1 y 2 (véase Tabla 3.1, Anexo D, Tabla D.6, pozos APR El Maqui y Pedregal), por otro lado, los altos valores de K obtenido en el pozo ND-0402-131 se asociarían a depósitos permeables correspondientes a la capa 2 (véase Tabla 3.1, Anexo D, Tabla D.6). Finalmente, la zona cercana al embalse La Paloma presentan valores de K medios y se asociarían a depósitos permeables a semipermeables (véase Tabla 3.1, Anexo D, Tabla D.6, pozo ND-0402-4676).

Río Grande aguas abajo de embalse La Paloma

El área cuenta con 3 pozos, ubicados al sur del río Grande (entre el pueblo de Santa Lucía y la hacienda Santa Catalina). Los mejores ajustes se lograron con el método de Hantush y Theis. El área se caracteriza por una menor variabilidad en los parámetros hidráulicos

(a excepción del pozo ubicado en la hacienda Santa Catalina). Cabe destacar que el área cuenta con un pozo superficial (ND-0402-2348 con una profundidad de 4,5 metros) cuyos altos valores ($T= 100 (m^2/d)$, $S= 0,0864$ y $K= 90,91 (m/d)$) contribuyen a aumentar en gran medida el promedio de los parámetros hidráulicos. El alto valor de K de este pozo se asociaría a depósitos permeables (véase Tabla 3.1) conformados por arenas y gravas, la que se corrobora con la estratigrafía descrita en el sector. El pozo ubicado en las cercanías de la hacienda Santa Catalina se caracteriza por tener parámetros hidráulicos muy bajos (los más bajos de todos los análisis realizados): $T = 0,313 (m^2/d)$, $K = 0,00754 (m/d)$ y $S = 0,0516$. El muy bajo valor de K se asocia a depósitos de semipermeables a impermeables (véase Tabla 3.1) conformados por arenas finas y arcillas, (véase Anexo D, Tabla D.6).

Quebrada Ingenio

El área cuenta con 7 pozos, distribuidos a lo largo de todo el río. Los mejores ajustes se lograron mediante los métodos de Theis, Cooper y Jacob, Hantush y Neuman. El área se caracteriza por una gran variedad en los parámetros hidráulicos, por lo que se decidió diferenciar el análisis en pozos profundos y pozos superficiales. Los pozos profundos (profundidad ≥ 15 m, con una media de 91 m) se caracterizan por tener parámetros hidráulicos promedio relativamente bajos: $T= 10,4 (m^2/d)$, $S= 0,0295$ y $K= 0,137 (m/d)$. Los valores bajos de K se asocian a depósitos semipermeables a impermeables (véase Tabla 3.1) constituidos de arenas finas, limos y arcillas (véase Anexo D, Tabla D.9). Los pozos superficiales (profundidad ≤ 15 m, media de 5,1 m) se caracterizan por un aumento considerable en el valor promedio de los parámetros hidráulicos: $T= 164 (m^2/d)$, $S= 0,0439$ y $K= 61,1 (m/d)$. Los valores altos de K se asociarían a depósitos permeables (arenas, arcilla, gravas y ripios, véase Anexo D, Tabla D.9).

Estero Punitaqui

El área cuenta con 7 pozos a lo largo de la ribera del estero Punitaqui, (2 pozos profundos y 5 superficiales). Los mejores ajustes de pruebas de bombeo se consiguieron mediante los métodos de Hantush, Neuman y Double Porosity. Este estero comprende un sector relativamente largo (50 km aproximadamente), por lo que se decidió dividir el análisis por

segmentos. El segmento sur cuenta con 4 pozos, 3 cercanos a la ribera del estero Punitaqui. Los valores promedio de los parámetros hidráulicos medios de estos 3 pozos son: $T= 31,56 (m^2/d)$, $S= 0,0937$ y $K= 5,67 (m/d)$. Los valores altos a medios de K se asociarían a depósitos permeables de la capa 1 (véase Tabla 3.1) compuesto de arenas medias a finas, gravas y gravilla (véase Anexo D, Tabla D.8). El pozo más meridional, se caracteriza por ser un pozo profundo alejado de la ribera del estero Punitaqui, generando en este caso, que su nivel freático sea mucho mayor a los otros 3 pozos (véase Anexo B, Tabla B.3, pozo VPC-0402-182). Los parámetros hidráulicos de este pozo son $T= 84,3 (m^2/d)$, $S= 0,00110$ y $K= 0,641 (m/d)$. Los bajos valores de K se asociarían a depósitos semipermeables a impermeables de la segunda y tercera capa (véase Tabla 3.1) compuesta de limos, arenas arcillosas y gravillas (véase Anexo D, Tabla D.8). Hacia el segmento central, el área presenta 3 pozos (2 superficiales y un pozo profundo) y se caracteriza por un aumento en los parámetros hidráulicos de los pozos superficiales ($T= 384 (m^2/d)$, $S= 0,0683$ y $K= 123,44 (m/d)$). Los muy altos valores de K se asociarían a depósitos permeables de la primera capa (véase Tabla 3.1) compuestos de arenas gruesas, gravas y bolones (véase Anexo D, Tabla D.8). El pozo profundo ubicado en este sector se ubica cercano al lecho del río, pero su nivel freático es mucho más profundo que los pozos superficiales (véase Anexo B, Tabla B.2, pozo ND-0402-2225). Sus parámetros hidráulicos son los más bajos de esta área ($T= 20,1 (m^2/d)$, $S= 0,00138$ y $K= 0,188 (m/d)$). Su bajo valor de K se asociaría a depósitos semipermeables a impermeables de las capas 2 y 3 (véase Tabla 3.1) compuesta de limos, arenas arcillosas, arenas finas y gravilla (véase Anexo D, Tabla D.8).

Río Hurtado arriba del embalse Recoleta

Este sector cuenta con 7 pozos de los cuales 3 son pozos superficiales (profundidad <15 m). En esta zona el mejor ajuste se logró usando solo el método de Hantush. Este sector es relativamente largo, por lo que se decidió dividir el análisis por segmentos. El área más oriental (entre Lavaderos y Seron) cuenta con 2 pozos, los cuales se caracterizan por una marcada diferencia en el valor de los parámetros hidráulicos (véase Anexo B, Tabla B.3, pozo ND-0402-284 y ND-0402-112). Los altos a medios valores de K se asociarían a depósitos permeables de la capa 1 (véase Tabla 3.1) compuestos de arenas (gruesas a

medias), bolones, gravas y gravillas (véase Anexo D, Tabla D.2). La zona central (entra la Fundida y Samo Alto) cuenta con 3 pozos, de los cuales el pozo ND-0402-4667 es el segundo en el área de estudio con mayores parámetros hidráulicos (véase Anexo B, Tabla B.3) Los otros son pozos profundos (profundidad promedio de 49,34 m), que tiene valores promedios de $T= 22 (m^2/d)$, $S= 0,0101$ y $K= 0,571 (m/d)$. El valor medio a bajo de K se asociaría a depósitos semipermeables de la primera y segunda capa (véase Tabla 3.1) compuesto de arenas finas, arenas arcillosas, limos y gravilla (véase Anexo D, Tabla D.2). El área sur (entre Tabaqueros y Peñaflor) cuenta con 2 pozos (superficial y profundo), que tienen valores promedios de $T= 34,5 (m^2/d)$, $S= 0,0156$ y $K= 3,67 (m/d)$. El valor medio a bajo de K se asociaría a depósitos permeables de la primera capa (pozo superficial) compuestos de arenas medias y gravas. Debido al nivel dinámico del pozo profundo, este se ve afectado por depósitos semipermeables de la segunda y tercera capa (véase Tabla 3.1) compuestos de arenas finas y bolones (véase Anexo D, Tabla D.2).

Río Hurtado abajo embalse Recoleta

El área cuenta con 4 pozos a lo largo del río uno superficial y 3 profundos. Las mejores interpretaciones de los datos se consiguieron mediante los métodos de Hantush, Neuman y corrección de Theis. El área de caracteriza por una fuerte disminución en los parámetros hidráulicos obtenidos en los pozos profundos, los valores promedios de estos pozos fueron $T = 4,37 (m^2/d)$, $S = 0,0139$ y $K = 0,0749 (m/d)$. Estos valores serían coherentes con la estratigrafía del sector, la cual sugieren la presencia de capas semipermeables a impermeables en las zonas profundas del área. Los datos hidráulicos obtenidos del pozo superficial (15 metros) muestran un claro aumento en los parámetros hidráulicos, $T = 779 (m^2/d)$, $S = 0,098$ y $K = 31,24 (m/d)$. Los datos obtenidos son coherentes con la estratigrafía descrita en el área, lo cual indica la existencia de una primera capa permeable, la cual varía en su espesor a lo largo de toda el área (véase Anexo D, Tabla D.2).

Río Limarí

El área cuenta con 5 pozos (3 pozos profundos y 2 superficiales) ubicados entre la ciudad de Ovalle y el pueblo de Algarrobo Bajo. Los mejores ajustes se lograron mediante los métodos de Neuman, Hantush y Cooper y Jacob. Los parámetros hidráulicos obtenidos

muestran alta variabilidad entre los sondeos de esta área. Los parámetros hidráulicos obtenidos entre Ovalle y el cementerio de La Chimba son menores a la media general de esta área, $T = 23 (m^2/d)$, $S = 0,0851$ y $K = 11,043 (m/d)$. La estratigrafía de estos pozos se observa la presencia de una primera capa permeable, la cual es coherente con los datos de K obtenidos en el sector, una segunda y tercera capa impermeable, la cual se ajusta al K obtenido del pozo cercano al cementerio de La Chimba (véase los Anexos B y D pozo ND-0402-163). El área entre La Torre y Algarrobos Bajos, se caracteriza por un fuerte aumento en el valor de los parámetros hidráulico medios en este sector es de $T = 1420 (m^2/d)$, $S = 0,0181$ y su $K = 89,44 (m/d)$. La estratigrafía de estos pozos se observa la presencia de una primera capa permeable.

Capítulo VI: Discusión

6.1) Validez de los resultados obtenidos del análisis de pruebas de bombeo

Las pruebas de bombeo analizadas fueron realizadas por personas contratadas para la construcción de pozos, que no siguen un protocolo estandarizado, ni tampoco son auditadas por alguna entidad que corrobore la veracidad y calidad de los datos. Lo anterior se refleja en que el 100% de las descripciones de las columnas estratigráficas presentes en los expedientes de la DGA fueron realizadas sin seguir una metodología estandarizada de mapeo, y por personas que generalmente no están preparadas profesionalmente para mapear. Debido a lo anterior, las descripciones tienden a ser muy generales o a describir solo el nombre del sedimento observado, pero no especifican otras características como las texturas, el grado de redondeamiento de los clastos, su esfericidad, la composición, etc. Todo lo anterior dificulta determinar un origen de estos sedimentos. Los caudales de extracción de los pozos coinciden al 100% con la información entregada en los informes de la DGA, sin embargo, 7 pozos presentan variaciones de nivel del abatimiento en las pruebas de bombeo (al finalizar la prueba de recuperación, no alcanza el nivel estático inicial). Estos problemas no afectan los resultados obtenidos en esta tesis, ya que el 100% de los pozos se analizaron usando la prueba de recuperación, la cual no se ve afectada por un aumento o disminución del caudal de extracción, por lo que, al determinar los resultados de los parámetros hidráulicos, estos se ajustan al tiempo de recuperación del pozo. Otro punto a destacar es la coherencia que existe entre el nivel estático y el nivel de recuperación de los pozos. Del total de 53 pozos, en 31 de los pozos el nivel de recuperación no alcanza el nivel estático inicial, con diferencias entre ambos niveles < 1 m. en 23 pozos, mientras que en los 8 pozos restantes la diferencia varía entre 1 y 10,48 m. (valor máximo en pozo ND-0302-380, ubicado en el río Hurtado). Esta diferencia genera que los parámetros de T y K no correspondan al 100 % del espesor saturado del pozo. Estas variaciones entre el nivel estático inicial y nivel de recuperación final son, por lo general, debido a un apresurado término de la prueba de recuperación. La prueba de bombeo debe de finalizar cuando se alcanza el nivel estático (Villanueva e Iglesias, 1984).

Otros factores que pueden agregar incertidumbre a la estimación de parámetros hidráulicos son los errores asociados al ajuste de las curvas de decaimiento, como por

ejemplo la selección de puntos de coincidencia entre la curva modelada y los datos medidos e imprecisiones de lectura de los valores. Para mitigar el impacto de estos factores, para cada prueba de bombeo se intentó ajustar la totalidad de los datos medidos y cuando esto no fue posible se ajustó en la parte final del gráfico (Figura 6.1). Además, se debe prestar atención a la coincidencia de puntos de inflexión en cada paso de los datos medidos (Villanueva e Iglesias, 1984). La mayor incertidumbre se presenta en el coeficiente del almacenamiento (S) debido a que el 100% de las pruebas de bombeos no presenta pozo de observación para la determinación de este parámetro, cuando no se tiene pozo de observación el software AQUIFERT TEST 12.0 genera un S inversamente proporcional al valor de T , debido a que el software incluye soluciones automáticas para cada tipo de acuíferos (confinados, semiconfinado, libre y fracturados) dependiendo del modelo matemático con el que se trabaja. Lo anterior queda ilustrado en la Figura 6.1, la cual muestra el ajuste realizado mediante el método de Hantush al pozo ND-0402-132 (pozo 2) ubicado en el río Guatulame. En este caso al ajustar la curva en los tiempos iniciales se obtiene valores de $T = 24,9 (m^2/d)$, $S = 0,049$ y $c = 153$ min (Figura 6.1, panel superior); mientras que al ajustar en tiempos medios a finales se obtiene valores de $T = 57,8 (m^2/d)$, $S = 0,00289$ y $c = 86600$ min (Figura 6.1, panel inferior).

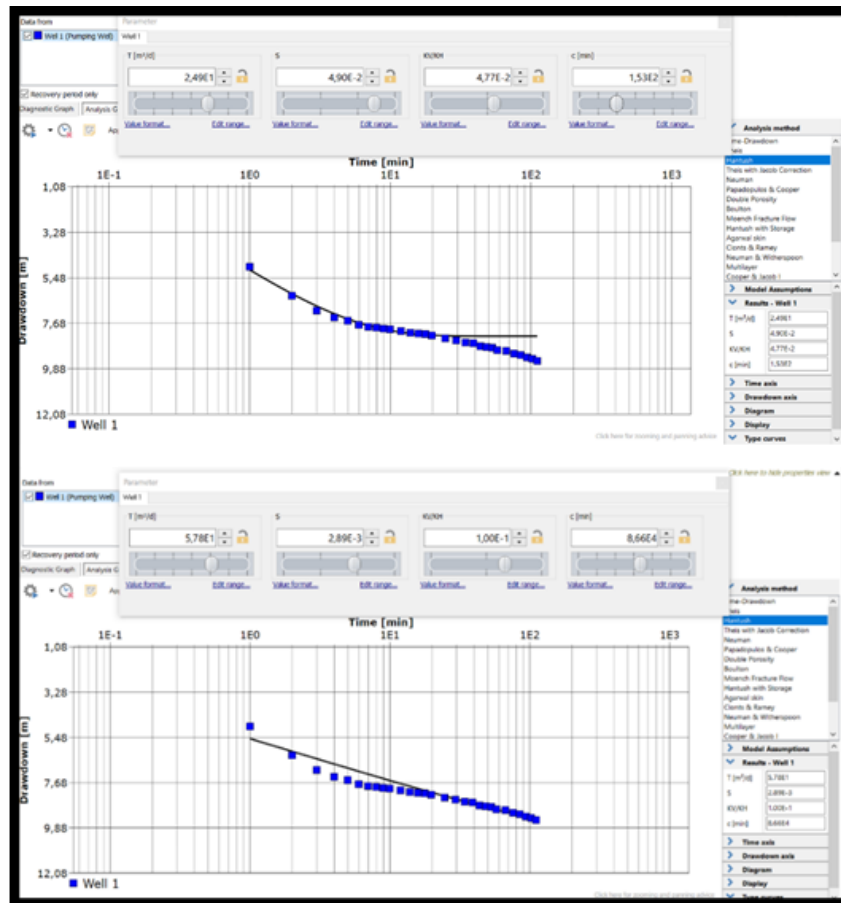


Figura 6.1: Determinación de la T , S y c para el pozo ND-0402-132 (pozo 2) mediante el método de Hantush con el software AQUIFERT TEST 12.0. Arriba, ajuste de los parámetros en tiempos iniciales a medios [$T= 24,9 (m^2/d)$], $S= 0,049$ y $c=153$ (min)]. Abajo, ajuste de los parámetros en tiempos medios a finales [$T= 57,8 (m^2/d)$], $S= 0,00289$ y $c = 86600$ (min)].

Esta diferencia entre los parámetros obtenidos al ajustar diferentes partes de la curva de bombeo es un fenómeno típicamente observado para un acuífero semiconfinado (Figura 6.2) donde la capa semipermeable libera la carga de agua cuando la presión del acuífero bombeado se hace inferior al del acuífero semiconfinado, generando una recarga temporal al acuífero (Sánchez, 2022). A este fenómeno se le conoce como factor de goteo B y está presente en más de la mitad de los pozos analizados. Esta recarga temporal contribuye a que el nivel del pozo baje comparativamente más lento en los tiempos medios a finales, lo cual determina que los valores de T y S estimados al ajustar estos tiempos sean mayores a los obtenidos al ajustar los tiempos iniciales. Dependiendo del espesor del acuitardo, esta recarga se prolongará por horas o días (Sánchez, 2022).

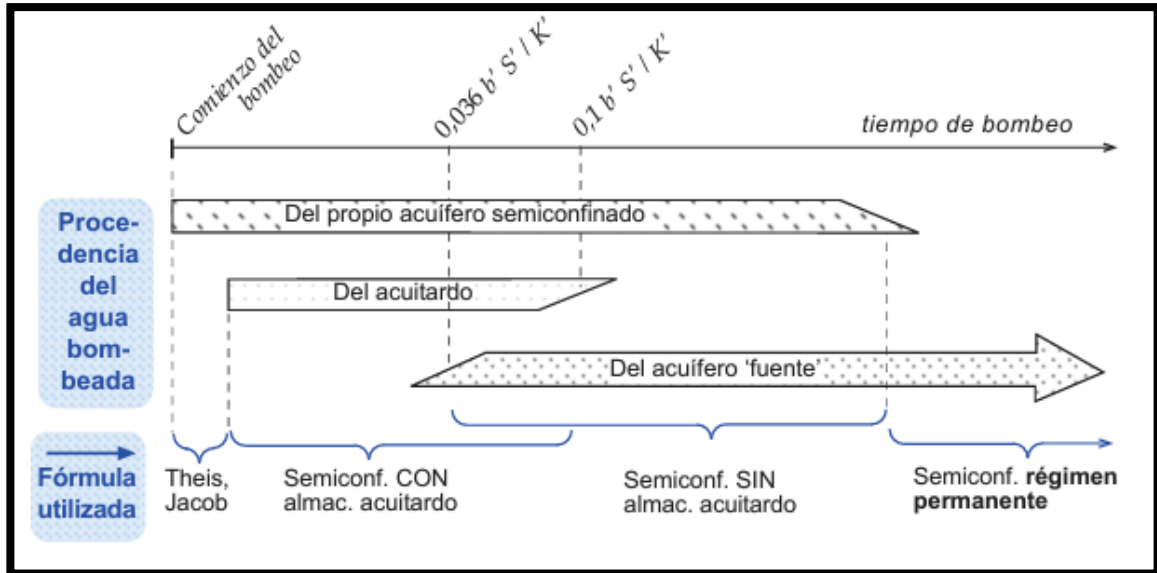


Figura 6.2: Influencia del acuitardo en las pruebas de bombeo. Podemos observar que en tiempos iniciales el acuífero se comporta como un acuífero confinado o libre, pero a mayor tiempo de bombeo, el efecto del acuitardo se hace presente en la prueba de bombeo. Tomado de Sánchez, (2022).

Otros parámetros importantes a considerar son el radio de los pozos (R_{inv}) y el radio de influencia (R , véase Tabla 2.1). En Chile la DGA recomienda un radio de protección alrededor de los pozos de 200 metros, es decir, que dentro de ese radio no deben existir otros pozos, independientemente si es un pozo profundo, superficial o noria. En este trabajo a partir de los 53 pozos estudiados se obtuvo un valor promedio de $R_{inv} = 108,21$ metros (ver Anexo B, Tabla 2.3). Solo 8 pozos sobrepasan los 200 metros designados como zona de protección por la DGA. En el caso de R , su valor tiende a ser el doble de R_{inv} (Bresciani, *et al.*, 2020), y por lo tanto existirían 12 pozos cuyo valor de R superaría el radio de protección designado por la DGA. Lo normal es que, al momento de realizarse las pruebas de bombeo, varios pozos estén trabajando al mismo tiempo, por lo cual, interfieren entre sí los conos de descenso, a este proceso se le conoce como interferencia de pozos (Martínez-Alfaro *et al.*, 2006). Esto genera que el nivel real de abatimiento puede ser menor o mayor, dependiendo del grado de interferencia que tenga el pozo al momento de la prueba de bombeo. En ninguno de los 53 informes recopilados para este trabajo se menciona que exista dicha interferencia. En resumen, es de suponer que al menos existen entre 8 a 12 pozos (15,1%-22,6% del total de pozos) donde R o R_{inv} superan el radio de

protección recomendado por la DGA, y por tanto, se ven afectados por la interferencia de pozos, lo que podría generar un abatimiento (s) diferente al obtenido en las pruebas de bombeo. Esta diferencia de abatimiento no genera un cambio en los parámetros hidráulicos estimado, pero si afecta el cálculo del descenso anual que pueda tener el acuífero a nivel general.

6.2) Caracterización de las propiedades hidráulicas de las unidades estratigráficas de la cuenca del río Limarí

Con la información obtenida de las pruebas de bombeo se realizó una clasificación de los acuíferos presentes en la zona de estudio, teniendo en cuenta los valores estimados de cada propiedad hidráulica (conductividad hidráulica, transmisividad y coeficiente de almacenamiento) y siguiendo los rangos de clasificación sugeridos por Custodio y Llamas (1983) y Villanueva e Iglesias (1984).

6.2.1) Conductividad hidráulica (K)

Al clasificar los valores obtenidos de K (m/d) utilizando el criterio de Custodio y Llamas (1983) (Tabla 2.4) se obtienen los siguientes resultados (Tabla 6.1).

Tabla 6.1: Clasificación de pozos en base a los valores de K y el criterio de Custodio y Llamas (1983).

Cantidad de pozos	K (m/d)	Granulometría	Clasificación
9	463,21-109,89	Gravas limpias	Muy permeable
26	99,55 – 1,09	Arenas gruesas a finas con gravas	Permeable
16	0,80 – 0,0025	Arenas finas y limos	Algo permeable
2	0,0091-0,0075	Limos y arcillas	Poco permeable

En general, los pozos de menor profundidad tienden a presentar las mayores conductividades hidráulicas. Para ilustrar esto la Figura 6.3 muestra los valores de conductividad hidráulica y el espesor saturado para todos los pozos. Se observa que, como tendencia general, K disminuye con el espesor saturado. Esta tendencia se explicaría ya que el material sedimentario a mayor profundidad tiende a ser mucho más heterogéneo.

La tendencia a presentar materiales más heterogéneos a mayores profundidades es consistente con lo observado en la estratigrafía de todos los pozos (véase Anexo D, descripción estratigráfica de los pozos) y también fue descrito por De Pasquale et al., (2022).

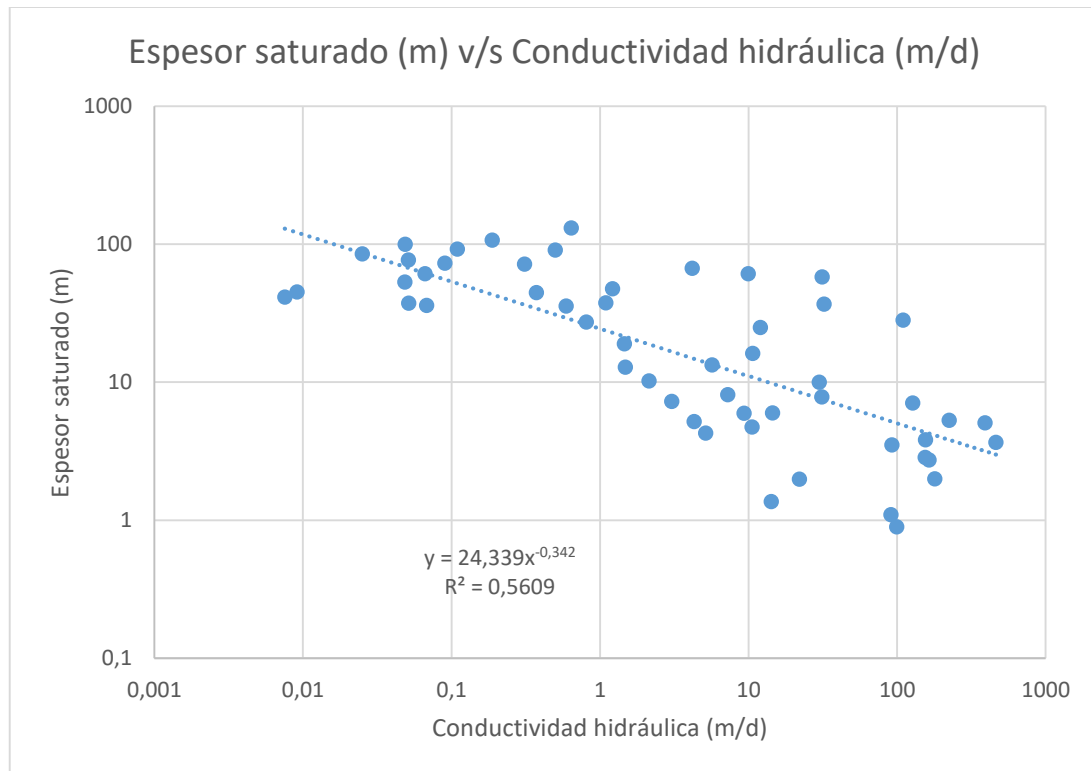


Figura 6.3: Conductividad hidráulica versus espesor saturado. para cada pozo. La línea punteada muestra una regresión lineal entre ambos parámetros, la cual resalta la tendencia general interpretada.

6.2.2) Transmisividad (T)

Al clasificar los valores obtenidos de T utilizando los criterios de Villanueva e Iglesias (1984) y Custodio y Llamas (1983) (Tabla 2.2 y 2.3) se obtiene los siguientes resultados (Tabla 6.2 y 6.4):

Tabla 6.2: Caudales de extracción recomendados según el valor de T y la clasificación de Villanueva e Iglesias (1984).

Cantidad de pozos	$T (m^2/d)$	Caudal de extracción recomendado (l/s)	Clasificación de extracción de agua
6	> 1000	> 100	Muy alta
3	500-1000	50-100	Alta
10	100-500	10-50	Alta a media
24	10-100	1-10	Baja
2	< 10	1	Muy baja

Tabla 6.3: Clasificación de T según el tipo de terreno. Custodio y Llamas, (1983)

Cantidad de pozos	$T (m^2/d)$	Calificación del acuífero	Tipo de material	Clasificación
6	1000	Excelente	Gravas limpias	Muy permeable
13	100-1000	Bueno a regular	Gravas y arenas	Permeable
24	10-100	Pobre	Arenas finas y basamento fracturado	Algo permeable
8	1-10	Muy pobre	Limos y arcillas limosas	Poco permeable
2	< 1	Sin acuífero	Limos y arcillas o basamento intacto	Impermeable

Los valores de transmisividad varían significativamente dentro de un mismo río (Figura 5.1), independiente del caudal de extracción o cercanía a los ríos, sugiriendo una gran heterogeneidad hidráulica dentro de la zona de estudio. La mayoría de los pozos sugieren que, el acuífero de la cuenca del río Limarí se puede clasificar entre bueno-regular a pobre

(Custodio y Llamas, 1983) con una capacidad de extracción de alta-media a baja (Villanuevas e Iglesias, 1984).

