



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



**MODELAMIENTO Y CARACTERIZACIÓN DE LA
INTRUSIÓN SALINA EN UN ACUÍFERO COSTERO,
CHILE**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Joaquín Alonso Godoy Couchot

Profesor Patrocinante: MSc. Liubow Nickolaiвна
González Martínez.

Profesional Guía: MSc. Layto Enrique Dalannais
González.

Profesores Comisión: Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra
MSc. Abraham Elías González
Martínez.

Concepción, 2019



Cada final es el comienzo de un nuevo viaje; tal como el ciclo del agua y el ciclo de la

corteza terrestre.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	2
1.1.1 Objetivo general.....	2
1.1.2 Objetivos específicos	2
1.2 Ubicación	2
1.3 Agradecimientos	2
2 METODOLOGÍA	4
2.1 Metodología de trabajo	4
2.1.1 Recopilación y análisis de la información	4
2.1.2 Trabajos en terreno y análisis de laboratorio	5
2.1.3 Análisis de resultados.....	5
3 MARCO TEÓRICO	7
3.1 Isótopos estables	7
3.2 Balance hídrico	9
4 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	11
4.1 Geomorfología.....	11
4.2 Marco geológico regional	13
4.3 Marco geológico local.....	15
4.3.1 Unidades geológicas	18
5 HIDROLOGÍA	23
5.1 Consideraciones climáticas regionales.....	23
5.2 Análisis hidro-meteorológico.....	25
5.3 Balance hídrico y recarga.....	27
6 ANÁLISIS GEOFÍSICO	32
6.1 Secciones TRE	35
6.2 Sectores con señales de intrusión salina.....	45
7 HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	46
7.1 Catastro de pozos y derechos de agua.....	46
7.1.1 Pozo de observación.....	48

7.2	Parámetros hidráulicos	53
7.3	Unidades hidrogeológicas	58
7.4	Piezometría y direcciones de flujo	62
7.4.1	Historial de las extracciones.....	62
7.5	Caudal subterráneo y descarga.....	66
8	HIDROQUÍMICA	69
8.1.1	Origen de las sustancias disueltas en las aguas subterráneas	71
8.1.2	Evolución geoquímica de las aguas en los acuíferos	72
8.1.3	Acción de los fenómenos modificadores en zonas costeras.....	73
8.1.4	Relaciones entre iones disueltos e índices hidrogeoquímicos.....	73
8.1.5	Posición de la cuña salina	78
8.2	Caracterización fisicoquímica de las aguas.....	82
8.3	Tipos de agua y evolución química.....	86
8.4	Mapas de isoconcentración	90
8.5	Índices hidrogeoquímicos	95
8.6	Perfilaje multiparámetro vertical.....	98
8.7	Isotopía de las aguas	102
9	DISCUSIÓN	109
9.1	Esquema conceptual del modelo hidrogeológico.....	109
9.2	Implicancias hidrológicas e hidrogeológicas	109
9.3	Implicancias hidrogeoquímicas.....	110
9.4	Posición de la interfaz agua dulce – agua salada	112
10	CONCLUSIÓN	116
11	REFERENCIAS	118

INDICE DE FIGURAS

Figura	Página
3. 1. Efecto de la altitud en la composición en D y O-18 (Fuente: FCIHS, 2009).	8
3. 2. Relación entre O-18 y D en el agua de lluvia (Fuente: FCIHS, 2009).	9
4. 1. Mapa geomorfológico de la Región de Los Lagos con las principales unidades geomorfológicas definidas por Börgel, 1983 (Fuente: IGM, 2007).	12

4.	2.	Mapa geológico de la isla Grande de Chiloé (Fuente: SERNAGEOMIN-GORE, 2003).	13
4.	3.	Correlación estratigráfica realizada utilizando los antecedentes de construcción de los pozos. En la figura se muestra la estratigrafía de los pozos 18, 19 y 22.	19
4.	4.	Perfil longitudinal paralelo a la costa en el sector de estudio propuesto. Se observan las cinco unidades geológicas representativas para la localidad.	21
4.	5.	Perfil transversal paralelo a la costa en el sector de estudio propuesto. Se observan las cinco unidades geológicas representativas para la localidad.	22
5.	1.	Extensión territorial del clima templado lluvioso con influencia mediterránea (Fuente: DMC, 2008).	23
5.	2.	Mapa de isotermas a escala 1:1.000.000. En línea roja se destacan las isotermas expresadas en °C y en línea verde la evaporación de Tanque en mm/año (Fuente: DGA, 1988).	24
5.	3.	Mapa de isoyetas a escala 1:500.000. En línea violeta se destacan las precipitaciones medias anuales y en línea verde amarillenta se destaca la evapotranspiración (Fuente: DGA, 1988).	25
5.	4.	Esquema conceptual del balance hidrológico natural en la zona de estudio.	31
6.	1.	Perfil de tomografía eléctrica que caracteriza capas de finos y arenas en un terreno que se desliza sobre calizas. Al igual que otros perfiles, la resistividad aumenta con el tamaño de grano. (Fuente: FCIHS, 2009).	34
6.	2.	Trazado de perfiles geofísicos en zona costera en torno al área de los pozos de bombeo.	35
6.	3.	Perfil de resistividad K1 ubicado al sur de la zona de estudio y de forma perpendicular a la costa.	37
6.	4.	Perfil de resistividad J2 dispuesto en forma perpendicular a la costa. Se muestra una zona de baja a muy baja resistividad asociada a la presencia de un fluido muy conductor.	38
6.	5.	Perfil G2 perpendicular a la costa que muestra una zona de baja a muy baja resistividad por sobre la cual se encuentran construidas diferentes captaciones.	39
6.	6.	Perfil de resistividad G1 ubicado en el extremo norte del área de estudio. Se evidencia una zona de muy alta conductividad que se desplaza por debajo de las captaciones de agua.	40
6.	7.	Perfil de resistividad G3 dispuesto de forma paralela a la costa. Se evidencia que todos los pozos en el perfil están inmersos en una zona con muy bajas resistividades que penetra hacia el interior del continente y a lo largo de la costa.	41
6.	8.	Perfil de resistividad J1 dispuesto en forma paralela a la costa. Se tiene en el perfil la proyección del Pozo 20 sobre el trazado en terreno.	42

6.	9.	Perfil de resistividad K2 dispuesto en forma paralela a la costa. A diferencia del perfil G3, no se tiene evidencias de una zona de baja resistividad.	43
7.	1.	Distribución espacial de los pozos en el área de estudio propuesta.	46
7.	2.	Esquema de construcción del Pozo de Observación aguas abajo del Pozo 18.	51
7.	3.	Prueba de bombeo a gasto constante y recuperación del Pozo 18.	52
7.	4.	Niveles del Pozo de Observación durante el bombeo de gasto constante y recuperación del Pozo 18.	53
7.	5.	Gráfica de análisis para el abatimiento del Pozo 19 utilizando el método de Cooper & Jacob.	54
7.	6.	Gráfica de la recuperación del Pozo 22 de acuerdo con el análisis de Recuperación de Theis.	54
7.	7.	Contraste entre los parámetros hidráulicos estimados en el Pozo 18 y en el Pozo de Observación durante la prueba de bombeo. Se utilizó la curva de Theis para interpretar el abatimiento.	56
7.	8.	Permeabilidades en el acuífero dentro de la zona de estudio de acuerdo con los parámetros hidráulicos obtenidos.	57
7.	9.	Perfil esquemático que muestra la ubicación de los pozos 13, 14 y 21 junto con su profundidad. Las cribas se encuentran en la unidad 4. Además, se encuentra representado el nivel freático medido. Este perfil se basa en la interpretación geológica del perfil geofísico G1 (Figura 6.1), más la estratigrafía de los pozos.	59
7.	10.	Representación esquemática general de las unidades hidrogeológicas en el sector de estudio para un perfil de trazado idéntico al del perfil longitudinal de la Figura 4.4. Cabe señalar que la Unidad Q corresponde a la unidad saturada en agua, es decir, corresponde al acuífero del sector propuesto.	60
7.	11.	Clasificación de los materiales sedimentarios según su permeabilidad (Custodio y Llamas, 1983).	61
7.	12.	Mapa de curvas isofreáticas para el sector propuesto. Las curvas se encuentran trazadas cada 1 metro. Con flechas de color violeta se encuentra trazada la dirección y sentido de flujo subterráneo.	65
7.	13.	Cuencas definidas para el área de estudio. Los pozos en dicho sector se distribuyen entre la cuenca 16 y la cuenca 12.	66
7.	14.	Piezometría para las cuencas involucradas en el balance hidrogeológico, según la cual, se tiene un flujo subterráneo del orden de 106 l/s.	67
8.	1.	Cuña salina en un acuífero costero (Fuente: FCIHS, 2009).	76

8.	2.	Formación de domos salinos por ascensos localizados en el pozo de extracción (Fuente: FCIHS, 2009).	77
8.	3.	Equilibrio alcanzado entre agua dulce y agua salada en una zona costera de acuerdo con los supuestos básicos de Ghijben-Herzberg (Fuente: FCIHS, 2009).	79
8.	4.	Variación en las condiciones del acuífero cercanas a la costa según el análisis de Hubbert, (Fuente: FCIHS, 2009).	80
8.	5.	Esquema de la situación de un pozo bombeando cerca de la costa. En esta sección perpendicular a la costa se observa la penetración progresiva de la cuña a través del tiempo t (Fuente: FCHIS, 2009).	82
8.	6.	Ubicación de los pozos desde donde se obtienen las muestras de agua subterránea. Además, se presenta la ubicación desde donde fueron tomadas las muestras de agua del mar.	83
8.	7.	Tipos de agua deducidas de un diagrama triangular de <i>Piper</i> . (Fuente: Custodio y Llamas, 1996).	86
8.	8.	Diagrama de <i>Piper</i> obtenido para las muestras de agua recolectadas. Cada pozo se encuentra identificado con la letra "P" seguido del número que tiene asignado (Ejemplo: el Pozo 20 se encuentra en la figura como P20).	87
8.	9.	Diagrama de columnas verticales logarítmicas o <i>Schöeller-Berkaloff</i> para el análisis de agua de los pozos y el agua del mar.	89
8.	10.	Esquema del intercambio catiónico que ocurre entre las aguas subterráneas y algunas arcillas (Fuente: Sánchez, 2012).	90
8.	11.	Líneas de isoconcentración para el ion cloruro en mg/L para el área de estudio.	91
8.	12.	Líneas de isoconcentración para el ion magnesio en mg/L para el área de estudio propuesta.	92
8.	13.	Líneas de isoconcentración para el ion sodio en mg/L para el área de estudio propuesta.	93
8.	14.	Líneas de isoconcentración para el ion bromuro en mg/L para el sector de estudio propuesto.	94
8.	15.	Líneas de isoconcentración en mg/L para el total de sólidos disueltos en el área de estudio propuesta.	95
8.	16.	Perfilaje de conductividad eléctrica en el Pozo 15 y el Pozo 18.	100
8.	17.	Perfilaje de conductividad en el Pozo 13.	101
8.	18.	Perfilaje de conductividad eléctrica en Pozo 16 y en Pozo 17.	102
8.	19.	Procesos que modifican la relación D/O-18 en el agua subterránea respecto a la lluvia que ocasiona la recarga. (Fuente: FCHIS, 2009).	104

8.	20.	Gráfica de $\delta^{18}O\%$ vs $\delta D\%$ para el contenido isotópico obtenido en los pozos de la zona de estudio.	105
8.	21.	Línea Meteórica Mundial frente a la línea de aguas obtenida de la marca isotópica de los pozos de la zona de estudio propuesta.	106
8.	22.	Representación gráfica de los valores isotópicos de precipitación registrados para la ciudad de Puerto Montt, conformando la Línea Meteórica Local tomando los valores de precipitaciones presentados por la Cchen desde 2006 hasta 2010.	108
9.	1.	Esquema conceptual del modelo hidrogeológico definido a través de la aplicación de la metodología expuestas en este trabajo. Se resumen los valores de entrada del sistema, la salida y la posición relativa de la cuña salina en el sector.	109
9.	2.	Ubicación de los perfiles de detalle realizados para caracterizar la geometría de la cuña salina en profundidad.	112
9.	3.	Perfil de detalle D1 en donde me muestra la posición de la zona de interfaz en un achurado rojo. Las zonas sin achurado rojo bajo la línea del nivel freático corresponden a zonas con agua dulce. Los pozos se encuentran proyectados sobre el plano del perfil. Los pozos 13 y 14 se muestran influenciados por la cuña salina.	114
9.	4.	Perfil de detalle D2. Los pozos se encuentran proyectados sobre el plano del perfil. Los pozos 19 y 22 se encuentran los suficientemente alejados de la cuña para no presentar anomalías en su calidad de agua, no así el Pozo 18, que sufre problemas de salinización.	115

INDICE DE TABLAS

Tabla	Página	
5. 1.	Precipitaciones medias registradas en distintos períodos de tiempo para cada una de las estaciones meteorológicas escogidas.	26
5. 2.	Precipitaciones extendidas para cada una de las estaciones meteorológicas utilizadas.	26
5. 3.	Datos meteorológicos para un grupo de estaciones seleccionadas.	27
5. 4.	Valores para las diferentes variables del balance hídrico en cada una de las cuencas en el área de estudio.	30
7. 1.	Información levantada respecto a los 12 pozos del sector durante las campañas.	47
7. 2.	Secuencia estratigráfica generada a partir de las muestras recuperadas.	49
7. 3.	Habilitación del Pozo de Observación.	50

7.	4.	Parámetros hidráulicos obtenidos para el sector de estudio según los antecedentes de las pruebas de bombeo.	55
7.	5.	Valores de transmisividad y permeabilidad para cada una de las unidades hidrogeológicas.	61
7.	6.	Evolución de los niveles estáticos en el acuífero del sector de estudio propuesto.	63
7.	7.	Cotas de terreno y piezometría calculada para los pozos cuyos niveles actuales fueron posibles de registrar.	64
8.	1.	Resultados del análisis químico efectuado a las aguas de los pozos y al agua del mar de la zona de estudio. Los valores se presentan en mg/L.	84
8.	2.	Parámetros hidroquímicos analizados expresados en meq/L.	85
8.	3.	Índices hidrogeoquímicos calculados según razones en miliequivalentes por litro.	96
8.	4.	Contenido isotópico de las muestras de agua de 5 pozos en el sector de estudio, incluida una muestra de agua del mar.	105
8.	5.	Valores de Deuterio y O-18 para las precipitaciones en Puerto Montt (Fuente: INE, 2010).	107

INDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
4. 1. Acantilado costero de 15 m de altura en la zona de estudio.	16
4. 2. Gravas en contacto erosivo por sobre arenas finas observadas en una de las paredes de los acantilados.	17
4. 3. Gravas clastosoportadas con algunos niveles de arena media a fina.	17
4. 4. Niveles de arena media a gruesa en sucesión de gravas medias aflorando en un sector costero.	18
7. 1. Muestras de <i>cutting</i> recuperadas cada 1 m de la perforación del Pozo de Observación.	48
7. 2. Muestra de arena gruesa recuperada a los 70 m de profundidad.	49

RESUMEN

La problemática de intrusión salina en acuíferos costeros ha ido en aumento a través del tiempo. Esto se encuentra relacionado con el incremento sostenido de la demanda de agua para consumo y uso industrial en las regiones costeras. Determinar metodologías simples y de uso rápido para caracterizar estos escenarios es un desafío constante a nivel global dado que se hace necesaria la gestión planificada del recurso hídrico en instancias con cada vez menos disponibilidad de agua dulce.

Este trabajo presenta una metodología sistemática para abordar los problemas de intrusión salina con un ejemplo práctico aplicado en una localidad ficticia en Chile. La metodología expuesta consta de aplicar una serie de pasos que permiten abordar desde sus distintas aristas la problemática en cuestión.

El primer paso dentro de esta metodología consiste en el estudio de la geología del área de interés, desde su configuración regional y local, con el fin de definir las unidades geológicas con un potencial interesante para formar acuíferos. Luego se cuenta con el análisis hidrológico de la zona abarcada, cuya importancia radica en la valorización del aporte de agua que puede entrar al sistema. El siguiente paso es el análisis del subsuelo por medio de técnicas geofísicas para determinar la posición del nivel freático, precisar la litología en profundidad y detectar zonas con alta conductividad eléctrica. El tercer paso es realizar un análisis de las captaciones de agua existentes para conocer los niveles de profundidad exactos a los que se encuentra la superficie freática, determinar la profundidad de las cribas, conocer en detalle la estratigrafía y estimar los parámetros hidráulicos que rigen el funcionamiento del acuífero. Posteriormente, el análisis hidroquímico supondrá una mejor caracterización de la naturaleza de las aguas y de la magnitud de la intrusión salina. Finalmente, en el análisis hidrogeológico, se definen las unidades hidrogeológicas y los caudales de escorrentía subterránea.

En el ejemplo práctico en torno a esta metodología se dan a conocer valores generales típicos en estos escenarios y se refuerza el análisis que debe realizarse para modelar conceptualmente un acuífero costero.

1 INTRODUCCIÓN

El 40% de la población mundial vive a menos de 100 km de la línea de costa (Delft Institute of Water Education, 2018). Con una demografía en rápido crecimiento, la presión por el uso del recurso hídrico costero, especialmente de agua subterránea, se ve notoriamente incrementada para sustentar el consumo humano y las actividades productivas.

Los acuíferos costeros requieren de una gestión planificada en su explotación debido a que presentan un mayor grado de vulnerabilidad a la calidad de sus aguas como consecuencia de demandas intensas. Debido a la explotación vinculada a la agricultura, industria, procesos de demanda urbana y turísticos, se intensifica el fenómeno de salinización del agua subterránea que se da de forma natural en zonas de contacto con el mar (Molina, 2005).

El fenómeno de intrusión salina representa una significativa importancia a nivel mundial, lo que ha impulsado el desarrollo de metodologías de análisis y modelos para la interpretación del fenómeno en conjunto con tecnologías y protocolos de observación, control y prevención del problema. Tales aspectos han sido objeto de estudio en diversos países, tales como España, México, China, Vietnam, Mozambique, Australia, Holanda y los países del Mediterráneo. El cambio climático puede agravar aún más el problema de la intrusión salina a través del aumento del nivel del mar y la prolongación de temporadas de sequía (Delf Institute of Water Education, 2018).

Esta situación es de relevante análisis en un país como Chile dado que dispone de una extensa longitud costera en su territorio, la que contiene una cantidad no menor de asentamientos urbanos de importancia y un aumento en la demanda del recurso hídrico debido a las nuevas y crecientes exigencias de abastecimiento.

El manejo efectivo de las aguas subterráneas como recurso en zonas costeras es, en consecuencia, crítico para el desarrollo sustentable de las ciudades y de sus actividades económicas. De allí es que surge la necesidad de implementar metodologías y estrategias de control, monitoreo, adaptación y mitigación para hacer frente a los problemas de intrusión salina en zonas costeras, teniendo en consideración los aspectos socioeconómicos del lugar, el tipo de demanda y la hidrogeología base sobre la cual se sustenta el recurso.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Presentar una metodología para la generación de un modelo hidrogeológico conceptual que permita conocer el comportamiento de un sistema acuífero en una zona costera con intrusión salina a través de un ejemplo práctico.

1.1.2 Objetivos específicos

- i. Definir y caracterizar las unidades geológicas e hidrogeológicas de un sector.
- ii. Determinar la hidrología del sistema.
- iii. Analizar la piezometría de las captaciones.
- iv. Analizar e interpretar la hidroquímica de las aguas.
- v. Estimar las propiedades hidráulicas del acuífero.
- vi. Reconocer las zonas de recarga, descarga y direcciones de flujo del sistema subterráneo.
- vii. Determinar la zona de interfaz agua dulce-agua salina.

1.2 Ubicación

La metodología de trabajo que se entrega en este estudio implica una localidad costera ficticia dentro del territorio costero chileno.

1.3 Agradecimientos

Esta Memoria de Título rinde sus frutos gracias al apoyo, confianza, guía y consejo de Don Layto Dalannais, Gerente General de Aquist Hidrogeológica. Su experiencia, conocimientos y orientación fueron claves en mi proceso de formación profesional y en el desarrollo de este trabajo.

La tutela y orientación de la Sra. Liubow Nickolaiвна González dieron forma y estructura a los capítulos presentados. Agradezco su paciencia y voluntad.

Parte importante de mi formación académica y profesional en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción proviene de las enseñanzas de Don Arturo Quinzio, quien a través de metodologías prácticas fue moldeando mi formación científica y humana. De igual forma, destaco la guía y apoyo de Don Abraham González y de Don Ramiro Bonilla, quienes se mostraron siempre dispuestos a enseñarme y guiarme durante gran parte de mis años de estudio.

Los comentarios y consejos de Héctor Maya, Nuria Navazo, Tomás Aldunate, Aníbal Anavalón y Jeannette Morgenstern ayudaron a mejorar y simplificar la forma de presentar este trabajo. Por su paciencia y apoyo, muchas gracias. De igual forma, agradezco a Pedro Simunovic por sus enseñanzas, confianza y guía en el ámbito laboral y personal, su trayecto representa un modelo de profesional de éxito a seguir.

Agradezco el apoyo en la edición de este trabajo a mis dos grandes amigos y futuros colegas, Maximiliano Conejeros y Rodrigo Orrego. Su compañía y la experiencia compartida en esta vida son invaluable.

Durante los seis años de mi formación académica conté con la ayuda reiterada de innumerables compañeros de estudio dentro del departamento. Dentro de ellos, Enrique Crisóstomo, Sebastián Cabrera, Claudio Schultz, Enzo Farías y muchos más. A todos ustedes, muchas gracias. Agradezco también a Valentina Espinoza por su amistad, paciencia, enseñanza y guía.

Agradezco de corazón el apoyo incondicional de toda mi familia. A mi madre Sara Couchot, a mi padre Jadhriel Godoy, a mi Tía Carla Couchot, a mi Tata y a mi abuela, a mis tíos Francisco Couchot y Ximena Couchot, a mi tío abuelo Francisco Fernández, a mi bisabuelo Noveno Fernández, a mi hermano Mathías y a todos mis primos. Los amo.

Finalmente, agradezco a Dios, que está en todo y en todos.

2 METODOLOGÍA

El fin de un estudio hidrogeológico es conocer de la manera más detallada posible el comportamiento del recurso hídrico subterráneo y evaluar sus posibilidades de explotación de forma sustentable. Esto aborda aspectos como el movimiento de las aguas, sus propiedades físicas y químicas, el estudio de su origen dentro del ciclo hidrológico y su interacción con el medio. Todo esto a través de una metodología de trabajo específica de levantamiento de la información.

2.1 Metodología de trabajo

La metodología de trabajo se divide en las siguientes etapas: recopilación y análisis de la información existente, trabajos en terreno, análisis químicos en laboratorio y análisis e interpretación de resultados.

2.1.1 Recopilación y análisis de la información

- Se revisa la información geológica disponible para el sector con énfasis en las unidades que podrían experimentar una recarga, almacenar y transmitir agua subterránea de acuerdo con los antecedentes disponibles en trabajos anteriores y las cartas geológicas del SERNAGEOMIN.
- Se analizan los datos hidrometeorológicos históricos del sector, disponibles en la base de datos de la Dirección General de Aguas (DGA), con objeto de estimar la recarga en la zona del proyecto. Con el uso de imágenes satelitales (Landsat y Google Earth), se identifican posibles cursos de agua superficial, los que posteriormente son verificados o desestimados en terreno.
- Se realiza un catastro de los derechos de agua constituidos en el sector y de las captaciones de agua subterránea junto con las pruebas de bombeo disponibles en cada una de ellas.
- Se estiman las secciones geofísicas que resulten de utilidad para realizar los perfiles de resistividad, según la distribución de las captaciones subterráneas con relación a la línea de costa dentro del sector de interés.

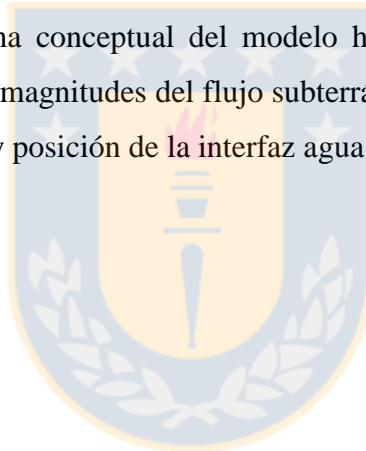
2.1.2 Trabajos en terreno y análisis de laboratorio

- Las campañas en terreno son fundamentales para la identificación de la geología, de forma superficial a través de los cortes en caminos y acantilados costeros en conjunto con la visita a las captaciones para comprobar su estado y medir los niveles estáticos y dinámicos, esto último en caso de encontrarse bombeando.
- Se ejecutan perfiles geofísicos en los sectores determinados de mayor interés y se construyen pozos de observación para la realización de pruebas de bombeo con el fin de obtener parámetros hidráulicos actualizados para el acuífero.
- Se realizan perfilajes verticales multiparamétricos en los pozos para determinar cambios en la conductividad al interior de las captaciones según la profundidad dentro de la columna de agua.
- Se toman muestras de agua para análisis químico e isotópico y se toman muestras de agua del mar de la costa más cercana a la zona de ubicación de los pozos para contrastar los análisis. Las muestras de agua se envían a analizar químicamente a un laboratorio certificado con el fin de determinar las concentraciones de iones disueltos. La determinación de los isótopos estables (δD y $\delta^{18}O$) se efectúa en el laboratorio de isotopía perteneciente a la Universidad Andrés Bello, sede Viña del Mar.

2.1.3 Análisis de resultados

- Con los datos de terreno y la información de construcción de los pozos, se realizan columnas estratigráficas y perfiles geológicos con énfasis en la definición de unidades geológicas relevantes para el estudio hidrogeológico.
- Se realiza la interpretación de los ensayos de bombeo registrados con el fin de determinar los parámetros hidráulicos del acuífero.
- Se estima el tipo y zona de recarga para el sistema de acuerdo con la información hidrológica, los resultados isotópicos obtenidos y comprobaciones en terreno.

- Se determina el flujo subterráneo de agua en el sector de explotación y la descarga del sistema de acuerdo con la piezometría de los pozos, la ley de Darcy y el conocimiento de la magnitud de las extracciones de agua.
- Los resultados de los análisis químicos de las aguas subterráneas son tabulados y graficados utilizando diversos métodos para explicar el origen de los distintos iones (diagramas de *Piper* y *Schöeller*, junto con mapas de isoconcentración). Además, se calculan los índices hidrogeoquímicos de interés para distintos elementos.
- Se determina la distribución y profundidad de la cuña salina en el acuífero de acuerdo con los perfiles geofísicos de resistividad eléctrica y el perfilaje de conductividad eléctrica realizado en los pozos.
- Se presenta un esquema conceptual del modelo hidrológico operante en la zona de estudio, destacando las magnitudes del flujo subterráneo, la descarga artificial y la recarga junto con la ubicación y posición de la interfaz agua dulce-agua salada.



3 MARCO TEÓRICO

Dentro de este capítulo se exponen las bases sobre las cuales se aplican las distintas metodologías señaladas a lo largo de este trabajo. Estas bases, que conforman el marco teórico de este estudio, se detallan en los siguientes subcapítulos.

3.1 Isótopos estables

Existen pequeñas diferencias de composición isotópica entre el oxígeno y el hidrógeno del agua del mar, la humedad atmosférica y del agua subterránea.

Las variaciones isotópicas de deuterio y O-18 se miden como desviaciones respecto a un estándar llamado “Estándar de Agua Oceánica Media” o SMOW, por sus siglas en inglés (*Standard Mean Ocean Water*). Si A es la concentración en deuterio o en O-18 de la muestra, expresada en D/H o en O-18/O-16, entonces:

$$\delta = \frac{A_{\text{muestra}} - A_{\text{SMOW}}}{A_{\text{SMOW}}}$$

δ se puede expresar en ‰. Es corriente designar como ligeras las muestras con valores muy negativos de δ ($\delta^{\text{D}} < -14\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} < -3\text{‰}$), y como pesadas las que tienen valores de δ poco negativos o positivos ($\delta^{\text{D}} > -14\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} > -3\text{‰}$) (FCIHS, 2009).

Los procesos que llevan naturalmente al fraccionamiento isotópico del hidrógeno y del oxígeno del agua se producen fundamentalmente en los procesos de evaporación y condensación, aunque también pueden colaborar otros fenómenos de tipo de difusión térmica, biológicos, etc (Custodio y Llamas, 1996).

El contenido de D y O-18 se encuentra afectado por:

- a) Distancia al mar: El vapor generado tiene δ ligeramente negativo ($\delta^{\text{D}} \approx -10\text{‰}$) y va disminuyendo a medida que penetra en las áreas continentales. La lluvia generada es tanto más ligera (menor δ) cuanto más lejos del mar.
- b) Temperatura: En zonas frías se produce un vapor más ligero (menor δ) que, en zonas más cálidas, aunque existe una notable dependencia de las situaciones y de las condiciones

climáticas locales. El valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ varía según $\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0,7 \cdot t_a (\text{°C}) - 13,9$; siendo t_a la temperatura media anual, lo que conduce a una disminución de 0,5‰/grado de latitud, aunque esta relación tiene notables excepciones (Oeschger y Tongiorgi, 1970, en Custodio y Llamas, 1996).

- c) Altitud: La disminución de temperatura con la altitud hace que en una cierta región con lluvias de zonas topográficamente altas sea más ligera que la de zonas topográficamente más bajas (Figura 3.1). En condiciones geográficas apropiadas se puede llegar a establecer una relación entre la composición isotópica y la altitud.

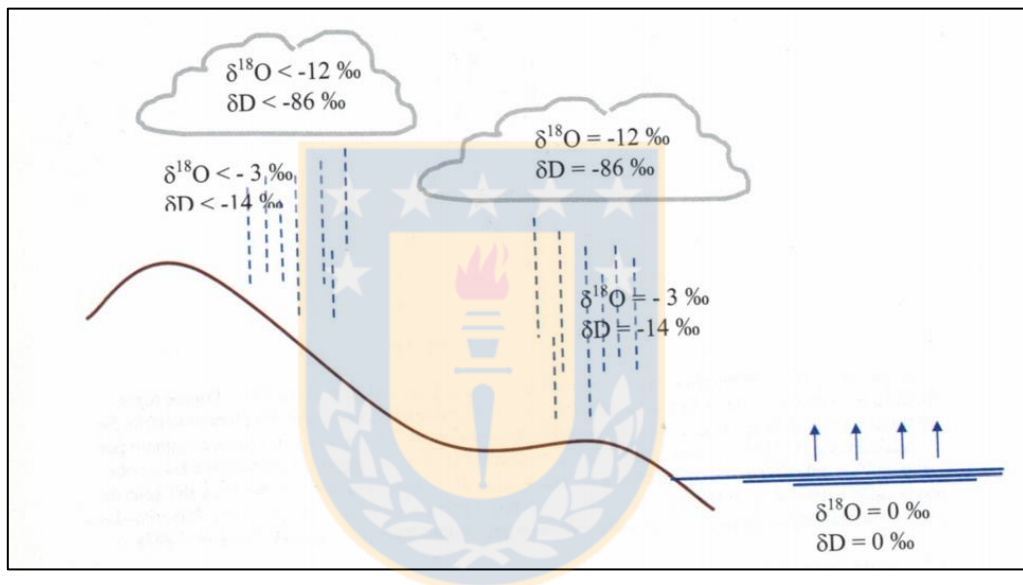


Figura 3.1. Efecto de la altitud en la composición en D y O-18 (Fuente: FCIHS, 2009).

- d) Intercambio isotópico: Durante la precipitación en regiones húmedas las gotas de lluvia pueden sufrir un intercambio isotópico con la humedad ambiental si su composición isotópica es diferente. Este efecto solo tiene importancia en lluvias de pequeña intensidad.

Debido a los efectos antes comentados, la lluvia de cada lugar suele mostrar variaciones estacionales y de más largo plazo. No obstante, en 1961 Craig tomó muestras de agua de lluvia en todo el mundo (Craig, 1961, en FCIHS, 2009), las dibujó en un gráfico δD vs $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 3.2), y observó que la dispersión de la mayor parte de los valores no era muy grande y que se ubicaban a lo largo de una recta cuya ecuación es:

$$\delta D = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$$

A dicha recta se le llama “Línea Meteorica Mundial”. En muchos estudios es interesante considerar además de los valores de D y O-18 la relación D/O-18. Ello se realiza en un gráfico en el que se representan los valores de O-18 en función de los correspondientes al D. Este análisis se basa en condiciones de equilibrio, de modo que los puntos representativos quedan sobre una línea (Figura 3.2).

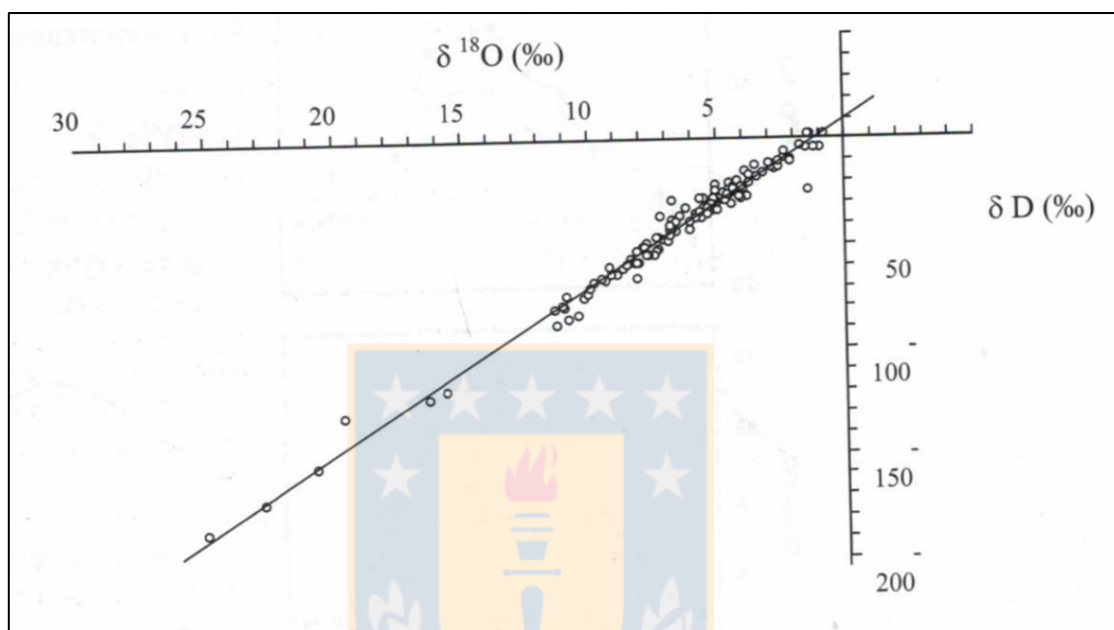


Figura 3.2. Relación entre O-18 y D en el agua de lluvia (Fuente: FCIHS, 2009).

En lugares con abundante vegetación, el agua infiltrada es devuelta parcialmente a la atmósfera por evapotranspiración, pero ello no supone un fraccionamiento importante ya que las plantas toman agua del suelo casi sin alteración isotópica y la evaporan totalmente (Custodio y Llamas, 1996). Así pues, el agua subterránea tiene una composición isotópica igual o a lo más ligeramente superior que la infiltración local.

3.2 Balance hídrico

Para la determinación de la recarga del sistema acuífero se utiliza la metodología de “balance hídrico”. En esta metodología la recarga corresponde a un porcentaje de la precipitación total caída sobre la cuenca hidrológica, en la que su dominio espacial y temporal está vinculado a una unidad hidrográfica e hidrogeológica cuyas variables representan un período de largo plazo.

Este método aplica el principio de conservación de la masa, aunque en este caso se calcula en volumen ya que para efectos de este balance las densidades pueden considerarse constantes. Se establece que la diferencia entre las entradas y salidas del sistema que se ha definido es igual a la variación de almacenamiento, es decir, debe existir una igualdad entre las entradas menos las salidas y las variaciones de agua almacenadas en el sistema, positivas o negativas (FCIHS, 2009). De esta forma, un balance hídrico siempre responderá a una ecuación del tipo:

$$\textit{Entradas} - \textit{Salidas} = \textit{Variación del almacenamiento} \pm \textit{error}$$



4 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este capítulo se presentan todos los antecedentes que deben ser recopilados y estudiados para caracterizar la componente geológica de una zona de interés con miras en el entendimiento hidrogeológico del sistema. Para ejemplificar de forma práctica lo anterior, se utiliza una localidad ficticia y se entrega un contexto geológico aleatorio que convenga al caso. Así, la localidad propuesta para este ejemplo práctico corresponde a un área costera dentro de la Región de Los Lagos.

4.1 Geomorfología

La determinación de la geomorfología del sector de estudio es una primera etapa importante a la hora de trazar las posibles direcciones del flujo subterráneo, la estimación previa de los límites hidrográficos y para una planificación en terreno de los puntos a visitar teniendo en cuenta el relieve.

Si se toma como referencia la zona sur de Chile, se tienen tres unidades fisiográficas principales. Estas son, de este a oeste, la Cordillera de los Andes, el Valle Central y la Cordillera de la Costa. El Valle Central corresponde a una franja con orientación N-S comprendida entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de los Andes. Se extiende desde la latitud de Santiago ($33^{\circ}00'S$) hasta la Península de Taitao ($46^{\circ}30'S$) y se encuentra total o parcialmente sumergida desde la latitud de Puerto Montt ($41^{\circ}30'S$).

En la Región de Los Lagos la Cordillera de los Andes se encuentra sectorizada en tres áreas geomorfológicas distintivas de acuerdo con Börgel, 1983 (Figura 4.1). Una de ellas es la cordillera volcánica activa, dispuesta en una franja N-S ubicada en el extremo superior oriental de la región. Bajo esta franja volcánica se encuentra la Cordillera Patagónica, en cuyo sector oriental se caracteriza por contener lagos y ríos de control tectónico, mientras que en el sector occidental presenta fiordos y ríos de la misma naturaleza de control.

La Cordillera de la Costa hacia el sector suroccidental de la región se encuentra afectada por una tectónica de hundimiento, lo que se ve reflejado en altitudes menores frente a la porción de esta ubicada hacia el norte.

El Valle Central, tal como se mencionó, se encuentra sumergido desde la porción media de su extensión hacia el sur, con pequeños afloramientos que se traducen en la aparición de islas. Otro rasgo distintivo en el sector es la Planicie marina y/o fluvio marina que se dispone al sur de la porción emergida del Valle Central y al este de la Cordillera de la Costa. El Valle Central está marcado por extensas superficies de sedimentación que con altitudes medias entre 20 - 30 m s.n.m. y cotas que no suelen superar los 100 m s.n.m. Las zonas costeras se caracterizan por poseer pequeños acantilados que pueden llegar a alturas de 15 – 30 m.

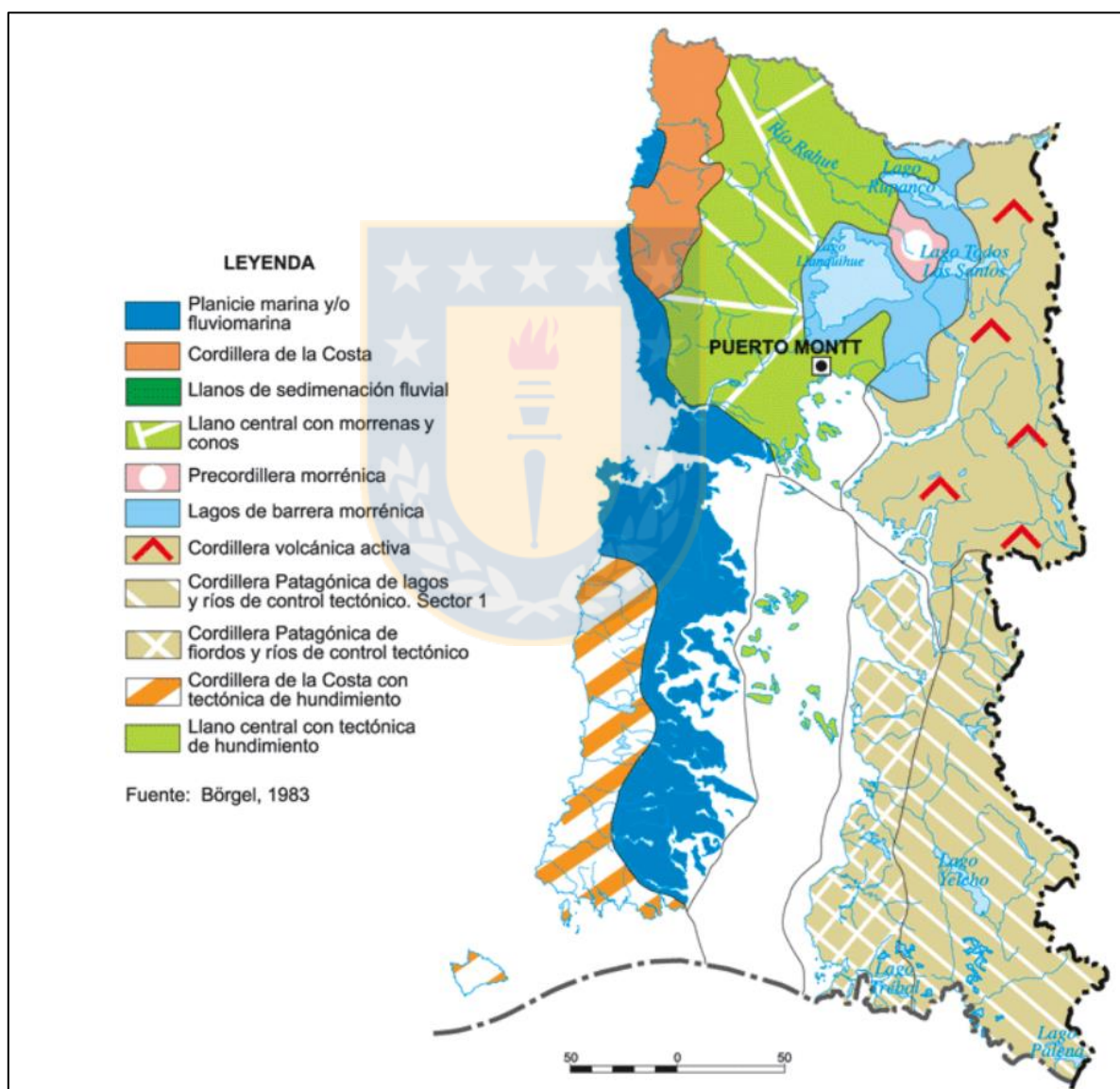


Figura 4.1. Mapa geomorfológico de la Región de Los Lagos con las principales unidades geomorfológicas definidas por Börgel, 1983 (Fuente: IGM, 2007).

4.2 Marco geológico regional

Tomando como referencia regional la isla Grande de Chiloé, situada en la parte centro-sur de Chile, se reconoce una disposición estructural dividida en tres segmentos (Figura 4.3), con rasgos morfológicos, geológicos y estructurales distintivos (Muñoz *et al.*, 1999).

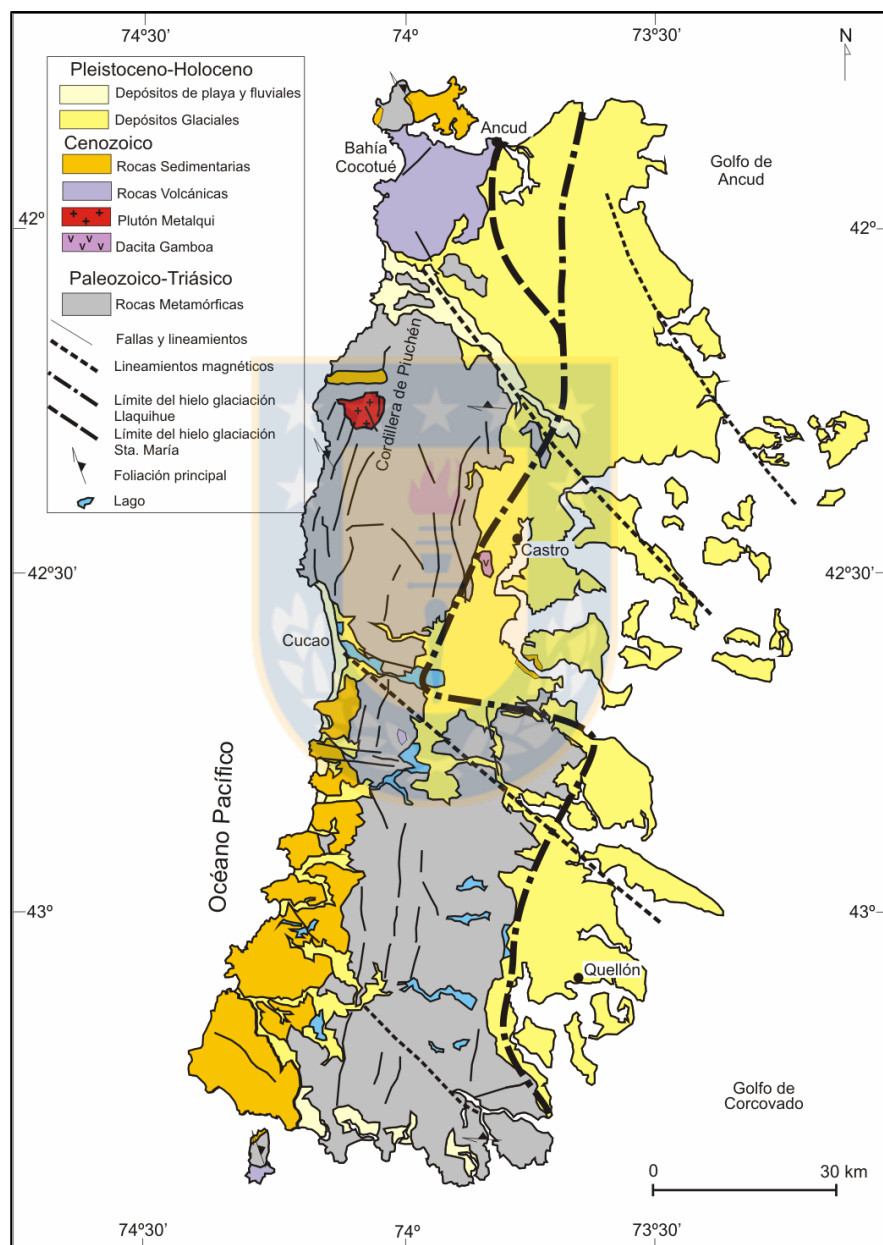


Figura 4.2. Mapa geológico de la isla Grande de Chiloé (SERNAGEOMIN-GORE, 2003).

Las rocas más antiguas corresponden al basamento metamórfico de edad Paleozoico-Triásico, dispuesto en una franja norte-sur entre los otros dos segmentos existentes. Este basamento se compone de metapelitas, metabasitas y metachert con protolitos desde el Devónico al Triásico y metamorfismo desde Pérmico al Jurásico. En la isla, se distinguen principalmente esquistos pelíticos asociados al Complejo Metamórfico Bahía Mansa. Este Complejo se encuentra intruido por granitoides del Plutón Metalqui (SERNAGEOMIN-GORE, 2003), de edad Eocena, en una pequeña porción dentro del cuadrante NW de la isla. Este basamento paleozoico se encuentra parcialmente cubierto hacia el oeste por secuencias y centros volcánicos básicos asociados al Complejo Volcánico Ancud, de edad comprendida entre el Oligoceno y el Mioceno, así como por secuencias sedimentarias marinas transgresivas compuestas por areniscas, fangolitas, tufitas y calizas asociadas a la Formación Lacui, del Mioceno (Valenzuela, 1982). Hacia el este, el basamento metamórfico se encuentra cubierto por sedimentos glaciales y fluvioglaciales, ampliamente desarrollados en dicho sector² de la isla, del Pleistoceno. De igual forma, lo cubren escasos sedimentos no consolidados fluviales, estuarinos y de playas del Holoceno (Duhart, *et al.*, 2000).

Una serie de fotolineamientos satelitales y lineamientos magnéticos de extensión regional han sido interpretados como fallas (Muñoz et al., 1999), aunque su cinemática y edad no son conocidas. La segmentación estructural de la isla se relacionaría, probablemente, con fallas norte-sur y noroeste, las que habrían controlado el alzamiento del bloque central, el magmatismo y la ubicación de las cuencas sedimentarias del Cenozoico. Procesos de alzamiento, deformación y subsidencia habrían ocurrido durante el Mioceno Superior y el Plioceno Superior, las que se registran en las secuencias y que, en conjunto con las glaciaciones del Pleistoceno, habrían modelado el relieve actual de la Isla de Chiloé.

Si se toma como ejemplo el sector sur, las unidades sedimentarias con un potencial hidrogeológico para formar acuíferos en el sector costero están relacionadas a secuencias sedimentarias jóvenes asignadas a procesos erosivos recientes en el Valle Central y más al sur a las glaciaciones Llanquihue y Santa María, del Pleistoceno superior (Mercer, 1976), las que se componen de sucesiones morrénicas y glaciofluviales. Estos depósitos cercanos a la costa son descritos a continuación en referencia a la Carta Geológica de Chile (SERNAGEOMIN, 2003):

- *Qm (Pleistoceno-Holoceno)*

Consisten en depósitos litorales compuestos por arenas y gravas de playas actuales.