6.2.3) Coeficiente de almacenamiento (S)

Al clasificar los valores obtenidos de S utilizando el criterio de Villanueva e Iglesias (1984) (Tabla 2.5) se obtiene los siguientes resultados resumidos en la Tabla 6.4:

Tabla 6.4: Clasificación de acuíferos según el valor de S y el criterio de Villanueva e Iglesias (1984).

Cantidad de pozos	Coeficiente de almacenamiento.	Tipo de acuífero
22	0,0402-0,103	Acuífero libre
12	0,0105-0,039	Acuífero libre a semiconfinado
19	0,0011-0,009950	Acuífero semiconfinado

Para las pruebas de bombeos estudiadas en este trabajo no existían pozos de observación, pero trabajos anteriores y bibliografía han propuesto S para este acuífero. En base al análisis de 36 pozos (20 de bombeo y 12 de observación) ubicados a lo largo de la cuenca del río Limarí Flores y Aliaga, (2020) proponen un S cercano a los causes del río en el orden de $10^{-1} - 10^{-2}$ rango comparable con los valores de S obtenidos en la mayoría de los pozos analizados en esta tesis (Tabla 6.4).

6.2.4) Relación de los resultados con la geología de la cuenca del río Limarí

En base a la compilación de los resultados obtenidos, se interpretaron las características hidráulicas de las unidades hidrogeológicas mencionadas en la sección 3.6:

6.2.4.1) Unidad hidrogeológica de alta permeabilidad

La capa permeable tiene una profundidad que varía de 3 hasta 102 metros, su espesor promedio es de 18 metros y su espesor saturado es de 12 metros. Las pruebas de bombeo de los 24 pozos que interceptan a esta capa muestran una capacidad de extracción de agua que va desde muy alta hasta baja, con un caudal promedio de extracción de los pozos de 14 l/s. Estos pozos presentan parámetros hidráulicos que varían entre: $T = 19,5-3100$

(m^2/d), $S = 0,0045-0,103$, $K = 9,32-463,22$ (m/d). Esta capa está compuesta por intercalaciones de bolones, gravas, gravillas, arenas (gruesas a finas) y arenas arcillosas. Se puede deducir que los pozos ubicados en esta capa presentan la mejor producción, la cual es acorde a la clasificación de las transmisividad realizada anteriormente. Esta capa es la más superficial y se encuentra en todos los ríos de la cuenca del río Limarí. Esta capa se interpreta como un acuífero libre

6.2.4.2) Unidad hidrogeológica semipermeable

La capa semipermeable tiene una profundidad que varían de 7 hasta 144 metros, su profundidad promedio es de 57 metros y su espesor saturado es de 50 metros. Las pruebas de bombeo de los 29 pozos que interceptan esta capa muestran una capacidad de extracción de agua que va desde media alta hasta muy baja, con un caudal promedio de extracción de los pozos de 9,53 l/s. Estos pozos presentan parámetros hidráulicos que varían entre: $T = 0,313-280$ (m^2/d), $S = 0,00175-0,0931$, $K = 0,0075-7,24$ (m/d). La capa está compuesta principalmente por intercalación de arenas finas, arenas arcillosas, limos y gravilla. Se puede deducir que los pozos ubicados en esta capa presentan una producción de agua media a baja y es acorde a la clasificación de las transmisividad realizada anteriormente. Esta capa es más profunda, se encuentra en todos los ríos de la cuenca del Limarí y está por debajo del acuífero libre descrito anteriormente, por lo cual esta capa se interpreta como un acuífero semiconfinado.

6.2.4.3) Acuífero en basamento fracturado o unidad hidrogeológica de permeabilidad media a baja

La capa de acuífero en basamento fracturado, corresponde a la unidad hidrogeológica de permeabilidad media a baja. Tiene una profundidad mínima de 11 hasta los 144 metros, con una media de 73 metros. Esta capa se encuentra en los ríos Combarbalá, Pama, Grande (arriba embalse La Paloma), Hurtado (arriba embalse Recoleta), estero Punitaqui y quebrada Ingenio, representa el límite entre el relleno sedimentario de la cuenca de los ríos y el basamento cristalino fracturado, por lo cual, el acuífero está en contacto con ambas zonas. A partir de la estratigrafía de los pozos (véase Anexo 1, Descripción estratigráfica de los pozos) solo se lograron identificar 9 pozos llegarían a interceptar a esta capa. Estos pozos pertenecen a zonas ya descritas para las Unidad hidrogeológica de

alta permeabilidad y semipermeable. Esta unidad hidrogeológica es la menos estudiada, debido a la poca cantidad de pozos y la baja capacidad de extracción de agua que presentan esta unidad. A pesar de lo anterior, el caudal promedio de extracción de los pozos es de 17,42 l/s, con un T promedio de 147,39 (m^2/d) los cuales muestran ser una zona de mejor extracción de agua a lo esperado.

6.3) Distribución de las propiedades hidráulicas en la cuenca del río Limarí

Los valores de transmisividad y conductividad hidráulica fueron determinados en este estudio para los principales ríos de la cuenca del río Limarí. Sin embargo, las distribuciones espaciales de estas estimaciones no logran cubrir toda el área de la cuenca, ya que la separación entre pozos excede siempre los valores estimados para el radio y radio de influencia los pozos (ver sección 6.1). Además, existen zonas sin una buena distribución de pozos con pruebas de bombeos como los ríos Cogotí, Combarbalá, Pama, Guatulame (sector sur) y río Grande (arriba del embalse La Paloma) (Figura 1.1).

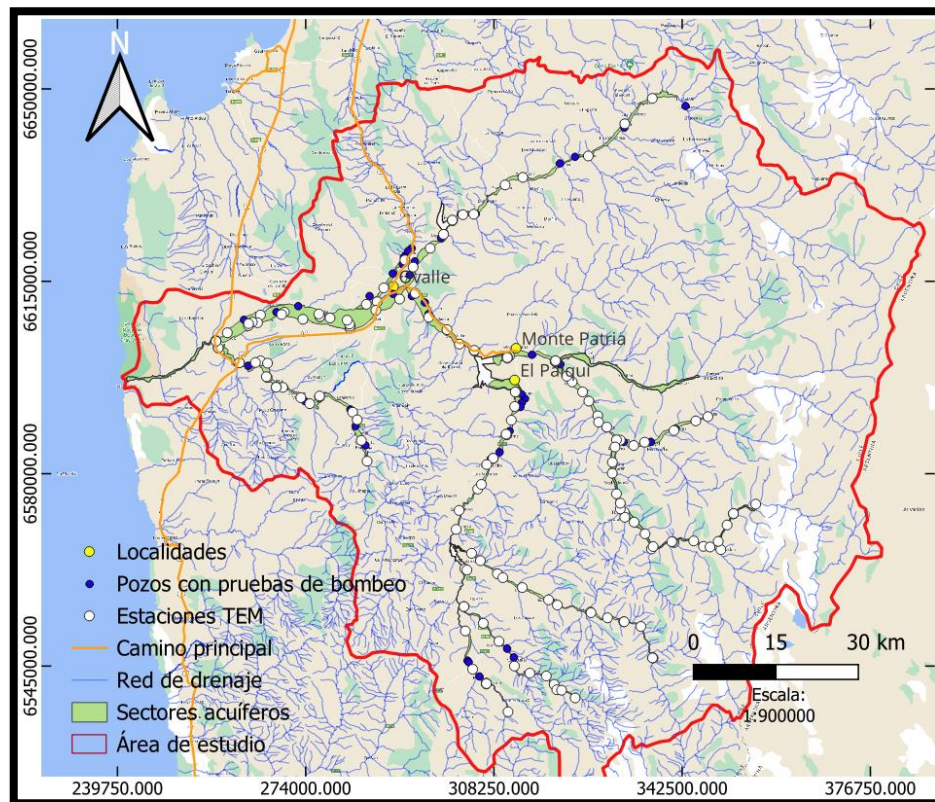


Figura 6.4: Distribución de las estaciones TEM a lo largo de los diferentes ríos en la cuenca del Limarí.

6.3.1) Relación empírica entre conductividad hidráulica y resistividad eléctrica

Para estimar las propiedades hidráulicas en sectores sin información, se buscó obtener una relación que permitiera utilizar la información de resistividad eléctrica de los varios estudios TEM existentes en la cuenca del río Limarí (Figura 6.4). Se analizaron las mediciones de 135 sondeos TEM a lo largo de casi toda la cuenca del Limarí (Tabla 6.5), las cuales fueron realizadas en varias campañas por CEAZA (CEAZA, 2022a, 2024). Se compararon los valores de resistividad eléctrica (estimados de los estudios TEM) con los valores de propiedades hidráulicas (estimados en esta tesis) para evaluar si existe una relación que permita inferir las propiedades hidráulicas en sectores sin pozos, pero con estudios TEM.

Tabla 6.5: Número de sondeos TEM en los diferentes ríos de la cuenca del Limarí. Cabe destacar que en algunos ríos existen mayor cantidad de pruebas de bombeo que de sondeos TEM, pero estos últimos están mejor distribuidos a lo largo de la cuenca de los ríos.

Sector acuífero	Numero de sondeos TEM	Número de pruebas de bombeo
Río Cogotí	16	1
Río Combarbalá	9	2
Río Pama	6	3
Río Guatulame	11	7
Río Grande (arriba embalse La Paloma)	21	7
Río Grande (abajo embalse La Paloma)	6	3
Río Ingenio	5	7
Río Limarí	21	5
Estero Punitaqui	21	7
Río Hurtado (arriba embalse Recoleta)	9	7
Río Hurtado (abajo embalse Recoleta)	2	4

De la comparación de los ensayos TEM y pruebas de bombeo, se obtuvo una relación empírica entre los datos de resistividad eléctrica ($Rest$) (Ωm) y Conductividad Hidráulica (K) (m/d), derivados de las pruebas de bombeo (Figura 6.5). Para realizar esta relación cabe señalar que se descartaron sectores como la junta entre quebrada Ingenio y río Limarí debido a la resistividad baja presente en este sector (40-100 Ωm), valores que posiblemente se deben al aporte de agua más conductiva de esta quebrada. Una disminución en la resistividad también se observa en la junta del río Limarí con el estero Punitaqui, donde la resistividad de los sondeos disminuye hasta valores de 30 Ωm , posiblemente debido al aporte del agua más conductiva del estero Punitaqui (GCF Ingenieros, 2015a). También se descartó el sector completo de quebrada Ingenio, ya que el agua superficial y subterránea presenta contaminación desde una planta de tratamiento de sulfato de hierro (GCF Ingenieros, 2015a), resultando en valores de resistividades muy bajas (15-30 Ωm) a los esperados para capas permeables descritas en esta zona. A pesar de que existen valores con resistividad baja incluidos en la relación, estos se correlacionan con el tipo de sedimentos (en general arenas finas y limos) presentes en la zona, a diferencia de las áreas descartadas, las cuales se tienen a ser sedimentos de mayor granulometría (arenas, gravas), pero con bajos valores relacionados a la resistividad de las aguas.

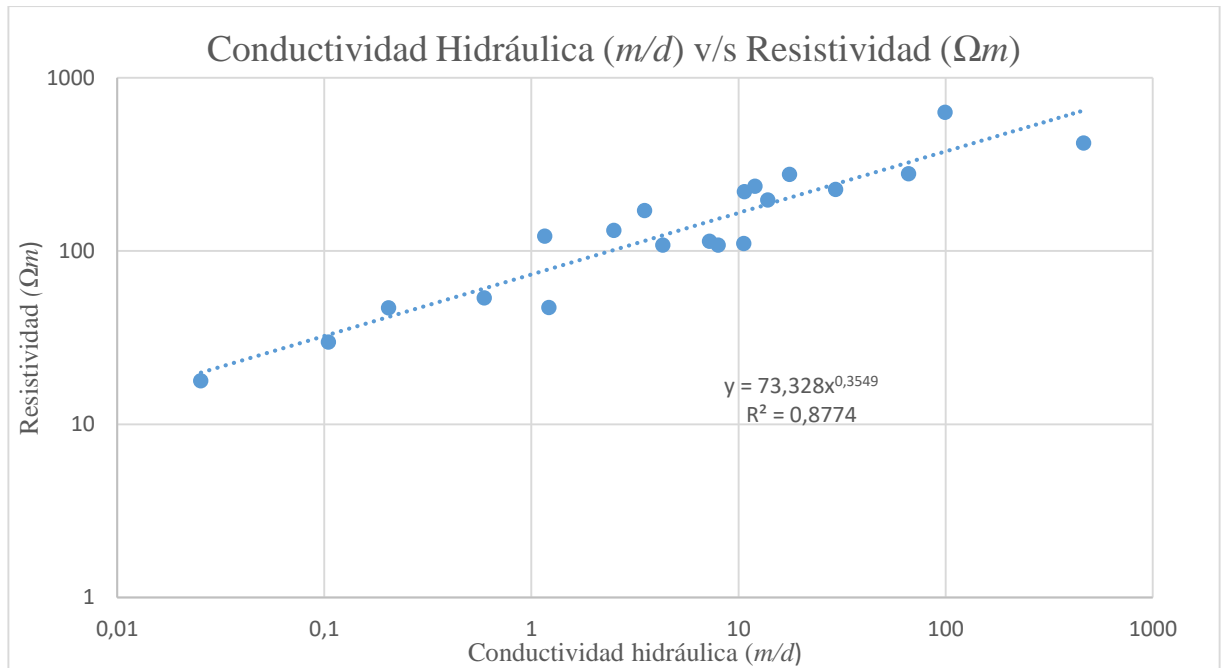


Figura 6.5: Relación entre la Conductividad Hidráulica (m/d) y la Resistividad (Ωm) de 20 pozos estudiados cercano a las estaciones TEM. La línea punteada muestra el ajuste lineal que se utilizó como relación empírica entre ambos parámetros (ec.6.1)

En base a la Figura 6.5, se obtuvo la relación empírica ec. (6.1) válida para la cuenca del río Limarí:

$$Rest = 73,328K^{0,3549} \quad (6.1)$$

6.3.2) Estimación de propiedades hidráulicas en áreas sin pozos a partir de valores de resistividad eléctrica

A partir de la ec. 6.1, y la resistividad eléctrica obtenida para la capa 1, se obtuvo una estimación de la conductividad hidráulica (K_{exp}) en sectores con datos de resistividad, pero sin valores de K . Luego, utilizando K_{exp} , la ecuación (2.1) (Tabla 2.1), el espesor descrito en la Tabla 3.1 para la capa 1, se calculó la transmisividad T_{exp} , con lo que se generó una capa ráster para ambos parámetros hidráulicos. El Anexo E contiene los ráster T_{exp} . (Figura E.1) y K_{exp} . (Figura E.2). Con este procedimiento se pudo estimar parámetros hidráulicos en sectores con escasas pruebas de bombeo, pero con varias estaciones TEM (p.ej., ríos Cogotí, Combarbalá y Pama, Figura 6.6).

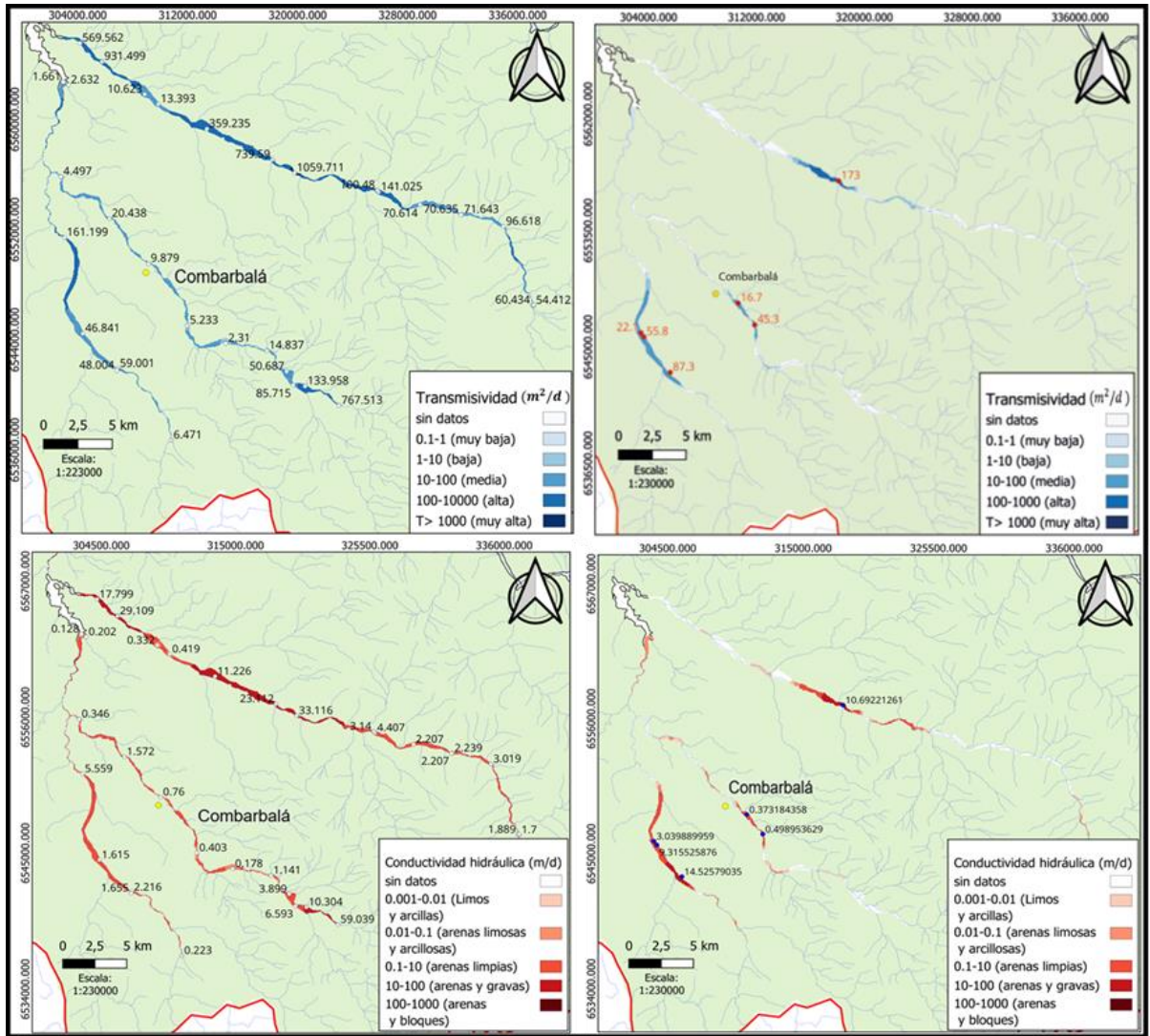


Figura 6.6: Mapa comparativo entre T (arriba derecha) Texp (arriba izquierda) y K (abajo derecha) Kexp (abajo izquierda) para los ríos Cogotí, Combarbalá y Pama en el sector sur de la cuenca del río Limarí.

La Figura 6.6 muestra que el cálculo de Texp y Kexp (paneles izquierdos) permite expandir significativamente la estimación de T y K en zonas sin pozos (paneles derechos). Los valores de T-Texp y K-Kexp en general mantienen en el mismo orden de magnitud a los obtenidos del análisis de las pruebas de bombeo, por lo que se puede concluir que son similares y comparables entre sí. Estas mismas relaciones se pueden observar en los sectores centro (Figura 6.7) y norte (Figura 6.9) de la cuenca del río Limarí.

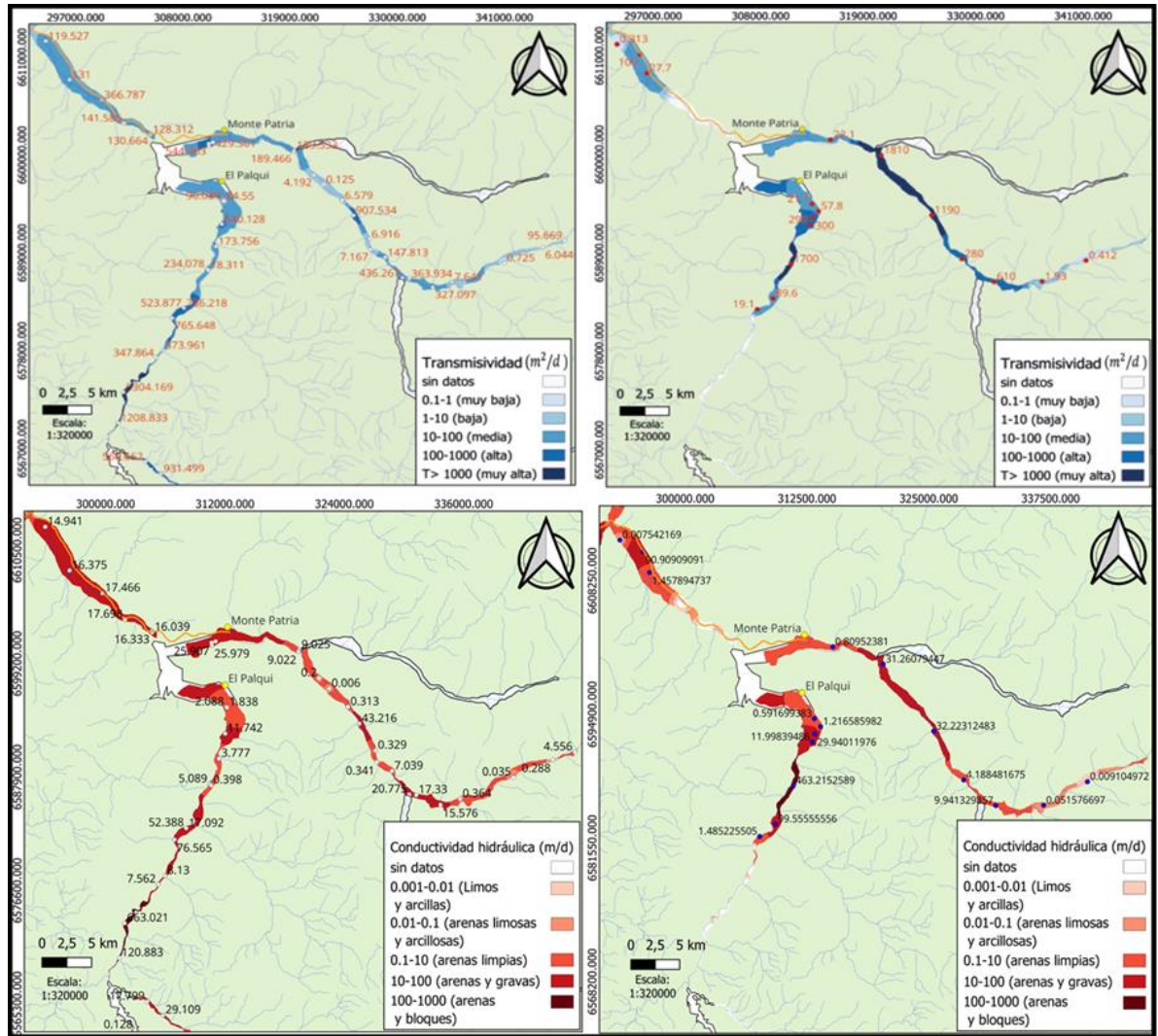


Figura 6.7: Mapa comparativo entre T (arriba derecha), T_{exp} (arriba izquierda) y K (abajo derecha), K_{exp} (abajo izquierda) para los ríos Grande (río arriba y abajo del embalse La Paloma), Mostazal y Guatulame en el sector centro de la cuenca del río Limarí.

Aunque es evidente que en el sector de río Grande (entre la confluencia de río Rapel y río Mostazal) se presenta una disminución en los valores T_{exp} (0.150 a $907,5 m^2/d$) y K_{exp} (0.006 a $43,22 m/d$) (ver Figura 6.6), en general, estos datos se presentan fuera del radio de influencia de los pozos analizados y señala la necesidad de contar con más pruebas de bombes o estratigrafía de pozos en la zona para corroborar esta diferencia en los datos. La zona sur del río Guatulame (Figura 6.6) muestra los T_{exp} y K_{exp} más altos obtenidos mediante esta metodología, los cuales son de relativa importancia para un posterior análisis de posibles zonas de construcción de pozos para la extracción de agua.

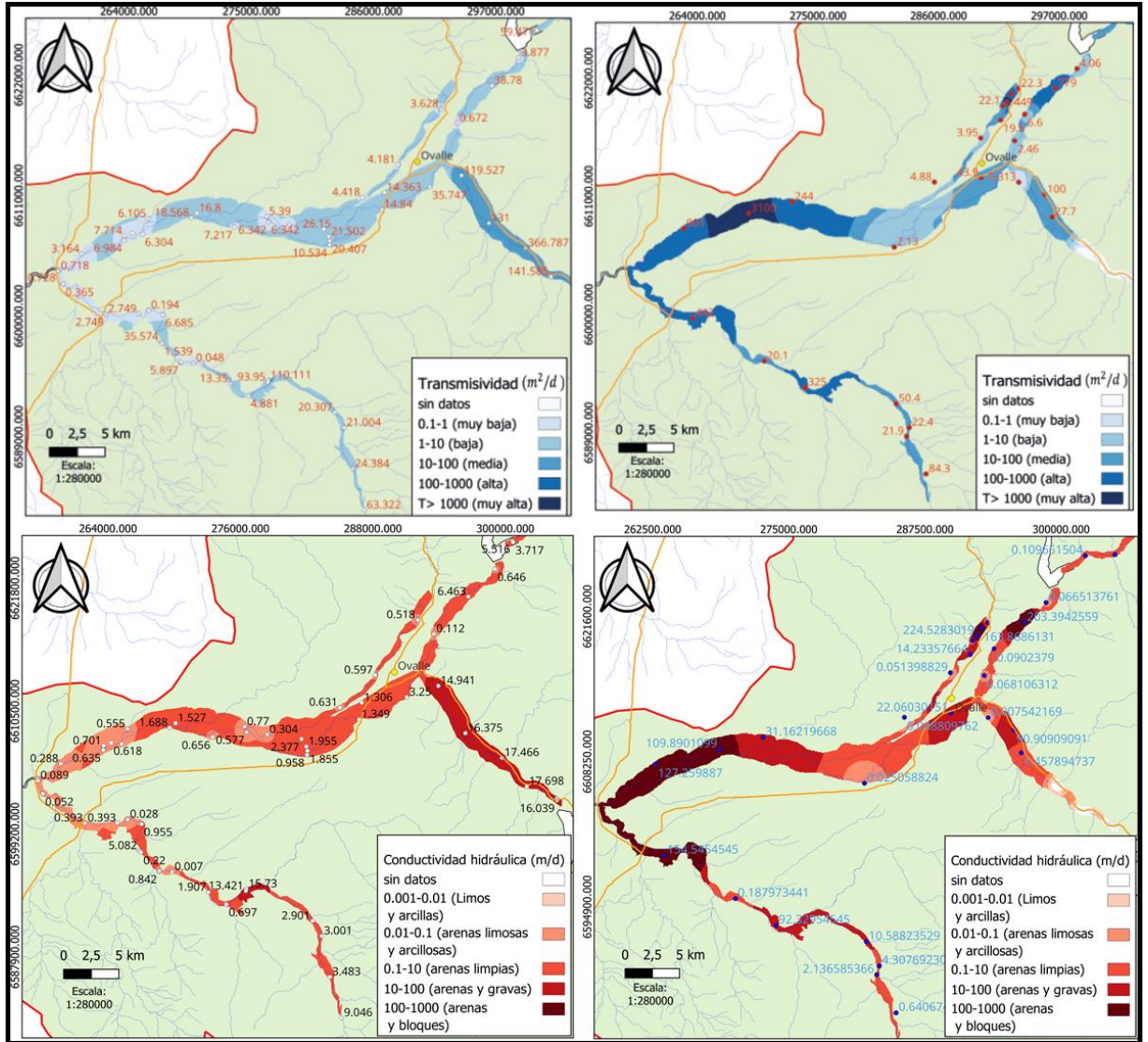


Figura 6.8: Mapa comparativo entre T (arriba derecha), Texp (arriba izquierda) y K (abajo derecha), Kexp (abajo izquierda) para los ríos Limarí, estero Punitaqui, quebrada Ingenio, Grande (río abajo del embalse La Paloma) y Hurtado (río abajo del embalse Recoleta) sector oeste de la cuenca del río Limarí.