- *Q1g (Pleistoceno-Holoceno)*

Corresponden a depósitos morrénicos, fluvio-glaciales y glacialacustres compuestos por diamictos de bloques con matriz de limo/arcilla, gravas, arenas y limos. En la porción sur del Valle Central se encuentran dispuestos desde la Región de la Araucanía hasta la Región de Los Lagos. En las regiones de Aysén y Magallanes se presentan como lóbulos morrénicos en el frente de los lagos proglaciares y como abanicos fluvio-glaciares. Estos depósitos se asocian a las principales glaciaciones del Pleistoceno, donde son indiferenciados o relativos a la Glaciación Llanquihue y a la Glaciación Santa María,

- *Pl1m (Pleistoceno)*

Consisten en secuencias sedimentarias marinas litorales o fluviales estuarinas compuestas por areniscas y conglomerados que se disponen en niveles aterrazados emergidos. Afloran como parte de Los Estratos Niebla en la Región de Los Lagos.

- *M1m (Mioceno)*

Corresponde a secuencias sedimentarias marinas transgresivas plataformales compuestas por areniscas finas, arcillolitas y limolitas. En las costas de la Región de Los Lagos se asocian a la Formación Lacui.

4.3 Marco geológico local

Una vez estudiado el contexto geológico regional, se debe entrar en el campo de la geología local que impera en el sector de estudio. Para ello, se debe contar con el conocimiento de los mapas geológicos a menor escala que se tengan disponibles del sector de interés en conjunto con el análisis de trabajos anteriores realizados en el mismo sector y, fundamentalmente, el reconocimiento del terreno por parte del geólogo.

Para el sector de estudio propuesto se tiene que los afloramientos reconocidos en terreno se encuentran principalmente en acantilados costeros (Fotografía 4.1), cortes de camino y excavaciones realizadas para extraer material.



Fotografía 4.1. Acantilado costero de 15 m de altura en la zona de estudio.

Las sucesiones sedimentarias corresponden principalmente a gravas y arenas con lentes limitados de finos. Es común encontrar variaciones de facies tanto laterales como verticales en los depósitos. Los estratos se pueden presentar en forma de lentes alargados y tanto las arenas como las gravas pueden presentar contactos erosivos y formas acanaladas (Fotografía 4.2). Las gravas varían entre clasto y matriz soportadas. Las capas tienen espesores entre 0,5 y 5 metros. Los clastos en su mayoría corresponden a rocas graníticas donde los tamaños varían desde 2 hasta 20 centímetros (Fotografía 4.3). Generalmente los clastos son subredondeados y subesféricos. En relación con su matriz, esta posee tamaño arena media a gruesa.

Las capas de arena varían de grano fino a grueso, presentando en algunos casos clastos de tamaño grava. Los espesores de las capas varían entre 0,5 y 3 metros y, por lo general,

corresponden a niveles más finos dentro de sucesiones de conglomerados (Fotografía 4.4). Como estructura sedimentaria se reconoce, en ciertos sectores, estratificación cruzada.



Fotografía 4.2. Gravas en contacto erosivo por sobre arenas finas observadas en una de las paredes de los acantilados.



Fotografía 4.3. Gravas clastosoportadas con algunos niveles de arena media a fina.



Fotografía 4.4. Niveles de arena media a gruesa en sucesión de gravas medias aflorando en un sector costero.

4.3.1 Unidades geológicas

Con el objeto de identificar y definir la distribución de los materiales geológicos de interés hidrogeológico, se definen las unidades geológicas del sector.

El análisis preliminar de la geología bajo la superficie se realiza a partir de la estratigrafía de pozos del sector en conjunto con la estratigrafía de un pozo de observación construido. Para cada uno de los pozos ubicados en el sector se elaboraron columnas estratigráficas digitales utilizando el *software Strater 3*, tal como se muestra en la Figura 4.3, en donde se muestra la correlación estratigráfica realizada entre tres columnas correspondientes a los pozos 13, 14 y 21 (Figura 7.1, capítulo 7).

A partir de la correlación de las columnas estratigráficas para cada uno de los pozos construidos, en conjunto con las observaciones de terreno, se comprueba la naturaleza y composición de los depósitos definidos en la carta geológica de la zona. De acuerdo con los antecedentes geológicos levantados, se definen cinco unidades estratigráficas para el sector de estudio. La Figura 4.4 muestra un perfil general paralelo a la costa en donde aparecen las unidades más representativas en la zona de estudio propuesta. Por otra parte, la Figura 4.5 muestra otro perfil geológico perpendicular a la costa en la misma zona. Las unidades expuestas son descritas a continuación:

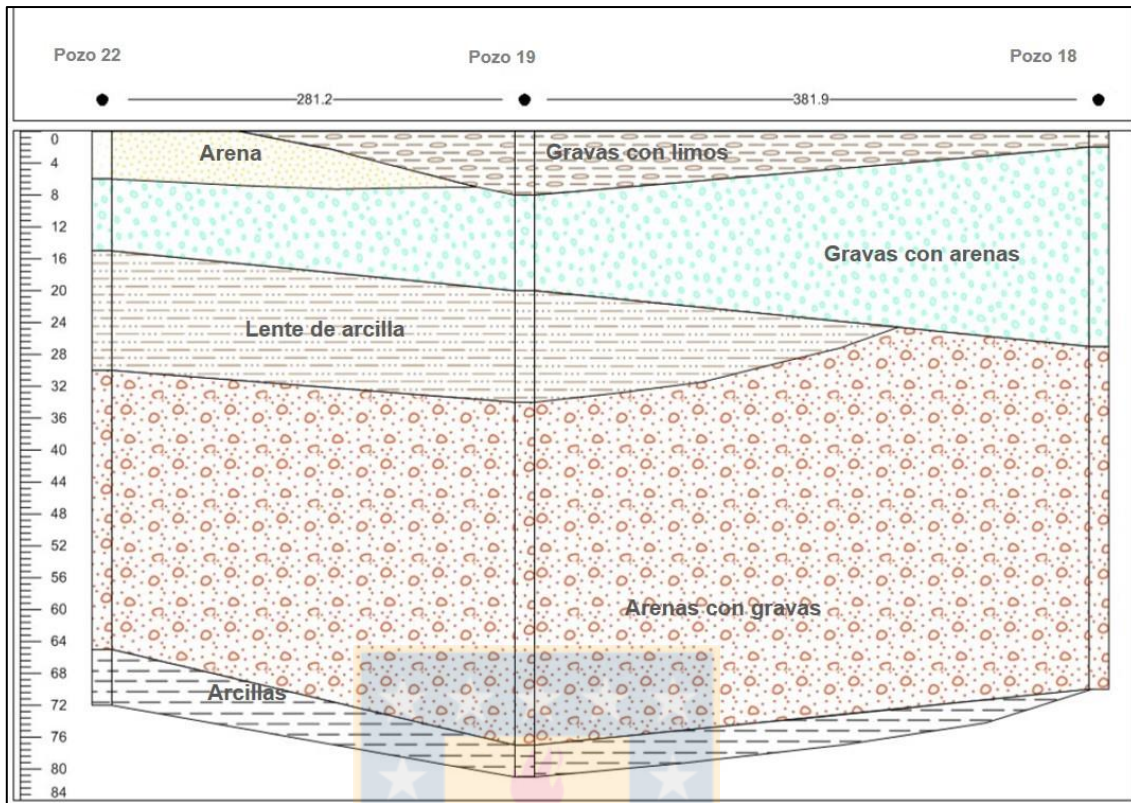


Figura 4.3. Correlación estratigráfica realizada utilizando los antecedentes de construcción de los pozos. En la figura se muestra la estratigrafía de los pozos 18, 19 y 22.

a) Unidad 1

Corresponde a un conjunto de gravas con un importante contenido en finos, limos y arcillas, que se encuentran dispuestas en forma horizontal por sobre la unidad 3. Posee un espesor que varía entre los 2 y 10 metros, con poca continuidad lateral. Se encuentran pobremente seleccionadas, con clastos de origen ígneo, subredondeados y de mediana esfericidad. Constituyen depósitos tipo matriz soportado que gradan localmente a clasto soportados, reduciendo su contenido de finos hacia estos últimos. Afloran principalmente en el sector occidental del área de proyecto.

b) Unidad 2

Corresponde a una de las unidades más superficiales junto con la unidad 1. Se compone de arenas medias a finas con un contenido menor en gravas, con espesores que no superan los 10 m. Presentan moderada a buena selección y no poseen continuidad lateral significativa,

aflorando principalmente en el sector oriental de la zona de estudio. Esta unidad se encuentra dispuesta horizontalmente sobre la unidad 3.

c) Unidad 3

Constituye un depósito de gravas con un importante contenido de arenas. Presenta espesores de entre 25 y 35 metros, llegando a los 50 metros de espesor en el sector noroccidental del área de estudio, asociado a un relieve positivo vinculado geomorfológicamente a un depósito de morrena glaciar. Esta unidad se caracteriza por ser clastosoportada, presentar moderada selección y encontrarse en continuidad lateral a lo largo de toda el área. Se dispone subhorizontal a horizontalmente sobre la unidad 4 y, de igual forma, se encuentra bajo las unidades 1 y 2.

d) Unidad 4

Se compone por un potente conjunto de arenas medias a gruesas con un contenido en gravas significativo y lentes de limos acotados. La unidad es matriz soportada, posee moderada a mala selección y presenta un espesor que varía entre 35 y 45 metros, con extensión lateral continua a lo largo de toda el área de estudio. Se encuentra subyaciendo a la unidad 3 y sobreyace a la unidad 5.

e) Unidad 5

Se caracteriza por ser la unidad límite en profundidad detectada en varios de los pozos, de acuerdo con la correlación estratigráfica entre estos. Corresponde a un paquete de limos, arcillas y arcillas arenosas con un espesor detectado que varía entre 20 y 40 metros, con una amplia continuidad lateral. Se encuentra dispuesta bajo la unidad 4.

f) Lentes de Arcilla

Corresponden a estratos de arcillas arenosas que se disponen de forma lenticular entre las unidades geológicas 3 y 4 y aparecen de forma acotada en el sector SW y NE del área propuesta. Poseen entre 10 y 100 m de extensión lateral y entre 4 y 25 m de potencia.

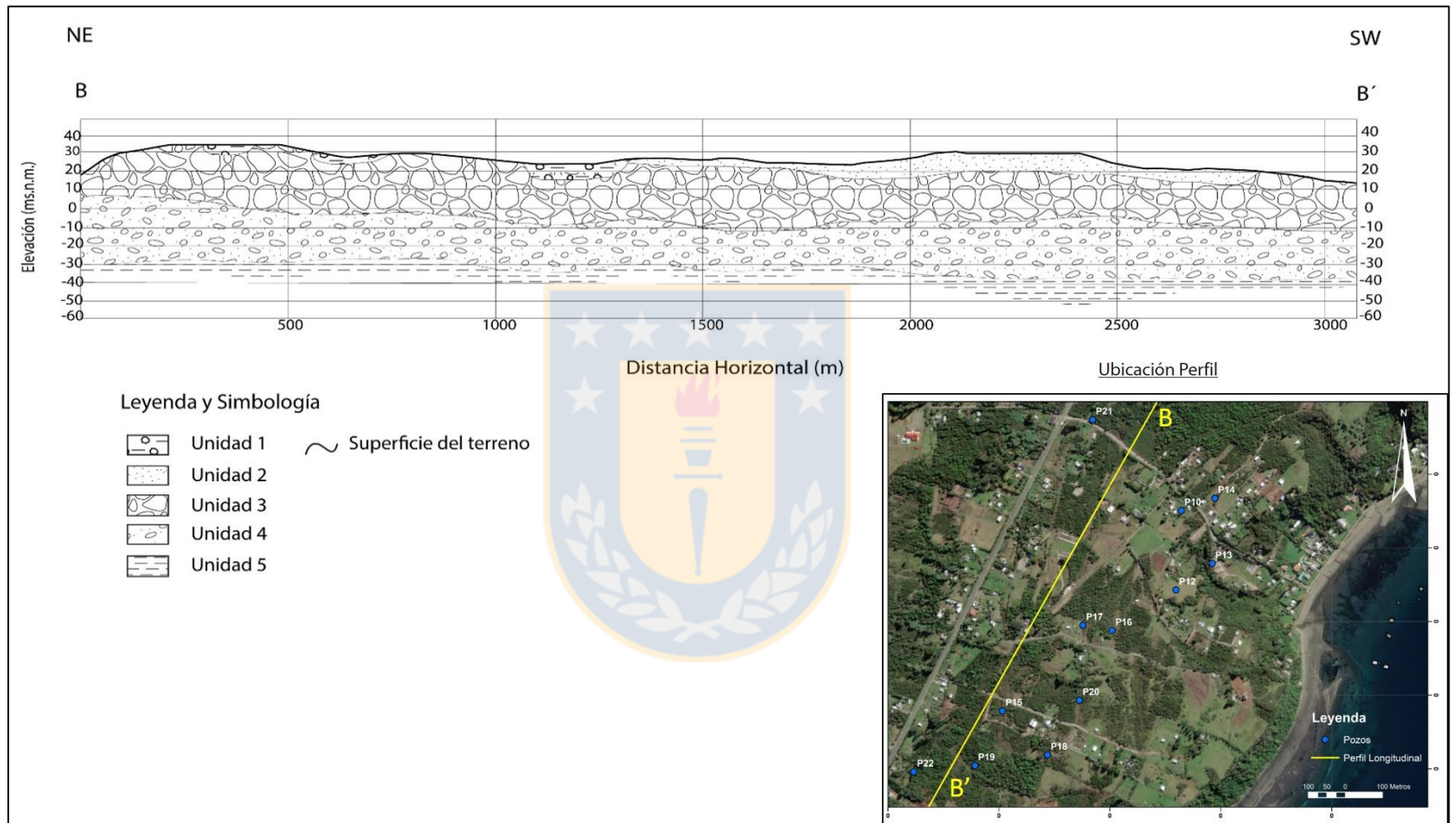


Figura 4.4. Perfil longitudinal paralelo a la costa en el sector de estudio propuesto. Se observan las cinco unidades geológicas representativas para la localidad.

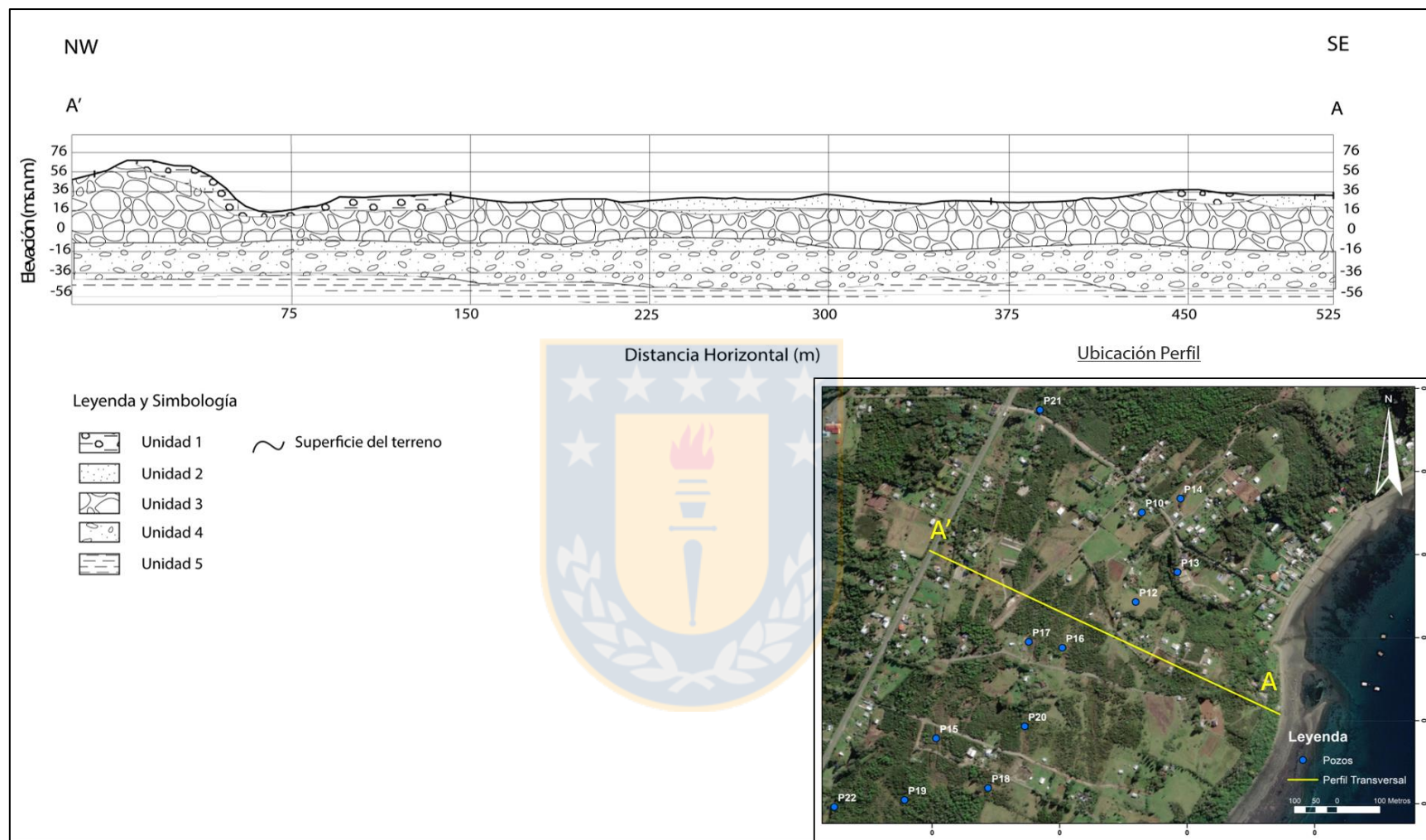


Figura 4.5. Perfil longitudinal perpendicular a la costa en el sector de estudio propuesto. Se observan las cinco unidades geológicas representativas para la localidad.

5 HIDROLOGÍA

5.1 Consideraciones climáticas regionales

Se debe tener en cuenta la configuración climática regional de zona de interés para evaluar factores como la temperatura y las precipitaciones. Continuando con la Región de Los Lagos como ejemplo, se tiene que el clima corresponde a templado lluvioso con influencia mediterránea. Las precipitaciones se distribuyen a lo largo de todo el año con máximas anuales de 2.000 mm sin distinción clara de una estación seca. La diferencia de temperatura entre el mes más frío y el más cálido es del orden de 7 °C a 12 °C. La temperatura media anual oscila entre 9 °C y 12 °C. La dirección predominante del viento en verano es del suroeste y en invierno predominan los vientos calmos (DMC, 2008). En la Figura 5.1 se tiene representada la extensión territorial del clima imperante.

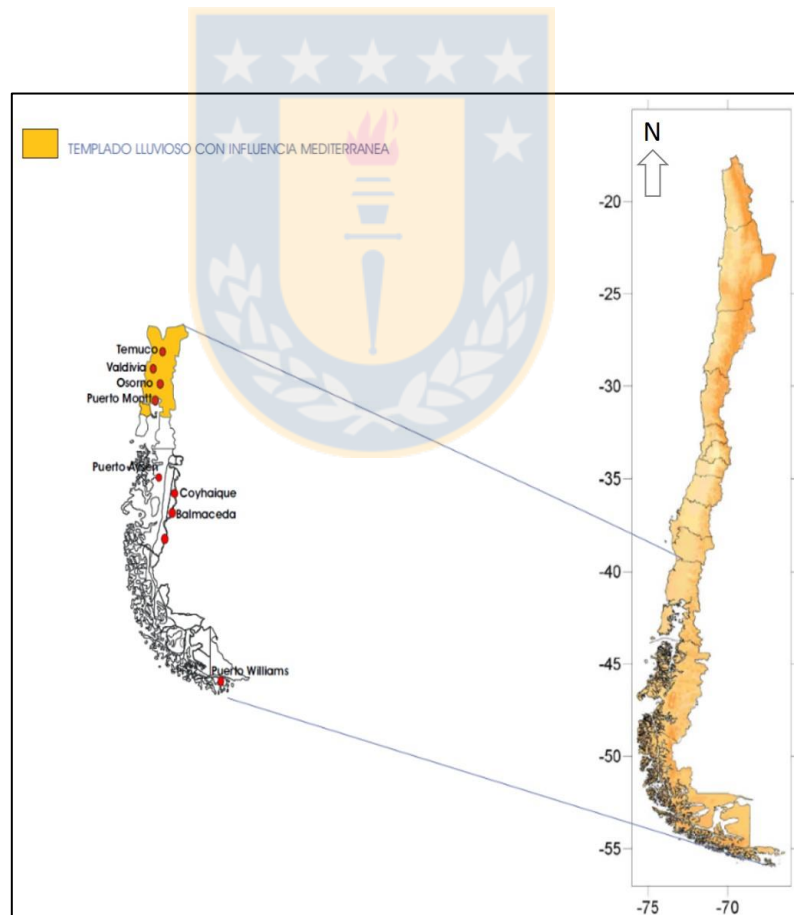


Figura 5.1. Extensión territorial del clima templado lluvioso con influencia mediterránea (Fuente: DMC, 2008).

De acuerdo con el análisis de isotermas medias anuales propuesto en el *Balance Hídrico de Chile* (DGA, 1988), se aprecia que las temperaturas medias anuales en la zona de estudio propuesta varían en torno a los 10 °C (Figura 5.2).

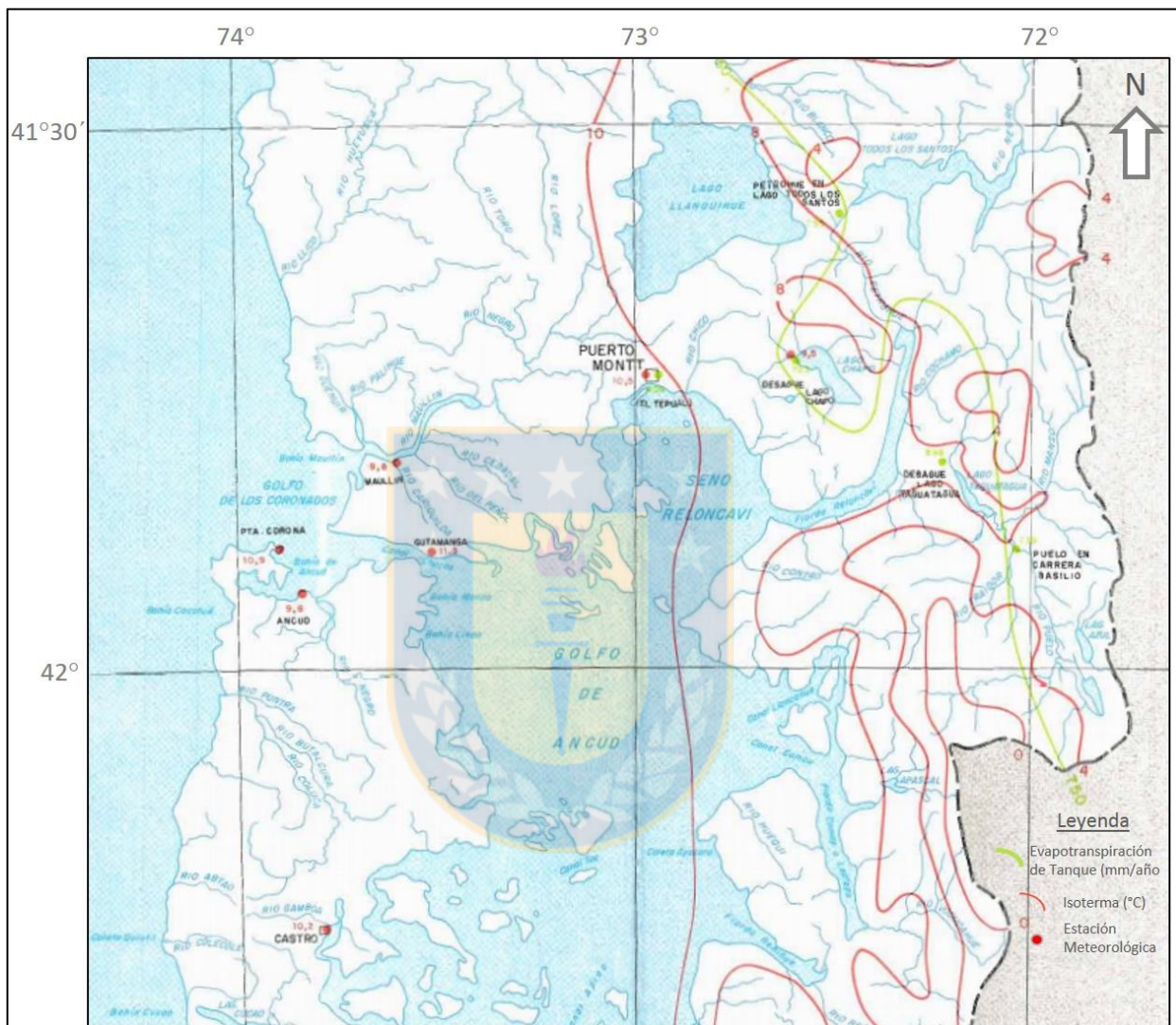


Figura 5.2. Mapa de isotermas a escala 1:1.000.000. En línea roja se destacan las isotermas expresadas en °C y en línea verde la evaporación de Tanque en mm/año (Fuente: DGA, 1988).

En la Figura 5.3 se presenta el mapa de precipitaciones medias anuales (isoyetas medias anuales), según la DGA, 1988. Pese a que el mapa de isotermas y de isoyetas a los que se hace referencia en este trabajo fueron elaborados en 1988, una actualización del balance hídrico nacional estima una desviación del 1-2% de los valores obtenidos en aquel año en contraste con valores actuales (DGA,

2017). Se propone utilizar la curva de precipitación de los 2.000 mm anuales para incluir los valores en el balance hídrico a realizar posteriormente.

Dado que la zona de estudio propuesta se encuentra en la costa y a nivel del mar, no se espera que exista línea de nieve permanente.

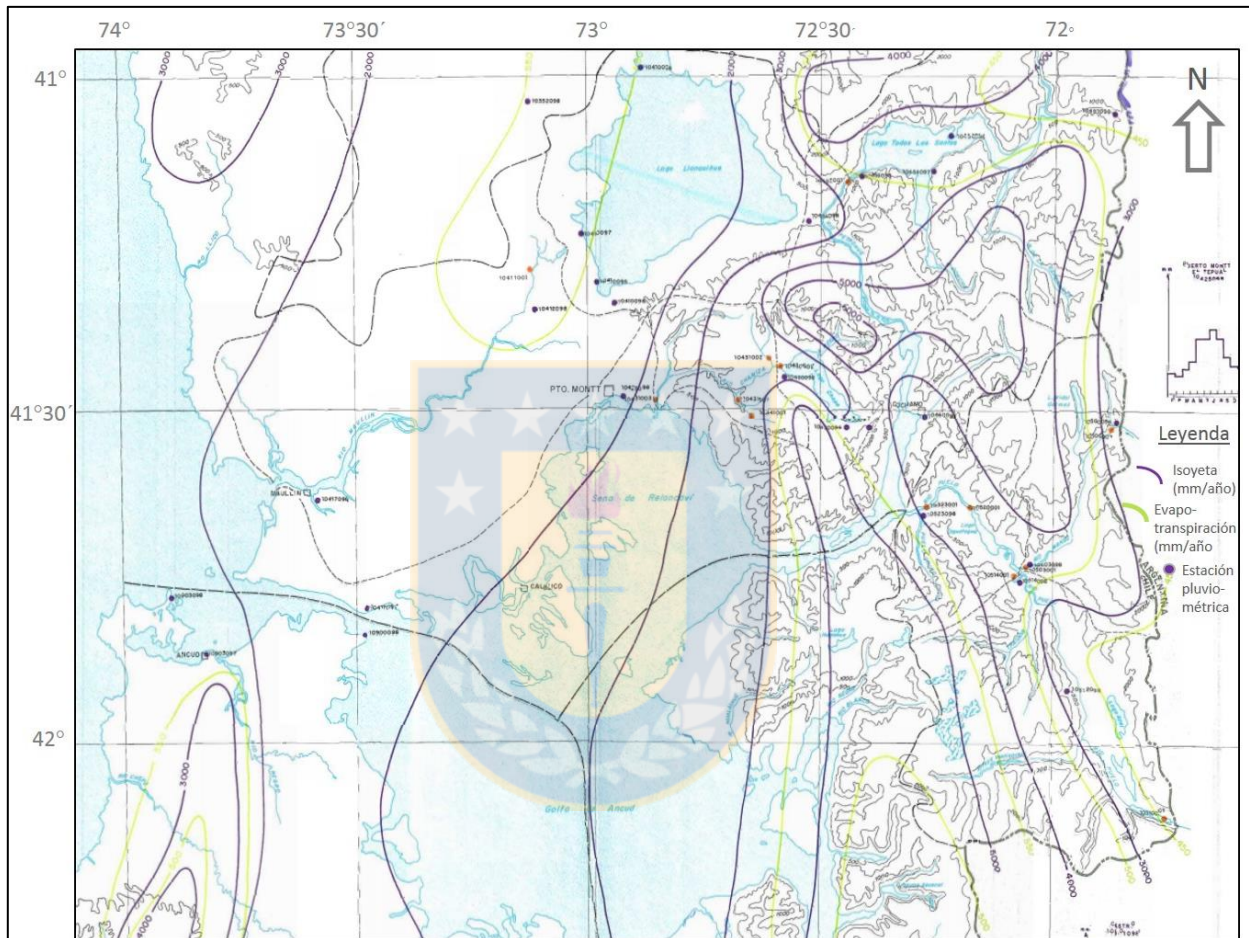


Figura 5.3. Mapa de isoyetas a escala 1:500.000. En línea violeta se destacan las precipitaciones medias anuales y en línea verde amarillenta se destaca la evapotranspiración (Fuente: DGA, 1988).

5.2 Análisis hidro-meteorológico

Para el sector del estudio se definen 23 subcuencas hidrográficas de distinto tamaño a partir del trazado de una red de drenaje. Cada subcuenca representa un área donde se estima la recarga producto de las precipitaciones en el sector.

Como levantamiento de información complementaria, se identifican las estaciones meteorológicas cercanas para determinar la precipitación representativa del área. Dichas estaciones pueden poseer períodos de registro de distinta extensión temporal. En este caso, se propone utilizar las estaciones El Tepual, Puerto Montt, Ancud, Hornopirén, Quemchi, Puelo y Maullín. (Tabla 5.1) y extender los datos hasta completar una serie de 68 años, que corresponden al período máximo alcanzado por la estación El Tepual, propiedad de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), la que a su vez abarca el período comprendido entre los años hidrológicos 1951-2018 (Tabla 5.2). La información referente al historial de precipitaciones y temperaturas se toma del Banco Nacional de Información (BNA) y de la Dirección General de Aguas (DGA) en conjunto con el Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR).

Tabla 5.1. Precipitaciones medias registradas en distintos períodos de tiempo para cada una de las estaciones meteorológicas escogidas.

Estación	Institución	Este	Norte	Altitud	N° Años	Precipitaciones
		[m]	[m]	[m s.n.m.]	Completos	[mm]
El Tepual Puerto Montt Ap.	DMC	658909	5411206	85	68	1736
Puerto Montt	DGA	672211	5408124	90	38	1860
Ancud	DGA	598018	5364760	20	20	2157
Hornopirén	DGA	712641	5353925	25	15	3717
Quemchi	DGA	626184	5333440	5	17	2384
Puelo	DGA	723836	5385481	5	19	2840
Maullín	DGA	616642	5392022	5	28	1650

Tabla 5.2. Precipitaciones extendidas para cada una de las estaciones meteorológicas utilizadas.

Nombre	Institución	Altitud	N° Años	Precipitación Original	Precipitación Relleno
		[m s.n.m.]	Completos	[mm]	[mm]
El Tepual Puerto Montt Ap.	DMC	85	68	1.736	1.736
Puerto Montt	DGA	90	68	1.86	2.012
Ancud	DGA	20	68	2.157	2.268
Hornopirén	DGA	25	68	3.717	3.983
Quemchi	DGA	5	68	2.384	2.625
Puelo	DGA	5	68	2.84	3.157
Maullín	DGA	5	68	1.65	1.833

Con los datos rellenos y extendidos se puede construir un mapa local de isoyetas medias anuales para estimar el valor más cercano de precipitación anual en el sector de interés y así ajustar de mejor manera el análisis.

Al igual que los datos de precipitación, se identifican las estaciones meteorológicas con datos de temperaturas medias anuales. Los resultados se presentan en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3. Datos meteorológicos para un grupo de estaciones seleccionadas.

Nombre	Institución	Altitud	N° Años	Año		Temperatura	Temperatura Relleno
		[m s.n.m.]	Completo	Inicio	Fin	[°C]	[°C]
El Tepual Puerto Montt Ap.	DMC	85	50	1964	2018	10	10
Chaitén Ad.	DMC	10	17	1965	2005	9.9	10
Futaleufú Ad.	DMC	347	27	1961	2018	9.3	9
Rio Rahue Antes Junta Rio Negro	DGA	40	3	2014	2018	11.9	n/a
Rio Forrahue En Rio Negro	DGA	52	3	2014	2018	11.9	n/a
Llanada Grande	DGA	248	3	2014	2018	10.3	n/a
Puerto Montt	DGA	90	3	2013	2018	13.2	n/a
Puelo	DGA	5	3	2014	2018	11.1	n/a
Hornopirén	DGA	25	1	2016	2018	10.2	n/a
Rio Blanco En Chaitén	DGA	10	0	2014	2016	11.1	n/a
Villa Santa Lucía	DGA	327	1	2014	2018	8.8	n/a

Se observa que solo los datos de la DMC poseen una extensión representativa de años, mientras que las estaciones de la DGA poseen pocos años de funcionamiento, con una estadística incompleta. Dado lo anterior, se asume como estación meteorológica representativa la estación de la Dirección Meteorológica de Chile. Luego, dado que la zona de estudio se ubica cercana al mar y que las estaciones El Tepual Puerto Montt Ap. y Chaitén Ad. tienen temperaturas similares en las cercanías del mar, se asume como temperatura media anual para la zona de proyecto 10 °C.

5.3 Balance hídrico y recarga

Para la determinación de la recarga se aplica la metodología del balance hídrico comentada en el apartado 3.2. En esta metodología, la recarga corresponde a un porcentaje de la precipitación total caída sobre la cuenca hidrográfica. La aplicación de la metodología del balance hídrico está dada fundamentalmente por la expresión Ec. (1):

$$P - R = ETR \pm \eta \quad \text{Ec. (1)}$$

Donde,

P = Precipitación media del período y del área.

R = Escorrentía total media del período y del área (superficial y subterránea).

ETR = Evapotranspiración media del período y del área.

η = Término de discrepancia.

El planteamiento simplificado de esta ecuación de balance considera que las variaciones de almacenamiento en un período largo de tiempo no son significativas con relación a los otros términos y se pueden considerar nulas en la zona de estudio. En consecuencia, los promedios de las variables a considerar deberán representar condiciones de un período prolongado y el balance será calculado para el promedio anual de dicho período. Dado que se estudian las cuencas totales, se supone la no existencia de un flujo subterráneo externo a las cuencas estudiadas.

El término ETR considera la evapotranspiración real desde superficies naturales, la evaporación desde superficies de agua libre y el consumo del agua de la cuenca en riego u otras actividades. En el caso particular de las cuencas estudiadas, la evapotranspiración corresponde a las superficies naturales. Para estimar la evapotranspiración real desde superficies naturales se utilizará la fórmula de Turc, la cual está dada por la ecuación Ec. (2):

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)}} \quad \text{Ec. (2)}$$

Donde,

ETR = Evapotranspiración media anual en mm/año.

P = Precipitación media anual en mm/año

L = Factor heliométrico igual a $300 + 25 \cdot T + 0.05 \cdot T^3$.

T = Temperatura media anual en °C.

La escorrentía total (R) se subdivide en superficial y subterránea. La escorrentía subterránea o recarga se estima como un porcentaje de infiltración de las precipitaciones en función de las características geológicas del sitio y del tipo de suelo. De acuerdo con Foster (1998), la recarga se presenta de manera general en relación con la precipitación en condiciones naturales con un rango del 8-13%. Sin embargo, Custodio *et al.* (1976), propone que la escorrentía subterránea se puede estimar como un porcentaje de la precipitación, tal que ocurre un 4% de infiltración de las precipitaciones como recarga natural, para el caso de cuencas con pendientes fuertes y materiales poco permeables, y hasta un 56% de infiltración de la precipitación para cuencas con predominio de formaciones permeables y con relieve suave.

Para el escenario práctico propuesto, se asigna un 56% de infiltración teórica como recarga a partir de las precipitaciones del sector de acuerdo con la geología y geomorfología del área. Lo anterior se define según observaciones de infiltración de agua de bombeo en terreno, la ausencia de cursos de agua superficial permanentes y el valor teórico máximo propuesto por Custodio (1976).

La precipitación para la zona de estudio, de acuerdo con los antecedentes planteados, alcanzaría los 2.000 mm/año, mientras que la temperatura media anual se considera homogénea y de 10 °C.

Luego, se procede a la determinación de las diferentes variables del balance hídrico expuestas en la ecuación Ec. (2) para cada una de las cuencas definidas en el sector del proyecto, asumiendo que el aporte total de las precipitaciones se distribuye proporcionalmente a la extensión de cada una de las cuencas partiendo del valor total aportado a la macrocuenca general. De igual forma para la evapotranspiración de cada cuenca y de la macrocuenca. Los valores obtenidos para cada una de las cuencas se presentan en la Tabla 5.4.

De esta forma el balance general de la macrocuenca es el siguiente:

$$P = ETR + R_{superficial} + R_{subterráneo}$$

$$2000 = 517 + 363 + 1120$$

En la Figura 5.4 se presenta un esquema del balance hídrico natural correspondiente a la totalidad del área de estudio de acuerdo con los resultados de la formulación realizada. Cabe notar que gran

parte del agua de lluvias se infiltra y casi una tercera parte escurre superficialmente. La recarga subterránea total para la macrocuenca asciende a 427 l/s.

Tal como se analizará en los capítulos siguientes, particularmente en el apartado 7.5, del Capítulo 7, los pozos en el sector de estudio se distribuyen entre las cuencas 12 y 16, señaladas en la Tabla 5.4. Para ellas, el total de recarga por precipitaciones alcanzaría un valor de 95,3 l/s.

Tabla 5.4. Valores para las diferentes variables del balance hídrico en cada una de las cuencas en el área de estudio.

N° Cuenca	Superficie [m ²]	Precipitación Total		Temperatura [°C]	ETR		Escorrentía R _{superficial}		Escorrentía R _{Subterránea}	
		[mm/año]	[l/s]		[mm/año]	[l/s]	[mm/año]	[l/s]	[mm/año]	[l/s]
1	121214.0	2000	7.6	10	517	2.0	363	1.3	1120	4.3
2	102101.0	2000	6.5	10	517	1.7	363	1.2	1120	3.6
3	120429.0	2000	7.6	10	517	2.0	363	1.3	1120	4.3
4	260415.0	2000	16.5	10	517	4.3	363	3.0	1120	9.2
5	2657939.0	2000	168.5	10	517	43.5	363	30.6	1120	94.4
6	25072.0	2000	15.9	10	517	4.1	363	2.9	1120	8.9
7	337396.0	2000	21.4	10	517	5.5	363	3.9	1120	12.0
8	284472.0	2000	18.0	10	517	4.6	363	3.3	1120	10.1
9	276315.0	2000	17.5	10	517	4.5	363	3.2	1120	9.8
10	469016.0	2000	29.8	10	517	7.7	363	5.4	1120	16.7
11	17865.0	2000	11.3	10	517	2.9	363	2.1	1120	6.3
12	905527.0	2000	57.4	10	517	14.8	363	10.5	1120	32.1
13	229794.0	2000	14.5	10	517	3.7	363	2.7	1120	8.1
14	179825.0	2000	11.4	10	517	2.9	363	2.1	1120	6.4
15	492844.0	2000	31.3	10	517	8.1	363	5.7	1120	17.5
16	1778553.0	2000	112.8	10	517	29.1	363	20.5	1120	63.2
17	486861.0	2000	30.8	10	517	8.0	363	5.6	1120	17.2
18	1693937.0	2000	107.5	10	517	27.7	363	19.6	1120	60.2
19	481716.0	2000	30.5	10	517	7.9	363	5.5	1120	17.1
20	181348.0	2000	11.4	10	517	2.9	363	2.1	1120	6.4
21	224527.0	2000	14.0	10	517	3.6	363	2.6	1120	7.8
22	175657.0	2000	11.1	10	517	2.8	363	2.1	1120	6.2
23	165428.0	2000	10.5	10	517	2.8	363	1.8	1120	5.9
Total	12.054.684	2000	763.8	10	517	197.1	363	139.0	1120	427.7

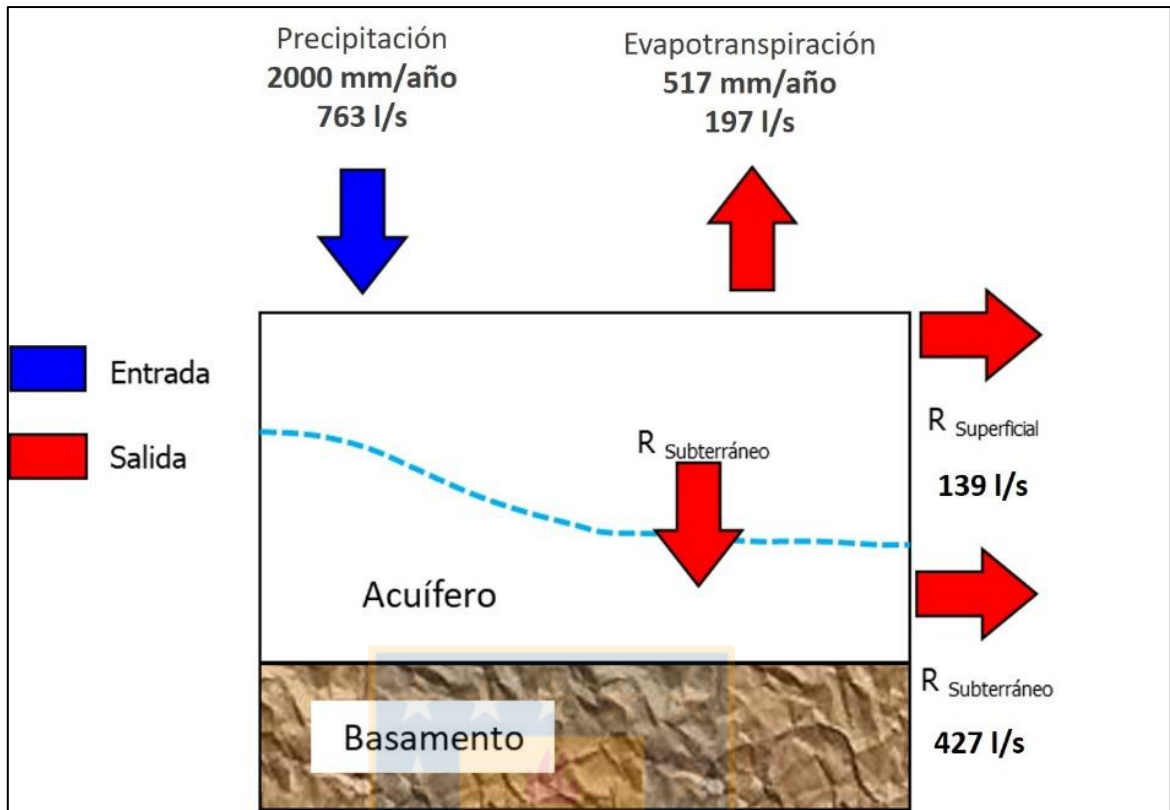


Figura 5.4. Esquema conceptual del balance hidrológico natural en la zona de estudio.

6 ANÁLISIS GEOFÍSICO

La característica física que se utiliza en la caracterización hidrogeológica de este análisis es la resistividad o resistencia específica de los diferentes materiales. En superficie se efectúan una serie de medidas que permiten obtener resistividades aparentes en función de la línea de emisión u otro parámetro lineal.

Si en un terreno se introduce una corriente eléctrica, ésta se propaga de forma tal que se puede asignar al terreno una resistencia, una capacidad y una inductancia. Si la corriente eléctrica es continua, se tendrá la resistencia como único parámetro.

La unidad de resistividad es el ohmio-metro, que corresponde a la de un conductor que, en sección de 1 m^2 y longitud de 1 m, permite pasar la intensidad de un amperio cuando se aplica en sus caras opuestas una diferencia de potencial de 1 voltio.

Solo son conductores los materiales metálicos y algunas sales. Así, únicamente algunas arcillas, no desecadas, y unos pocos minerales como magnetita, hematita especular, pirita y sulfuros metálicos, en suficiente concentración, pueden presentar conducción electrónica (FCIHS, 2009). El terreno, por lo tanto, sería en general aislante o de resistividad muy elevada. Sin embargo, en los materiales del terreno suelen existir poros saturados o no de agua, aunque siempre con una cierta humedad. El agua, por la presencia de sales disueltas, en proporción que depende de la temperatura, actúa como un conductor cuya resistividad oscila en la práctica entre 0,03 ohmios-metro (agua de mar) y 3.000 ohmios-metro (agua extraordinariamente pura, obtenida por destilación).

Se comprende que no es posible clasificar los terrenos por resistividad, ya que esta característica eléctrica está ligada a la porosidad y a su contenido de agua. Sin embargo, sí existe una cierta relación indicativa. Conocido el terreno y su situación respecto al nivel freático, se puede deducir su porosidad de forma aproximada y cualitativa, al igual que la calidad del agua que rellena los poros. A efectos hidrogeológicos, una porosidad baja se manifiesta por resistividad elevada. Si el material geológico se encuentra sobre el nivel freático, o no contiene agua, la resistividad será elevada. Si la resistividad es muy baja, el agua almacenada tendrá un elevado contenido en sales.

El estudio geofísico es crucial para estimar la profundidad del nivel freático en sectores donde no se cuenta con mediciones de niveles, así como también para determinar la posición de los materiales geológicos bajo la superficie y determinar si existe intrusión salina en un acuífero costero con relación a las señales de baja resistividad. Para este último caso, deben trazarse perfiles de resistividad en los sectores donde se estime una mayor penetración de la cuña salina, de forma transversal y longitudinal al área donde se encuentra emplazado el bombeo. De esta forma se puede deducir la posición de la zona de interfaz agua dulce-agua salina y planificar con una perspectiva diferente el bombeo del agua subterránea.

El clásico sondeo eléctrico vertical (SEV) simétrico en configuración tipo *Schlumberger* se utiliza para estudiar el subsuelo más profundo.

Se obtiene una curva de resistividad aparente del terreno realizando medidas de campo eléctrico creado por dos electrodos de corriente situados en los extremos de la línea de inspección y de la diferencia de potencial entre otros dos electrodos centrados simétricamente respecto a un punto. La profundidad de investigación se regula variando la distancia entre un punto A y un punto B, de manera que las líneas de corriente penetran más en el subsuelo cuanto mayor sea la apertura entre A y B.

El resultado son una serie de valores puntuales de resistividades aparentes. A partir de tales puntos se calcula el modelo eléctrico del terreno formado por una serie de electrocapas horizontales. Cada electrocapa está definida por un valor de resistividad y un valor de profundidad y juntas producen la curva de resistividad aparente teórica. Cuando más se adapte esta curva a los puntos de resistividad aparente del campo, más fiable es el modelo.

Cuando en una misma zona se realizan varios SEV, éstos se correlacionan para obtener un “corte geoelectrico” del subsuelo, que proporciona una imagen del subsuelo en término de electrocapas. A partir de éstas y con la información geológica de la zona, se puede realizar la interpretación litológica e hidrogeológica (FCIHS, 2009).

Por otra parte, existen los perfiles de tomografía eléctrica. Esta técnica se aplica mayoritariamente para inspeccionar las capas más superficiales y las medidas se realizan como en un SEV pero, en este caso, se coloca un número considerable de electrodos y se van realizando consecutivamente

las mediciones de todas las combinaciones posibles cuatrieléctricas, de forma que al final se obtiene una distribución de resistividades aparentes del terreno situadas en una malla geométrica, las cuales se invierten para obtener el perfil de resistividad real del terreno (Figura 6.1).

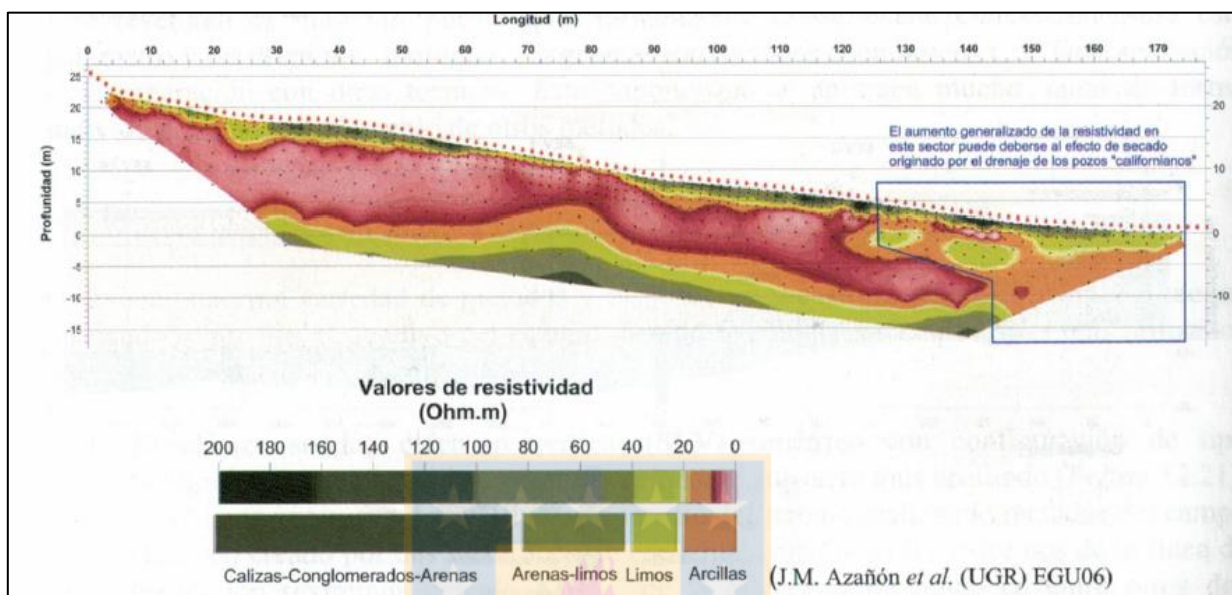


Figura 6.1. Perfil de tomografía eléctrica que caracteriza capas de finos y arenas en un terreno que se desliza sobre calizas. Al igual que otros perfiles, la resistividad aumenta con el tamaño de grano. (Fuente: FCIHS, 2009).