La zona oeste de la cuenca del río Limarí (Figura 6.8) cuenta con las mayores diferencias entre los parámetros obtenidos mediante las pruebas de bombeo y los parámetros experimentales y esto es debido a lo descrito en la sección 6.3.1, lo que genera una fuerte disminución en *Texp* y *Kexp* en comparación a los valores obtenidos mediante las pruebas de bombeo.

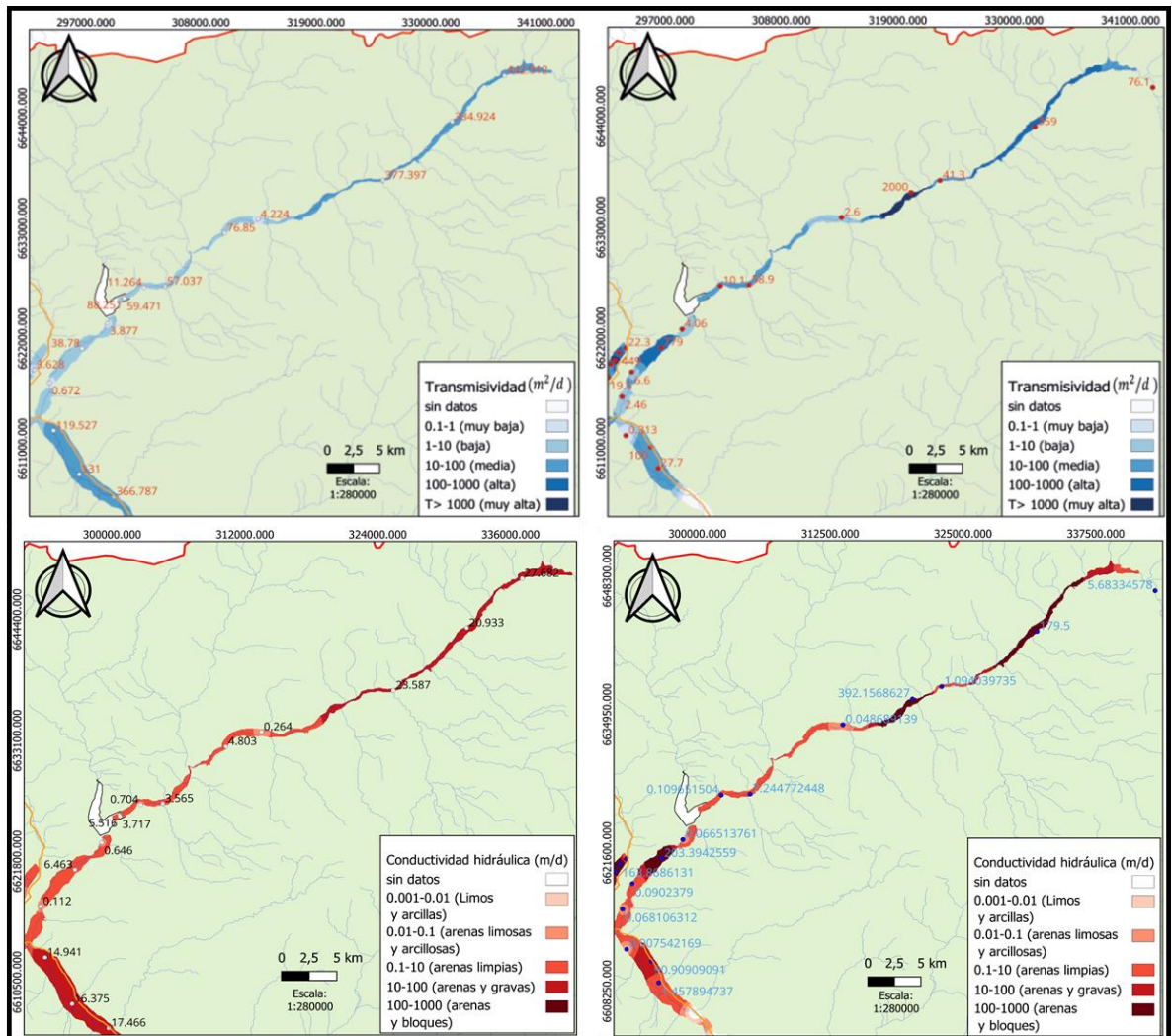


Figura 6.9: Mapa comparativo entre T (arriba derecha), Texp (arriba izquierda) y K (abajo derecha), Kexp (abajo izquierda) para el río Hurtado (río arriba y abajo del embalse Recoleta) sector norte de la cuenca del río Limarí.

Capítulo VII: Conclusiones

De la estimación de propiedades hidráulicas obtenidas mediante pruebas de bombeo de 53 pozos ubicados en la cuenca del río Limarí se concluye que el acuífero está compuesto por 3 unidades hidrogeológicas, que de techo a base son:

- 1 La unidad de alta permeabilidad, la cual se comporta como acuífero libre, se caracteriza por ser la más superficial y estar presente en todos los ríos analizados en este trabajo. El rango de la transmisividad va desde 19,5 a 3100 (m^2/d), con un promedio de 679,89 (m^2/d). Su conductividad hidráulica va desde los 9,32 a 463,25 (m/d) y su coeficiente de almacenamiento va desde los 0,103 a 0,0361. Granulométricamente la unidad está compuesta por arenas (gruesas a finas), bolones, gravas, gravillas y arenas arcillosas. Esta unidad hidrogeológica tiene un espesor promedio de 12 metros y posee la mayor capacidad de extracción de agua en la zona.
- 2 La unidad hidrogeológica semipermeable se caracteriza por subyacer bajo la unidad de alta permeabilidad. Se ubica a lo largo de todos los ríos de la cuenca del río Limarí. Su transmisividad va desde los 0,313 a 280 (m^2/d) y tiene un promedio de 31,75 (m^2/d). Su conductividad hidráulica tiene un rango de 0,00075 a 7,24 (m/d) y su coeficiente de almacenamiento va desde los 0,0011 a 0,036. Granulométricamente la unidad está compuesta de arenas finas, arenas arcillosas, limos, arcillas y gravilla. La unidad hidrogeológica tiene un espesor promedio de 57 metros y se comporta como un acuífero semiconfinado a confinado. Su capacidad de extracción de agua varía de media a baja.
- 3 La unidad hidrogeológica de permeabilidad media a baja, corresponde al basamento fracturado. Esta unidad hidrogeológica es la menos estudiada, ya que pocos pozos llegan a la roca. En los pozos que la cortan, se observa que no posee una gran capacidad de extracción de agua. Esta unidad hidrogeológica se ha interpretado con sondajes en los ríos Pama, Grande (río arriba embalse del La Paloma), Guatulame, Hurtado (río arriba embalse del Recoleta), Combarbalá, estero Punitaqui y quebrada Ingenio. Su transmisividad va desde los 16,7 a 730 (m^2/d) y tiene un promedio de 147,38 (m^2/d). Su conductividad hidráulica tiene un rango de 0,31 a 31,26 (m/d) y su coeficiente de almacenamiento va

desde los 0,0011 a 0,0361. La unidad hidrogeológica tiene un espesor promedio de 81,13 metros y se comporta como un acuífero semiconfinado a confinado. Su capacidad de extracción de agua es baja, pero en el río Grande (arriba embalse La Paloma) entre el río Rapel y Mostazal, su capacidad de extracción aumenta a media-alta.

Los valores de transmisividad hidráulica (T) obtenidos en las pruebas de bombeo tienen una gran dispersión, con un valor mínimo de 0,313 (m^2/d) y un máximo de 3100 (m^2/d), teniendo un promedio en la zona de 325 (m^2/d). La transmisividad de los acuíferos estudiados ha resultado ser notablemente diferente dentro de un mismo acuífero. Esto ocurre porque a escala local los valores de la transmisividad varían de un lugar a otro y depende mucho de la granulometría presente en la zona. El análisis de la estratigrafía y los estudios TEM en la zona (próximos a los pozos de estudiados) muestran la heterogeneidad del subsuelo, identificando zonas de diferente comportamiento hidráulico, ya sea por un cambio en T (o en su conductividad hidráulica, K) o una variación en el espesor saturado de la zona acuífera. En base a lo anterior, es recomendable estudiar localmente el acuífero dentro de cada río de la cuenca del río Limarí, ya que incluso en los mismos ríos, se observa esta heterogeneidad, pero a escala regional, el acuífero de la cuenca del río Limari tiene a ser homogéneo y consistente con lo descrito para las unidades hidrogeológicas.

Utilizando una relación empírica entre la resistividad eléctrica (obtenidos de estudios TEM) y la conductividad hidráulica, se interpretaron valores estimados de conductividad hidráulica ($K_{exp.}$) y transmisividad (T_{exp}) en sectores sin pozos. Estos parámetros hidráulicos interpretados a partir de la resistividad eléctrica, muestran valores que son consistentes con las pruebas de bombeo en pozos cercanos, T_{exp} tiene un rango de 0,048 a 5304,17 (m^2/d), con un promedio de 186,86 (m^2/d), K_{exp} tiene un rango de 0,006 a 663,02 (m/d) con un promedio de 13,02 (m/d). La ecuación empírica permitió ampliar la distribución de las estimaciones de parámetros hidráulicos en sectores sin pruebas de bombeo, como lo son los ríos Combarbalá, Cogotí, Pamá y Guatulame.

Capítulo VIII: Recomendaciones

En base a los resultados obtenidos en esta tesis, y considerando la extensión que existe en la cuenca del río Limarí, se recomienda aumentar la cantidad de pozos con pruebas de bombeo para mejorar la estimación de propiedades hidráulicas en sectores con menor información, sobre todo en los ríos Cogotí, Combarbalá, Pama, Guatulame (zona sur), Grande arriba del embalse La Paloma (sector sur) y Grande abajo del embalse La Paloma (sector centro-sur).

De los 53 pozos con pruebas de bombeos estudiados, solo 18 fueron realizados durante el actual periodo de sequía. Por ende, muchos de los restantes 35 pozos debieron haber disminuido su nivel freático, por lo que los parámetros hidráulicos que presentan actualmente, no deberían corresponder a los analizados en este estudio. Por lo anterior, se recomienda realizar pruebas de bombeos a estos 35 pozos para determinar el cambio en los parámetros hidráulicos que deberían presentar actualmente.

La incorporación de modelos de resistividad eléctrica permitió ampliar las zonas con estimación de propiedades hidráulicas y disminuir en gran medida la incertidumbre que existe en zonas sin pruebas de bombeo. Se recomienda expandir este análisis a otros sectores donde existan modelos adicionales de resistividad eléctrica.

Referencias bibliográficas

- 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, Santiago, Chile.
- Batista, E., Escuder, R., Fraile, J., Jordana, S. (2009). *Hidráulica de Captación*. Fundación Centro Internacional Hidrología Subterránea, Clase 5.7: 1-8.
- Bresciani, E., Shandilya, R., Kang, P., y Lee, S. (2020). *Well radius of influence and radius of investigation: What exactly are they and how to estimate them?*. Journal of Hydrology.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*. The Geology of Chile. Geological Society Special Publication.
- CEAZA (2022a). *Caracterización de acuíferos*. <http://aguasubterraneanlimari.cl/wp-content/uploads/2022/02/Anexo-3.pdf>.
- CEAZA (2022b). *Creacion modelo 3D*. <http://aguasubterraneanlimari.cl/wp-content/uploads/2022/02/Anexo-4.pdf>.
- CEAZA (2024). *Resultados de la campaña de terreno de transiente electromagnético*. Indedito.
- CIGIAA (2023). *Estado de la situación de los recursos hídricos en la Provincia de San Juan*. http://www.unsj.edu.ar/panel_unsj/archivos/DiagnosticoInter_7938_051.pdf.
- Coloma, F., Álvarez, J., Creixell, C., Emparán, C., Salazar, E., y 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.
- Cooper, H.H. y C.E. Jacob (1946). *A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history*, Am. Geophys. Union Trans., vol. 27, pp. 526-534.
- Custodio, E. y Llamas, M. (1983). *Hidrogeología subterránea*. 2 vol. Ed. Omega. Barcelona, España.

- De Pasquale, G., Bresciani, E., Valois, R., y 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*.
- El Arrayán (2022a). *Informe final, prospección, sector A-Pedregal, Limarí, Monte Patria*. Inédito.
- El Arrayán (2022b). *Informe final, prospección, sector C-El Maqui Pampa Grande, Limarí, Monte Patria*. Inédito.
- Emparan, C. y Pinedad, 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.
- Flores, C. y Aliaga, M. (2020). *Diagnóstico del estado hidrogeológico de la cuenca del Limarí*. Dirección General de Aguas. División de estudios y planificación. Santiago, Chile.
- Fuentes Yague, J. L. (2000). *Aguas subterráneas*. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. Madrid, España.
- Garner, E. L. (2019). *Factors identifying aquifers with a high probability of management success*. *Water International*, 44 (3): 354-362.
- GCF Ingenieros (2015). *Estudio geofísico e hidrogeológico en la cuenca del río Limarí*. Informe Técnico Innova Chile, CORFO.
- Gonzales de Vallejo L., Ferrer M., Ortuño A. y Oteo, C. (2010). *Ingeniería Geológica*. Pearson Prentice Hall, Madrid, España.
- Hantush, M.S. (1960). *Modification of the theory of leaky aquifers*, *Jour. of Geophys. Res.*, vol. 65, no. 11, pp. 3713-3725.
- Hernández, E. (2016). *Estudio geofísico de resistividad electromagnética para definir las características geohidrológicas del acuífero Apan en un predio delimitado*. Trabajo de titulación. Universidad Nacional autónoma de México, Ciudad de México, México.
- 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.

- Martínez - Alfaro, P., Martínez, P. y Castaño, S. (2006). *Fundamentos de hidrogeología*. Ediciones Mundi-Prensa. 284 págs.
- Meza, L., Corso, S. y 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).
- Moench, A.F. (1984). *Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin*. Water Resources Research, vol. 20, no. 7, pp. 831-846.
- MOP (1994). Expediente ND-0402-52. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (1996a). Expediente ND-0402-103. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (1996b). Expediente ND-0402-132. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (1996c). Expediente ND-0402-252. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (1997a). Expediente ND-0402-174. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (1997b). Expediente ND-0402-163. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2000a). Expediente ND-0402-265. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2000b). Expediente ND-0402-293. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2000c). Expediente ND-0402-275. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2000d). Expediente ND-0402-281. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2000e). Expediente ND-0402-276. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2000f). Expediente ND-0402-323. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.

- MOP (2001). Expediente ND-0402-310. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2002). Expediente ND-0402-337. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2004). Expediente ND-0402-365. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2010). Expediente ND-0402-4676. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2012). Expediente APR Tabaqueros. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2013). Expediente ND-0402-4601. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2014). Expediente ND-0402-2009. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2016). Expediente VPC-0402-131. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2017). Expediente ND-0402-4690. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2020a). Expediente VPC-0402 182. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2020b). Expediente VPC0402223. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2021a). Expediente VPC-0402-238. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- MOP (2021). Expediente ND-0402-2225. <https://snia.mop.gob.cl/CPAConsultas/site/mainSearch/mainSearch.xhtml>.
- Neuman, S.P. y P.A. Witherspoon, (1969). *Theory of flow in a confined two aquifer system*, Water Resources Research, vol. 5, no. 4, pp. 803-816.
- Neuman, S.P. (1974). *Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response*, Water Resources Research, vol. 10, no. 2, pp. 303-312.

- Núñez, J. y Verbist, K. (2018). *Atlas de Sequía de América Latina y el Caribe*. UNESCO Y CAZALAC.
- 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.
- Parra, P. (2022). *Procesamiento y visualización web de datos hidrogeológicos en la cuenca del río Limarí, región de Coquimbo, Chile*. Trabajo de titulación. Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Perdomo, C. H., Casanova, O. N., y Ciganda, V. S. (2001). *Contaminación de aguas subterráneas con nitratos y coliformes en el litoral sudoeste del Uruguay*. *Agrociencia*, 5(1), 10–22.
- Pineda, G. y 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., y 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.
- Reckmann, O. (2001). *Pozos Profundos*. Programa de desarrollo de sistemas en el secano interior costero. Gobierno de Chile, Santiago, Chile.
- Rivano, S., y 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.
- Salazar-Gutiérrez, P. (2012). *Avances en el conocimiento de la relación aguas superficiales-aguas subterráneas en la cuenca del Limarí, región de Coquimbo*. Proyecto de memoria para optar al título de ingeniero civil ambiental. Universidad de la Serena facultad de ingeniería departamento de minas.
- Sánchez, F. (2022). *Hidrología Superficial y Subterránea*. 2ª ed. Kindle Direct Publishing., 440 pp.
- SERPLAC, DGA, ONU y CORFO (1979). *Hidrogeología de la Cuenca del río Limarí*. Investigación de Recursos Hidráulicos en la IV Región, Proyecto CHI-535.
- SONDAGUA (2021). Informe final, APR Colliguay. Inédito.

- Villanueva, M. y Iglesias, A. (1984). *Pozos y Acuíferos. Técnicas de Evaluación mediante ensayos de bombeo*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Taucare, M., Viguiet, B., Figueroa, R., & Daniele, L. (2024). *The alarming state of Central Chile's groundwater resources: A paradigmatic case of a lasting overexploitation*. *Science of the Total Environment*, 906, 167723.
- Theis, Cv. (1935). *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage*. *Trans, Am geophysical union* 16, S19-524.
- WWAP. (2015). *Agua para un mundo sostenible: datos y cifras*. Informe de las Naciones Unidas sobre los recursos hídricos en el mundo 2015. World Water Assessment Programme.
- Yáñez, R. (2017). *Análisis interpretativo del recurso hídrico subterráneo utilizando el método transiente electromagnético en el dominio del tiempo en la cuenca del río Limarí, IV Región de Coquimbo, Chile*. Trabajo de titulación. Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Zhou, H., Li, L., y Gómez-Hernández, J. (2010). *Three-dimensional hydraulic conductivity upscaling in groundwater modeling*. *Computers and Geosciences*.

Anexo A: Soluciones matemáticas en condición de flujo permanente y transitorio

Soluciones matemáticas en condición de régimen permanente (tomadas de Custodio y Llamas, (1983); Villanueva y Iglesias, 1984 y Martínez-Alfaro et al, 2006)

Las soluciones matemáticas que se mencionan en este apartado surgieron como una primera evaluación de los problemas de flujo en pozos, resolviendo la ecuación (1) para condiciones de flujo establecido.

Las suposiciones que se aceptan respecto a las características de los acuíferos y de las condiciones hidráulicas del pozo de bombeo son las siguientes:

- 1) Régimen permanente.
- 2) No existen recargas exteriores.
- 3) Acuífero homogéneo e isótropo.
- 4) El acuífero es infinito.
- 5) El pozo de bombeo es de diámetro cero.
- 6) El pozo atraviesa completamente la formación permeable.
- 7) El agua que se bombea produce un inmediato descenso del nivel y no vuelve a introducirse al acuífero.
- 8) El flujo de agua hacia el pozo es radial y no tiene componente vertical.
- 9) El caudal de bombeo Q es constante.

Método de Thiem

Considérese que va a realizarse un ensayo de bombeo, y que en las condiciones que se efectúa el mismo, representan las mencionadas anteriormente. Aplicamos la ley de Darcy al flujo del agua subterránea a través de una de esas secciones cilíndricas, de radio r medido desde el eje del sondeo:

$$Q = -k * (2 * \pi * r * b) * \frac{dH}{dr}$$

(2)

$$\frac{dr}{r} = \frac{(2 * \pi * b * k) dh}{Q}$$

(3)

Integrando la ecuación 3, el radio de descenso inicial, por el radio de descenso final (Figura 3.1)

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r} = \left(\frac{2 \cdot \pi \cdot b \cdot k}{Q} \right) \int_{h_1}^{h_2} dh$$

(4)

$$[\ln r]_{r_1}^{r_2} = \left(\frac{2 \cdot \pi \cdot b \cdot k}{Q} \right) (h_2 - h_1)$$

(5)

La transmisividad es igual a $T = k \cdot b$ reemplazamos en la ecuación (5)

$$\ln r_2 - \ln r_1 = \left(\frac{2 \cdot \pi \cdot T}{Q} \right) * (h_2 - h_1)$$

(6)

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot T} * \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)$$

(7)

Como $h_2 - h_1 = s_2 - s_1$ (Figura A.1) , la ecuación 7 se puede expresar de la siguiente forma.

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot T} * \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)$$

(8)

Esta expresión se conoce como fórmula de Thiem, y refleja la forma del cono de descensos en función de la distancia, también en función del caudal y de la transmisividad.

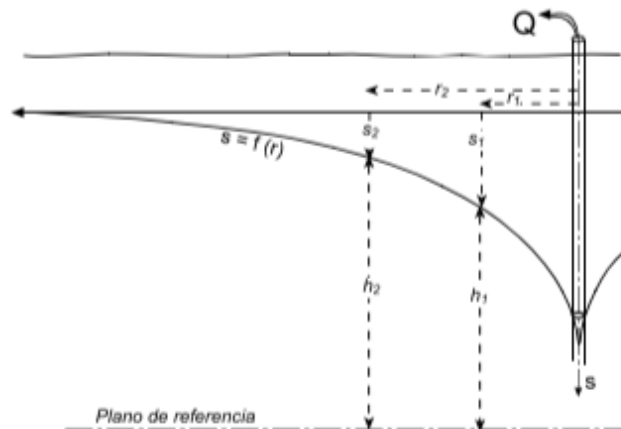


Figura A.1: Niveles y descensos en dos puntos de observación. Tomado de Sanchez, 2022

Definiendo como radio de influencia (R) la distancia entre el punto de bombeo, r_p como el radio del pozo de bombeo y aquel para el cual la depresión es cero, $h_1 = h_p$ siendo la depresión del pozo. En la ecuación anterior se tendría que, para la distancia, $r_2 = R$, $h_2 = 0$, y por tanto:

$$h_p = \left(\frac{Q}{2 * \pi * T} \right) * \ln\left(\frac{R}{r_p}\right) \quad (9)$$

Con estas fórmulas se puede relacionar depresiones, caudales, transmisividad y distancia al punto de bombeo, según convenga. Hay que considerar que cuando no se tienen piezómetros de observación se ha de trabajar con el radio del pozo r_p , depresión en el pozo h_p , y radio de influencia R (Villanueva y Iglesias, 2004).

A efectos de facilitar el uso de la fórmula, puede efectuarse la división $\left(\frac{1}{2}\right) * \pi$ y pasar a logaritmos decimales.

$$h_p = 0,366 \left(\frac{Q}{T} \right) * \log\left(\frac{R}{r_p}\right)$$

Soluciones matemáticas en condición de régimen transitorio

Se resumen en este apartado los métodos en régimen variable, es decir, aquellos en los cuales se interpreta no el descenso total, sino la evolución de niveles a lo largo de la prueba. Son evidentemente más complicados que los de régimen estacionarios. En ellos, el término final $\frac{S}{T} * \left(\frac{\partial h}{\partial T}\right)$, de la ecuación general, no se anula.

Método de Theis (1935)

En este caso, al no ser el régimen permanente, el término $\frac{S}{T} * \left(\frac{\partial h}{\partial T}\right)$, no se anula y la resolución de la ecuación general resulta más complicada. Para dicha resolución se consideran las siguientes circunstancias limitativas:

- 1) No existen recargas exteriores.
- 2) Acuífero homogéneo e isótropo.
- 3) El acuífero es infinito.
- 4) El pozo de bombeo es de diámetro cero.
- 5) El pozo atraviesa completamente la formación permeable.
- 6) El agua que se bombea produce un inmediato descenso del nivel y no vuelve a introducirse al acuífero.
- 7) El flujo de agua hacia el pozo es radial y no tiene componente vertical.
- 8) El caudal de bombeo Q es constante.

Con todas estas limitaciones de contorno, introducidas a la ecuación general de flujo, y resuelta, se llega a la fórmula de Theis:

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T} \right) * \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$$

donde:

d = descenso de un punto situado a la distancia r del pozo de bombeo [M]

Q = caudal de bombeo constante [L^3/T].

T = transmisividad del acuífero [$L^2 * T^{-1}$].

u = es una función auxiliar, cuyo valor es:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

Siendo:

S = coeficiente de almacenamiento (-).

t = tiempo transcurrido a partir del comienzo del bombeo, consideradas inicialmente condiciones de reposo [T]

A la integral de la fórmula se le denomina función de pozo $W(u)$. Así se tiene:

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

Esta integral no tiene solución analítica, por lo cual se ha resuelto por métodos aproximados, de los cuales destacan:

- 1) serie infinita de expansión.
- 2) aproximación polinómica (Abramowitz y Stegon, 1970).
- 3) tabulación mediante software matemáticos.
- 4) tabulación gráfica.

Método de Cooper-Jacob (1946)

Simplificación al modelo propuesto por Theis (1935). Se aplica cuando las circunstancias del ensayo reúnen determinadas condiciones. Para el caso de que $u < 0,05$ puede aplicarse:

$$W(u) = -0,577216 - \ln u \quad (1)$$

Admitida la simplificación de la función $W(u)$, la fórmula de Theis quedará reducida a:

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) * W(U) \quad (2)$$

Con $u < 0,05$

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) * (-0,577216 - \ln u) \quad (3)$$

Aplicando las propiedades del logaritmo natural

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) * (\ln 0,562 - \ln u) \quad (4)$$

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) * \left(\ln \frac{0,562}{u}\right) \quad (5)$$

Sustituimos u por su valor:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T} \right) * \ln \frac{0,562 * 4Tt}{r^2 S}$$

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T} \right) * \ln \frac{2,25 Tt}{r^2 S}$$

Si resolvemos las constantes presentes en la ecuación y pasamos el logaritmo natural a logaritmo decimal, se obtiene:

$$d = 0,183 \left(\frac{Q}{T} \right) * \log \frac{2,25 Tt}{r^2 S}$$

Esta ecuación representa la expresión de Cooper-Jacob, donde

d = descenso de un punto situado a la distancia r del pozo de bombeo [M].

Q =caudal de bombeo constante [L^3/T].

T = transmisividad del acuífero [$L^2 * T^{-1}$].

S =coeficiente de almacenamiento del acuífero (-).

t = tiempo transcurrido desde que se inició el bombeo [T].

Método de Hantush (1964)

Para utilizar este método, se recuerda que existe un acuífero superior bien alimentado, debajo de él un paquete semipermeable y debajo de este el acuífero semiconfinado, debiendo cumplirse las siguientes condiciones:

1. Que el acuífero superior este bien alimentado.
2. Que el nivel estático inicial sea el mismo en el acuífero superior y en el inferior.
3. Que el acuífero superior no ceda agua a través del pozo. Se puede suponer que dicho pozo está cementado desde la superficie hasta el techo del acuífero semiconfinado inferior.
4. Que el acuífero está enrejillado, por tanto, sólo permite el paso de agua por el acuífero semiconfinado inferior.

- Que al deprimir el nivel del acuífero inferior se crea un gradiente hacia el mismo, que obliga al acuífero superior a recargarlo a través de la formación semipermeable.

Teniendo en cuenta estas limitantes y considerando que se trabaja en un régimen variable, Hantush obtiene la siguiente solución:

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T} \right) * w\left(u, \frac{r}{B}\right)$$

Donde:

d = depresión en un punto situado a la distancia r del pozo de bombeo [M].

Q = caudal de bombeo constante [L^3/T].

T = transmisividad [$L^2 * T^{-1}$].

$w\left(u, \frac{r}{B}\right)$ = función de pozo para acuíferos semiconfinado.

u = es una función auxiliar, cuyo valor es: $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$

B = factor de goteo = $\sqrt{\frac{Tb'}{K'}}$

Siendo este último:

$\frac{b'}{K'}$ = resistividad hidráulica. Su dimensión es de tiempo t y se utiliza en día [T]

$\frac{K'}{b'}$ = coeficiente de goteo. Su dimensión es la inversa del tiempo t y se utiliza 1/día [T^{-1}].

b' = espesor del semipermeable [M].

K' = permeabilidad vertical de la formación semipermeable [L/T].

De un modo análogo al de THEIS, era posible la obtención de los parámetros T y S , además de K' . Estos métodos son fundamentales y han sido utilizados de un modo general en los trabajos de hidrodinámica.

Método de Neuman (1975)

Cuando se bombea un acuífero libre sin alcanzar la estabilización del cono de bombeo, el espesor saturado del acuífero varía en el espacio y el tiempo (Martínez, 2006). En la práctica, se pueden hacer diferentes suposiciones, de esta manera aplicar diferentes métodos como Theis (1935) o Dupuit (1863), pero ninguna de ellas llega a la resolución correcta deseada.

Neuman (1975), establece la siguiente ecuación para el caso de acuíferos libres en régimen transitorio con descensos pequeños con respecto al espesor saturado del acuífero:

$$d = \left(\frac{Q}{4\pi T} \right) * W(u_a, u_b, \Gamma)$$

Siendo

$$u_a = \frac{r^2 S}{4Tt} \qquad u_b = \frac{r^2 m_e}{4Tt} \qquad \Gamma = \frac{r^2 K_v}{b^2 K_h}$$

Donde:

- d es el descenso que se produce a una distancia r del pozo que bombeo a un caudal Q constante, durante un tiempo t .
- $W(u_a, u_b, \Gamma)$ es la función de pozo (Neuman, 1975).

En este método, se asume que en los primeros minutos de la prueba de bombeo se libera agua instantáneamente del almacenamiento del acuífero. Por lo tanto, el acuífero se comporta como confinado, y sigue, la ecuación de Theis u_a . Posterior a los minutos iniciales, comienza a liberarse agua procedente del drenaje por gravedad de los poros del acuífero. Este drenaje implica un amortiguamiento de la curva de descensos, por lo cual no coincide con el método de Theis. En tiempos finales de la prueba de bombeo, el drenaje diferido disminuye, por lo cual, la curva del gráfico tiende de nuevo al modelo de Theis con u_b como función del pozo, en la que ya interviene el coeficiente de almacenamiento típico de los acuíferos libres, m_e .

Teniendo esto presente, se deducen las siguientes formulas, con respecto al tiempo transcurrido en la prueba de bombeo:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} * W \quad S = \frac{4*T*t*u_a}{r^2}$$

Valido para los primeros momentos del bombeo.

$$T = \frac{Q}{4\pi s} * W \quad S = \frac{4*T*t*u_b}{r^2}$$

Valido para los momentos finales del bombeo.

Método de Moench (1984) para acuíferos fracturados de doble porosidad

Moench (1984) derivó una solución analítica para el flujo inestable en un pozo de diámetro finito y totalmente penetrante con almacenamiento y revestimiento del pozo en un acuífero fracturado isotrópico, asumiendo un modelo de doble porosidad con bloques de matriz esférica o losa y revestimiento de fractura. Para dicha resolución se consideran las siguientes circunstancias limitativas:

- 1) El acuífero tiene una extensión infinita.
- 2) El acuífero tiene un espesor uniforme.
- 3) La superficie potenciométrica del acuífero es inicialmente horizontal.
- 4) Los pozos están total o parcialmente penetrando.
- 5) Acuífero fracturado representado por un sistema de doble porosidad que consta de bloques de porosidad primaria de baja permeabilidad y fisuras de porosidad secundaria de alta permeabilidad.
- 6) La matriz está formada por bloques en forma de losa o esféricos.
- 7) el flujo es inestable
- 8) El agua se libera instantáneamente del almacenamiento con una disminución de la altura hidráulica.

La solución de la transformada de Laplace para la reducción adimensional en el pozo bombeado es la siguiente:

$$h_{wD} = \frac{2[K_0(x)+xS_wK_1(x)]}{p\{pW_D[K_0(x)+xS_wK_1(x)]+xS_wK_1(x)\}} \quad (1)$$

La siguiente ecuación es la solución de la transformada de Laplace para la reducción adimensional en un pozo de observación:

$$h_D = \frac{2K_0(r_D X)}{p\{pW_D[K_0(x) + xS_w K_1(x)] + xK_1(x)\}} \quad (2)$$

$$x = \sqrt{p a g + q_D} \quad (3)$$

$$q_D = \frac{\gamma^2 m \tanh(m)}{1 + S_F m \tanh(m)} \text{ bloque de loza} \quad (4)$$

$$q_D = \frac{3\gamma^2 [m \coth(m) - 1]}{\{1 + S_f [\coth(m) - 1]\}} \text{ bloque esférico} \quad (5)$$

$$m = \frac{\sqrt{\sigma p}}{\gamma} \quad (6)$$

$$\lambda = \frac{2r_w}{b'} \sqrt{\frac{K'}{K}} \quad (7)$$

$$\sigma = \frac{S'_s}{S_s} \quad (8)$$

$$rD = \frac{r}{r_w} \quad (9)$$

$$S_f = \frac{2K' b_s}{K'_s b'} \quad (10)$$

$$W_D = \frac{\pi r_c^2}{2\pi r_w^2 S_s b} \quad (11)$$

$$t_D = \frac{Kt}{S_s r_w^2} \quad (12)$$

$$h_D = \frac{4\pi K b}{Q} (h_0 - h) \quad (13)$$

Donde:

b = es el espesor del acuífero [M]

b' = es el espesor o diámetro del bloque [M]

b_s = es el diámetro entre fractura [M]

h = es la profundidad del acuífero [M]

h_0 = es el nivel estático del acuífero [M]

K = es la conductividad hidráulica de la fracturada [M/D]

K' = es la conductividad hidráulica de la matriz [M/D]

K_1 = es la función de Bessel modificada de segundo orden

K_s = es la conductividad hidráulica de la roca fracturada [M/D]

p = es la variable de la transformación de Laplace

Q = es el caudal de bombeo [L^3/T]

r = distancia radial entre el pozo de bombeo y el pozo de observación [M]

S_s = Almacenamiento específico de la fractura [L^{-1}]

S'_s = Almacenamiento específico de la matriz [L^{-1}]

Anexo B: ubicación y propiedades hidráulicas de los pozos en la cuenca del río Limarí

Tabla 2.1: Ubicación de pozos usados para realizar pruebas de bombeo

Código Expediente	X U.T.M.	Y U.T.M.	Sector Acuífero
ND-0402-248	303430	6546022	Rio Pama
ND-0402-313	305597	6543137	Rio Pama
ND-0402-265	303650	6545722	Rio Pama
ND-0402-331	268663	6609414	Rio Limarí
ND-0402-163	281950	6606271	Rio Limarí
ND-0402-344	272638	6610489	Rio Limarí
ND-0402-361	289875	6612720	Rio Limarí
ND-0402-383	262766	6608012	Rio Limarí
ND-0402-103	302237	6627186	Rio Hurtado
ND-0402-174	292938	6616175	Rio Hurtado
ND-0402-112	331969	6642970	Rio Hurtado
ND-0402-284	343100	6646889	Rio Hurtado
ND-0402-380	296642	6621044	Rio Hurtado
Tabaqueros	304952	6627285	Rio Hurtado
ND-0402-4601	298621	6622879	Rio Hurtado
ND-0402-2009	322995	6637652	Rio Hurtado
ND-0402-4667	320248	6636456	Rio Hurtado
ND-0402-4690	293857	6618633	Rio Hurtado
VPC-0402-229	313692	6633964	Rio Hurtado
ND-0402-47	311102	6587767	Rio Guatulame
ND-0402-132 (Pozo 2)	313899	6593671	Rio Guatulame
ND-0402-252 (Pozo 2)	313309	6592941	Rio Guatulame
ND-0402-211	313062	6592142	Rio Guatulame
ND-0402-130	307664	6582703	Rio Guatulame
ND-0402-166	313260	6594472	Rio Guatulame
ND-0402-2328	309274	6583933	Rio Guatulame
ND-0402-293	328590	6588342	Rio Grande Arriba

ND-0402-4676	315159	6601647	Rio Grande Arriba
ND-0402-4581	325509	6593225	Rio Grande Arriba
VPC-0402-131	320321	6599910	Rio Grande Arriba
APR Colliguay	331881	6585785	Rio Grande Arriba
APR El Maqui	341287	6588167	Rio Grande Arriba
APR Pedregal	336795	6585819	Rio Grande Arriba
ND-0402-52	296350	6609070	Rio Grande Abajo
ND-0402-2348	295668	6611162	Rio Grande Abajo
ND-0402-4599	293310	6612310	Rio Grande Abajo
ND-0402-337 (Pozo 2)	310637	6548188	Rio Combarbalá
ND-0402-337 (Pozo 1)	311867	6546608	Rio Combarbalá
ND-0402-4605	318090	6557117	Rio Cogotí
ND-0402-100	291660	6618100	Quebrada Ingenio
ND-0402-276	293276	6621024	Quebrada Ingenio
ND-0402-336	292258	6619806	Quebrada Ingenio
ND-0402-365 (Pozo 1)	292650	6620535	Quebrada Ingenio
ND-0402-437 (Pozo 2)	291871	6619412	Quebrada Ingenio
ND-0402-4612	285612	6612328	Quebrada Ingenio
VPC-0402-223	289840	6616431	Quebrada Ingenio
ND-0402-188	283072	6588670	Estero Punitaqui
ND-0402-281	283320	6589482	Estero Punitaqui
ND-0402-310	273841	6593211	Estero Punitaqui
ND-0402-269 (b)	282121	6591706	Estero Punitaqui
ND-0402-350	263595	6599648	Estero Punitaqui
VPC-0402-182	284856	6585168	Estero Punitaqui
ND-0402-2225	270104	6595675	Estero Punitaqui

Tabla 2.2: descripción técnica de los pozos seleccionados en el sector acuífero de la cuenca río Limarí.

Código Expediente	Sector Acuífero	Nivel Estático (m b.s.)	Profundidad Pozo (m)	Diámetro pozo (m)	Tiempo de la prueba de bombeo (Días)	Clasificación
ND-0402-350	Estero Punitaqui	2	4,86	4,86	1,00	noria
ND-0402-188	Estero Punitaqui	4,25	14,5	2,00	0,50	noria
ND-0402-281	Estero Punitaqui	1,8	7	1,20	1,00	noria
ND-0402-269 (b)	Estero Punitaqui	2,74	7,5	1,00	0,13	noria
ND-0402-310	Estero Punitaqui	1,68	5,2	1,00	0,21	noria
ND-0402-2225	Estero Punitaqui	13,07	120	0,25	1,00	pozo
VPC-0402-182	Estero Punitaqui	12,42	144	0,20	1,00	pozo
ND-0402-100	Quebrada Ingenio	1,63	3	4,00	0,08	noria
ND-0402-437 (Pozo 2)	Quebrada Ingenio	1,7	6	1,80	0,13	noria
ND-0402-336	Quebrada Ingenio	0,7	6	0,60	1,00	noria

ND-0402-365 (Pozo 1)	Quebrada Ingenio	2,46	5,2	0,30	1,00	pozo
ND-0402-276	Quebrada Ingenio	2,1	74	0,25	1,00	pozo
ND-0402-4612	Quebrada Ingenio	18,02	118	0,20	1,00	pozo
VPC-0402-223	Quebrada Ingenio	3,15	80	0,15	1,00	pozo
ND-0402-4605	Rio Cogotí	3,32	19,5	0,25	1,00	pozo
ND-0402-337 (Pozo 1)	Rio Combarbalá	9,21	100	0,30	1,00	pozo
ND-0402-337 (Pozo 2)	Rio Combarbalá	5,25	50	0,25	1,00	pozo
ND-0402-4599	Rio Grande Abajo	8,5	50	1,00	1,00	noria
ND-0402-2348	Rio Grande Abajo	3,4	4,5	0,25	1,00	pozo
ND-0402-52	Rio Grande Abajo	6	25	0,20	1,00	pozo
ND-0402-293	Rio Grande Arriba	5,15	72	0,30	1,40	pozo
ND-0402-4581	Rio Grande Arriba	3,07	40	0,25	1,00	pozo

ND-0402-4676	Rio Grande Arriba	2,7	30	0,25	1,00	pozo
VPC-0402-131	Rio Grande Arriba	44,1	102	0,20	1,00	pozo
APR Colliguay	Rio Grande Arriba	5,64	67	0,25	1,00	pozo
APR El Maqui	Rio Grande Arriba	4,75	50	0,20	1,00	pozo
APR Pedregal	Rio Grande Arriba	2,58	40	0,20	1,00	pozo
ND-0402-130	Rio Guatulame	7,14	20	1,00	1,00	noria
ND-0402-2328	Rio Guatulame	3,4	4,3	1,00	1,00	noria
ND-0402-47	Rio Guatulame	0,33	4	1,00	0,10	noria
ND-0402-166	Rio Guatulame	4,34	40	0,30	1,00	pozo
ND-0402-211	Rio Guatulame	4,08	29	0,26	1,00	pozo
ND-0402-132 (Pozo 2)	Rio Guatulame	17,49	65	0,25	1,00	pozo
ND-0402-252 (Pozo 2)	Rio Guatulame	21,98	32	0,25	1,00	pozo
ND-0402-112	Rio Hurtado	2,7	4,7	4,00	0,13	noria

Tabaqueros	Rio Hurtado	4,87	13	3,40	1,00	noria
ND-0402-4667	Rio Hurtado	4,9	10	2,00	1,00	noria
ND-0402-380	Rio Hurtado	11,17	15	1,00	0,13	noria
ND-0402-174	Rio Hurtado	3,88	40	0,25	1,00	pozo
ND-0402-2009	Rio Hurtado	4,25	42	0,25	1,00	pozo
ND-0402-4601	Rio Hurtado	8,96	70	0,25	1,00	pozo
VPC-0402-229	Rio Hurtado	3,28	56,68	0,25	1,00	pozo
ND-0402-103	Rio Hurtado	15,89	108	0,25	1,00	pozo
ND-0402-284	Rio Hurtado	3,11	16,5	0,20	1,00	pozo
ND-0402-4690	Rio Hurtado	3,36	76,5	0,20	1,00	pozo
ND-0402-344	Rio Limarí	7,71	15,54	2,00	1,00	noria
ND-0402-361	Rio Limarí	4,81	6,8	0,80	0,17	noria
ND-0402-383	Rio Limarí	0,92	8	0,80	1,00	noria

ND-0402-331	Rio Limarí	1,79	30	0,20	0,54	pozo
ND-0402-163	Rio Limarí	25	110	0,15	0,88	pozo
ND-0402-313	Rio Pama	2,23	8,24	3,10	0,42	noría
ND-0402-248	Rio Pama	3,23	10,5	1,00	1,00	noría
ND-0402-265	Rio Pama	4,51	10,5	1,00	1,00	noría

Tabla 2.3: Propiedades hidráulicas de los pozos estimadas mediante el software AQUIFER TEST 12.0

Código Expediente	Caudal usado (l/s)	Transmisividad (m^2/d).	Coef. Almacenamiento (-)	Cond. Hidráulica (m/d)	Radio de investigación (metros)	Método Usado
ND-0402-350	22	4,42E+02	5,02E-02	1,5,E+02	93,8	Hantush
ND-0402-188	5	2,19E+01	9,31E-02	2,1,E+00	10,8	Hantush
ND-0402-281	20	2,24E+01	8,50E-02	4,3,E+00	16,2	Hantush
ND-0402-269 (b)	13,7	5,04E+01	1,03E-01	1,1,E+01	7,8	Double Porosity
ND-0402-310	20	3,25E+02	8,64E-02	9,2,E+01	28,0	Hantush

ND-0402-2225	8	2,01E+01	1,38E-03	1,9,E-01	120,7	Double Porosity
VPC-0402-182	10	8,43E+01	1,10E-03	6,4,E-01	276,8	Neuman
ND-0402-100	3	1,95E+01	9,95E-03	1,4,E+01	12,8	Hantush
ND-0402-437 (Pozo 2)	5	3,24E+00	8,55E-03	5,1,E+00	6,6	Hantush
ND-0402-336	23,2	1,19E+03	5,06E-03	2,2,E+02	485,0	Neuman
ND-0402-365 (Pozo 1)	11	4,49E+02	9,62E-02	1,6,E+02	68,3	Theis y corrección de Jacob
ND-0402-276	18	2,23E+01	8,19E-03	3,1,E-01	52,2	Hantush
ND-0402-4612	10	4,88E+00	1,75E-03	4,9,E-02	52,8	Theis
VPC-0402-223	7	3,95E+00	7,85E-02	5,1,E-02	7,1	Theis
ND-0402-4605	8	1,73E+02	8,12E-03	1,1,E+01	146,0	Neuman
ND-0402-337 (Pozo 1)	12	3,83E+01	4,18E-03	5,0,E-01	104,1	Hantush

ND-0402-337 (Pozo 2)	5	1,67E+01	9,42E-03	3,7,E-01	42,1	Hantush
ND-0402-4599	0,4	3,13E-01	5,16E-02	7,5,E-03	2,5	Theis
ND-0402-2348	2	1,00E+02	8,64E-02	9,1,E+01	34,0	Hantush
ND-0402-52	6	2,77E+01	3,60E-02	1,5,E+00	27,7	Hantush
ND-0402-293	85	2,80E+02	3,03E-02	4,2,E+00	113,6	Boulton
ND-0402-4581	18	1,19E+03	6,43E-02	3,2,E+01	136,0	Neuman
ND-0402-4676	2,9	2,21E+01	5,15E-02	8,1,E-01	20,7	Hantush
VPC-0402-131	23,1	7,30E+02	8,12E-03	1,3,E+01	299,8	Neuman
APR Colliguay	20	6,85E+02	4,10E-03	1,1,E+01	408,7	Hantush
APR El Maqui	1,2	4,12E-01	1,05E-02	9,1,E-03	6,3	Hantush
APR Pedregal	1,2	1,93E+00	3,90E-02	5,2,E-02	7,0	Hantush

ND-0402-130	3	1,91E+01	7,69E-02	1,5,E+00	15,8	Double Porosity
ND-0402-2328	2	8,96E+01	8,57E-02	1,0,E+02	32,3	Hantush
ND-0402-47	36	1,03E+03	3,30E-03	4,6,E+02	231,6	Double Porosity
ND-0402-166	18	2,11E+01	2,28E-02	5,9,E-01	30,4	Hantush
ND-0402-211	25	2,99E+02	4,55E-03	1,2,E+01	256,3	Hantush
ND-0402-132 (Pozo 2)	7,55	5,78E+01	2,89E-03	1,2,E+00	141,4	Hantush
ND-0402-252 (Pozo 2)	6	3,00E+02	5,72E-02	3,0,E+01	72,4	Neuman
ND-0402-112	1,5	3,59E+02	2,67E-02	1,8,E+02	41,0	Hantush
Tabaquer os	10,5	5,89E+01	2,65E-02	7,2,E+00	47,1	Hantush
ND-0402-4667	6	2,00E+03	6,90E-02	3,9,E+02	170,3	Hantush
ND-0402-380	10,5	7,79E+02	9,98E-02	2,0,E+02	31,2	Theis y corrección de Jacob

ND-0402-174	4,5	2,46E+00	3,47E-02	6,8,E-02	8,4	Hantush
ND-0402-2009	5	4,13E+01	1,58E-02	1,1,E+00	51,1	Hantush
ND-0402-4601	1,5	4,06E+00	5,01E-03	6,7,E-02	28,5	Hantush
VPC-0402-229	3	2,60E+00	6,15E-03	4,9,E-02	20,6	Hantush
ND-0402-103	12,57	1,01E+01	4,61E-03	1,1,E-01	46,8	Hantush
ND-0402-284	3	7,61E+01	1,58E-02	5,7,E+00	69,4	Hantush
ND-0402-4690	2	1,32E+00	7,39E-02	1,8,E-02	4,2	Neuman
ND-0402-344	10	2,44E+02	3,03E-02	3,1,E+01	89,7	Hantush
ND-0402-361	2,2	4,39E+01	7,64E-02	2,2,E+01	9,8	Theis y corrección de Jacob
ND-0402-383	38	9,01E+02	2,22E-02	1,3,E+02	201,5	Theis y corrección de Jacob
ND-0402-331	13	2,70E+03	7,18E-03	9,6,E+01	451,3	Hantush

ND-0402-163	2,5	2,13E+00	9,37E-02	2,5,E-02	4,5	Neuman
ND-0402-313	16	8,73E+01	6,76E-02	1,5,E+01	23,3	Theis y corrección de Jacob
ND-0402-248	6,7	1,81E+01	5,72E-02	3,0,E+00	15,0	Hantush
ND-0402-265	7,5	5,58E+01	6,33E-02	9,3,E+00	29,7	Theis y corrección de Jacob

Clasificación de los datos hidráulicos en función de la transmisividad (T), conductividad hidráulica (K) y coeficiente de almacenamiento (S) propuesto por diferentes autores

Tabla 2.5: Clasificación de los datos hidráulicos en función de la transmisividad (T), conductividad hidráulica (K) y coeficiente de almacenamiento (S), siguiendo los criterios de Custodio y Llamas, (1983) y Villanueva y Iglesias, (1984).

		Clasificación en base a: Custodio y Llamas, (1983) y Villanueva y Iglesias, (1984).			
Código Expediente	Sector Acuífero	K (tipo de terreno)	T (tipo de terreno)	T (capacidad de extracción)	S
ND-0402-350	Estero Punitaqui	Muy Permeable	Permeable	Media a alta	Libre
ND-0402-188	Estero Punitaqui	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre
ND-0402-269 (b)	Estero Punitaqui	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre
ND-0402-281	Estero Punitaqui	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre

ND-0402-310	Estero Punitaqui	Permeable	Permeable	Media a alta	Libre
ND-0402-2225	Estero Punitaqui	Algo permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
VPC-0402-182	Estero Punitaqui	Algo permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
ND-0402-336	Quebrada Ingenio	Muy Permeable	Muy permeable	Muy alta	semiconfinado
ND-0402-365 (Pozo 1)	Quebrada Ingenio	Muy Permeable	Permeable	Media a alta	Libre
ND-0402-100	Quebrada Ingenio	Permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
ND-0402-437 (Pozo 2)	Quebrada Ingenio	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre
ND-0402-276	Quebrada Ingenio	Algo permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
ND-0402-4612	Quebrada Ingenio	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	semiconfinado
VPC-0402-223	Quebrada Ingenio	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	Libre
ND-0402-4605	Rio Cogotí	Permeable	Permeable	Media a alta	semiconfinado
ND-0402-337 (Pozo 1)	Rio Combarbalá	Algo permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
ND-0402-337 (Pozo 2)	Rio Combarbalá	Algo permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
ND-0402-2348	Rio Grande Abajo	Permeable	Permeable	Media a alta	Libre

ND-0402-52	Rio Grande Abajo	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre-semiconfinado
ND-0402-4599	Rio Grande Abajo	Poco permeable	Impermeable	Muy baja	Libre
APR Colliguay	Rio Grande Arriba	Permeable	Permeable	Alta	semiconfinado
ND-0402-293	Rio Grande Arriba	Permeable	Permeable	Media a alta	Libre-semiconfinado
ND-0402-4581	Rio Grande Arriba	Permeable	Muy permeable	Muy alta	Libre
VPC-0402-131	Rio Grande Arriba	Permeable	Muy permeable	Muy alta	semiconfinado
APR Pedregal	Rio Grande Arriba	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	Libre-semiconfinado
ND-0402-4676	Rio Grande Arriba	Algo permeable	Algo permeable	Baja	Libre
APR El Maqui	Rio Grande Arriba	Poco permeable	Impermeable	Muy baja	Libre-semiconfinado
ND-0402-47	Rio Guatulame	Muy Permeable	Muy permeable	Muy alta	semiconfinado
ND-0402-130	Rio Guatulame	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre
ND-0402-132 (Pozo 2)	Rio Guatulame	Permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
ND-0402-211	Rio Guatulame	Permeable	Permeable	Media a alta	semiconfinado
ND-0402-2328	Rio Guatulame	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre
ND-0402-252 (Pozo 2)	Rio Guatulame	Permeable	Permeable	Media a alta	Libre

ND-0402-166	Rio Guatulame	Algo permeable	Algo permeable	Baja	Libre-semiconfinado
ND-0402-112	Rio Hurtado	Muy Permeable	Permeable	Media a alta	Libre-semiconfinado
ND-0402-380	Rio Hurtado	Muy Permeable	Permeable	Alta	Libre
ND-0402-4667	Rio Hurtado	Muy Permeable	Muy permeable	Muy alta	Libre
ND-0402-2009	Rio Hurtado	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre-semiconfinado
ND-0402-284	Rio Hurtado	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre-semiconfinado
Tabaqueros	Rio Hurtado	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre-semiconfinado
ND-0402-103	Rio Hurtado	Algo permeable	Algo permeable	Baja	semiconfinado
ND-0402-174	Rio Hurtado	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	Libre-semiconfinado
ND-0402-4601	Rio Hurtado	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	semiconfinado
ND-0402-4690	Rio Hurtado	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	semiconfinado
VPC-0402-229	Rio Hurtado	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	semiconfinado
ND-0402-331	Rio Limari	Muy Permeable	Muy permeable	Muy alta	semiconfinado
ND-0402-383	Rio Limari	Muy Permeable	Permeable	Alta	Libre-semiconfinado
ND-0402-344	Rio Limari	Permeable	Permeable	Media a alta	Libre-semiconfinado
ND-0402-361	Rio Limari	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre

ND-0402-163	Rio Limari	Algo permeable	Poco permeable	Muy baja	Libre
ND-0402-248	Rio Pama	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre
ND-0402-265	Rio Pama	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre
ND-0402-313	Rio Pama	Permeable	Algo permeable	Baja	Libre

Anexo C: gráficos con ajuste de curvas de pruebas de bombeo para cada pozo estudiado, obtenidos mediante el software AQUIFERT TEST 12.0

Río Cogotí

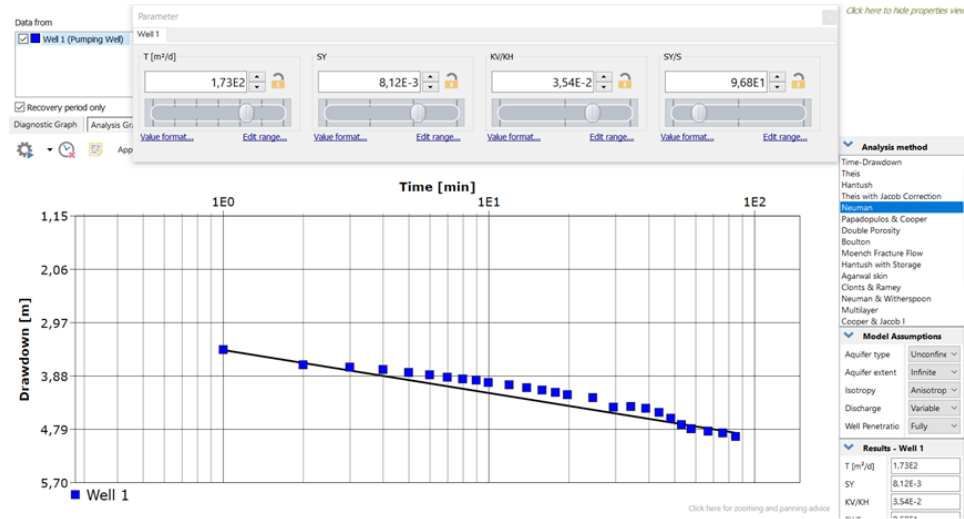


Figura C.1: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-04002-4605.