El siguiente ejemplo contempla un total de 7 perfiles geofísicos (G1, G2, G3, J1, J2, K1 y K2) dispuestos en líneas de tal forma que abarquen la mayor parte del área de la zona de bombeo (Figura 6.2). El total del tendido realizado alcanza los 10.350 metros de extensión y la profundidad de exploración para cada perfil está condicionada por la extensión de la línea de este. Este estudio geofísico se lleva a cabo mediante el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) cuyo fin es obtener información sobre las resistividades eléctricas de los materiales del subsuelo del lugar. De esta forma se obtiene información que permite interpretar unidades geológicas, variaciones litológicas, zonas saturadas, cambios en las propiedades químicas del agua, entre otros. La profundidad media alcanzada por la metodología aplicada varía entre los 100 m y 300 m.

Para este estudio geofísico se consideró utilizar los arreglos dipolo-dipolo y *Schlumberger*.



Figura 6.2. Trazado de perfiles geofísicos en zona costera en torno al área de los pozos de bombeo.

6.1 Secciones TRE

Para cada uno de los perfiles geofísicos se generan secciones de resistividad y secciones de interpretación. Las primeras representan los valores de resistividad medidos y los segundos corresponden a la interpretación realizada a partir de la magnitud, distribución y variación de los valores de resistividad eléctrica. Por lo general, los sedimentos y rocas son malos conductores eléctricos cuando están secos, por tanto, poseen valores de resistividad eléctrica altos. Sin embargo, cuando estos materiales (sedimentos o roca fracturada) se encuentran saturados en agua, aumentan sus propiedades conductoras, haciéndose menos resistivos al paso de la electricidad, tal como se explicó en el subcapítulo anterior.

De los perfiles de resistividad obtenidos para la zona de estudio se infiere que los mayores valores de resistividad se encuentran asociados a materiales secos cercanos a la superficie y denotados en el perfil con tonalidades azules, tal como lo muestra el perfil K1 de la Figura 6.2, los que se

interpretan como la unidad de gravas con arenas que componen la unidad geológica 3, mientras que en color celeste se encontraría superficialmente la unidad 2 junto con la unidad 1, esta última con una tonalidad más oscura del celeste. El nivel freático se encontraría en la zona de resistividad denotada por el inicio de las tonalidades de verde, las cuales presentan valores intermedios de resistividad y que se asocian también con la unidad geológica 4. En profundidad, las zonas de resistividad demarcadas por las tonalidades de amarillo denotarían una capa de menor resistividad, asociada al nivel de arcillas que compone la unidad geológica 5.

En otros perfiles se muestra una zona con coloración rojiza de diferente extensión, la cual indica valores de resistividad de bajos a muy bajos, lo que, de forma equivalente, representa conductividades eléctricas altas a muy altas. Esto se da en casos donde existe una gran cantidad de iones disueltos en los poros saturados en agua, lo que facilita el paso de los electrones en una sección en profundidad. Para el caso del perfil J2 de la Figura 6.3, esta zona rojiza se extiende por casi 400 m en la horizontal y 100 m en profundidad, lo que indicaría que el acuífero en tales sectores contendría algún tipo de soluto que aporta una gran cantidad de minerales disueltos en forma de iones, los que permiten un buen flujo eléctrico. Lo anterior, teniendo en cuenta el contexto de un acuífero costero, podría relacionarse a un evento de intrusión salina. Lo mismo ocurre con el perfil de resistividad G2 de la Figura 6.4, cuya zona de baja resistividad tiene mayor extensión hacia el continente. En el perfil G1 (Figura 6.5), se evidencia el mismo escenario con una extensión hacia el interior semejante a la del perfil anterior.

Por otra parte, el perfil G3 corresponde a un perfil de resistividad dispuesto en el área de bombeo de los pozos y de extensión paralela a la costa (Figura 6.6). Se rescata de este perfil que, además de presentar conductividades muy bajas, éstas se encuentran a poca profundidad a lo largo de todo el trazado, indicando así que la zona de elevada conductividad se encuentra penetrando hacia continente desde el mar y de forma superficial. De igual manera, el perfil J1 (Figura 6.7), paralelo a la línea de costa, presenta una zona de muy baja resistividad, la que se ve ausente hacia el sector sur del trazado, donde la resistividad se ve incrementada. Por su parte, el perfil K2 (Figura 6.8), ubicado hacia el interior del continente y de forma paralela a la costa, se comporta de manera similar al perfil K1, presentando zonas con resistividades altas y medias sin evidencias de zonas con resistividades bajas, lo que se traduciría en una posible ausencia del fenómeno de intrusión salina hacia dichos sectores.

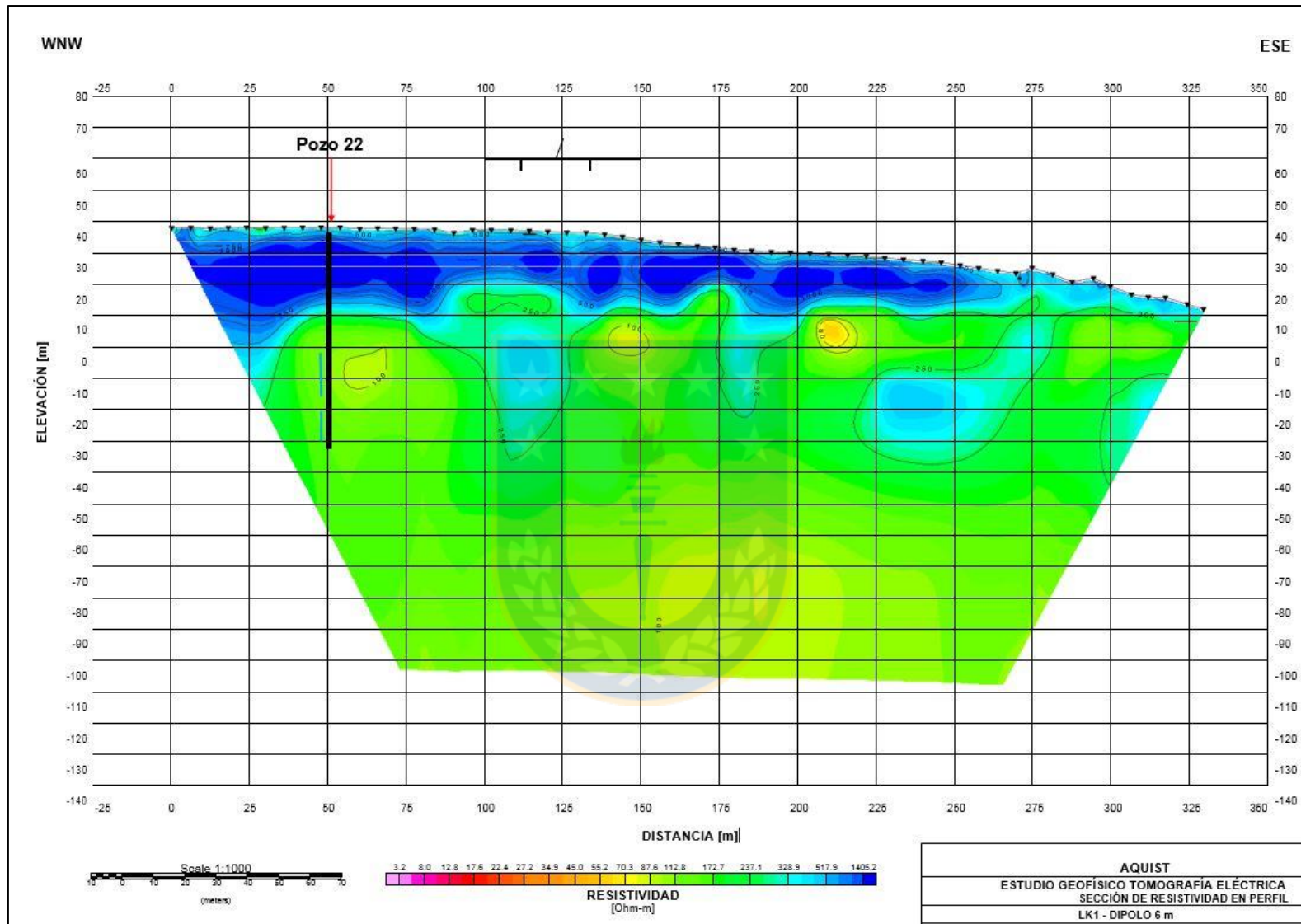


Figura 6.3. Perfil de resistividad K1 ubicado al sur de la zona de estudio y de forma perpendicular a la costa. El pozo queda demarcado por un segmento vertical en color negro y la ubicación de su captación en un segmento azul.

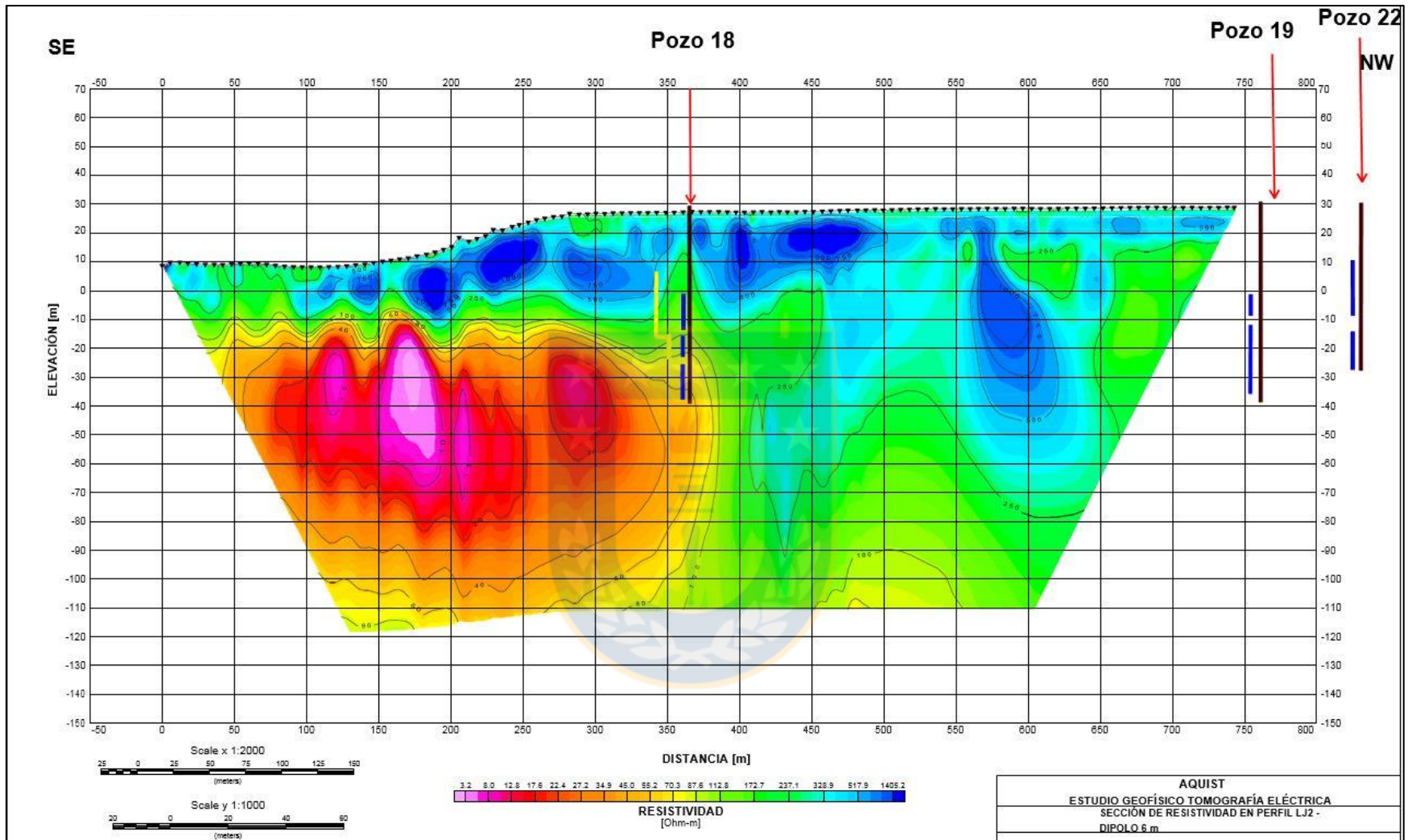


Figura 6.4. Perfil de resistividad J2 dispuesto en forma perpendicular a la costa. Se muestra una zona de baja a muy baja resistividad asociada a la presencia de un fluido muy conductor. Los pozos quedan demarcados por un segmento vertical en color negro y la ubicación de su captación en un segmento de color azul.

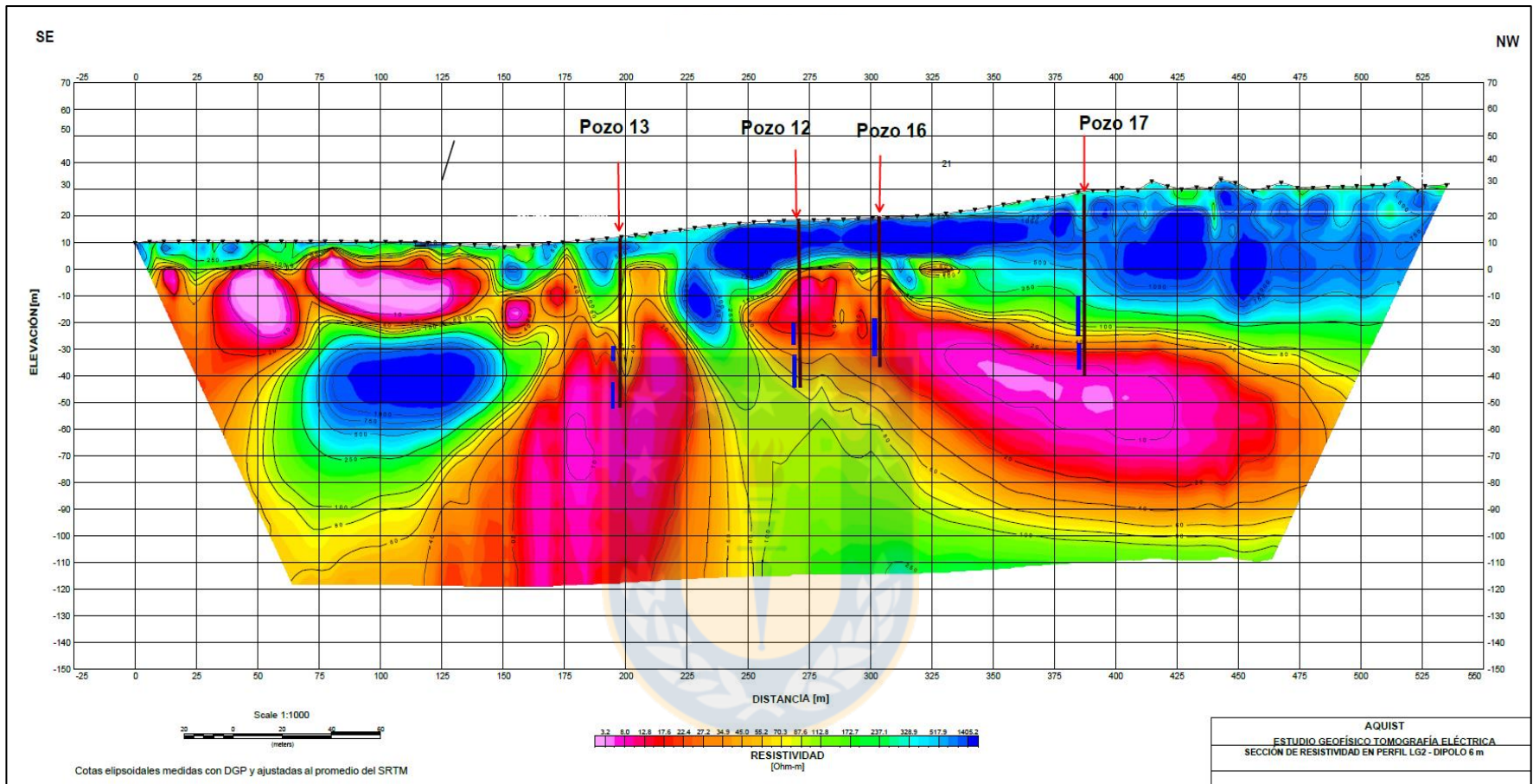


Figura 6.5. Perfil G2 perpendicular a la costa que muestra una zona de baja a muy baja resistividad por sobre la cual se encuentran construidas diferentes captaciones. Los pozos quedan demarcados por un segmento vertical en color negro y la ubicación de su captación en un segmento de color azul.

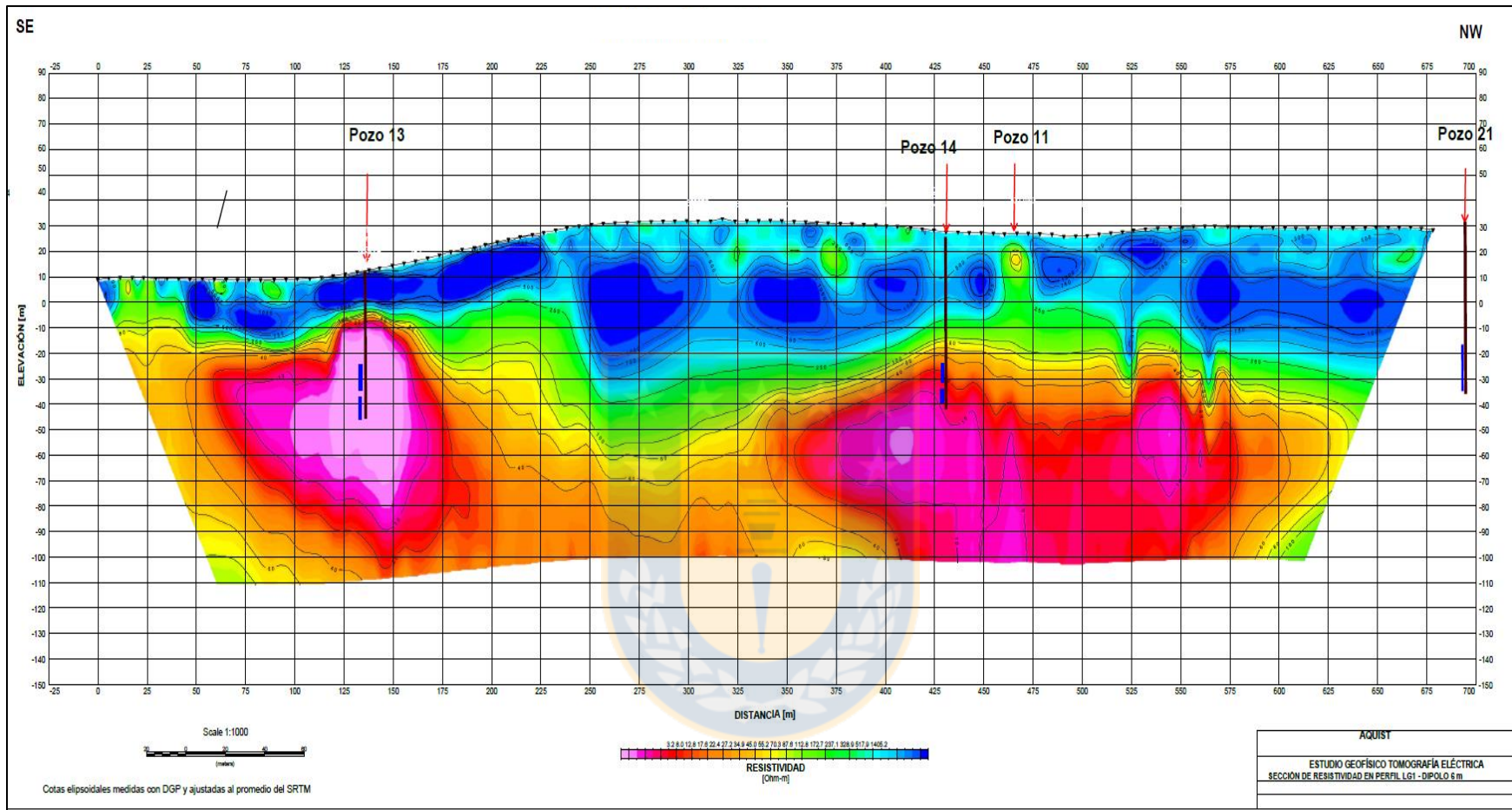


Figura 6.6. Perfil de resistividad G1 ubicado en el extremo norte del área de estudio. Se evidencia una zona de muy alta conductividad que se desplaza por debajo de las captaciones de agua. Los pozos quedan demarcados por un segmento vertical en color negro y la ubicación de su captación en un segmento de color azul.

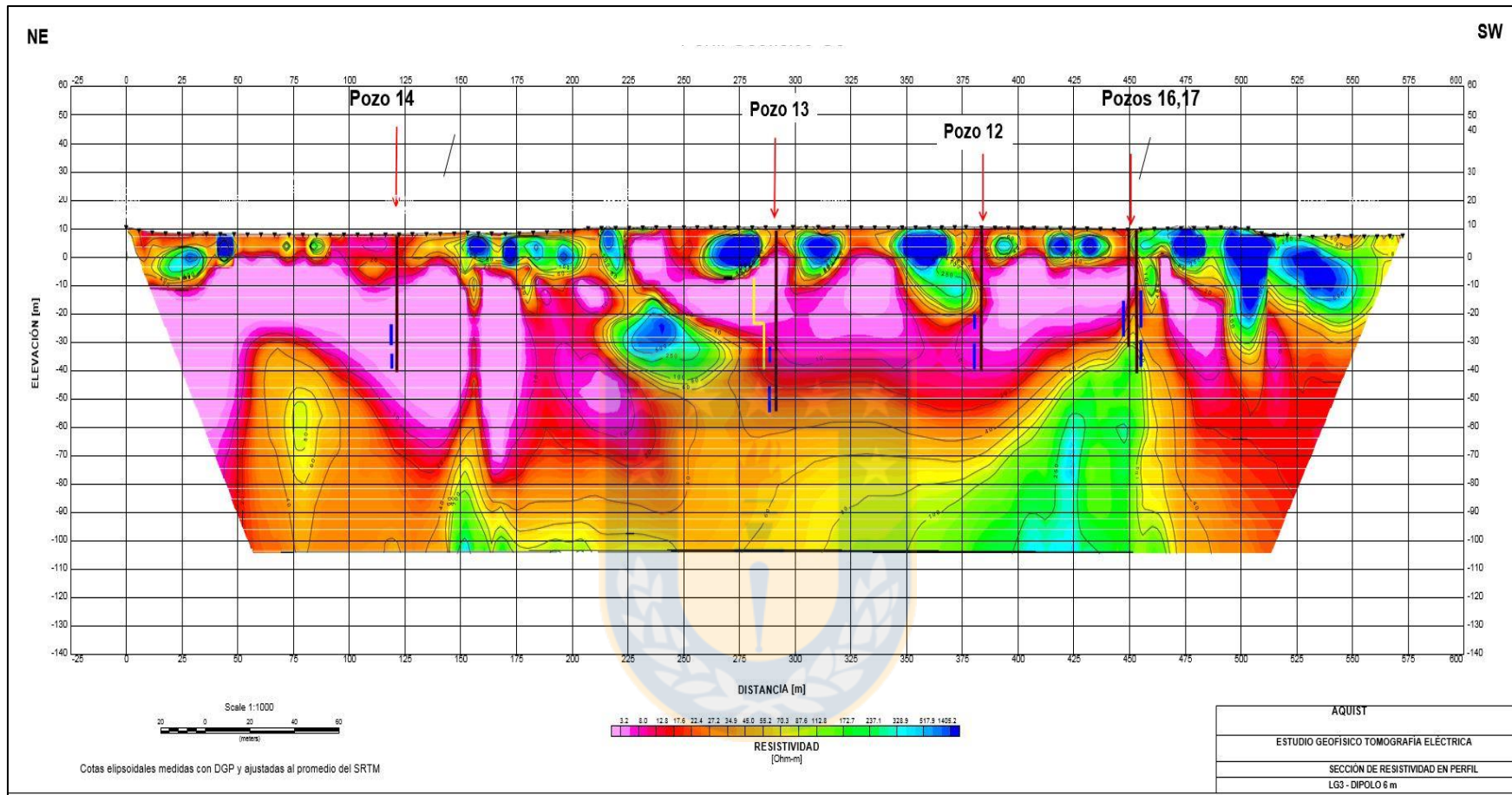


Figura 6.7. Perfil de resistividad G3 dispuesto de forma paralela a la costa. Se evidencia que todos los pozos en el perfil están inmersos en una zona con muy bajas resistividades que penetra hacia el interior del continente y a lo largo de la costa. Los pozos quedan demarcados por un segmento vertical en color negro y la ubicación de su captación en un segmento de color azul.