Río Pama

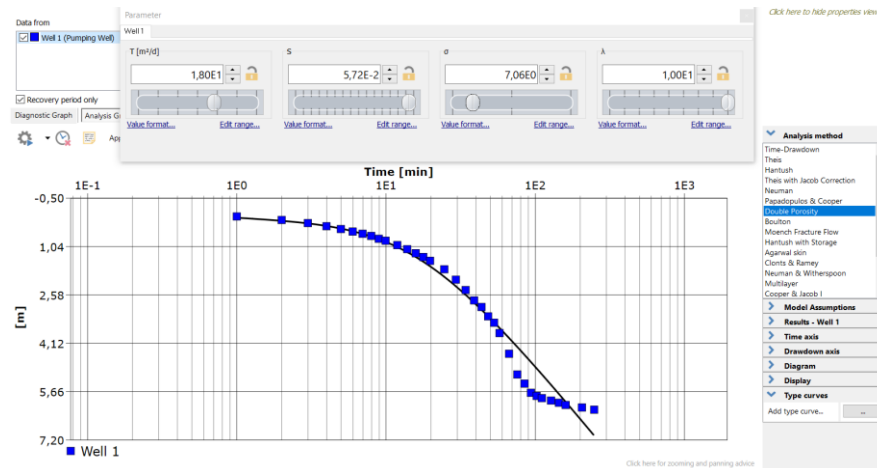


Figura C.2: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-248.

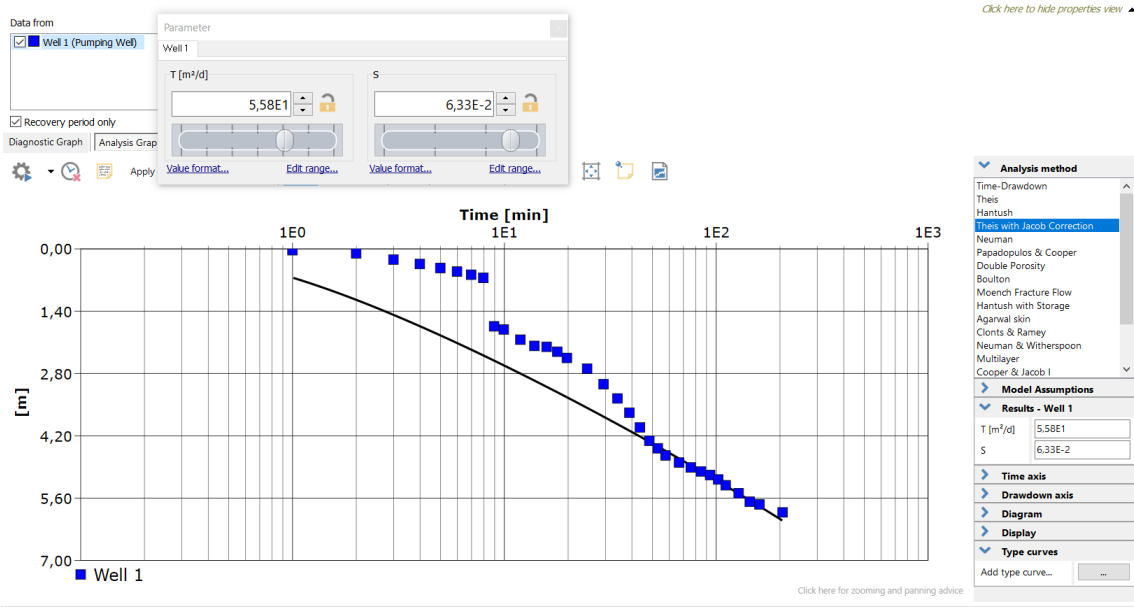


Figura C.3: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-265.

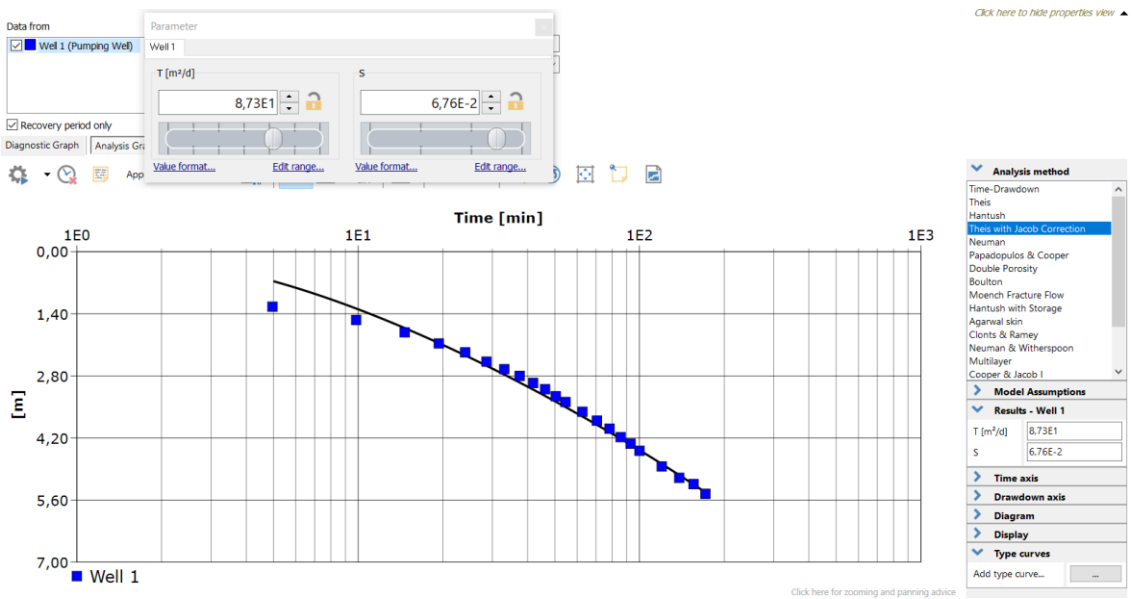


Figura C.4: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-313.

Río Combarbalá

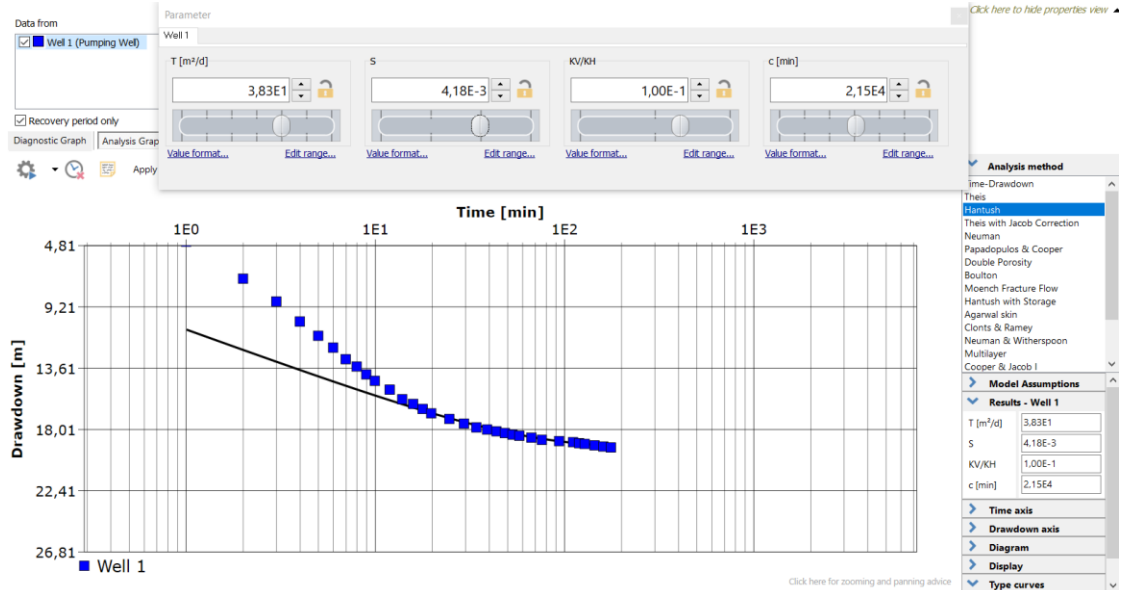


Figura C.5: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-337 (Pozo 1).

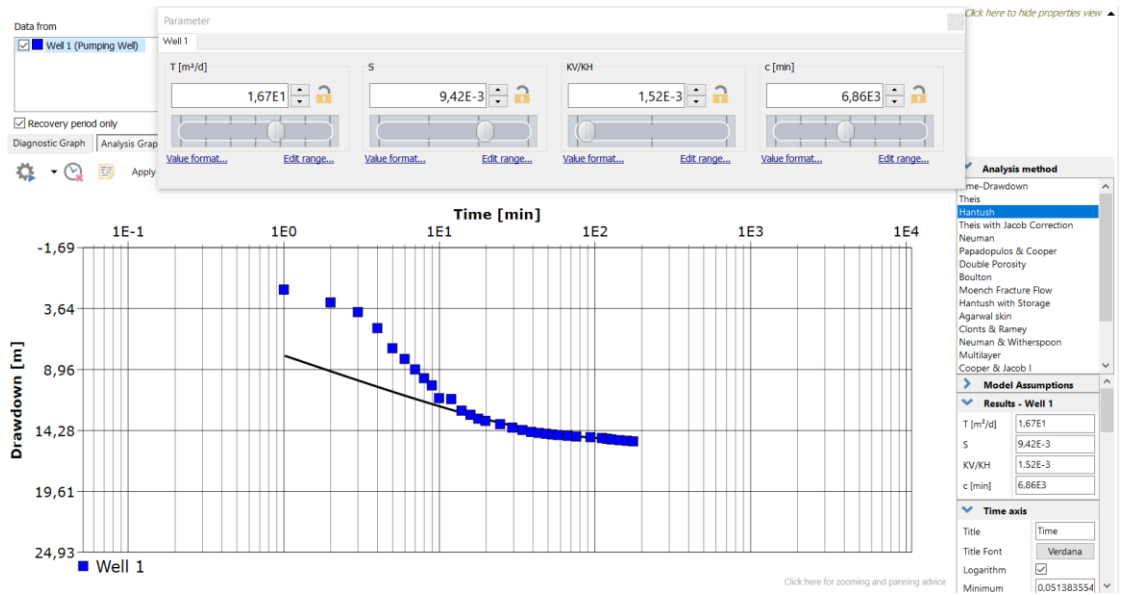


Figura C.6: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-337 (Pozo 2).

Río Guatulame

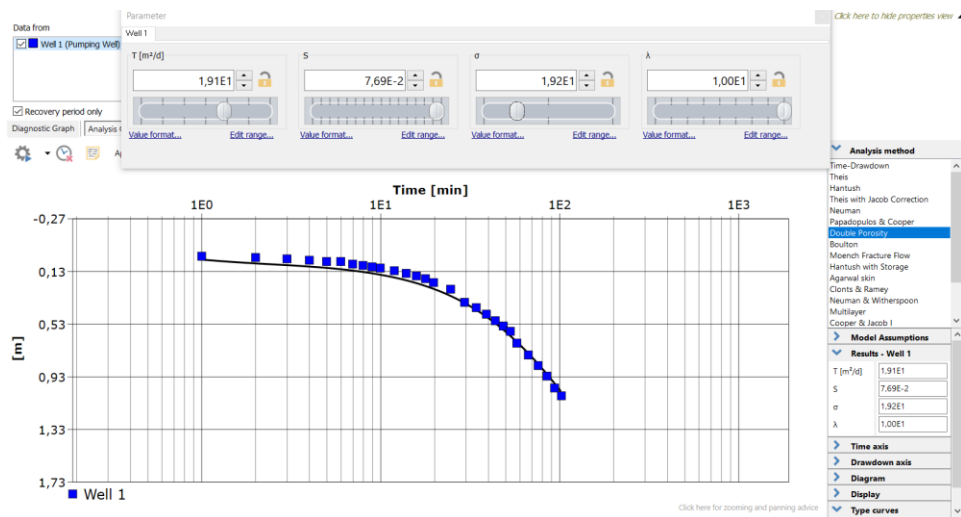


Figura C.7: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-130.

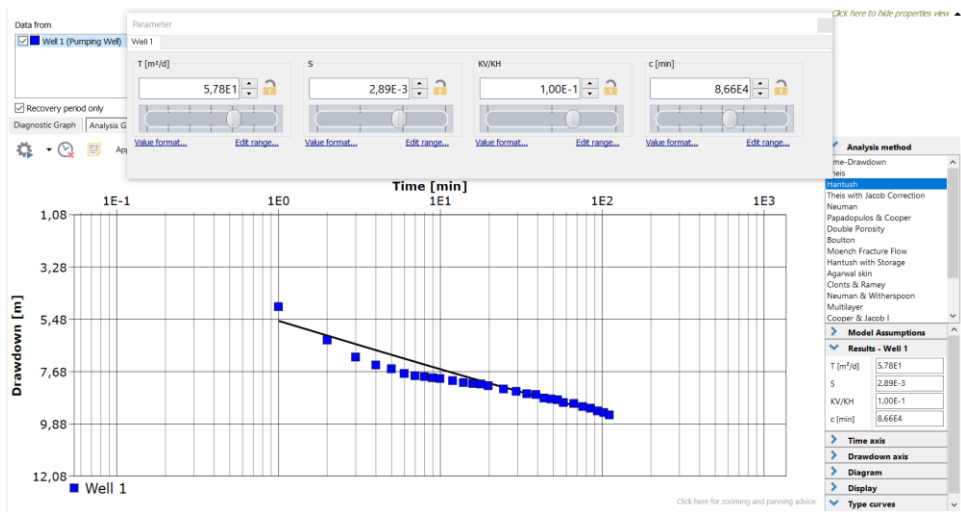


Figura C.8: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-132.

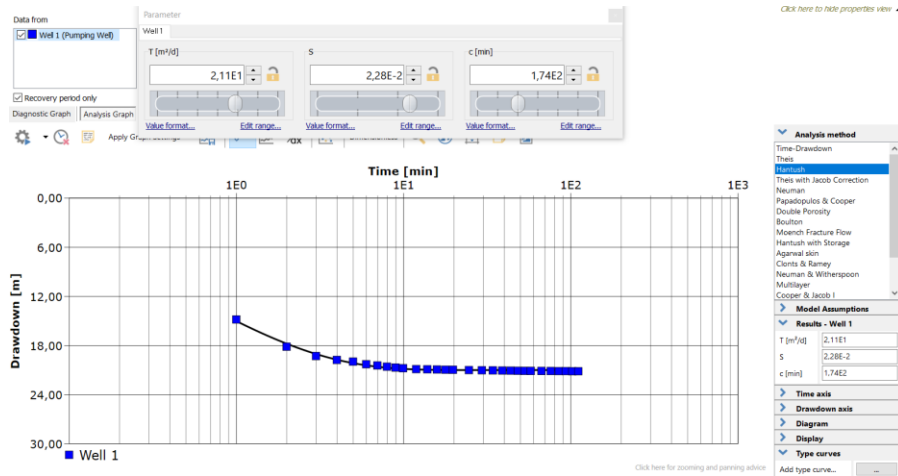


Figura C.9: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-166.

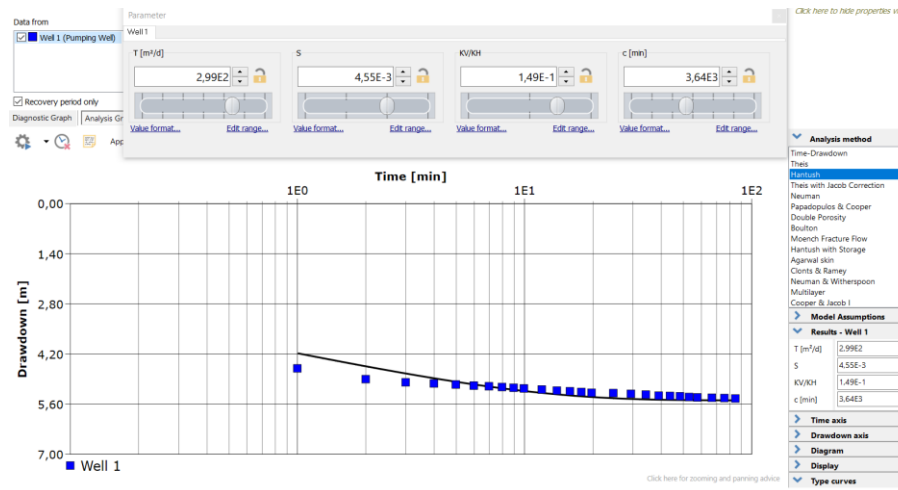


Figura C.10: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-211.

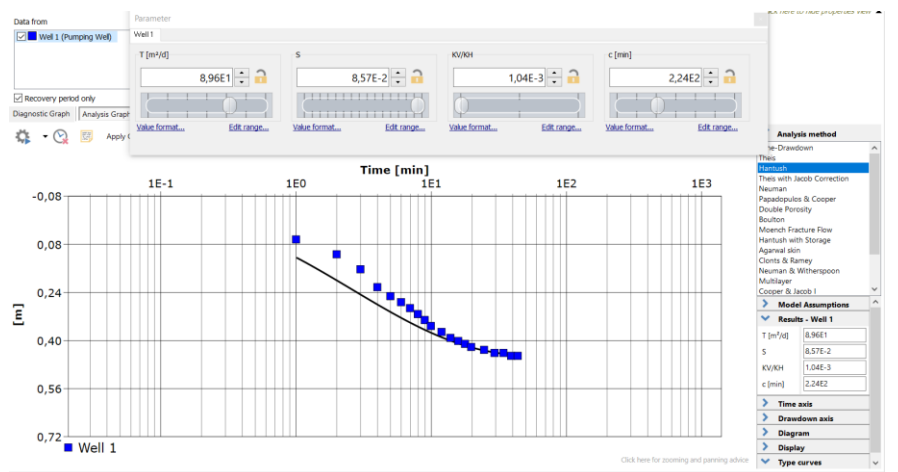


Figura C.11: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-2328.

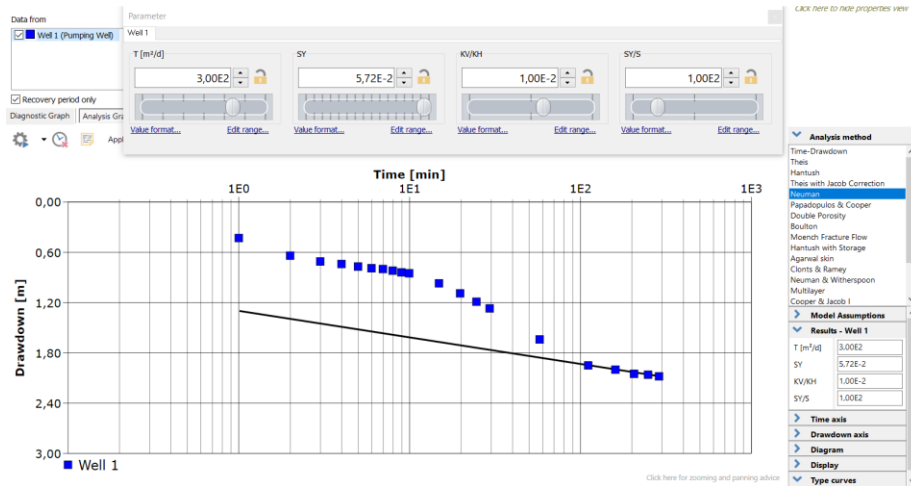


Figura C.12: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-252 (pozo 2).

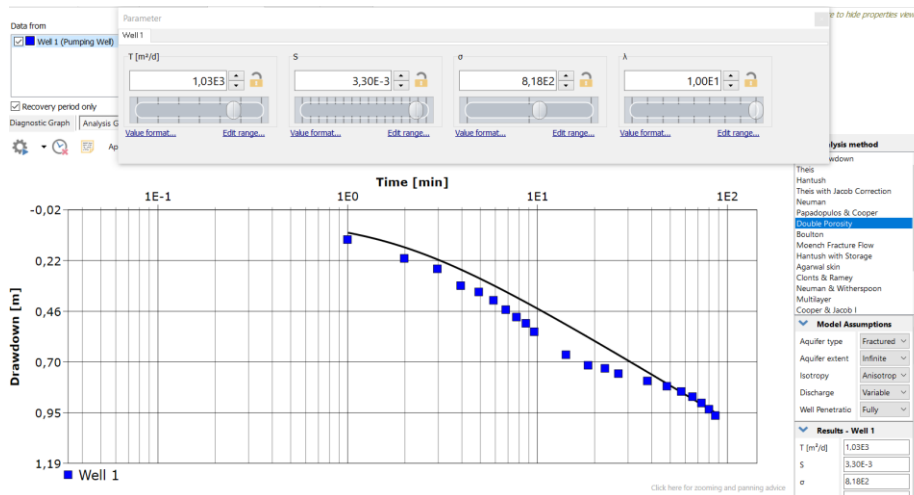


Figura C.13: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-47.

Río Grande (arriba embalse La Paloma)

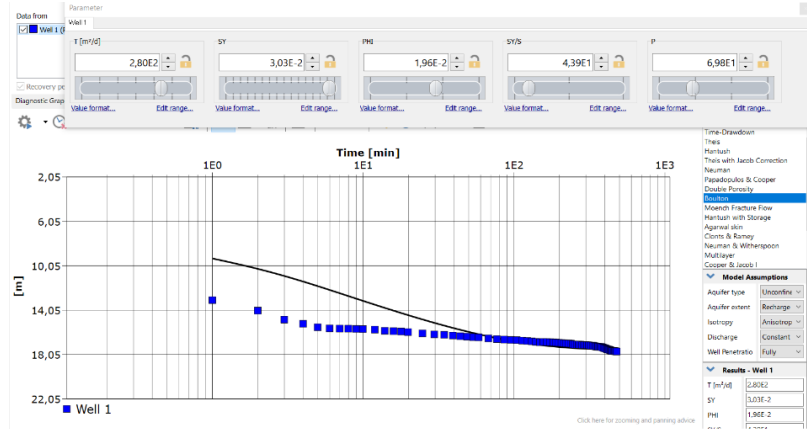


Figura C.14: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-293.

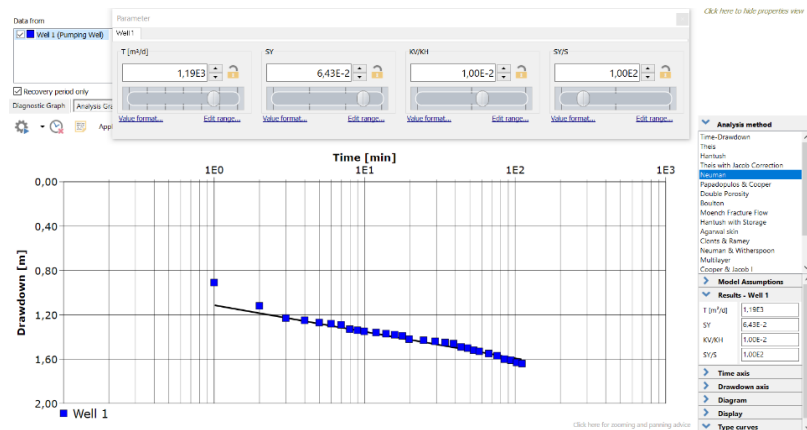


Figura C.15: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-4581.

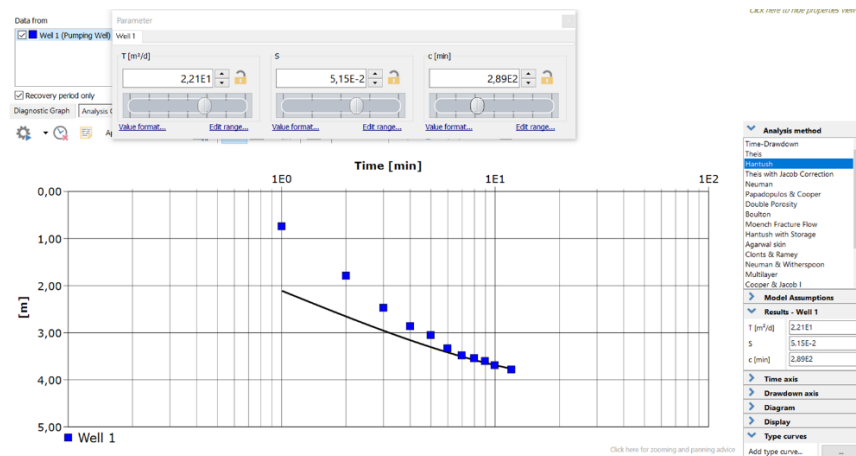


Figura C.16: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-4676.

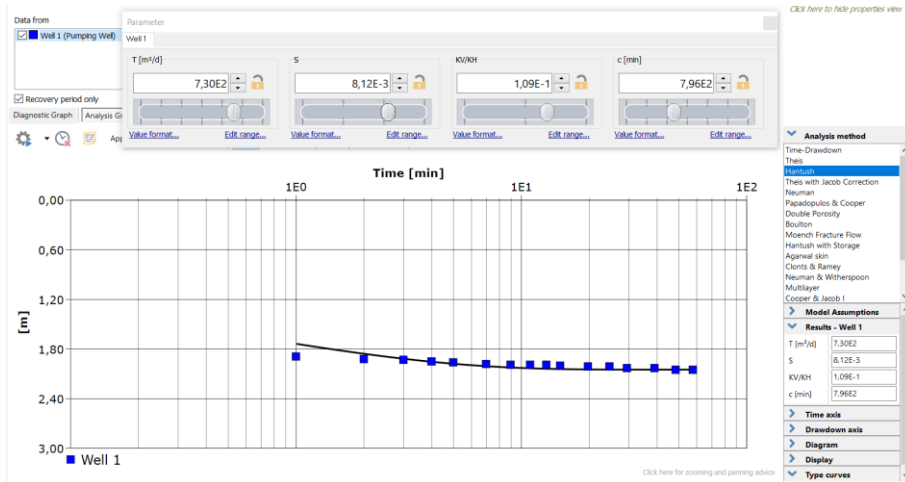


Figura C.17: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo VPC-0402-131.

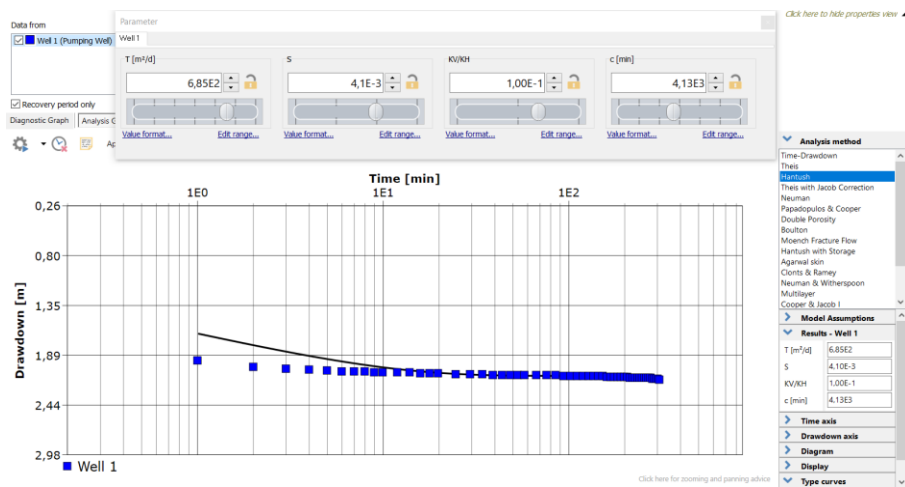


Figura C.18: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo APR Colliguay.

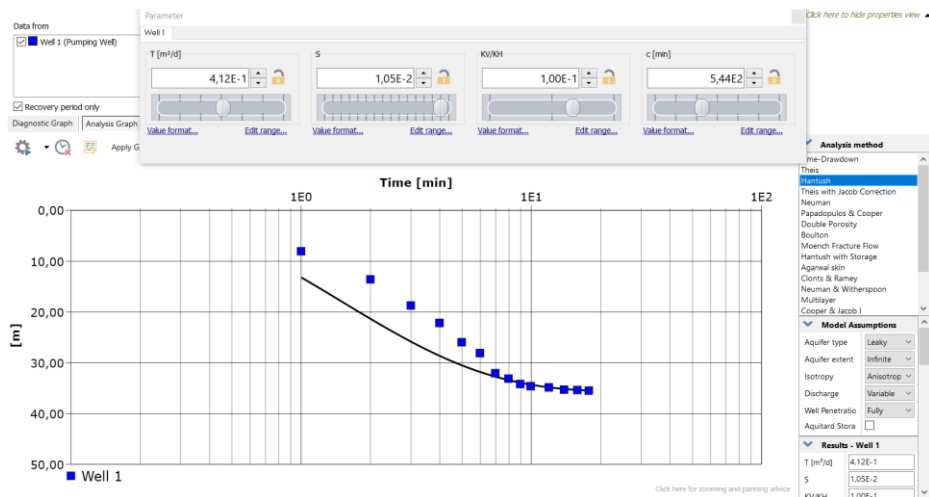


Figura C.19: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo APR El Maqui.

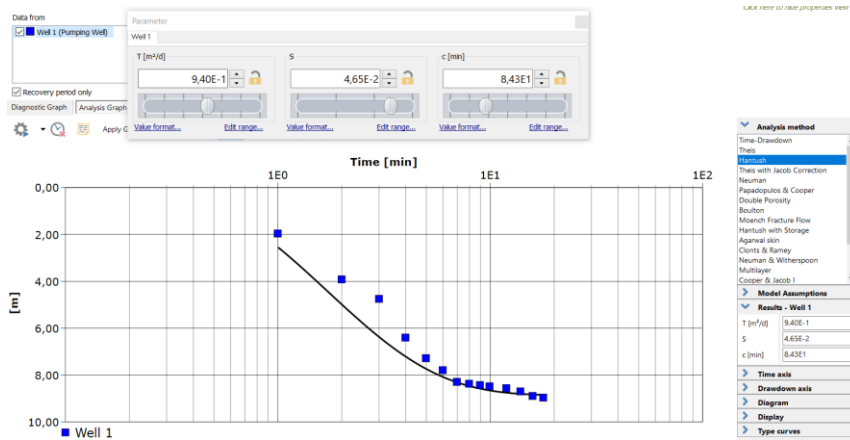


Figura C.20: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo APR Pedregal.

Río Grande (abajo embalse La Paloma)

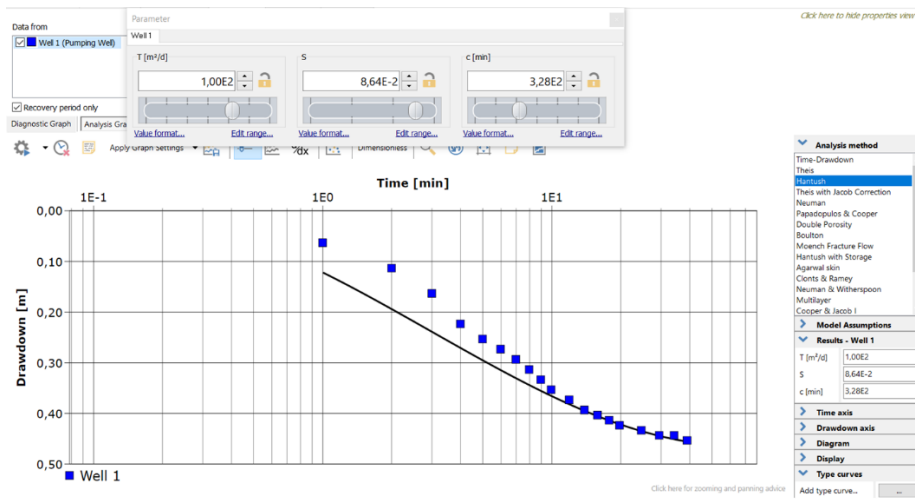


Figura C.21: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-2348.

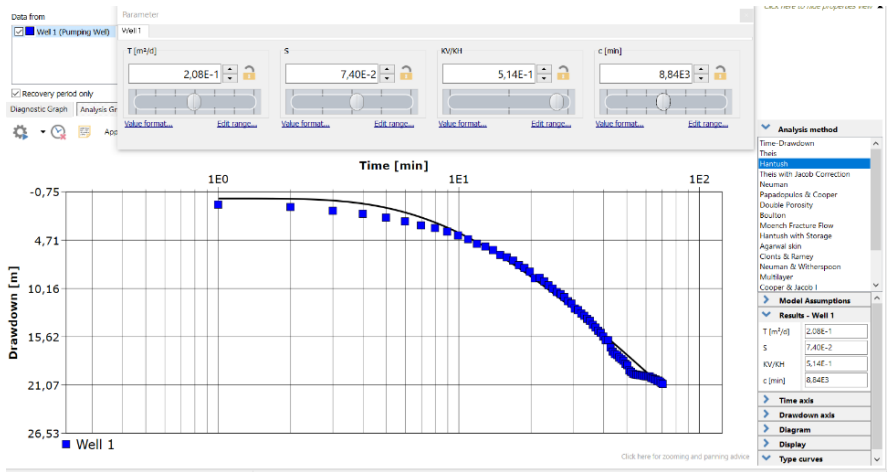


Figura C.22: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-4599.

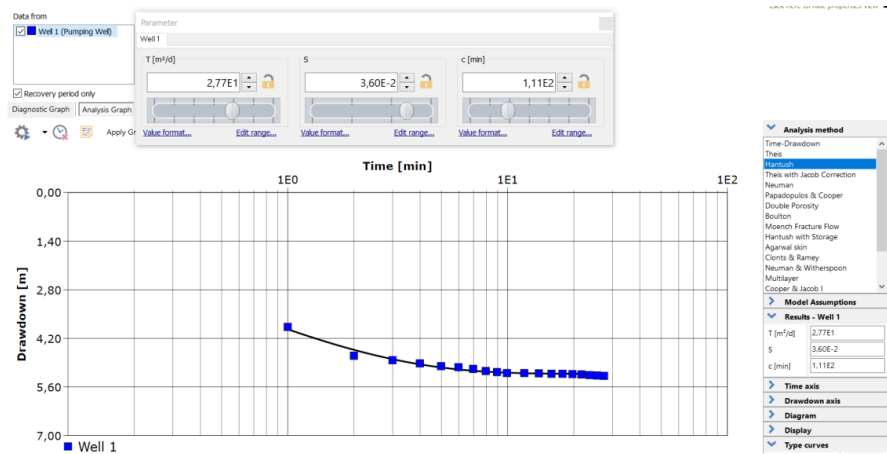


Figura C.23: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-52.

Río Limarí.

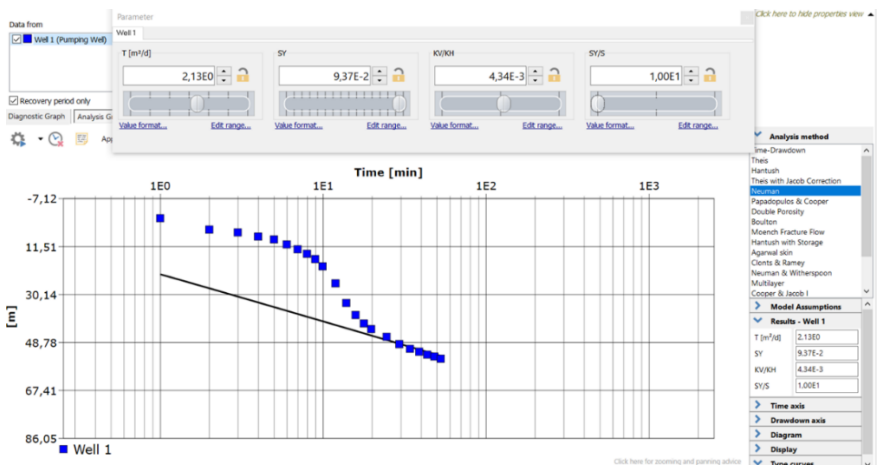


Figura C.24: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-163.

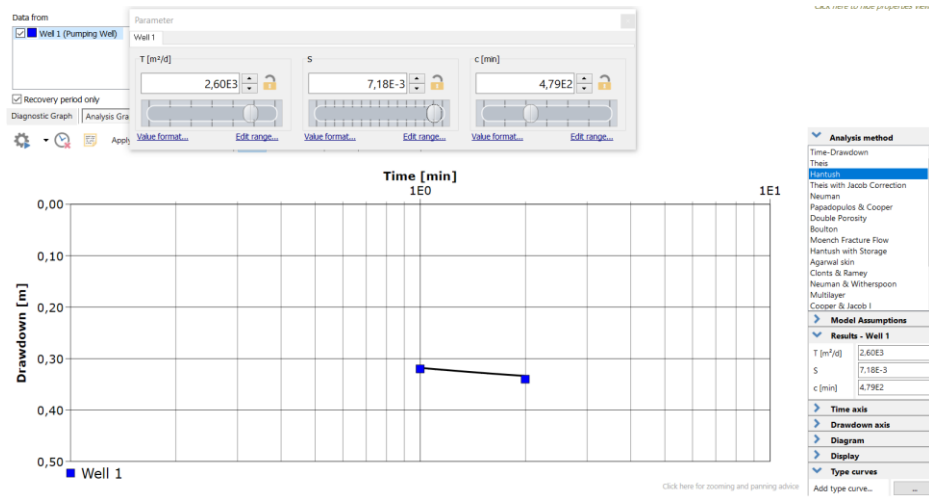


Figura C.25: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-331.

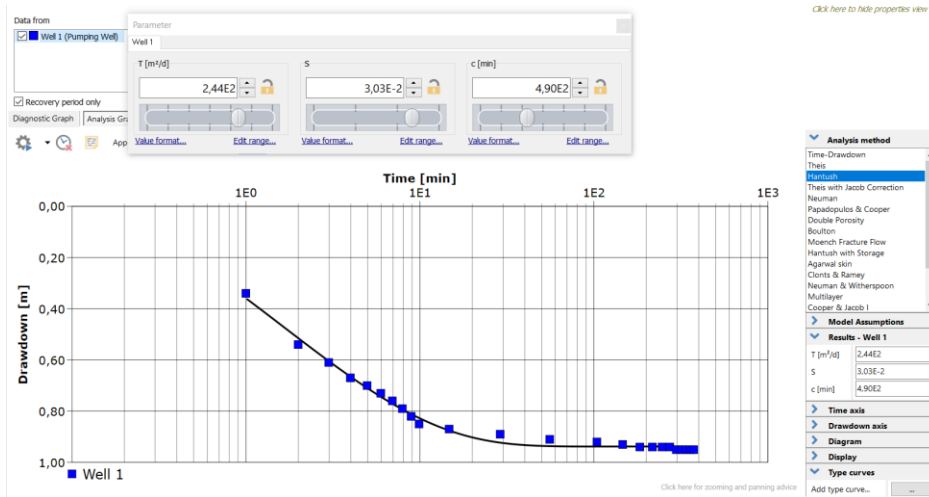


Figura C.26: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-344.

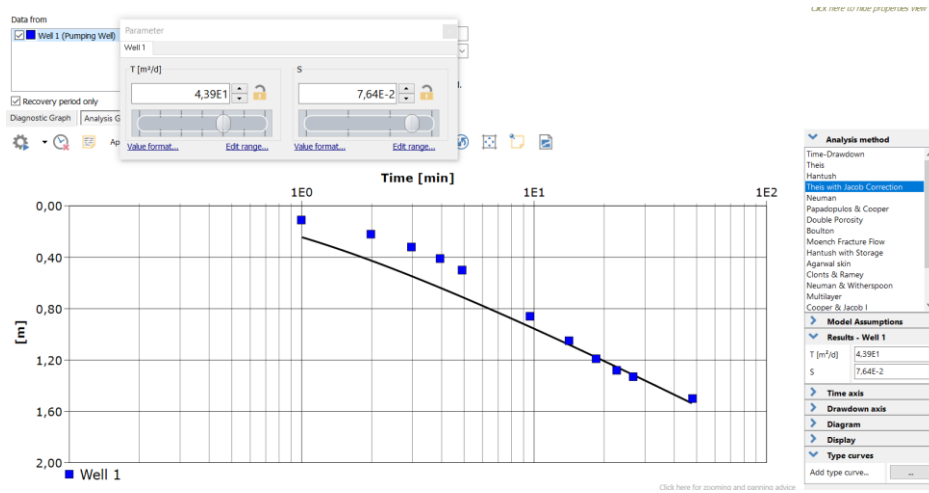


Figura C.27: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-361.

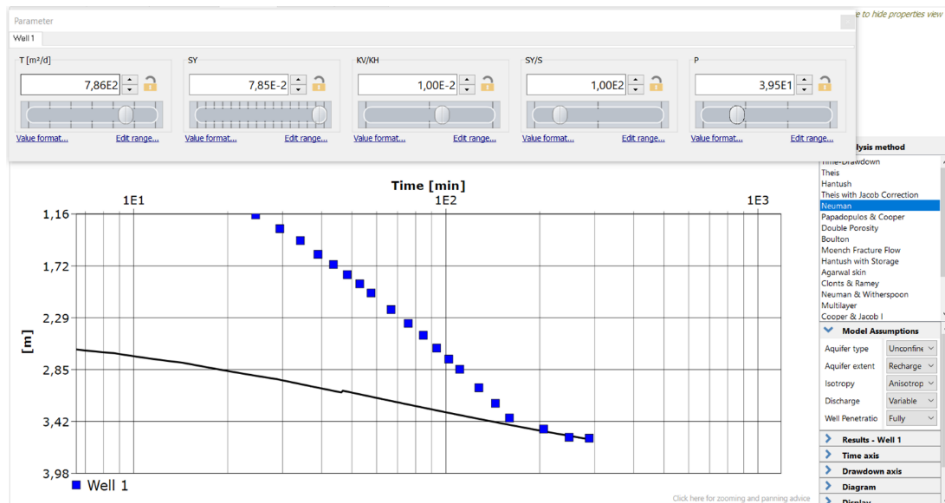


Figura C.28: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-383.

Estero Punitaqui

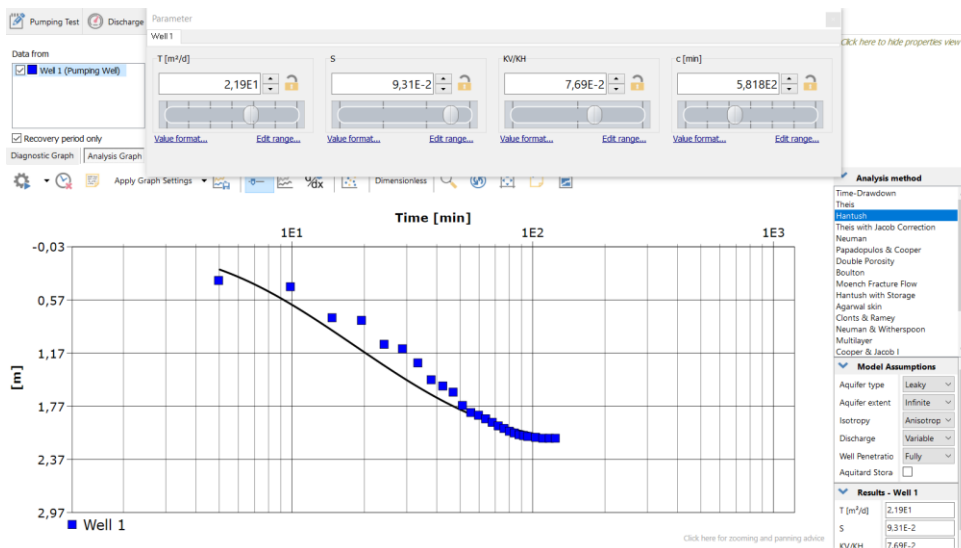


Figura C.29: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-188.

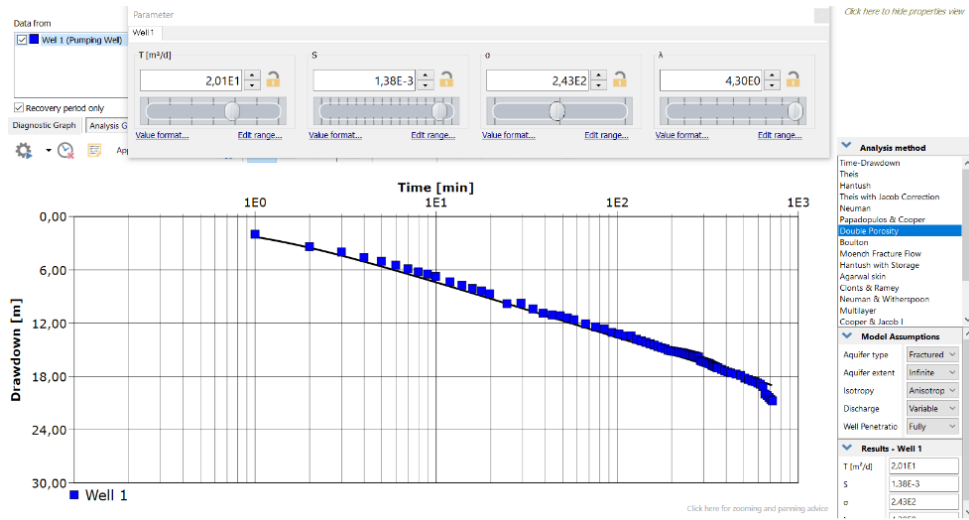


Figura C.30: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-2225.

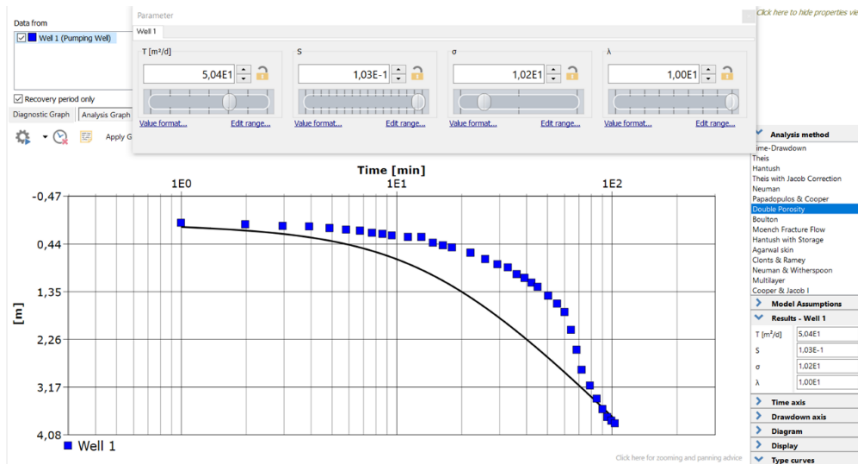


Figura C.31: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-269 (B).

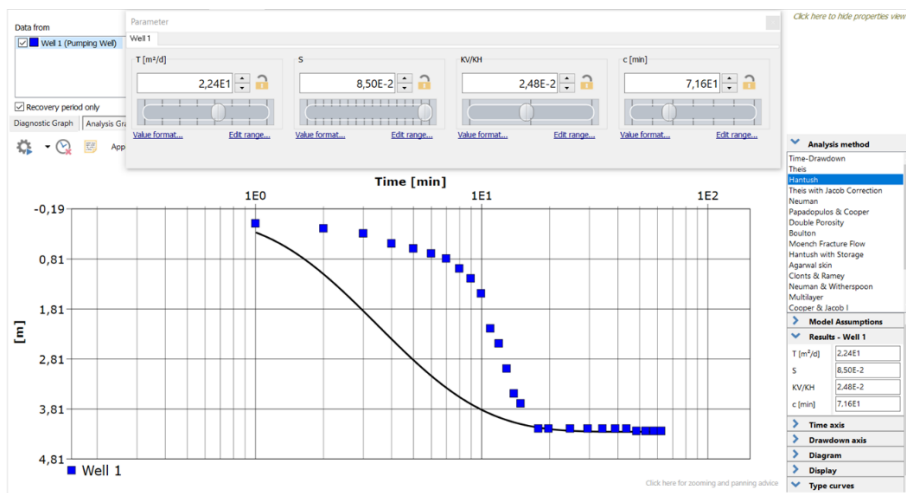


Figura C.32: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-281.

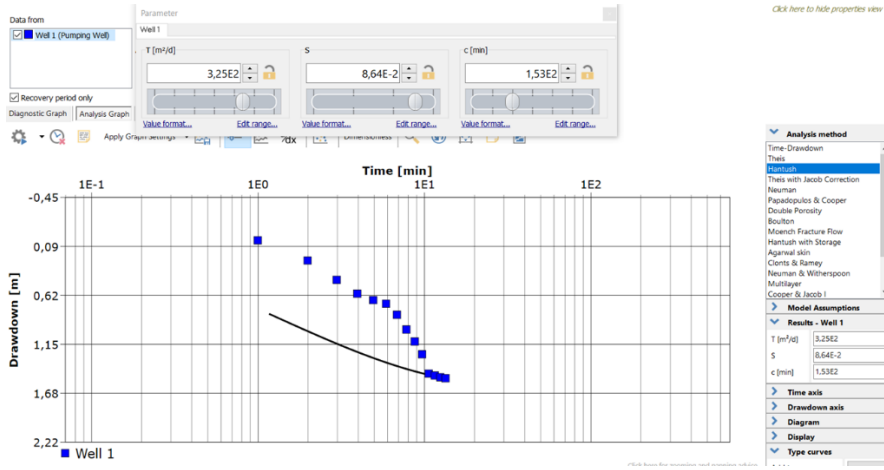


Figura C.33: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-310.

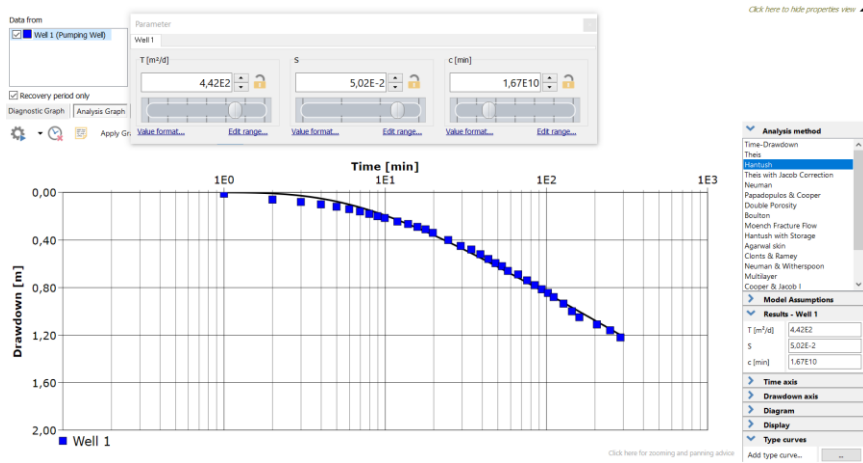


Figura C.34: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-350.

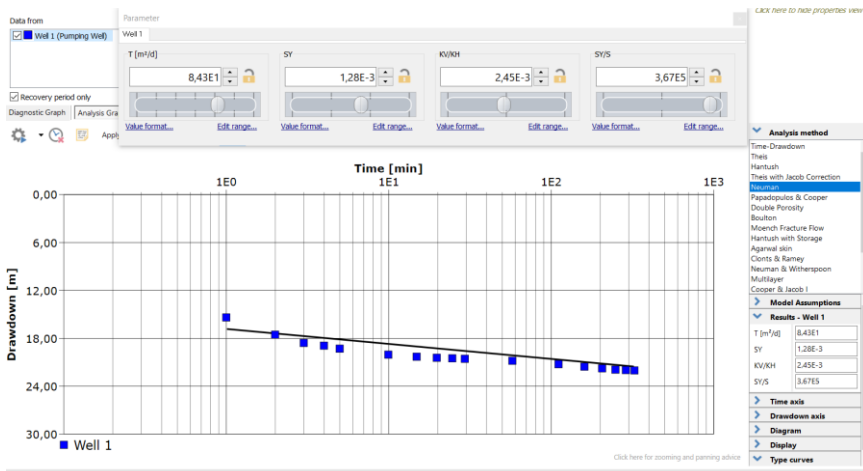


Figura C.35: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo VPC-0402-182.

Quebrada Ingenio

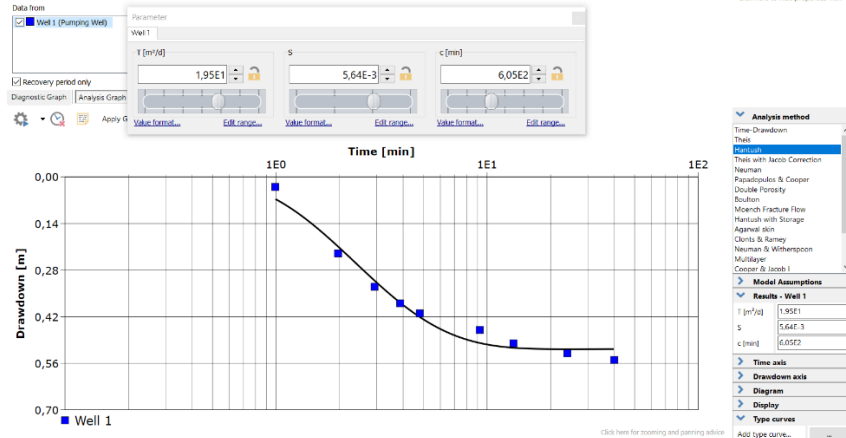


Figura C.36: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-100.

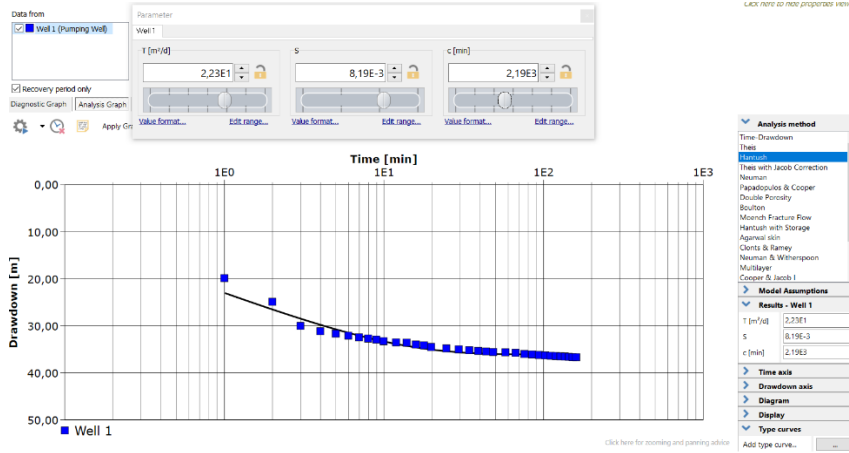


Figura C.37: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-276.