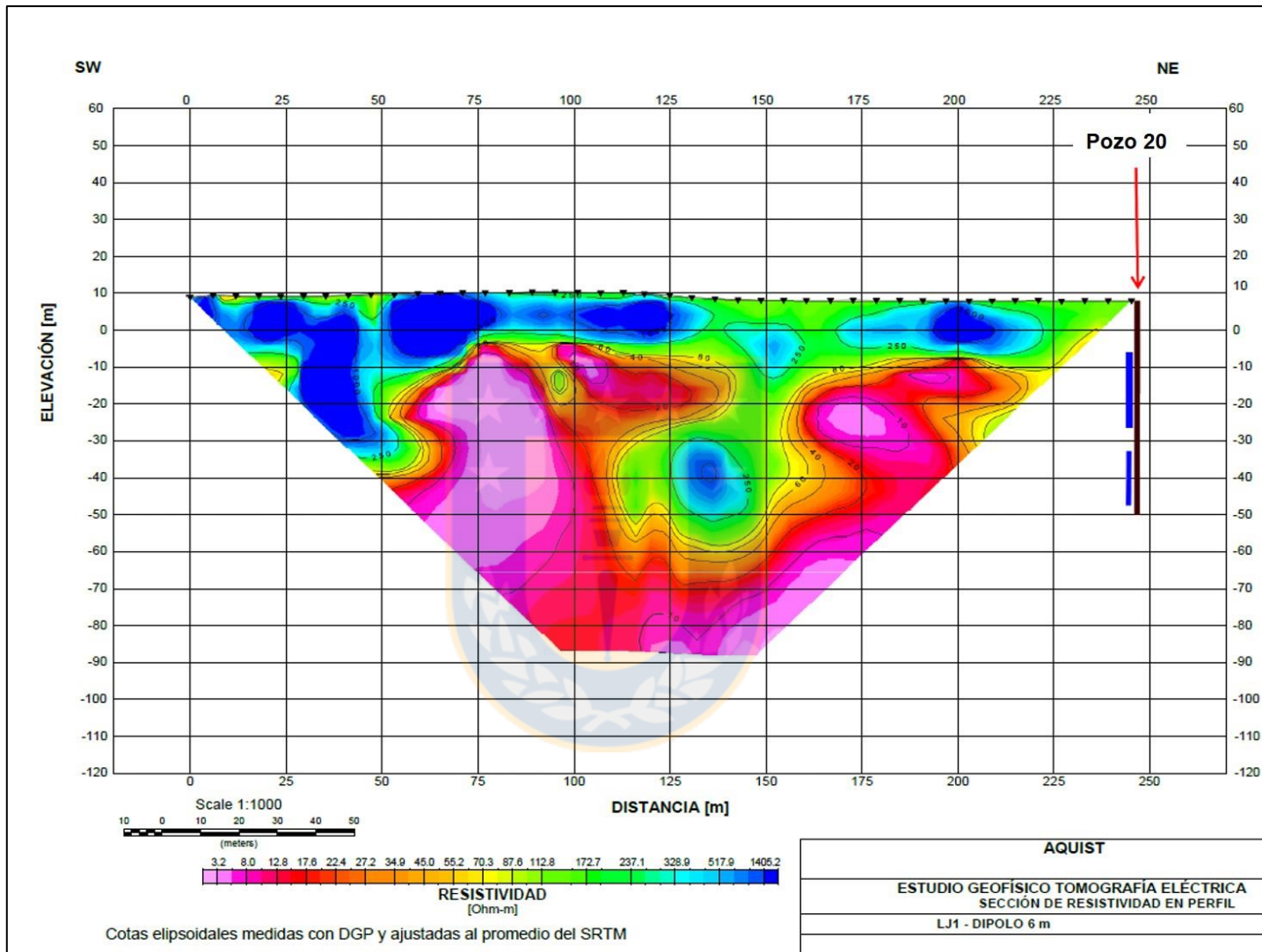


Figura 6.8. Perfil de resistividad J1 dispuesto en forma paralela a la costa. Se tiene en el perfil la proyección del Pozo 20 sobre el trazado en terreno. El pozo queda demarcado por un segmento vertical en color negro y la ubicación de su captación en un segmento azul.

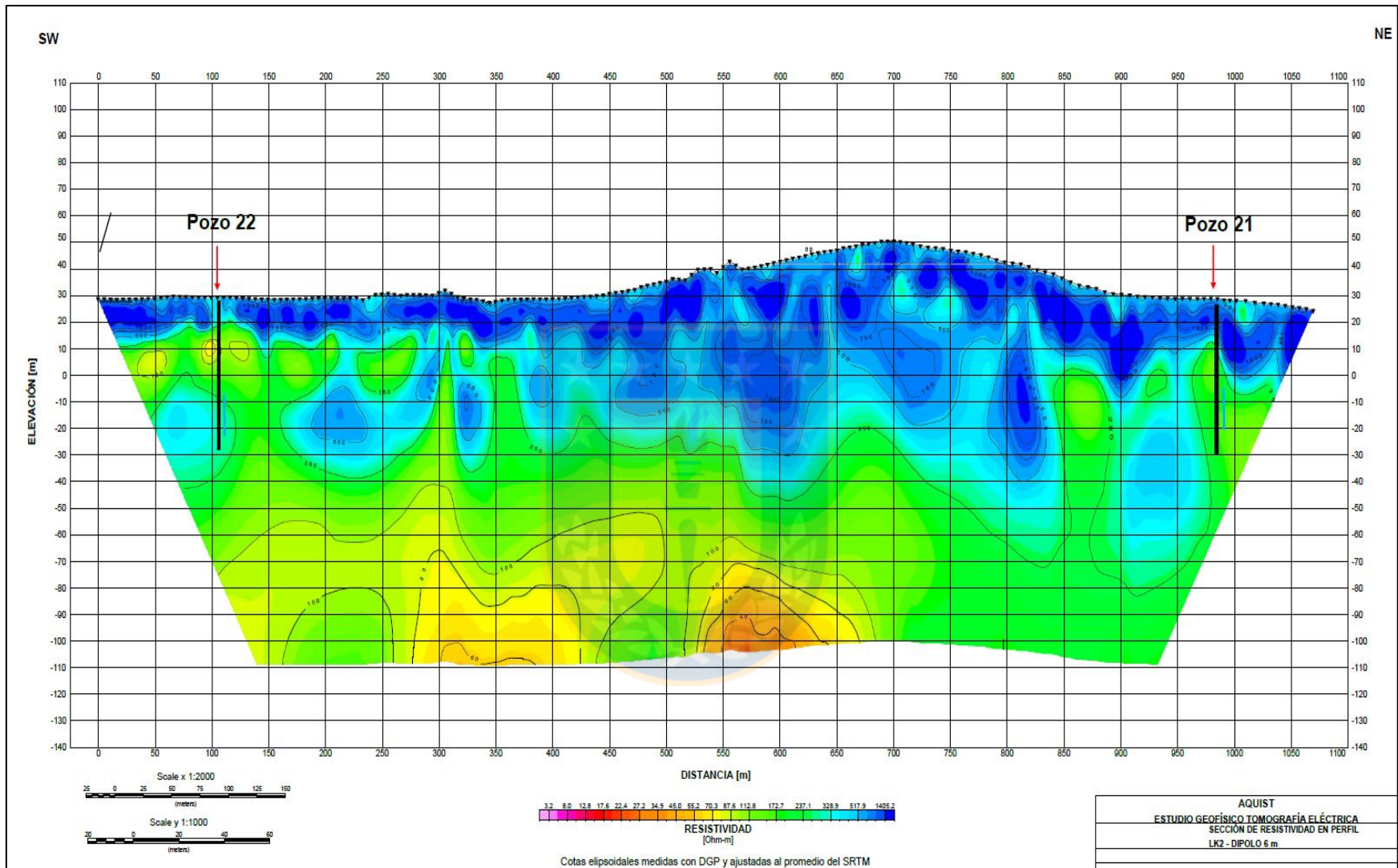


Figura 6.9. Perfil de resistividad K2 dispuesto en forma paralela a la costa. A diferencia del perfil G3, no se tiene evidencias de una zona de baja resistividad. Los pozos quedan demarcados por un segmento vertical en color negro y la ubicación de su captación en un segmento de color azul.

A partir de los perfiles de resistividad se pueden interpretar 3 unidades geoelectricas principales, cuya definicion se ve facilitada por el contraste de resistividades laterales y en profundidad. Estas unidades son descritas a continuacion:

a) Unidad Resistiva:

Esta unidad se reconoce como un horizonte superficial en todas las secciones. Presenta una morfologia practicamente paralela a la superficie, con espesores que varian entre 5 – 40 m. Los valores de resistividad superan los 250 [ohm-m] y la unidad se interpreta como depositos sedimentarios no saturados, asociados a las unidades geologicas 1, 2 y parte de la unidad 3.

b) Unidad Conductora 1:

Esta unidad subyace a la unidad superficial resistiva y se presenta en forma de cuña que se profundiza a medida que se aleja de la costa. Se caracteriza por poseer valores de resistividad menores a 100 [ohm-m], lo que corresponde a la zona con mayor conductividad electrica reconocida en este estudio. La unidad se interpreta como depositos sedimentarios saturados posiblemente en agua salada.

El estudio geofisico indica variaciones de resistividad electrica dentro de la misma unidad, lo que podria deberse a variaciones en la salinidad del agua o variaciones en el porcentaje de mezcla agua dulce/agua salada. Hacia los bordes de esta unidad aumentan los valores de resistividad, lo que indicaria la presencia de una zona de mezcla en el limite con la unidad conductora 2 (saturada en agua dulce), donde disminuye la salinidad hacia sectores externos de la misma. Se considera el limite de la zona de mezcla saturada en agua salada a los valores en torno a 100 [ohm-m].

c) Unidad Conductora 2:

Esta unidad se encuentra en todas las secciones exceptuando a los perfiles G3 y J1. Subyace a la unidad resistiva superficial y en algunos sectores grada lateralmente hacia Unidad Conductora 1. El techo de la unidad es practicamente horizontal y plano, paralelo a la unidad superior y se caracteriza por poseer valores de resistividad de 100 a 250 [Ohm-m]. Esta unidad se interpreta como depositos sedimentarios humedos y/o saturados en agua dulce.

6.2 Sectores con señales de intrusión salina

Mediante el estudio geofísico es posible obtener información respecto al subsuelo tanto de la zona de interés, así como también de la costa e interior de los sectores cercanos al área de bombeo.

El sector de estudio corresponde en su totalidad a una misma secuencia sedimentaria, para la cual no se reconocen variaciones litológicas que puedan ser atribuidas a cambios laterales importantes de resistividad. Sin embargo, en las secciones geofísicas no es posible reconocer el basamento rocoso.

El nivel freático no parece tener oscilaciones importantes. En las partes medias de la zona de estudio el nivel estaría en una posición más elevada que en las zonas costeras, indicando un gradiente subterráneo desde el interior del continente hacia la costa.

El análisis de la geofísica permite reconocer la presencia de una posible saturación en agua salada o mezcla agua dulce/agua salada. Esta situación se observa solo en algunos sectores del área de estudio asociadas probablemente al bombeo de algunos pozos cercanos a la costa.

La costa sur del área de estudio no presenta una zona de agua salinizada en profundidad. Por otra parte, en el perfil G3, sí se reconoce una zona salinizada.

El planteamiento de la salinización en el acuífero es reforzado a partir del perfilaje eléctrico en el pozo de observación. De análisis de los perfiles se podría proponer un proceso de salinización más intenso en los sectores cercanos a los pozos 11, 13, 12, 16 y 17. Sin embargo, lo anterior debe ser corroborado a partir de un análisis químico de las aguas de cada uno de los pozos, lo que corresponde a la siguiente etapa de esta metodología de caracterización, la que es expuesta en el Capítulo 8. Finalmente, a partir de la geofísica es posible diferenciar 3 zonas principales dentro del área de estudio propuesta. Éstas son:

1. Zona sin intrusión salina en la costa SW.
2. Zona con posible intrusión salina en la entrada norte de la costa SW.
3. Zona con posible intrusión salina de gran extensión en la costa NE.

7 HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

7.1 Catastro de pozos y derechos de agua

El sector de estudio presenta 12 pozos construidos (Figura 7.1). Actualmente tres de estos pozos se encuentran con un bombeo constante y los demás se bombean esporádicamente.

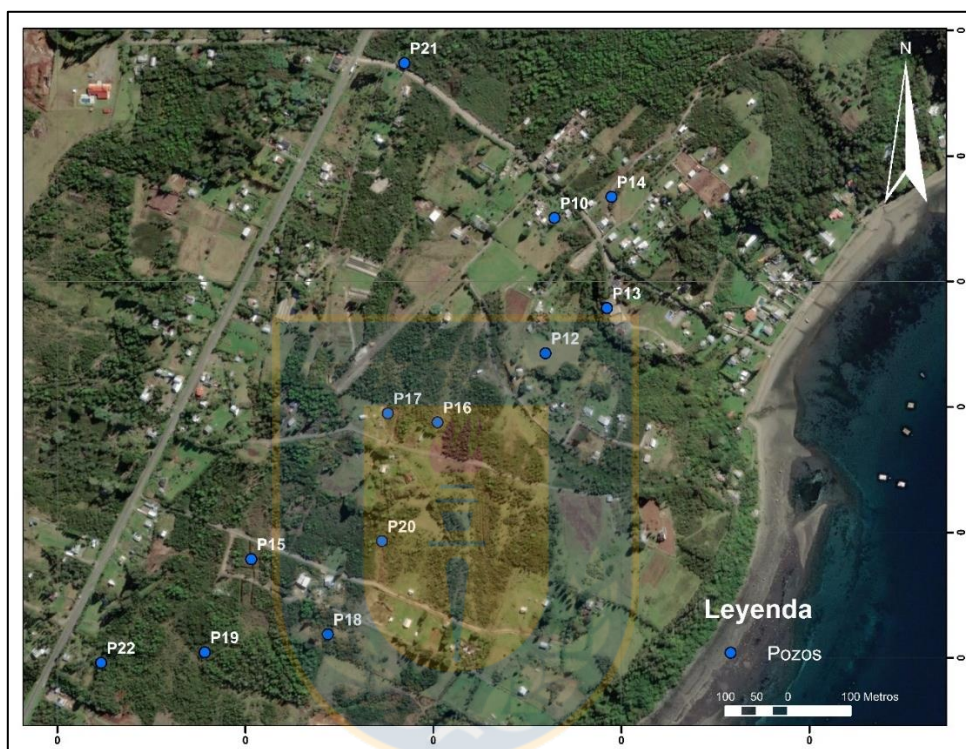


Figura 7.1. Distribución espacial de los pozos en el área de estudio propuesta.

Tras la revisión de los expedientes de construcción de los 12 pozos se cuenta con información respecto a la estratigrafía, su habilitación y el registro de las pruebas de bombeo realizadas.

Durante las campañas se realizan diferentes mediciones de los niveles estáticos y dinámicos en cada uno de los pozos. A modo de ejemplo, se presenta la información levantada durante dos campañas, resumida en la Tabla 7.1.

De acuerdo con la información recopilada de la DGA, el lugar posee 10 derechos de agua constituidos destinados a actividades productivas y 4 derechos de agua destinados bajo el carácter de Bebida/Usos doméstico/Saneamiento, lo que en conjunto corresponde a un total de 160 l/s otorgados.

Tabla 7.1. Información levantada respecto a los 12 pozos del sector durante las campañas.

CATASTRO DE POZOS											
CAPTACIÓN	Cota (ms. n.m.). BROCAL	Cota del terreno (ms.n. m.)	Campaña 1			Campaña 2			Prof. Del Pozo (m)	Prof. de la criba (m)	OBSERVACIONES (en uso, habilitado, bomba...etc)
			Nivel estático	Nivel dinámico	Piezometría (ms.n.m.)	Nivel estático	Nivel dinámico	Piezometría (ms.n.m.)			
Pozo 11	27.98	27.41	-	-	-	-	-	-	-		Pozo abandonado, con bomba. Pozómetro topa en la línea de aire. Posiblemente línea de aire tapada.
Pozo 12	28.11	28.015	24.66	-	3.355	25.15	-	2.865	71	48-54/ 60-70	Pozo abandonado, sin bomba. No se pueden medir parámetros.
Pozo 13	29.01	28.43	24.72	-	3.71	25.23	-	3.2	80	52 - 58 / 64 - 78	Pozo abandonado, sin bomba. Se miden parámetros y se realiza perfilaje de conductividad.
Pozo 14	29.8	29.395	-	-	-	-	-	-	73	52 - 58 /64 - 72	Pozo abandonado y sellado con material hasta superficie.
Pozo 15	25.204	24.704	18.14	-	6.564	18.95	-	5.754	150	120 - 140	Pozo abandonado, sin bomba. Se miden parámetros y se realiza perfilaje de conductividad.
Pozo 16	19.32	18.845	15.61	-	3.235	16.9	-	1.945	60	42 - 58	Pozo abandonado con bomba. Se mide en la línea de aire. No se pueden medir parámetros.
Pozo 17	27.81	27.46	24.26	-	3.2	24.72	-	2.74	72	48 - 60/63- 71	Pozo abandonado con bomba. Se mide en la línea de aire. No se pueden medir parámetros. Detenido hace 2-3 años.
Pozo 18	26.18	25.815	23.5	-	2.315	24.25	-	1.565	80	50-58/ 61-64 / 67-78	Pozo sin bomba, sin uso. Se miden parámetros y se realiza perfilaje de conductividad.
Pozo 19	25.303	25.058	-	-	-	-	-	-	80	51-54 / 57-78	Pozo en uso, con bomba. Caudal 37 l/s. No se puede medir nivel dinámico, el pozómetro topa. Se miden parámetros.
Pozo 20	26.51	26.135	23.26	-	2.875	23.64	-	2.495	77	30-54 / 60 - 76	Pozo abandonado con bomba. Se mide en la línea de aire. No se pueden medir parámetros.
Pozo 21	26.99	26.61	-	36.62	-	-	-	-	73	55 - 72	Pozo en uso, con bomba. Caudal 18.8 l/s. Nivel dinámico 36.62 metros. Se miden parámetros.
Pozo 22	24.291	23.811	-	27.93	-	-	28.45	-	68	35 - 53 / 56 - 67	Pozo en uso, con bomba. Caudal 42 l/s. Nivel dinámico 27.93 metros. Se miden parámetros.

7.1.1 Pozo de observación

Con el objetivo de estimar los parámetros hidráulicos del acuífero, se realiza una prueba de bombeo en el Pozo 18 y se construye un piezómetro denominado “Pozo de Observación”, ubicado a 10 metros aguas abajo del Pozo 18. Este piezómetro es utilizado como pozo de observación durante la ejecución de la prueba de bombeo.

Las muestras de material recolectado (*cutting*) durante la perforación del pozo es recuperado cada 1 metro. Las muestras fueron colectadas en bolsas plásticas rotuladas y la descripción fue realizada a un costado de la máquina de perforación, directamente desde las bolsas con el fin de reconocer la estratigrafía en ese punto (Fotografía 7.4).



Fotografía 7.1. Muestras de *cutting* recuperadas cada 1 m de la perforación del pozo de observación.

La secuencia estratigráfica se define a partir de la descripción de las muestras de *cutting* extraídas durante la perforación (Fotografía 7.5), para lo cual se considera el porcentaje, tamaño y forma de las partículas.



Fotografía 7.2. Muestra de arena gruesa recuperada a los 70 m de profundidad.

En general, el material recolectado varía entre arena media-gruesa y grava arenosa, en ocasiones con leve porcentaje de bolones (<10%). Las muestras reconocidas tienen un bajo porcentaje de finos (~5%).

La estratigrafía reconocida se resume en la Tabla 7.2, la que concuerda y se asemeja con la descripción disponible para el Pozo 18.

Tabla 7.2. Secuencia estratigráfica generada a partir de las muestras recuperadas.

Desde (m)	Hasta (m)	Estratigrafía
0	1	Tierra vegetal. Contenido de finos 40%
1	4	Grava y arena gruesa con algunos bolones
6	18	Arena con grava
18	20	Grava con algunos bolones
20	23	Grava y arena gruesa
23	25	Grava con algunos bolones
25	42	Arena con grava
42	48	Arena gruesa con algo de grava
48	70	Arena con grava

Una vez finalizada la perforación, se procede a habilitar el Pozo de Observación, siguiendo la configuración de la habilitación que muestra la Tabla 7.3. Finalmente, se genera el esquema de la construcción para el Pozo de Observación utilizando el *software Strater 3* (Figura 7.2).

Tabla 7.3. Habilidad del Pozo de Observación.

Configuración Habilidad		
Desde (m)	Hasta (m)	Tipo
0	4,43	Tubería PVC PN 110 x 4.2 ciego.
4,43	58,43	Tubería PVC PN 110 x 4.2 ranurado.
58,43	64,43	Tubería PVC PN 110 x 4.2 ciego + tapa plana.

Para complementar la información extraíble del Pozo de Observación, se realiza un perfilaje geofísico mediante la técnica de *Perfilaje Multiparamétrico de Pozos*. El estudio consiste en introducir una sonda en el pozo posterior al retiro de las barras de perforación y previo a la habilitación. Para este caso se consideró el uso de 2 sondas; la sonda Caliper de 3 brazos para la medición del Caliper y la sonda Eléctrica para la medición de Gamma Natural, resistencia eléctrica, resistencia, potencial espontáneo y temperatura del fluido. El objetivo de este estudio es entregar una información de las paredes del pozo, infiriendo así la litología, nivel saturado y zonas que reciben aportes de agua desde el acuífero. Las principales conclusiones de este perfilaje son las siguientes:

- 0 – 8 metros: El tramo corresponde a sedimentos compuestos principalmente por bolones y gravas arenosas.
- 8 – 16 metros: Presencia de gravas y arenas saturadas, con un aumento de la fracción arenosa hacia el final del tramo.
- 16 – 36 metros: Tramo constituido principalmente por arenas.
- 36 – 49 metros: Este tramo indicaría la entrada de un flujo de agua al pozo.
- 49 – 62 metros: Este tramo pudiera indicar la entrada de un nuevo flujo de agua al pozo con valores de salinidad altos.
- 62 – 63,88 metros: Tramo compuesto por arenas y gravas principalmente.