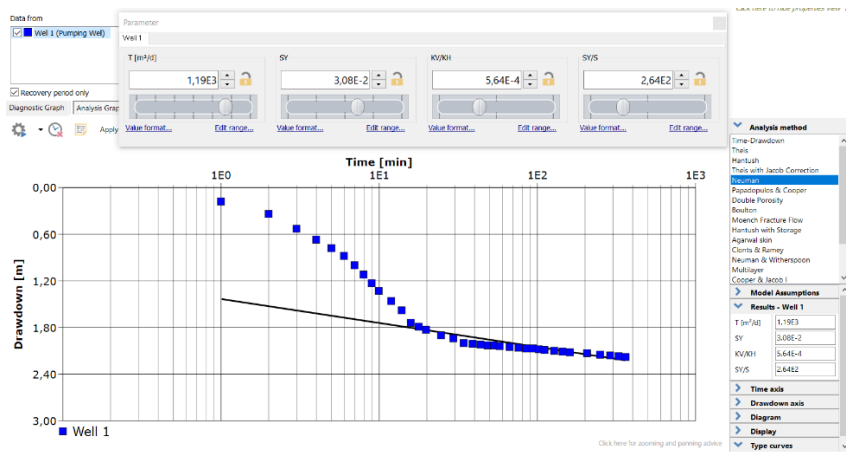


Figura C.38: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-336.

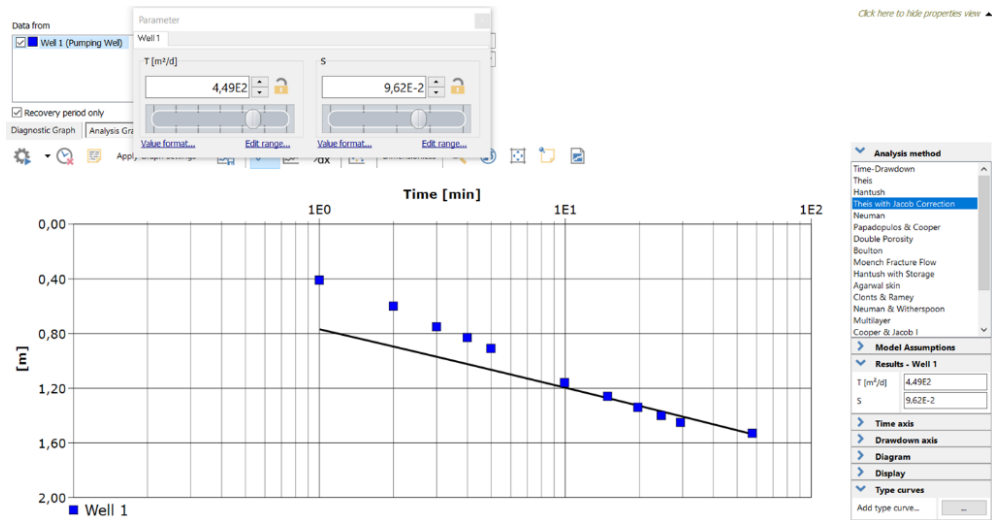


Figura C.39: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-365 (Pozo 1).

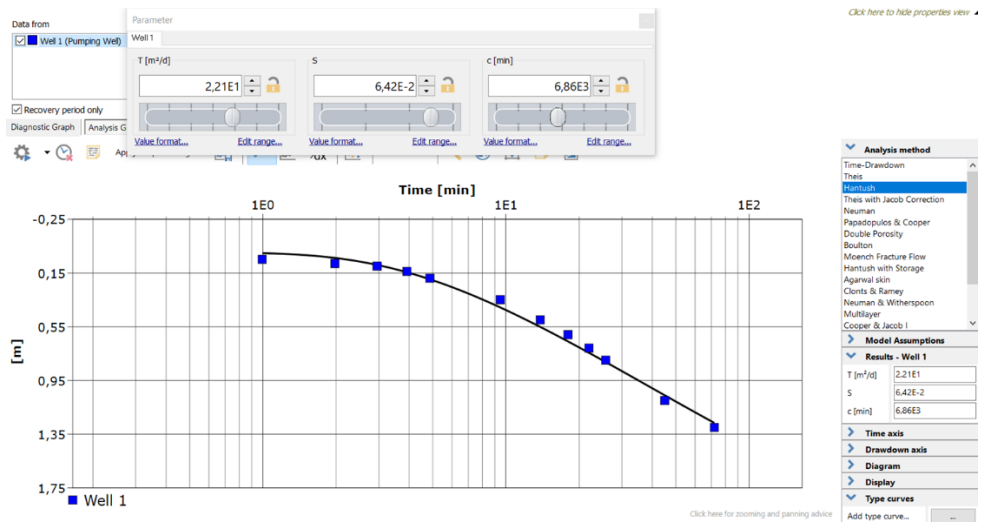


Figura C.40: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-437 (Pozo 2).

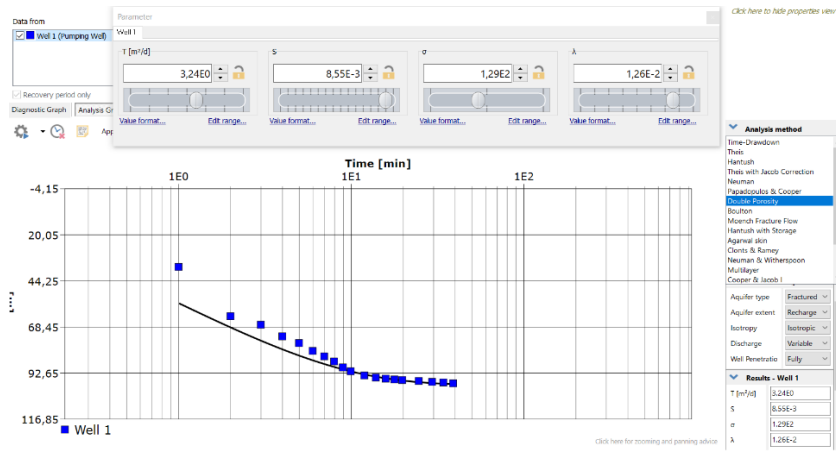


Figura C.41: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-4612.

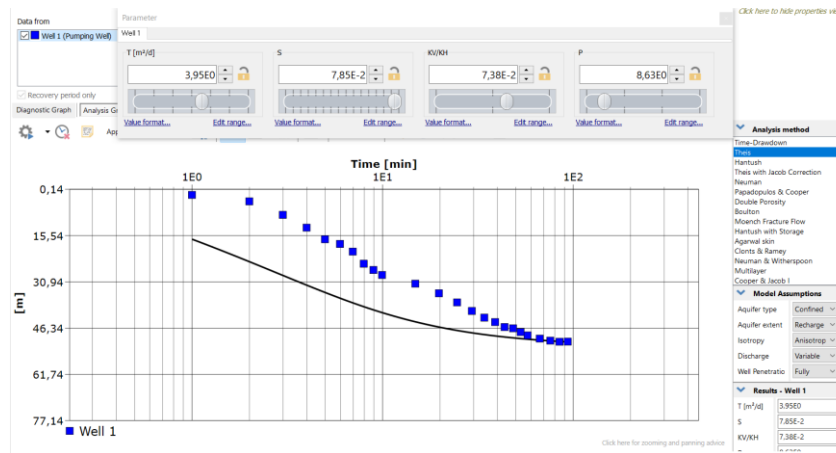


Figura C.42: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo VPC-0402-223.

Río Hurtado (arriba embalse Recoleta)

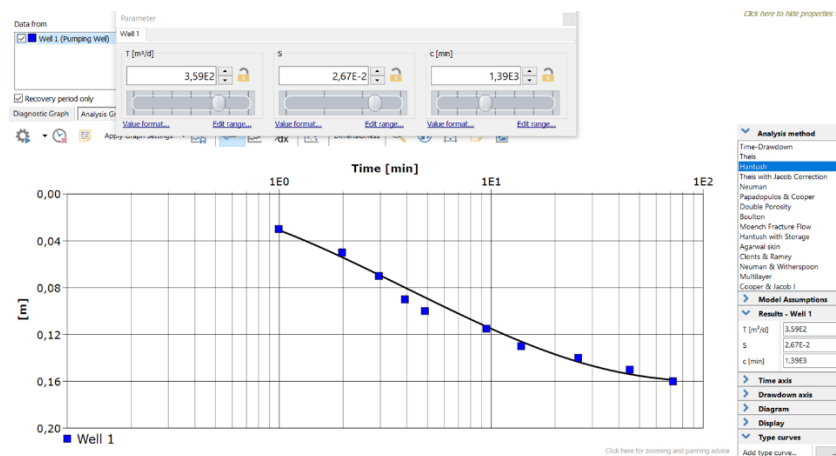


Figura C.43: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-112.

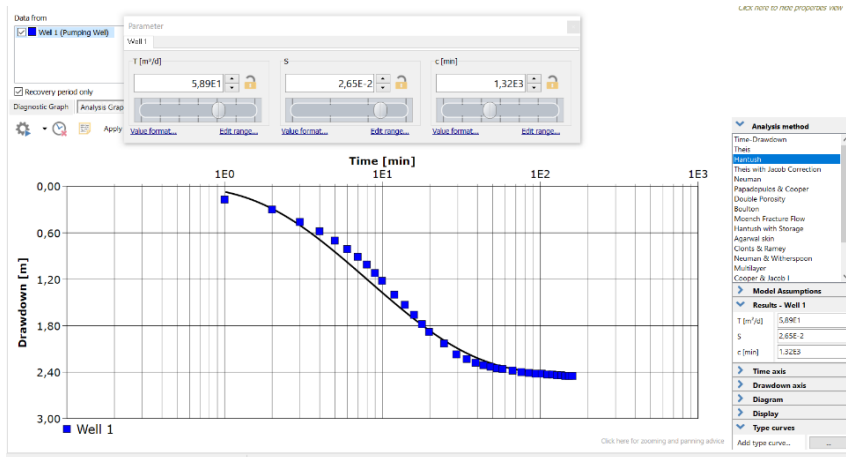


Figura C.44: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo Tabaqueros.

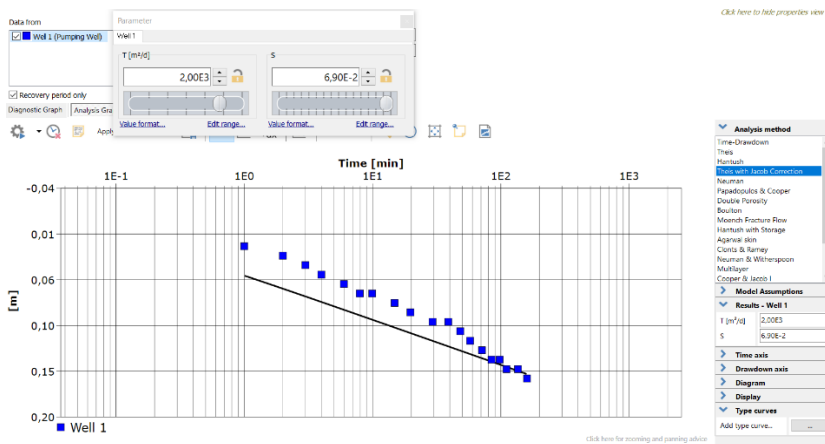


Figura C.45: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-4667.

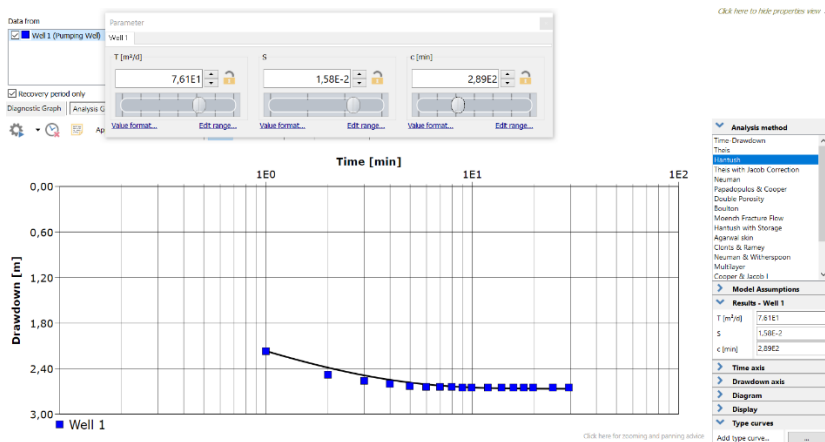


Figura C.47: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-284.

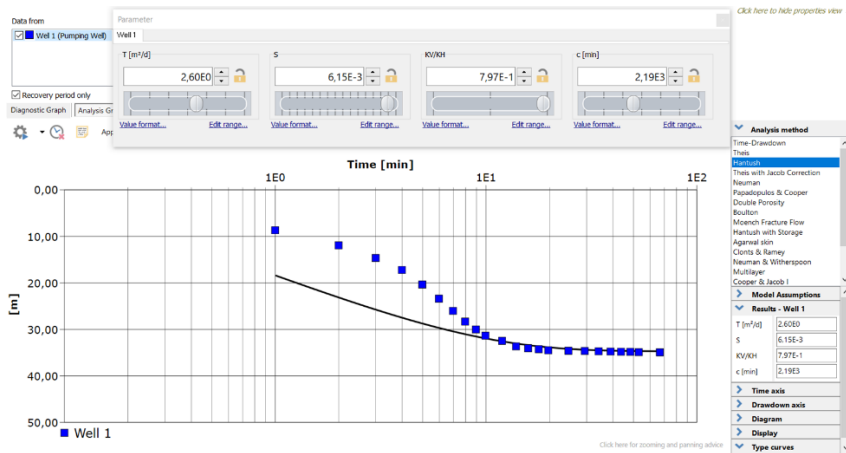


Figura C.48: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo VPC-0402-229.

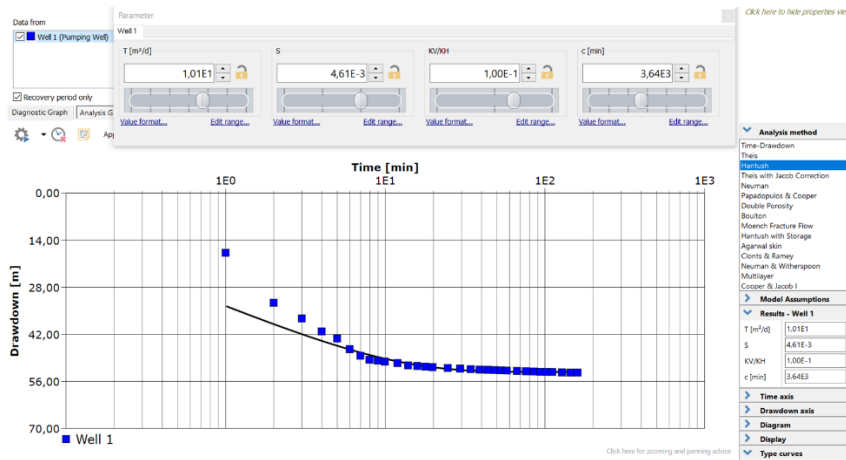


Figura C.49: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-103.

Río Hurtado (abaja embalse Recoleta)

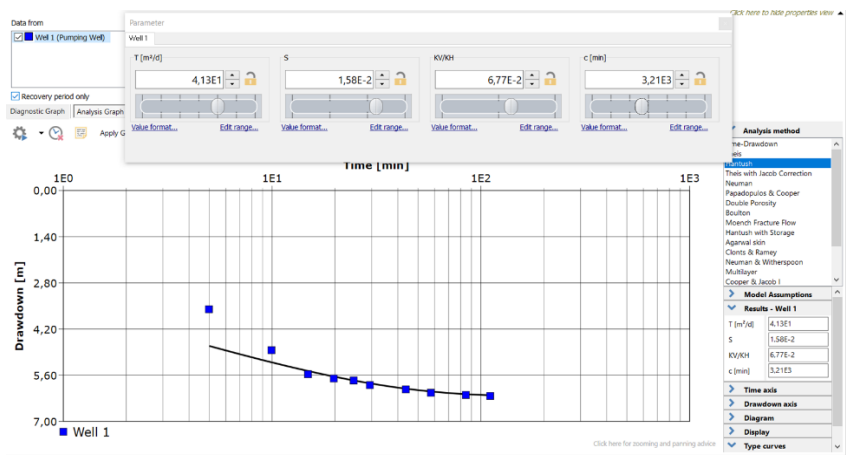


Figura C.50: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-2009.

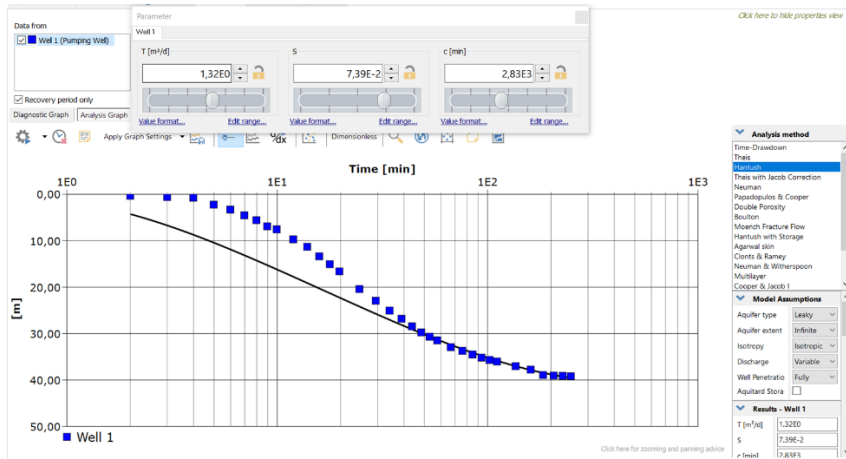


Figura 2.51: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-4690.

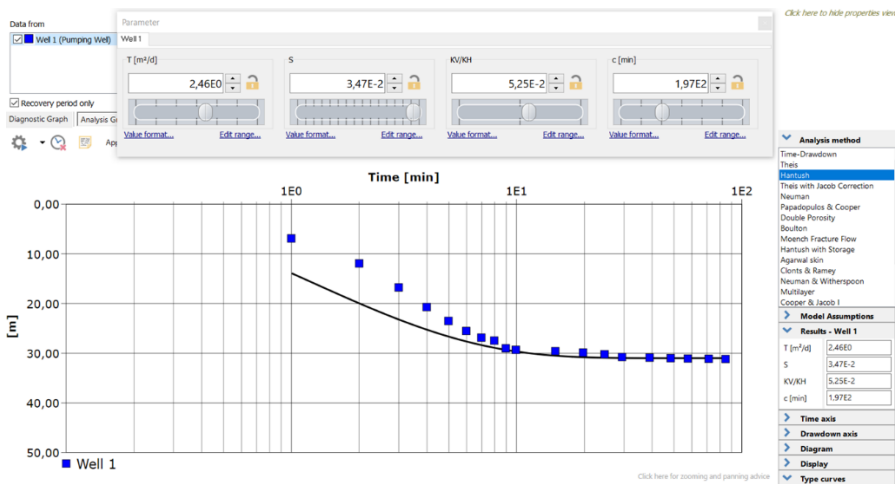


Figura C.52: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-174.

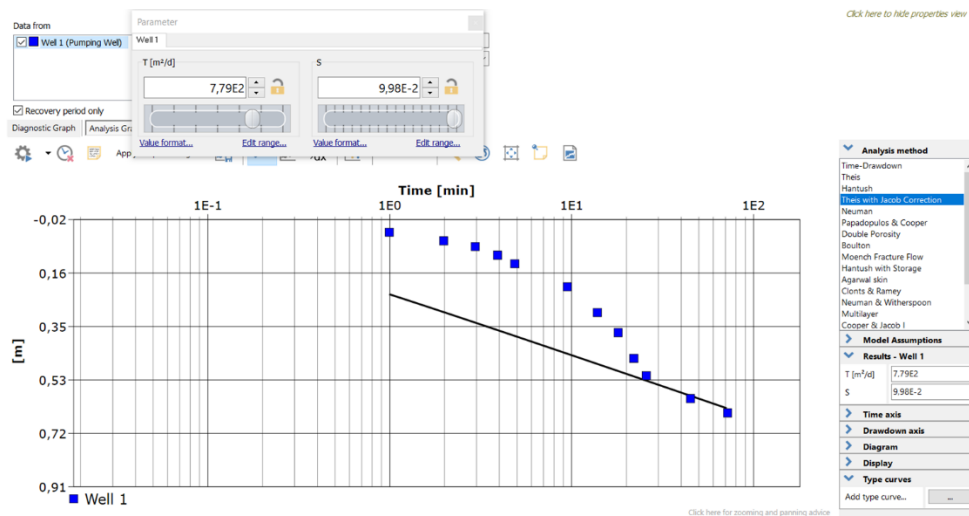


Figura C.53: Resultado de la interpretación de la prueba de bombeo del pozo ND-0402-380.

Anexo D: ubicación y descripción estratigrafía de los pozos en la cuenca del río Limarí

Tabla D.1: Ubicación pozos usados para realizar el análisis estratigráfico.

Código Expediente	X U.T.M.	Y U.T.M.	Sector Acuífero
ND-0402-293	328590	6588342	Río Grande Arriba
VPC-0402-131	320321	6599910	Río Grande Arriba
ND-0402-4676	315159	6601647	Río Grande Arriba
ND-0402-52	296350	6609070	Río Grande Abajo
APR Colliguay	331881	6585785	Río Grande Arriba
APR El Maqui	341287	6588167	Río Grande Arriba
APR Pedregal	336795	6585819	Río Grande Arriba
VPC-0402-238	293367	6612452	Río Grande Abajo
ND-0402-141	312577	6592032	Río Guatulame
ND-0402-132 (Pozo 2)	313899	6593671	Río Guatulame
ND-0402-275	313293	6594083	Río Guatulame
VPC-0402-182	284856	6585168	Estero Punitaqui
ND-0402-188	283072	6588670	Estero Punitaqui
ND-0402-310	273841	6593211	Estero Punitaqui
ND-0402-2225	270104	6595675	Estero Punitaqui
ND-0402-163	281950	6606271	Río Limarí
ND-0402-337 (Pozo 1)	311867	6546608	Río Combarbalá
ND-0402-337 (Pozo 2)	310637	6548188	Río Combarbalá
ND-0402-265	303650	6545722	Río Pama

ND-0402-103	302237	6627186	Río Hurtado
Tabaqueros	304952	6627285	Río Hurtado
ND-0402-2009	322995	6637652	Río Hurtado
ND-0402-4601	298621	6622879	Río Hurtado
ND-0402-4690	293857	6618633	Río Hurtado
ND-0402-174	292938	6616175	Río Hurtado
ND-0402-276	293276	6621024	Quebrada Ingenio
VPC-0402-223	289840	6616431	Quebrada Ingenio
ND-0402-323	290524	6616886	Quebrada Ingenio
ND-0402-365 (Pozo 1)	292650	6620535	Quebrada Ingenio

Descripción estratigráfica de los pozos

Río Hurtado

En el sector río Hurtado (arriba y abajo embalse Recoleta) se identificaron 6 informes procedentes de los archivos de la DGA (MOP, 1996a; MOP, 1997a; MOP, 2012; MOP, 2013; MOP, 2014; MOP, 2017), los cuales contienen la descripción estratigráfica de los pozos de pruebas de bombeo.

Tabla D.2: Columnas estratigráficas ubicadas en el sector de continuidad hidrogeológica del río Hurtado.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
ND-0402-103	Río Hurtado	108	7-30 m.: bolones en sucesión con arenas gruesas y poca arcilla 30-70 m.: gravas con arenas gruesas 70-80 m.: arenas finas 80-110 m.: gravas con poca cantidad de bolones en sucesión con arenas gruesas

Tabaqueros	Río Hurtado	13	0-1 m. Bolones con matriz de arenas gruesas y ripio 1-6 m. Ripio y bolones en matriz de arenas y arcilla (20%) 6-9 m. ripio en matriz de arenas y arcillas (20%) 9-13 m. gravas angulares con matriz de arena y arcilla (40%)
ND-0402- 4690	Río Hurtado	76,5	0-2 m.: Bolones y gravas en matriz soportada 2-6 m.: gravas en matriz limosa 6-11 m.: Gravas en matriz arenosa con limos 11-30 m.: arenas y bolones en matriz limosa 30-37 m.: sucesión de arenas finas con limos arcillosos 37-54 m.: arenas y bolones en matriz limosa arcillosa 54-75 m.: gravas y bolones en matriz limosa arcillosa
ND-0402- 174	Río Hurtado	40	0-6 m.: gravas y bolones en matriz de arena gruesas 6-12 m.: gravas con matriz arcilla 12-28 m.: sucesión de arcillas rojas con baja cantidad de arena y gravas 28-30 m.: sucesión de arenas y arcillas con bajas cantidades de gravas 30-32 m.: intercalación de arenas y arcillas 32-40 m.: intercalación de arenas finas, arcillas y limos con baja cantidad de gravas.
ND-0402- 2009	Río Hurtado	42	0-5 m.: sucesión de arcilla y limos grises 5-10 m.: bolones en matriz limosa-arcillosa 10-17 m.: arenas arcillosas marrones 17-23 m.: arenas marrones con pequeñas cantidades de gravas 23-28 m.: tobas y brechas volcánicas alteradas 28-40 m.: tobas y brechas volcánicas con fracturas 40-42 m.: granito de grano fino con rellenos de cuarzo
ND-0402- 4601	Río Hurtado	70	0-7 m.: Matriz de arenas gruesas, finas intercalas con arcilla y relleno de grava y gravilla

7-12 m.: Matriz de arenas gruesas rellenas de gravilla, gravas y bolones
12-19 m.: Matriz de arcilla relleno de bolones, gravas y gravilla
19-29 m.: sucesión de arcillas, arenas finas y gruesas rellena con bolones grava y gravilla
29-44 m.: matriz de arcilla rellena con gravilla
44-53 m.: matriz de arenas finas con intercalación de arenas gruesas rellenas de ripio y grava
53-59 m.: matriz de arcilla rellenas de grava
59-70 m.: intercalación de matriz de arcilla rellena de grava con conglomerados compactados

Río Limarí

En el sector de río Limarí se identificó 1 informe procedentes de los archivos de la DGA (MOP, 1997b), el cual contiene la descripción estratigráfica del pozo con su respectiva prueba de bombeo.

Tabla D.3: Columna estratigráfica ubicada en el sector de continuidad hidrogeológica del río Limarí.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
ND-0402-163	Río Limarí	110	<p>0-5 m.: tierra vegetal</p> <p>5-30 m.: Bolones y ripios en matriz arcillosa</p> <p>30-40 m.: Bolones y ripios en matriz de arenas medias</p> <p>40-50 m.: bolones y ripio en matriz arcillosa</p> <p>50-75 m.: intercalación de arenas gruesas a medias con presencia de bolones y ripios</p> <p>75-85 m.: Bolones en matriz de arenas medias</p> <p>85-95 m.: intercalación de arenas y arcillas con presencia de bolones</p> <p>95-100 m.: roca descompuesta gris</p> <p>100-110 m.: Matriz de arcilla con presencia de bolones y ripio</p>

Río Pama

En el sector de río Pama se identificó 1 informe procedentes de los archivos de la DGA (MOP, 2000a), el cual contiene la descripción estratigráfica del pozo con su respectiva prueba de bombeo.

Tabla D.4: Columna estratigráfica ubicada en el sector de continuidad hidrogeológica del río Pama.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
ND-0402-265	Río Pama	10,5	0-1 m.: suelo de uso agrícola 1-5 m.: Grava con bolones en matriz de arenas gruesas 5-10 m.: roca basal fracturada

Río Combarbalá

En el sector de río Combarbalá se identificaron 1 informes procedentes de los archivos de la DGA (MOP, 2002), los cuales contienen la descripción estratigráfica de 2 pozos de pruebas de bombeo.

Tabla D.5: Columnas estratigráficas ubicadas en el sector de continuidad hidrogeológica del río Combarbalá.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
ND-0402-337 (Pozo 1)	Río Combarbalá	100	0-8 m.: Bolones en matriz de arcilla y limos 8-34 m.: Bolones y gravas en matriz de arcilla 34-90 m.: Roca fracturada 90-100 m.: Roca solida
ND-0402-337 (Pozo 2)	Río Combarbalá	50	0-13 m.: Bolones en matriz de arcillas y limos 13-32 m.: Bolones y gravas en matriz de arcilla

Río Grande

En el sector de río Grande (arriba y abajo embalse La Paloma) se identificaron 8 informes procedentes de los archivos de la DGA y DOH (MOP,1994; MOP, 2000b; MOP,2010; MOP, 2016; MOP, 2021a; SONDAGUA, 2021; El Arrayán, 2022a; El Arrayán, 2022b;) los cuales contienen la descripción estratigráfica de los pozos donde se realizó las pruebas de bombeo.

Tabla D.6: Columnas estratigráficas ubicadas en el sector de continuidad hidrogeológica del río Grande.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
ND-0402-293	Río Grande Arriba	72	0-8 m.: bolones redondeados y gravas en matriz de arenas gruesas 8-30 m.: gravas y bolones aislados en matriz de arenas medias 30-72 m.: roca ígnea fracturada con intercalaciones de arenas medias a finas
VPC-0402-131	Río Grande Arriba	102	0-18 m.: gravas en matriz de arcillas marrones 18-24 m.: arcillas arenosas marrones 24-48 m.: gravas en matriz de arcillas arenosas marrones 48-72 m.: roca ígnea fracturada de color gris. 72-102 m.: roca ígnea solida
ND-0402-4676	Río Grande Arriba	30	0-3 m.: intercalación de arcillas y limos 3-7 m.: bolones grandes en matriz de arcilla 7-10 m.: bolones y ripios en matriz de arcillas y limos intercalados 10-15 m.: gravas en matriz de arcillas y limos

			15-30 m.: gravilla en matriz de arcilla y en menos medida arenas finas y limos
ND-0402-52	Río Grande Abajo	25	0-10 m.: matriz de arenas gruesas, medias y finas con intercalación arcilla y gravilla distribuida. 10-15 m.: matriz de arenas gruesas, medias y finas con intercalación de limos y gravillas distribuidas 15-25 m.: matriz de arcillas con arenas gruesas, medias y finas con gravilla. 25-45 m.: matriz de arcilla
APR Colliguay	Río Grande Arriba	67	0-6 m.: bolones en matriz de arenas finas 6-12 m.: sucesión de arenas medias a finas con bolones y gravillas. 12-14 m.: matriz de arcilla con bolones 14-28 m.: sucesión de arenas medias a finas, bolones y gravas 28-29 m.: matriz de arenas medias con bolones y gravas 29-30 m.: arenas finas a limosas 30-38 m.: matriz de arenas medias con bolones y gravas 38-46 m.: matriz de arcilla con bolones 46-50 m.: matriz de arenas medias con bolones y gravas 50-62 m.: matriz de arenas medias con bolones y gravas 62-67 m.: tierra compactada y maicillo
APR El Maqui	Río Grande Arriba	50	0-8 m.: intercalaciones de arenas (56 %), arcillas y limos (20%) 8-24 m.: intercalación de arenas y arcillas rellenas de gravilla 24-40 m.: sucesión de arenas (49%), limos y arcillas (15%) con gravilla 40-50 m.: sucesión de arenas (65%), limos y arcillas (22%) con gravilla.

	Río		
APR	Grande		0-10 m.: sucesión de arenas (72%), limos y arcilla (35%) con presencia de gravilla.
Pedregal	Arriba	40	10-18 m.: sucesión de arenas (65%), limos y arcilla (46%) con gravilla 18-26 m.: sucesión de arenas (82%), limos y arcilla (46%) con gravilla 26-34 m.: sucesión de arenas (61%) , limos y arcilla (27%) con gravilla 34-40 m.: sucesión de arenas (78%), limos y arcilla (35%) con gravilla
	Río		
VPC-0402-238	Grande abajo	5,8	0-0,9 m.: materia orgánica-limo y arcilla 0,9-2,97 m.: matriz de arenas medias a finas con gravas y gravilla 2,97-5,8 m.: matriz de arenas medias con gravas y bolones.

Río Guatulame

En el sector de río Guatulame se identificaron 3 informes procedentes de los archivos de la DGA (MOP, 1996a; MOP, 1996b; MOP,2000c), los cuales contienen la descripción estratigráfica de los pozos de donde se realizó las pruebas de bombeo.

Tabla D.7: Columnas estratigráficas ubicadas en el sector de continuidad hidrogeológica del río Guatulame.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
ND-0402-141	Río Guatulame	42	0-17 m.: bolones y ripio en alternancia de arenas gruesas y limos 17-18 m.: tertel 18-41 m.: ripios y bolones en menor medida con matriz de arenas gruesas. 41-42 m.: roca ígnea no fracturada

ND-0402-132 (Pozo 2)	Río Guatulame	65	0-6 m.: ripio en matriz de arenas medias 6-18 m.: fragmentos de roca fracturada en matriz de arenas finas 18-25 m.: conglomerados en matriz arcillosa 25-55 m.: roca ígnea fracturada 55-66 m.: roca ígnea intacta
ND-0402-275	Río Guatulame	53	0-8 m.: gravas de variado tamaño inmersas en matriz de arenas medias 8-26 m.: gravas en matriz de arenas medias a gruesas 26-54 m.: gravas de variado tamaño inmersas en materias de arenas medias

Estero Punitaqui

En el sector de estero Punitaqui se identificaron 4 informes procedentes de los archivos de la DGA y DOH (MOP, 2000d; MOP, 2001; MOP, 2020a; MOP, 2021), los cuales contienen la descripción estratigráfica de los pozos donde se realizó las pruebas de bombeo.

Tabla D.8: Columnas estratigráficas ubicadas en el sector de continuidad hidrogeológica del Estero Punitaqui.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
VPC-0402-182	Estero Punitaqui	144	0-2 m.: matriz arcillosa, sin presencia de gravas 2-12 m.: sucesión de limos y arcillas 13-22 m.: gravas en matriz de sucesión de arenas finas y limos arenosos 23-28 m.: sucesión de limos arenosos 29-36 m.: ripio con intercalaciones de limos 37-48 m.: ripio en matriz de arenas finas a medias 49-60 m.: gravilla en matriz de arenas intercaladas con arcillas

			61-116 m.: roca fracturada rellena de arcilla 117-144 m.: roca fracturada
ND-0402-188	Estero Punitaqui	14,5	0-4,5 m.: intercalación de limo con arcilla 4,5-6,5 m.: matriz de gravas con arenas finas 6,5-13 m.: matriz de bolones con limos 13-15 m.: roca homogénea de origen sedimentario (tertel)
ND-0402-310	Estero Punitaqui	5,2	0-1 m.: matriz de arenas finas y en menor medida arenas gruesas con gravas 1-5 m.: matriz de arenas gruesas con gravas 5-6 m.: matriz de arenas gruesas con bolones y gravas
ND-0402-2225	Estero Punitaqui	120	0-13 m.: sucesión de arcillas con arenas finas 13-32 m.: intercalación de arcillas limosas con arenas finas y limos 32-36 m.: matriz de arenas finas a medias con gravilla 36-59 m.: sucesión de arenas finas, limos y arcillas compactadas con presencia de gravilla en las arenas. 59-71 m.: intercalación de arenas finas y limos compactados, 71-78 m.: arenas de diferentes tamaños semicompactadas 78-84 m.: intercalación de arcillas y limos 84-90 m.: intercalación de arcillas y arenas medias 90-99 m.: intercalación de arenas finas a medias con presencia de gravas y gravillas. 99-114 m.: intercalación de arenas de diferentes tamaños con limos y en menor medida arcillas. Presencia de grava y gravilla en las arenas medias 114-120 m.: intercalación de arenas gruesas a medias con presencia de gravas y bolones en la parte final del pozo.

Quebrada Ingenio

En el sector de Quebrada Ingenio se identificaron 4 informes procedentes de los archivos de la DGA y DOH (MOP, 2000e, MOP, 2000f; MOP 2004; MOP, 2020b) los cuales contienen la descripción estratigráfica de los pozos donde se realizó las pruebas de bombeo.

Tabla D.9: Columnas estratigráficas ubicadas en el sector de continuidad hidrogeológica de Quebrada Ingenio.

Código Expediente	Sector Acuífero	Profundidad Pozo (m)	Descripción
ND-0402-276	Quebrada Ingenio	74	0-2 m.: sucesión de limo y arenas finas 2-18 m.: gravas y ripios en sucesión con arenas y arcillas 18-62 m.: matriz de arenas con gravas, ripios y bolones en menor cantidad 62-86 m.: basamento fracturado
VPC-0402-223	Quebrada Ingenio	80	0-9 m.: sucesión de arenas y arcilla con ripio 13-21 m.: sucesión de arcilla y arenas finas con ripio 21-80 m.: sucesión de arcillas, arenas finas y limos con ripio
ND-0402-323	Quebrada Ingenio	35	0-2 m.: sucesión de limo arenas finas y arcilla 2-6 m.: sucesión de arenas y arcillas con gravas 6-12 m.: sucesión de arenas con gravas y ripios con arcillas finas 12-35 m.: sucesión de arenas con gravas, ripios y bolones con arcillas finas
ND-0402-365 (Pozo 1)	Quebrada Ingenio	5,2	0-2 m.: sucesión de arcillas y limos

2-3,8 m.: intercalación de arenas con bolones y gravillas

3,8-4,4 m.: Bolones de gran tamaño

4,4-6 m.: sucesión de arenas gruesas.

Anexo E: ubicación de estaciones TEM y valores estimados para Kexp. y Texp

Tabla E.1: Ubicación de estaciones TEM, resistividad eléctrica (RE) estimada en cada sondeo TEM, y valores estimados para Kexp. y Texp obtenidos utilizando la ecuación 6.1.

ID sondeo	Este [m]	Norte [m]	Cota [m]	R	Kexp.	Texp.
GUA2	301904	6573344	539	735,5 8	663,02 1	5304,16 9
GUA1	301372	6569892	564	402,0 7	120,88 3	1208,83 3
COG6	319773	6556122	1005	253,9 4	33,116	1059,71 1
COG8b	305775	6564197	675	242,5 8	29,109	931,499
Gra2li	325500	6593220	882	279,1	43,216	907,534
GUA5d	308110	6582786	467	200,8 1	17,092	786,218
COMB1	323014	6539232	1780	311,7 8	59,039	767,513
GUA4	306921	6581675	478	341,9 1	76,565	765,648
COG6a	318168	6557076	950	223,5 1	23,112	739,590
COG9	304172	6565541	652	203,7 2	17,799	569,562
PALOMA_MONTEPATRI A2	310670	6601136	383	233,0 3	25,995	545,886
PALOMA_MONTEPATRI A1	310678	6601027	383	232,9 8	25,979	545,557
PALOMA_MONTEPATRI A3	310645	6601286	383	232,8 9	25,951	544,963
PALOMA_MONTEPATRI A5	310656	6601274	383	232,7 5	25,907	544,040

GUA8	312014	6592235	398	175,7 6	11,742	540,128
GUA5c	308096	6582824	467	298,8 3	52,388	523,877
Hurt1	337048	6648280	1104	238,2 9	27,682	442,912
Gra19	330531	6586167	710	215,2 1	20,775	436,267
PALOMA_MONTEPATRI A4	311063	6601414	389	214,0 3	20,455	429,561
Hurt3	325411	6637803	815	225,1 3	23,587	377,397
GUA3a	305957	6578064	508	154,2 6	8,130	373,961
GRA3	299698	6606213	286	202,3 6	17,466	366,787
Mos6	331231	6586110	719	201,8	17,330	363,934
COG6b	313395	6559308	819	172,9 8	11,226	359,235
GUA3	305286	6577219	495	150,3 5	7,562	347,864
Hurt2	332040	6643654	955	215,7 9	20,933	334,924
Mos5	333665	6585147	785	194,3	15,576	327,097
GUA6i	310454	6587210	432	130,6 3	5,089	234,078
GRA00d	319454	6600562	474	160,0 9	9,025	189,533
jRi	319454	6600562	476	160,0 9	9,025	189,533
GRA00i	319394	6600413	476	160,0 7	9,022	189,466

jRd	319394	6600413	474	160,0 7	9,022	189,466
GUA7	311402	6589744	416	117,5 2	3,777	173,756
VHE4	303043	6551420	605	134,7 9	5,559	161,199
Gra20	328772	6588493	657	146,5 7	7,039	147,813
GRA2	301950	6603590	306	203,3 1	17,698	141,585
COG5i1	325891	6554739	1236	124,1 3	4,407	141,025
COMB3	320540	6540635	1566	167,8	10,304	133,958
GRA4	296381	6608473	262	197,7 8	16,375	131,000
GRA1b	304657	6602454	317	197,6	16,333	130,664
GRA1	304685	6602324	317	196,3 3	16,039	128,312
GRA5	293934	6612823	236	191,4 5	14,941	119,527
Punt5d	276530	6594151	157	194,9 8	15,730	110,111
COG5i3	325799	6554853	1236	110,0 6	3,140	100,480
COG2	334973	6552224	1643	108,5 4	3,019	96,618
PALOMA_PALQUId	312122	6594880	383	95,22	2,088	96,039
Mos1	347171	6590399	1320	125,6	4,556	95,669
Punt5	276501	6593971	154	184,3	13,421	93,950
Hurt7b	300658	6626137	387	134,4 2	5,516	88,251
COMB4	319684	6540721	1520	143,2 1	6,593	85,715

PALOMA_PALQUI	312197	6594837	383	91,01	1,838	84,550
Hurt5	310275	6632539	536	127,9 8	4,803	76,850
COG3	331938	6553093	1537	97,61	2,239	71,643
COG3b	331861	6553084	1551	97,12	2,207	70,635
COG4	328906	6553805	1369	97,11	2,207	70,614
VHE2c	306872	6541846	931	97,25	2,216	64,254
Pun1	285168	6582299	246	160,2 2	9,046	63,322
COG1i1	337085	6546518	1875	91,89	1,889	60,434
Hurt7i	300699	6626024	387	116,8 5	3,717	59,471
VHE2d	306890	6541912	930	94,35	2,035	59,001
Hurt6	304569	6627215	433	115,1 3	3,565	57,037
COG1d2	337172	6546492	1881	88,53	1,700	54,412
COG1d1	337155	6546539	1879	88,03	1,673	53,551
COMB5	319196	6541700	1467	118,8 5	3,899	50,687
VHE2i	306836	6541774	933	87,69	1,655	48,004
VHE3	304368	6544457	876	86,93	1,615	46,841
Hurt10	296642	6621020	1671	142,2	6,463	38,780
LIM2	291075	6611777	215	111,4 1	3,250	35,747
Punt10b	266847	6597662	103	130,5 7	5,082	35,574
LIM4d3	281531	6607939	162	99,71	2,377	26,150
Punt2	284115	6586072	218	114,1 9	3,483	24,384
LIM4d2	281970	6607246	159	93,02	1,955	21,502
Punt3	283364	6589822	201	108,3	3,001	21,004
COMB10	306308	6552806	795	86,1	1,572	20,438
LIM4d1	282070	6606846	158	91,31	1,855	20,407

Punt4	282532	6591214	188	107,0 1	2,901	20,307
LIM8i	269616	6608981	94	88,3	1,688	18,568
GUA6d	310586	6587086	432	52,88	0,398	18,311
LIM8d	270116	6609396	95	85,22	1,527	16,800
LIM3i	286754	6609741	194	81,55	1,349	14,840
COMB6	317764	6543221	1304	76,85	1,141	14,837
LIM3d	286994	6611287	199	80,61	1,306	14,363
COG7	309860	6561109	746	53,83	0,419	13,393
Punt7	273109	6593847	136	92,21	1,907	13,350
Hurt6b	302592	6627124	415	64,74	0,704	11,264
COG8	308873	6561819	724	49,58	0,332	10,623
LIM4i	282025	6606496	159	72,21	0,958	10,534
COMB9	309148	6549537	865	66,52	0,760	9,879
LIM11d	263605	6607316	63	64,65	0,701	7,714
Mos4i2	335652	6585741	842	51,22	0,364	7,641
LIM7	273486	6608109	114	63,14	0,656	7,217
Gra21	327288	6589389	638	50,07	0,341	7,167
LIM11i	263573	6606939	62	62,41	0,635	6,984
Gra22	327129	6590552	624	49,44	0,329	6,916
LIM10b	264293	6607589	66	61,82	0,618	6,800
Punt11	267050	6600119	79	72,14	0,955	6,685
Gra23	324364	6594899	562	48,57	0,313	6,579
Punt9i	268631	6595748	110	71,41	0,928	6,496
VHE1	310802	6536712	1098	43,06	0,223	6,471
LIM6	276574	6608587	129	60,31	0,577	6,342
LIM6	276574	6608587	129	60,31	0,577	6,342
LIM10	265231	6607478	66	60,18	0,573	6,304
LIM9	265765	6608875	73	59,5	0,555	6,105
Mos2	344967	6589620	1210	47,13	0,288	6,044
Punt9d	268656	6595786	110	69	0,842	5,897
QIG3	276385	6609064	130	66,83	0,770	5,390
COMB8	311973	6545037	1000	53,09	0,403	5,233

Punt6	274728	6592752	145	64,52	0,697	4,881
COMB11c	302789	6555851	737	50,31	0,346	4,497
COMB11d	302789	6555851	736	50,31	0,346	4,497
QIG2b	285018	6610826	197	62,28	0,631	4,418
Hurt4	313499	6633913	590	45,71	0,264	4,224
Gra25	321475	6597756	511	41,39	0,200	4,192
QIG2	288197	6613806	232	61,07	0,597	4,181
Hurt8	299061	6623554	344	62,8	0,646	3,877
QIG1	292045	6618890	274	58,07	0,518	3,628
LIM5	278424	6608339	140	48,06	0,304	3,345
Punt13	264861	6600242	69	55,88	0,465	3,255
LIM12	259734	6605655	43	47,12	0,288	3,164
EPQ1	261933	6600199	57	52,63	0,393	2,749
Punt14	261933	6600199	57	52,63	0,393	2,749
ECG1	303323	6562498	638	41,6	0,202	2,632
COMB7	314780	6543743	1138	39,72	0,178	2,310
ECG2	302945	6562723	635	35,33	0,128	1,661
Punt10	266988	6597522	109	42,83	0,220	1,539
LIM13i	257672	6604114	37	31,02	0,089	0,974
LIM13i2	257628	6604247	39	27,98	0,066	0,728
Mos3	340997	6587876	1024	22,21	0,035	0,725
LIM13i	257672	6604114	37	27,83	0,065	0,718
Hurt9	293534	6617596	261	33,72	0,112	0,672
EPQ2	258091	6602898	40	25,71	0,052	0,365
Punt15	258091	6602898	40	25,71	0,052	0,365
Punt12	265781	6600544	74	20,53	0,028	0,194
Gra24	322468	6596704	527	11,89	0,006	0,125
Punt8	269815	6595716	118	12,51	0,007	0,048

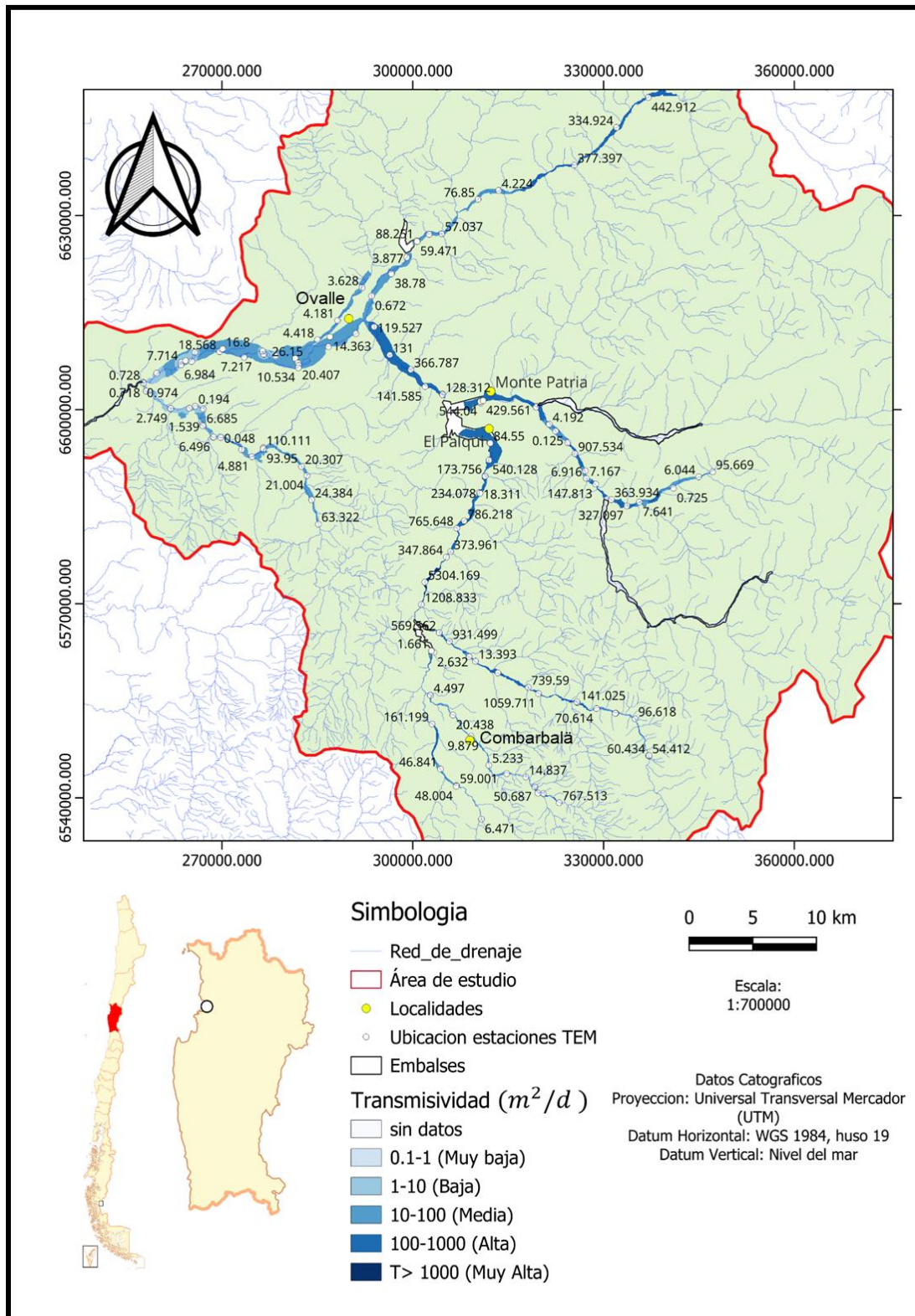


Figura E.1: Distribución de Texp calculada a partir de la relación empírica entre la conductividad hidráulica y la resistividad eléctrica para la cuenca del río Limarí.

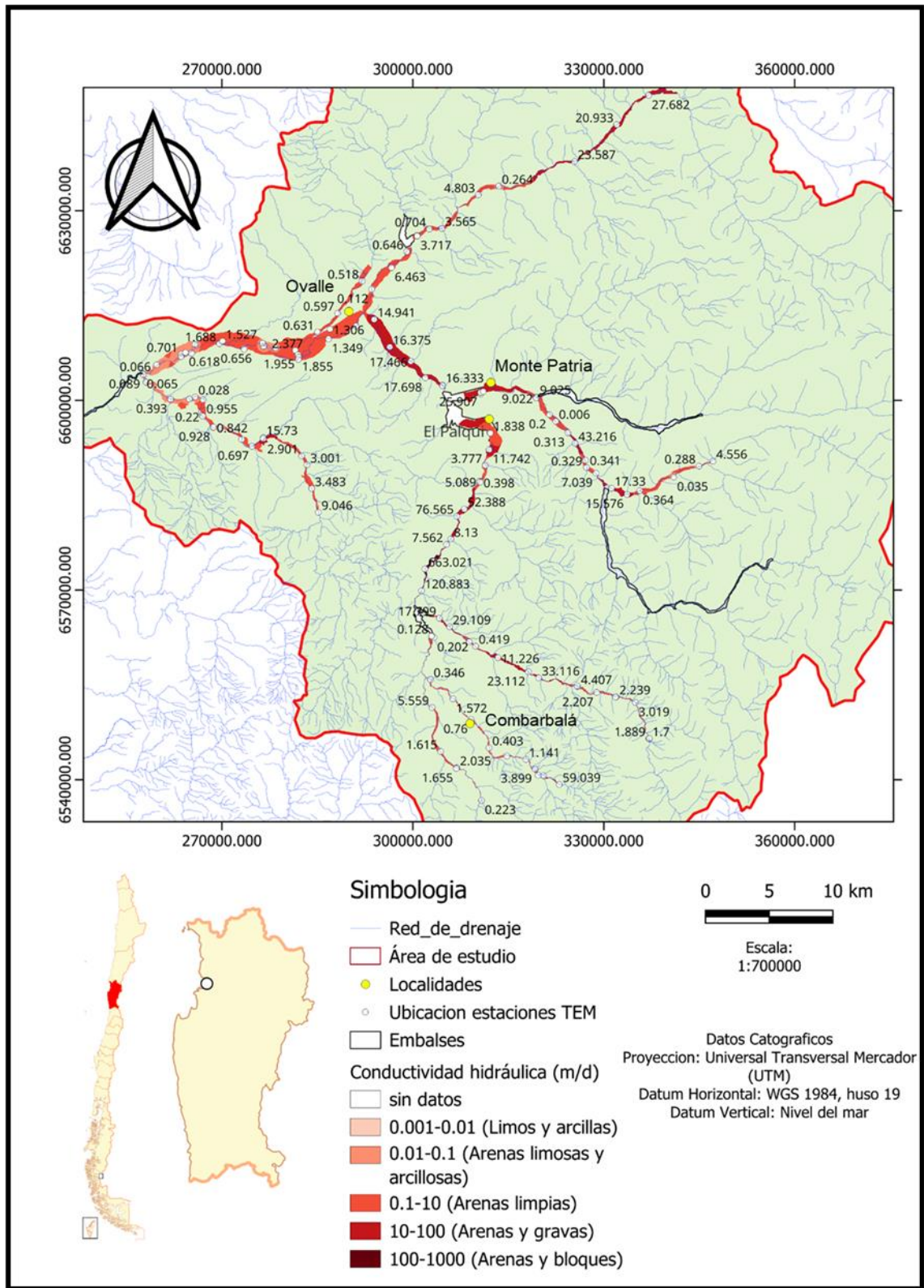


Figura E.2: Distribución de K_{exp} calculada a partir de la relación empírica entre la conductividad hidráulica y la resistividad eléctrica para la cuenca del río Limarí.