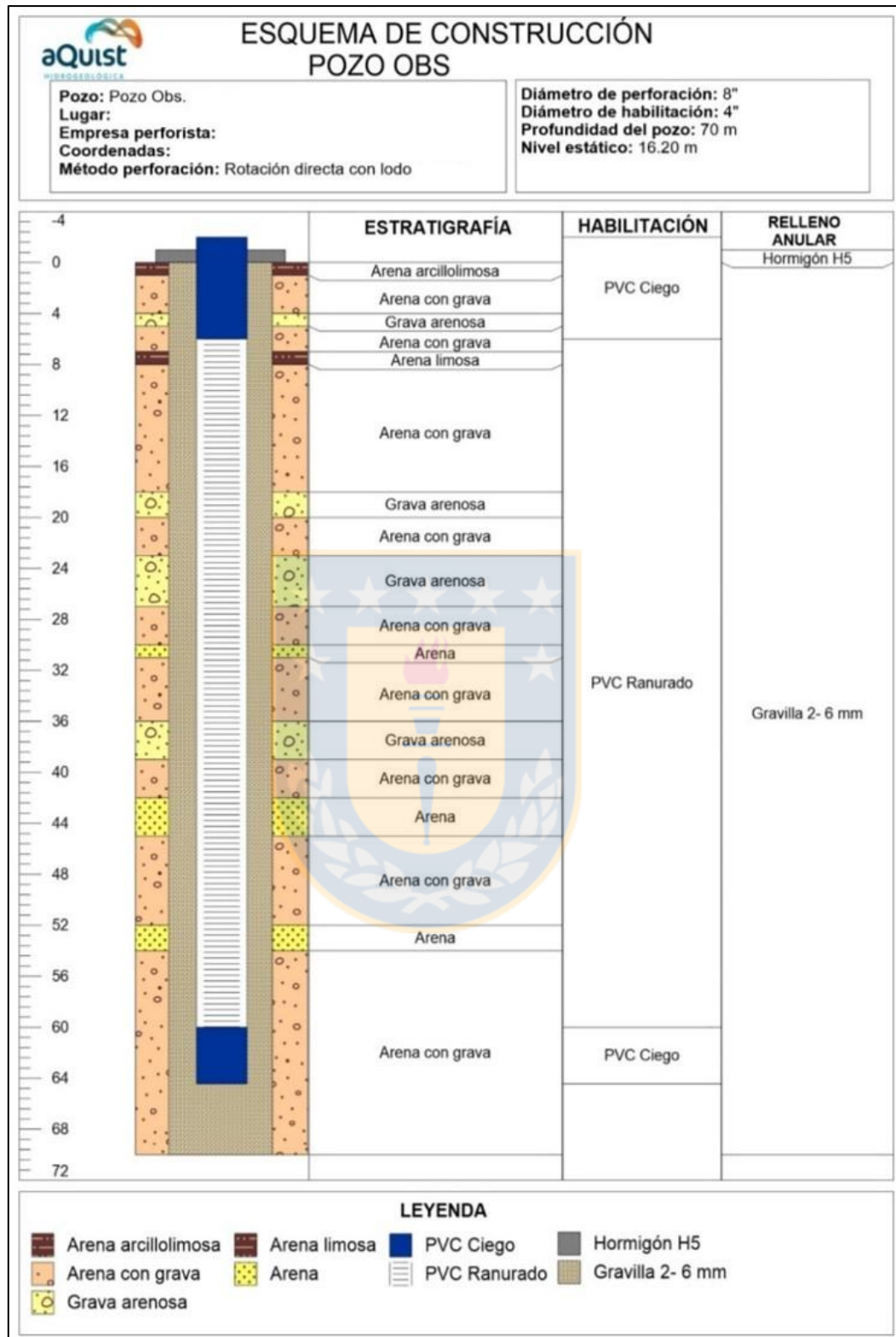


Figura 7.2. Esquema de construcción del Pozo de Observación aguas abajo del Pozo 18.

Finalizada la construcción del Pozo de Observación, se realiza la prueba de bombeo en el Pozo 18 con una profundidad de succión de 42 m. Se bombea con un caudal constante de 83,3 l/s durante 36 horas con posterior medición de la recuperación del nivel durante 120 min (Figura 7.3); a fin de obtener los parámetros hidráulicos del pozo.

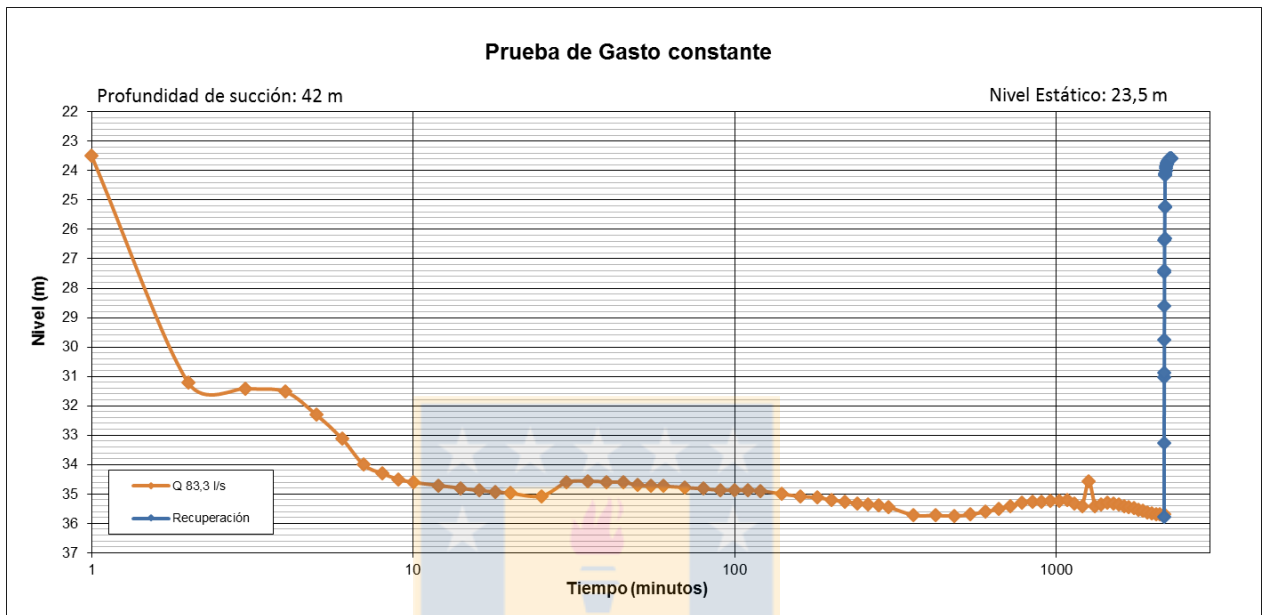


Figura 7.3. Prueba de bombeo a gasto constante y recuperación del Pozo 18.

Los niveles dinámicos obtenidos durante la prueba de bombeo de gasto constante para el Pozo 18 cumplen con lo dispuesto en el artículo 23 de la Resolución DGA N°425 de 2007, la que establece que la prueba de bombeo presenta una clara tendencia a la estabilización cuando se observa un descenso de 2 cm/hora o menor durante las 3 últimas horas de bombeo. En la gráfica de la Figura 7.3 se puede observar que el pozo tiene tendencia a la estabilización a partir de los 720 minutos, con algunas oscilaciones del nivel, manteniendo finalmente una oscilación menor o igual a 2 cm en el nivel durante las 4 últimas horas de la prueba.

Durante la prueba de gasto constante se utiliza como pozo de observación el “Pozo de Observación” construido con este propósito. Se realizan medidas de descenso y recuperación con la misma frecuencia y en forma simultánea a las realizadas en el Pozo 18 (Figura 7.4). Cabe destacar que los valores de las mediciones de abatimiento del nivel freático y de su recuperación son más representativas en los pozos de observación durante este tipo de pruebas. Esto debido a que se

excluye la influencia de pérdidas de carga, alteraciones en el funcionamiento de la bomba y deficiencias en la habilitación que suelen presentarse en los pozos de bombeo.

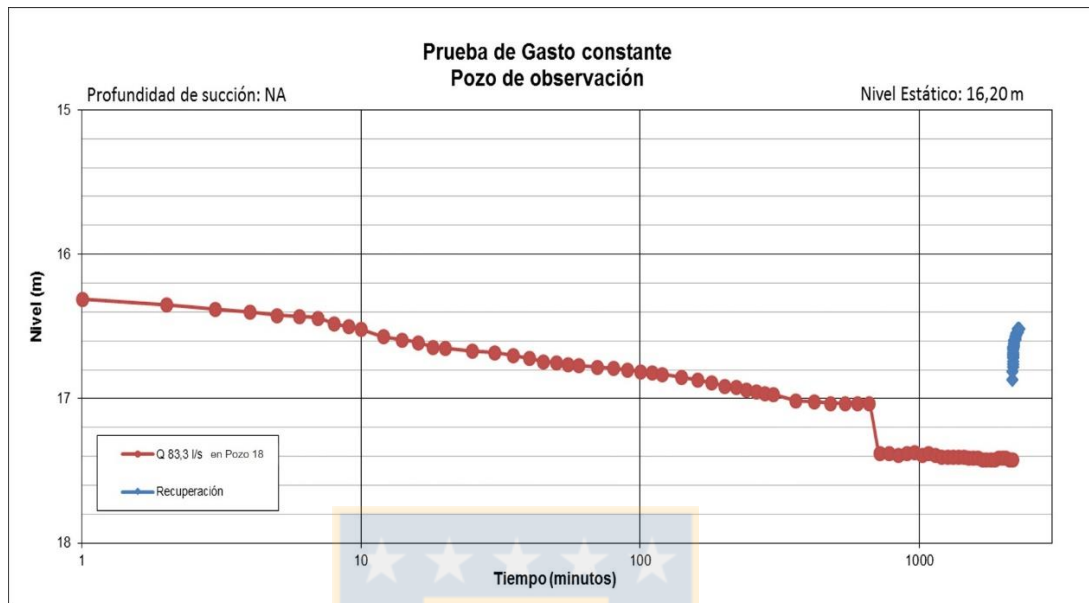


Figura 7.4. Niveles del Pozo de Observación durante el bombeo de gasto constante y recuperación del Pozo 18.

7.2 Parámetros hidráulicos

Sobre la base de la información de la depresión y recuperación de los niveles versus el tiempo de cada una de las pruebas de bombeo de los pozos, se obtienen los parámetros hidráulicos que rigen el funcionamiento del acuífero. Para esta estimación se utiliza el *software AquiferTest 2011*, se selecciona el método de análisis y se ajusta la curva a los valores más representativos en cada una de las pruebas, tal como lo muestra la gráfica obtenida para el abatimiento del Pozo 19 en la Figura 7.5 y para la recuperación del Pozo 22 (Figura 7.6). Generalmente, los primeros diez minutos de cada prueba de bombeo no son representativos del comportamiento del acuífero debido a los ajustes de caudal que sufre la bomba hasta estabilizarse. Cabe notar que para cada pozo de bombeo, el *software* entrega un valor para el coeficiente de almacenamiento de acuerdo con un proceso de simulación de un pozo de observación, sin embargo, dicho valor no se considera representativo.

En la Tabla 7.5 se encuentran los valores de transmisividad (T) y permeabilidad (K) obtenidos a través de los métodos de Cooper&Jacob y Theis para el abatimiento. Para el análisis de dichos parámetros durante la recuperación, se utiliza el método de recuperación de Theis.

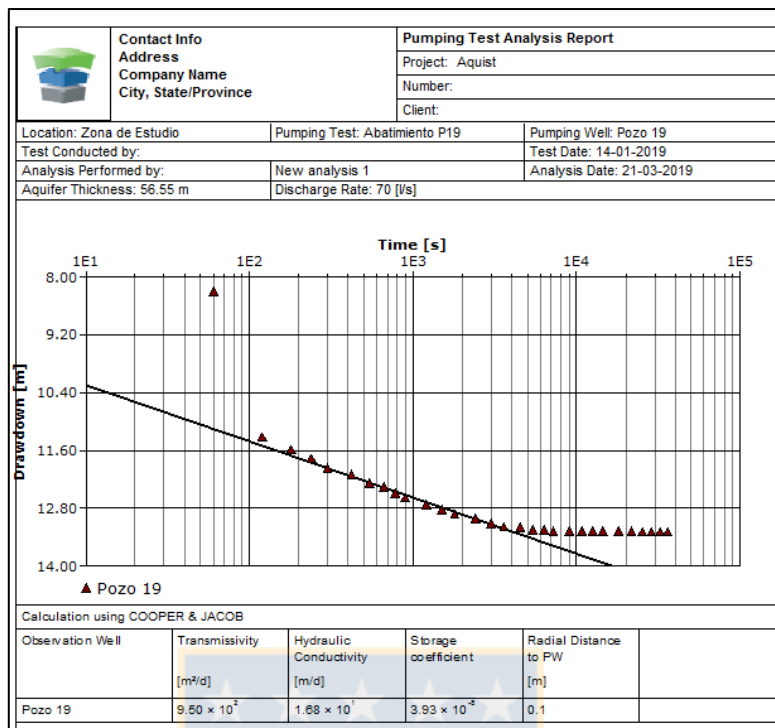


Figura 7.5. Gráfica de análisis para el abatimiento del Pozo 19 utilizando el método de Cooper & Jacob.

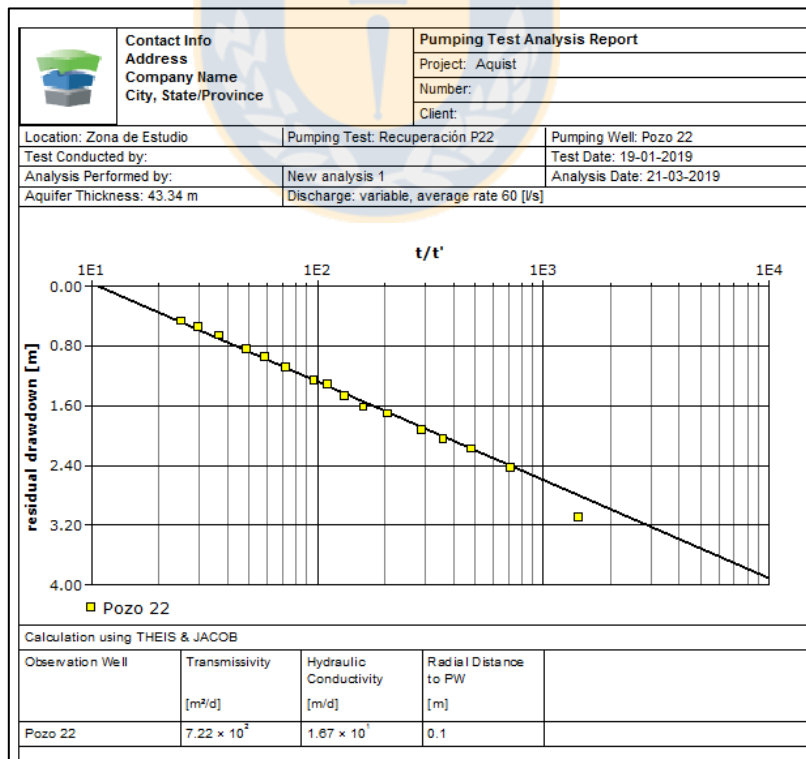


Figura 7.6. Gráfica de la recuperación del Pozo 22 de acuerdo con el análisis de Recuperación de Theis

Tabla 7.4. Parámetros hidráulicos del sector de estudio según los antecedentes obtenidos de las pruebas de bombeo.

Pozos	Transmisividad (m ² /día)			Permeabilidad (m/día)		
	Abatimiento		Recuperación	Abatimiento		Recuperación
	Cooper-Jacob	Theis	Theis Recovery	Cooper-Jacob	Theis	Theis Recovery
11	115	127	27.3	2.31	2.55	0.55
12	45.6	51.7	19.7	0.76	0.86	0.329
13	317	607	617	7.18	13.7	14
15	15.3	18	25	1.28	1.5	2.09
16	1850	1380	3290	44.3	33.1	78.7
17	504	907	466	11.3	20.4	10.5
18	1040	1090	1550	18.7	19.7	28.1
19	894	939	1360	15.8	16.6	24
20	2140	1680	5550	40.7	32	195
21	86	730	905	1.78	15.1	18.8
22	481	493	722	12.7	11.3	16.7

El coeficiente de almacenamiento del acuífero se obtiene a través del análisis del registro de descenso y recuperación en el Pozo de Observación durante la prueba de bombeo del Pozo 18. Para ello se utiliza el mismo *software* mencionado anteriormente (Figura 7.7). Cabe notar que la transmisividad estimada para el Pozo de Observación difiere bastante del contexto de transmisividades del sector (Tabla 7.5), por lo que se estima que pueden haber ocurrido deficiencias con la construcción del pozo y/o la interferencia de otros factores como el bombeo de otros pozos o niveles muy permeables de modo local.

Para la selección de los valores más representativos de transmisividad en el sector de estudio se escogen aquellos pozos cuyo abatimiento, con sus diferentes metodologías, muestran valores similares dentro de un rango variable no mayor al 30%. Los pozos con diferencias de valores de transmisividad superiores a ese margen son descartados debido a posibles imperfecciones en la habilitación y errores de metodología o de medición durante la prueba de bombeo realizada. Es necesario contrastar los valores obtenidos a partir del abatimiento con los valores obtenidos de la recuperación, la cual suele muchas veces ser más representativa en término de valores al operar bajo un mecanismo natural de flujo y no por medio de una bomba. Sin embargo, es relevante considerar los valores generales del sector frente al de un pozo en particular. De acuerdo con lo anterior, los pozos 16, 18, 19 y 22 cumplen con el criterio expuesto. Es así como se estima un rango

de transmisividad general para el área de estudio que varía entre 600 m²/día y 1200 m²/día, pudiendo considerarse un valor promedio de 900 m²/día.

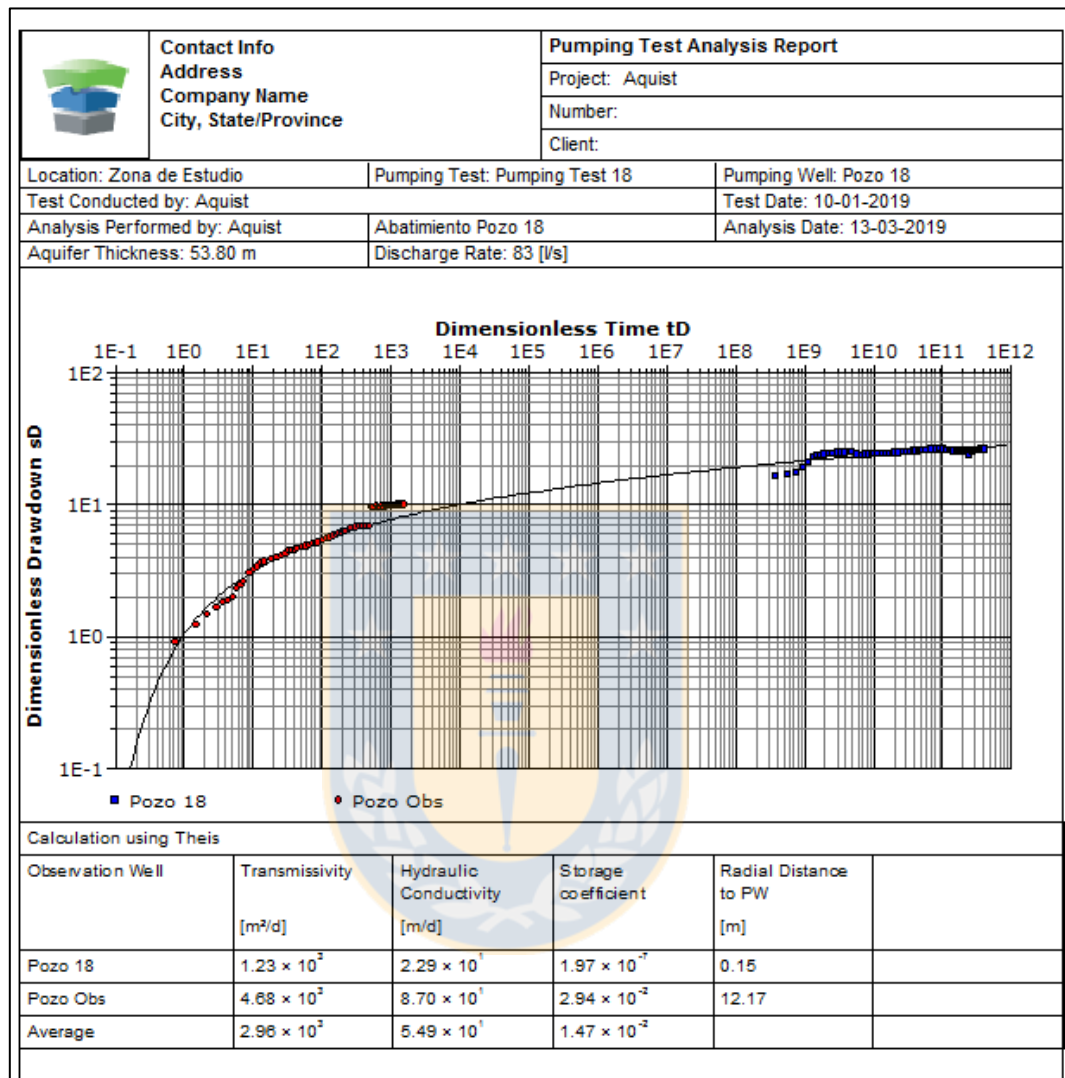


Figura 7.7. Contraste entre los parámetros hidráulicos estimados en el Pozo 18 y en el Pozo de Observación durante la prueba de bombeo. Se utilizó la curva de Theis para interpretar el abatimiento.

Los valores del Pozo 20 se encuentran muy elevados respecto del promedio general de los pozos seleccionados. Esto puede deberse a que dicho pozo se encuentra de forma particular en una zona de muy alta transmisividad o bien a que la medición de los niveles durante la prueba de bombeo no es representativa, por lo que se descartan los valores de este pozo en la selección. Además, se asigna un valor importante a la información entregada por la prueba de bombeo realizada en el

Pozo 18, cuyo valor de transmisividad alcanza un valor de $1.230 \text{ m}^2/\text{día}$ con un coeficiente de almacenamiento estimado del 10% de acuerdo con lo estudiado para acuíferos no confinados (Custodio y Llamas, 1996). Se descarta el valor del coeficiente de almacenamiento entregado por la prueba de bombeo en el Pozo de Observación dadas las posibles anomalías en su habilitación y/o desarrollo, las que repercuten en parámetros hidráulicos fuera del contexto local.

Los valores de transmisividad varían en el sector en función de la permeabilidad y del espesor saturado del acuífero. En la zona de estudio existen diferencias de permeabilidad en el material depositado (Figura 7.8), las que son importantes de considerar para un eventual modelamiento numérico del flujo subterráneo.

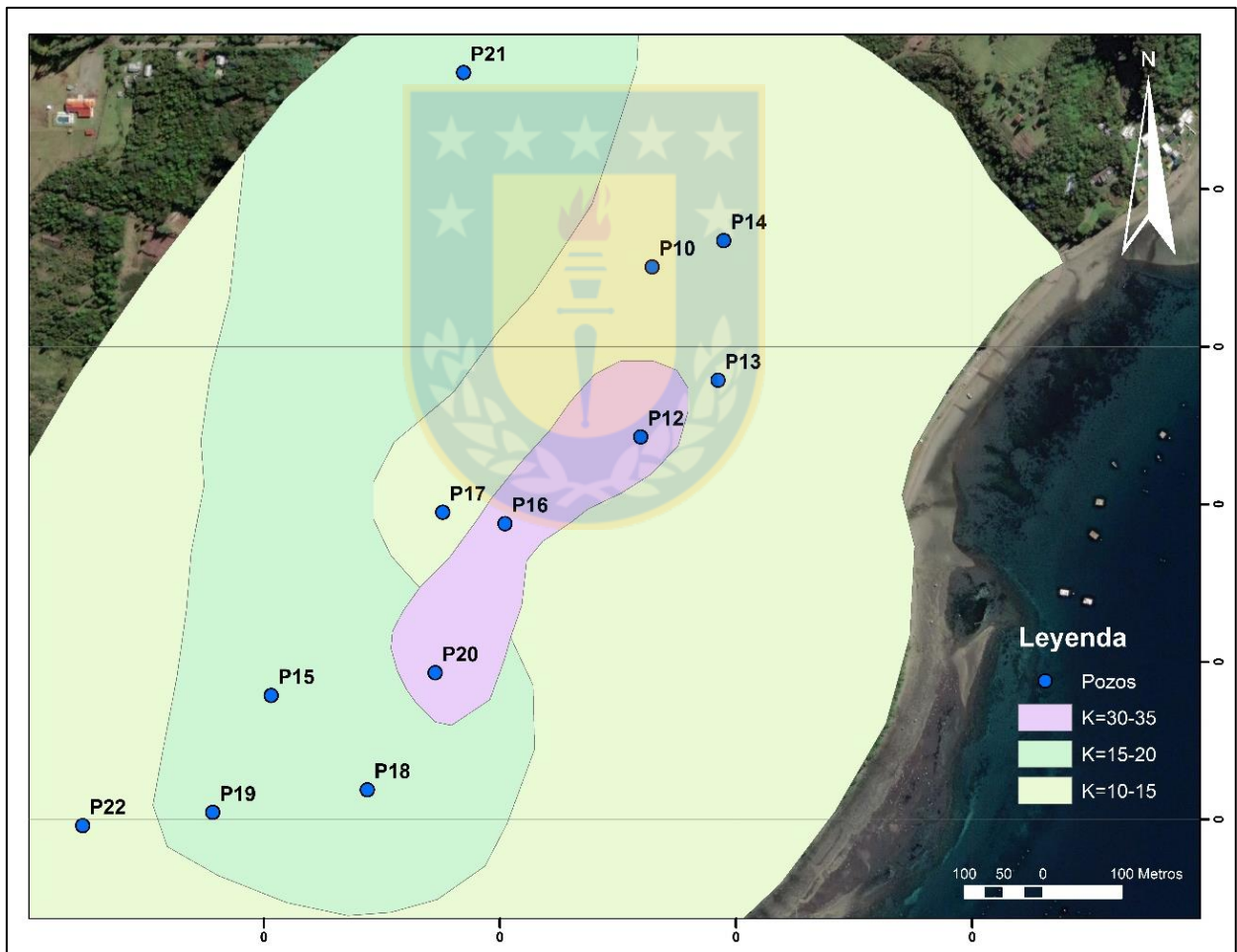


Figura 7.8. Permeabilidades en el acuífero dentro de la zona de estudio de acuerdo con los parámetros hidráulicos obtenidos.

7.3 Unidades hidrogeológicas

El estudio y caracterización de las unidades hidrogeológicas se realiza a partir del análisis en conjunto de la estratigrafía, los perfiles geofísicos, los niveles piezométricos y de los parámetros hidráulicos para cada uno de los pozos en el sector. Para ello, se elaboran perfiles de detalle que muestren la posición de las captaciones, la profundidad de sus cribas y su distribución en las distintas unidades geológicas ya definidas, además de la posición del nivel freático. Lo anterior queda ejemplificado en la Figura 7.9, en donde se observa que las cribas de los pozos 13, 14 y 21 captan el agua subterránea desde la unidad 4, bajo el nivel piezométrico que, para este caso, se corresponde con el nivel freático dado que se encuentra en equilibrio con la presión atmosférica. Todos los demás pozos, con excepción del Pozo 15, obtienen el agua a partir de la misma unidad geológica. El Pozo 15 atraviesa la capa semipermeable de arcillas y tiene dispuesta su criba en un nivel de arenas más profundo, por lo que no participa en la explotación del acuífero en cuestión.

A partir de lo anterior, se definen tres unidades hidrogeológicas relevantes. La posición y distribución esquemáticas de cada una de ellas se ilustra en la Figura 7.10. Estas unidades son definidas a continuación:

- Unidad P: Corresponde a una unidad no saturada superficial compuesta por las unidades geológicas 1 y 2, con una porción superior de la unidad 3 en algunos sectores. Se estima una permeabilidad teórica de entre 1 y 10 m/día y no constituye acuíferos. Presenta un rango de espesor de 15-30 m.
- Unidad Q: Se caracteriza por ser una unidad saturada en agua que incluye las unidades estratigráficas 3 y 4 dadas sus similitudes en términos de porosidad, transmisividad y permeabilidad. Constituye un acuífero poroso libre con poca presencia de material fino (arcilla y/o limo), donde el agua contenida se encuentra sometida a presión atmosférica. La transmisividad de esta unidad se encuentra en un rango de 600-1.200 m²/día y presenta una permeabilidad en torno a los 20 m/día. El espesor saturado de esta unidad varía entre 30 y 90 m. La base o sello de esta unidad corresponde al nivel de arcillas semipermeables que constituye la Unidad R, mientras que su techo corresponde al nivel freático.

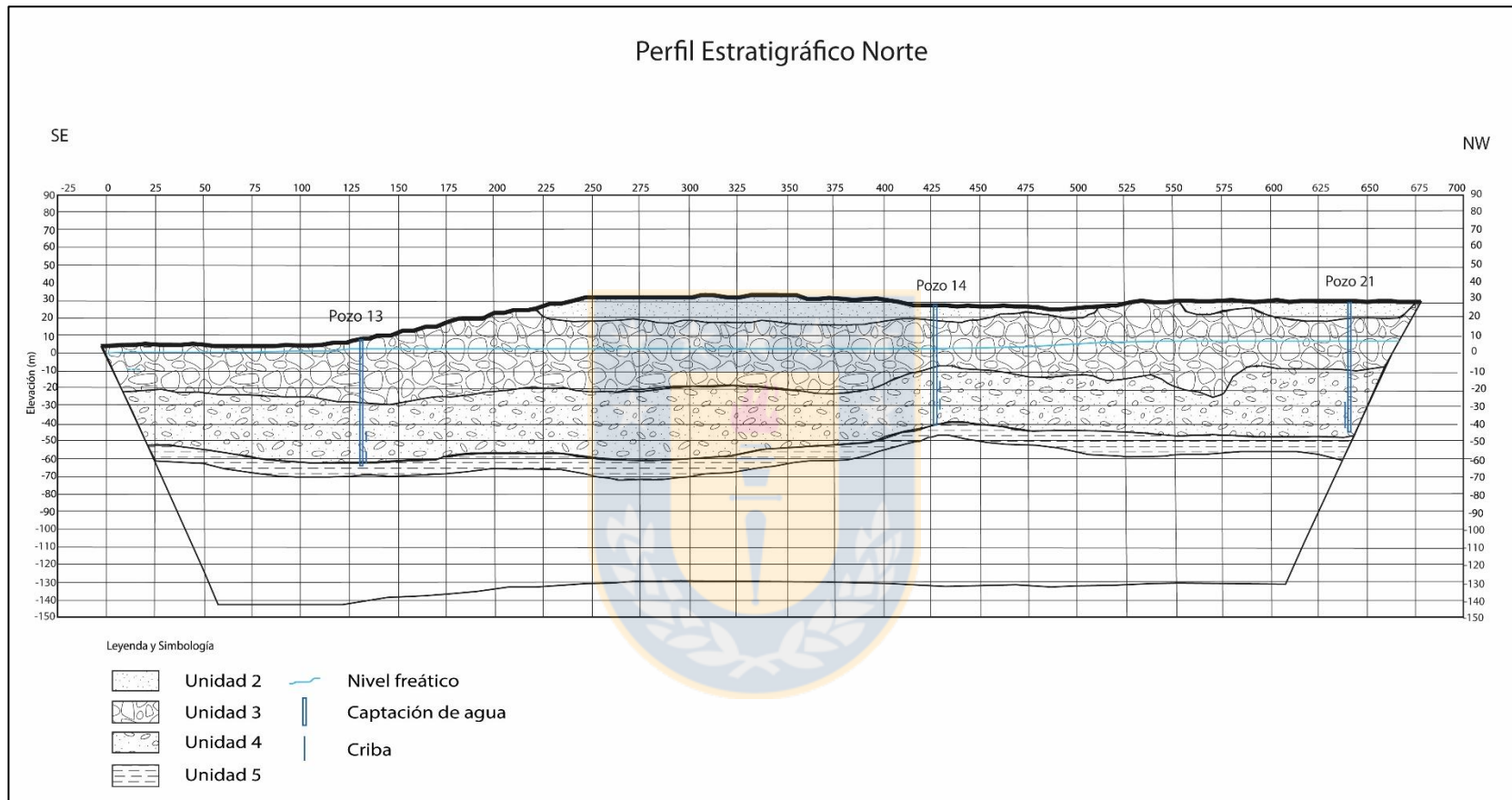


Figura 7.9. Perfil esquemático que muestra la ubicación de los pozos 13, 14 y 21 junto con su profundidad. Las cribas se encuentran en la unidad 4. Además, se encuentra representado el nivel freático medido. Este perfil se basa en la interpretación geológica del perfil geofísico G1 más la estratigrafía de los pozos (Figura 6.1).

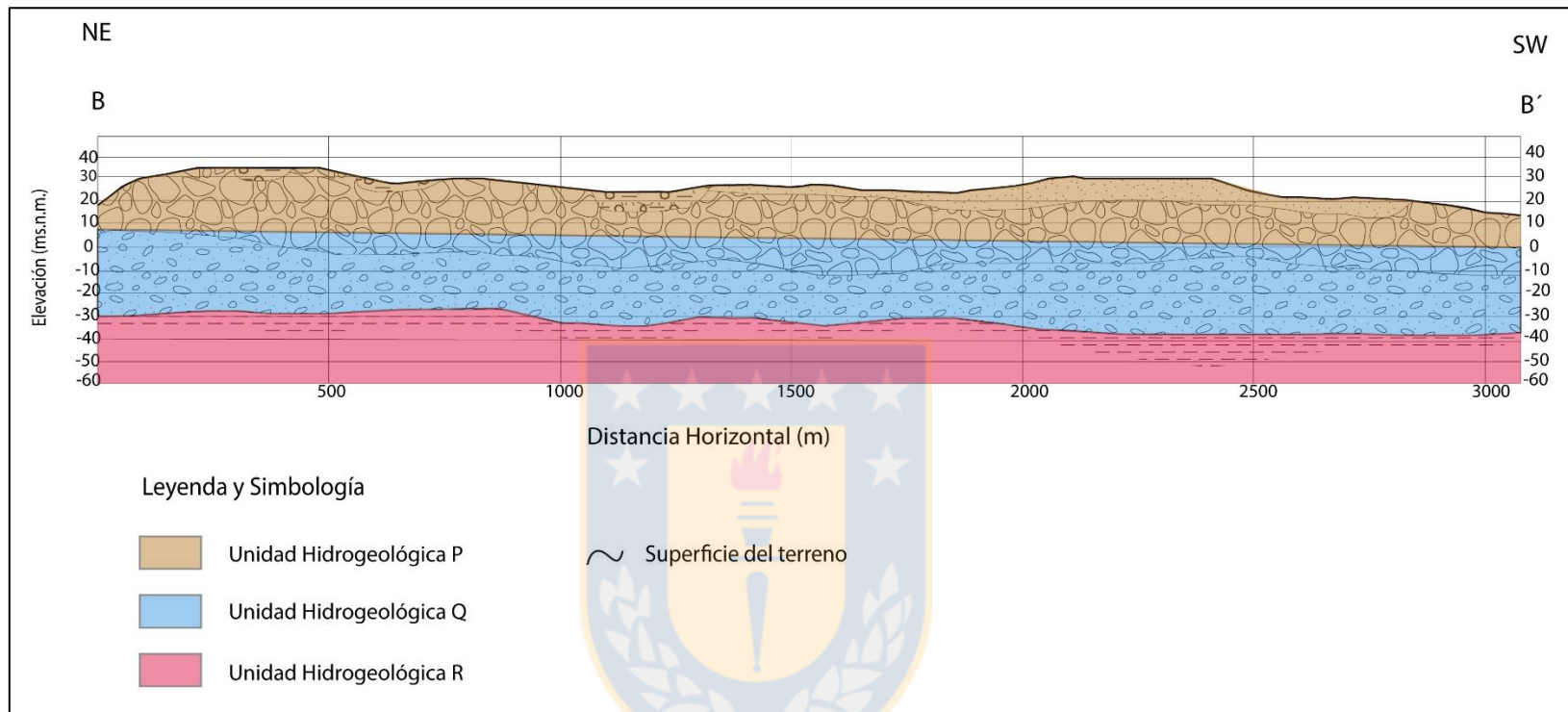


Figura 7.10. Representación esquemática general de las unidades hidrogeológicas en el sector de estudio para un perfil de trazado idéntico al del perfil longitudinal de la Figura 4.4. Cabe señalar que la Unidad Q corresponde a la unidad saturada en agua, es decir, corresponde al acuífero del sector propuesto.

- Unidad R: Constituye una unidad subsaturada compuesta por la unidad geológica 5. Presenta transmisividades en torno a los 170 m²/día y una permeabilidad estimada de 10⁻¹ m/día. Se caracteriza por ser una unidad semipermeable a impermeable con características de acuitardo, la que sella el sistema hidrogeológico superior, presentando un espesor registrado por los pozos de al menos 15 m, pudiendo extenderse en profundidad por varios metros más

Cabe mencionar que las transmisividades de cada unidad varían tanto de forma lateral como verticalmente. La transmisividad es función de la permeabilidad del material en el lugar específico y del espesor del cuerpo saturado en agua. A su vez, los valores de permeabilidad se encuentran en línea con lo señalado por Custodio y Llamas (1983) para cada uno de los materiales presentados en la Figura 7.11.

En la Tabla 7.6 se encuentran cuantificados y resumidos los parámetros hidráulicos para cada unidad hidrogeológica definida.

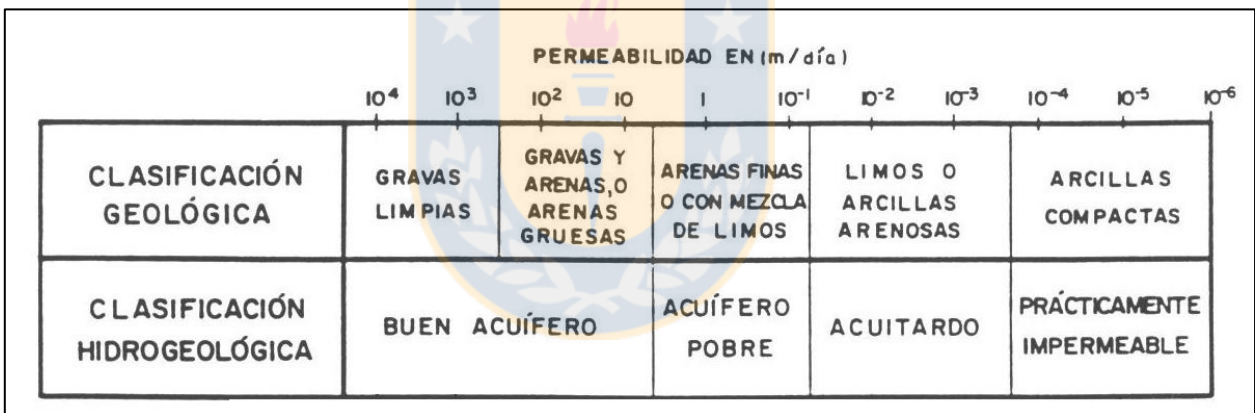


Figura 7.11. Clasificación de los materiales sedimentarios según su permeabilidad (Custodio y Llamas, 1983).

Tabla 7.5. Valores de transmisividad y permeabilidad para cada una de las unidades hidrogeológicas.

Unidad Hidrogeológica	Naturaleza	Unidades geológicas que la componen	Transmisividad promedio (m ² /día)	Permeabilidad (m/día)
P	No saturada	1 y 2	-	-
Q	Acuífero	3 y 4	900	20
R	Acuitardo	5	-	0.1-1

7.4 Piezometría y direcciones de flujo

7.4.1 Historial de las extracciones

El Pozo 11 se construyó a aproximadamente 430 m de la costa. El nivel estático medido al momento de la habilitación fue de 19,80 m. Posteriormente, durante la prueba de bombeo, se determinó un caudal de extracción constante óptimo de 30 l/s.

El Pozo 12 fue construido unos meses después y se encuentra a 340 m de la costa. El nivel estático medido fue de 20,03 m, presentando un caudal óptimo de bombeo de 29 l/s.

Después, se construye el Pozo 13 unos meses más tarde, localizado a aproximadamente 205 m de la costa. El nivel estático registrado fue de 28,5 m con un caudal óptimo de bombeo de 32,5 l/s.

No se cuenta con registros de la construcción ni de la habilitación del Pozo 14 pero se encuentra a 340 m de la costa. Tampoco existen datos respecto a las pruebas de bombeo realizadas en este pozo.

El Pozo 15 se construye a cerca de 900 m de la costa. Este pozo alcanza una profundidad de 150 m para conocer la estratigrafía en profundidad y prospectar nuevos acuíferos. El nivel estático medido en aquel momento se reportó a los 23,58 m. El caudal óptimo según las pruebas de bombeo fue de 15 l/s.

Un año después se construye el Pozo 16, con un nivel estático registrado a los 16,18 m de profundidad. Este pozo se ubica a cerca de 340 m de la costa y posee un caudal óptimo de extracción constante que alcanza los 49 l/s.

Luego de unos meses se habilita el Pozo 17, con un caudal óptimo entregado por la prueba de bombeo correspondiente a 68 l/s. El nivel estático registrado alcanzaba los 24,42 m de profundidad. Este pozo se ubica aproximadamente a 415 m de la costa.

Durante el mismo año, se construye el Pozo 18, el que se ubica a 360 m de la costa. El nivel estático registrado durante dicho año se ubica a los 22 m de profundidad. El caudal óptimo extraíble de acuerdo con la prueba de bombeo corresponde a un total de 80 l/s.

Durante el mismo año se construye el Pozo 19 a 700 m de la costa. Presenta un nivel estático registrado a los 19,42 m. El caudal constante óptimo entregado por la prueba de bombeo asciende a los 70 l/s.

Tras unos meses comienza la construcción del Pozo 20, ubicado a 380 m de la costa. Presenta un nivel estático registrado a los 23,43 m de profundidad. Por su parte, el caudal constante óptimo concluido tras la prueba de bombeo fue de 72 l/s.

Durante el mismo año, se construye el Pozo 21 a 530 m de la costa. Este pozo alcanza un caudal constante de 30 l/s y un nivel estático registrado a los 23,70 m.

Finalmente, se construye el Pozo 22 a una distancia aproximada de 1.000 m de la costa. El nivel estático registrado en aquel tiempo alcanzó los 23 m de profundidad y el caudal constante óptimo entregado por la prueba de bombeo llegó a 60 l/s.

La Tabla 7.2 sintetiza el contraste entre los niveles medidos al momento de la construcción de los pozos y los niveles medidos en la última campaña de terreno.

Tabla 7.6. Evolución de los niveles estáticos en el acuífero del sector de estudio propuesto.

Captación	Nivel estático al momento de la construcción (m)	Nivel estático campaña enero 2019 (m)	Evolución del nivel (m)
Pozo 11	19.80	-	-
Pozo 12	23.00	25.15	-2.15
Pozo 13	28.50	25.23	3.27
Pozo 14	-	-	-
Pozo 15	23.58	18.95	4.63
Pozo 16	16.18	16.90	-0.72
Pozo 17	24.42	24.72	-0.30
Pozo 18	22.00	24.25	-2.25
Pozo 19	19.42	-	-
Pozo 20	23.43	23.64	-0.21
Pozo 21	23.70	-	-
Pozo 22	23.00	-	-

Se desprende de la Tabla 7.6 que, de modo general, los niveles actuales han descendido respecto a los niveles registrados al momento de la construcción del pozo, con excepción de los pozos 13 y 15, cuya variación es positiva y muestra un ascenso del nivel freático que puede deberse a una combinación de causales, tales como el cese del bombeo en el mismo pozo y en los alrededores, cambios de densidad que afectan los niveles, entre otras.

Los únicos pozos que se mantienen en uso y con un bombeo actual son los pozos que se encuentran más alejados de la costa, es decir, el Pozo 19, el Pozo 21 y el Pozo 22, con caudales de bombeo constante que en total suman 90 l/s.

Con el catastro de pozos realizado y la información de la profundidad de los niveles freáticos se calcula la cota piezométrica a la cual se encuentra el nivel en cada uno de los pozos. Con tal información se logra el trazado de la superficie piezométrica, isopiezas o curvas isofreáticas del sector. Para asegurar el detalle requerido para la elaboración del modelo conceptual, se solicita a un especialista en topografía la medición de las cotas del terreno y de cada uno de los pozos para realizar una estimación precisa de la profundidad del nivel. Esta información se encuentra reflejada en la Tabla 7.7. Cabe notar que no se considera la información referente al Pozo 15 dado que éste capta agua desde un acuífero más profundo, distinto del acuífero en cuestión para el sector propuesto.

Tabla 7.7. Cotras de terreno y piezometría calculada para los pozos cuyos niveles actuales fueron posibles de registrar.

Captación	Cota (m s.n.m.) BROCAL	Cota terreno (m s.n.m.)	Nivel estático campana enero (m)	Piezometría (m s.n.m.)
Pozo 11	27,98	27,41	-	-
Pozo 12	28,11	28,015	25,15	2,865
Pozo 13	29,01	28,43	25,23	3,2
Pozo 14	29,8	29,395	-	-
Pozo 16	19,32	18,845	16,90	1,945
Pozo 17	27,81	27,46	24,72	2,74
Pozo 18	26,18	25,815	24,25	1,565
Pozo 19	25,303	25,058	-	-
Pozo 20	26,51	26,135	23,64	2,495
Pozo 21	26,99	26,61	-	-
Pozo 22	24,291	23,811	-	-

Para la elaboración del mapa de isopiezas (Figura 7.12), o mapa de curvas isofreáticas, se toma como referencia los niveles piezométricos medidos junto con los antecedentes de la interpretación geofísica realizada con relación a la profundidad del nivel freático en sectores sin medición de niveles y la topografía de detalle. El cálculo de la piezometría abarca la diferencia entre la cota real de terreno a la cual está ubicado el pozo, descontando la altura del brocal, y el nivel freático medido. Las curvas isofreáticas en el mapa de la Figura 7.12 se encuentran trazadas cada 1 metro.



Figura 7.12. Mapa de curvas isofreáticas para el sector propuesto. Las curvas se encuentran trazadas cada 1 metro. Con flechas de color violeta se encuentra trazada la dirección y sentido de flujo subterráneo.

Con las curvas isofreáticas se puede tener un estimado de las direcciones del flujo de agua subterránea en el área de estudio. Se aprecia en el mapa de la Figura 7.12 que el flujo subterráneo que pasa a través de los pozos construidos posee una componente principal SE con dirección al mar.

7.5 Caudal subterráneo y descarga

De acuerdo con la hidrología, se tiene un aporte total de 2.000 mm/año por efecto de las precipitaciones en el sector propuesto, de la cual 1.120 mm/año se infiltran subterráneamente, recargando al acuífero, y 363 mm/año escurren de manera superficial. Lo anterior se traduce en 427 l/s y 138 l/s que se infiltran y escurren en la totalidad de la cuenca, respectivamente (Tabla 5.3 del apartado 5.3).

De acuerdo con la subdivisión de la cuenca, los pozos se distribuyen entre las subcuencas 16 y 12 (Figura 7.13). De esta manera, se tiene que la recarga subterránea total por precipitaciones para el acuífero en tal área corresponde a la suma de la recarga subterránea de la cuenca 16 y de la recarga subterránea de la cuenca 12 (Tabla 3.5), lo que arroja un total de casi 96 l/s.

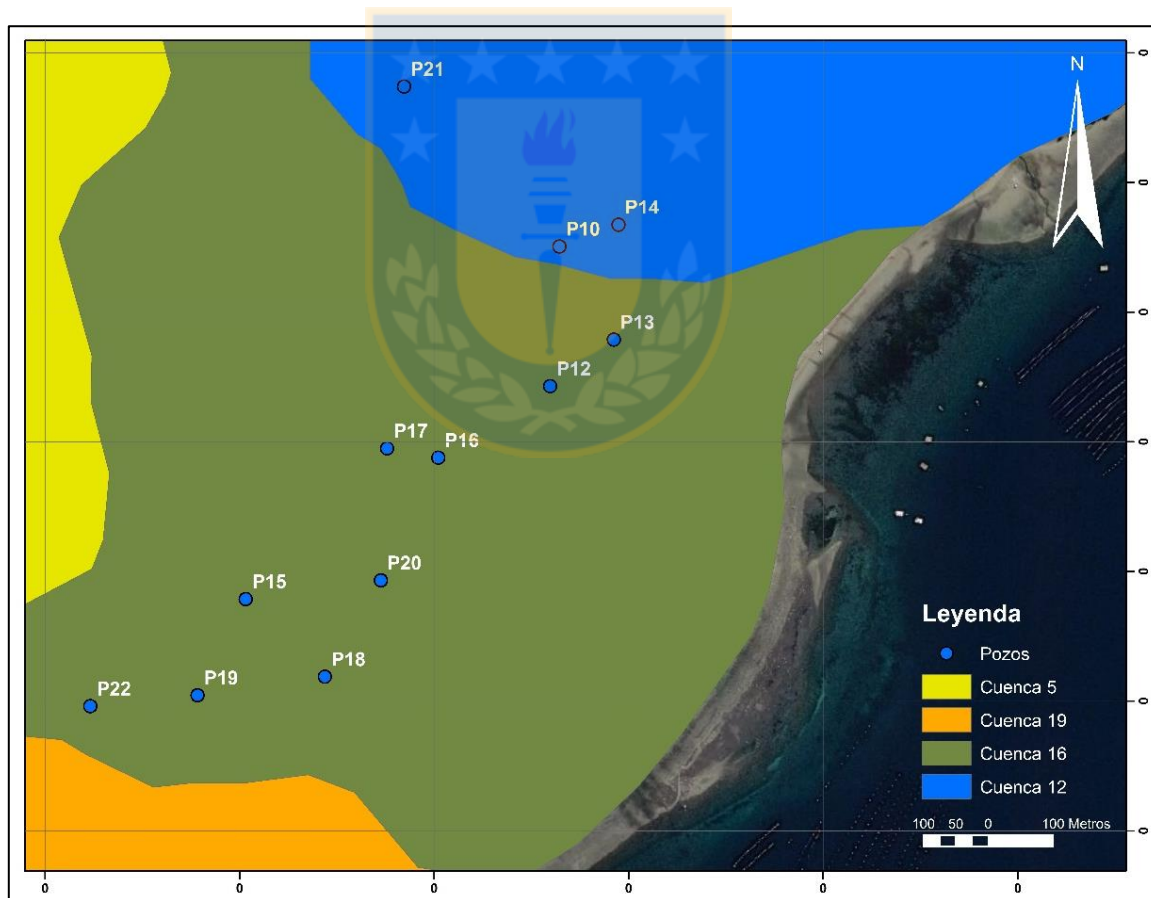


Figura 7.13. Cuencas definidas para el área de estudio. Los pozos en dicho sector se distribuyen entre la cuenca 16 y la cuenca 12.

Por otra parte, si se considera un área poligonal dada por el margen real del trazado de las cuencas involucradas, se tienen valores de aproximadamente 1.700 m de largo, con 1.400 m de ancho y un gradiente hidráulico adimensional equivalente a 0,006 (Figura 7.14).

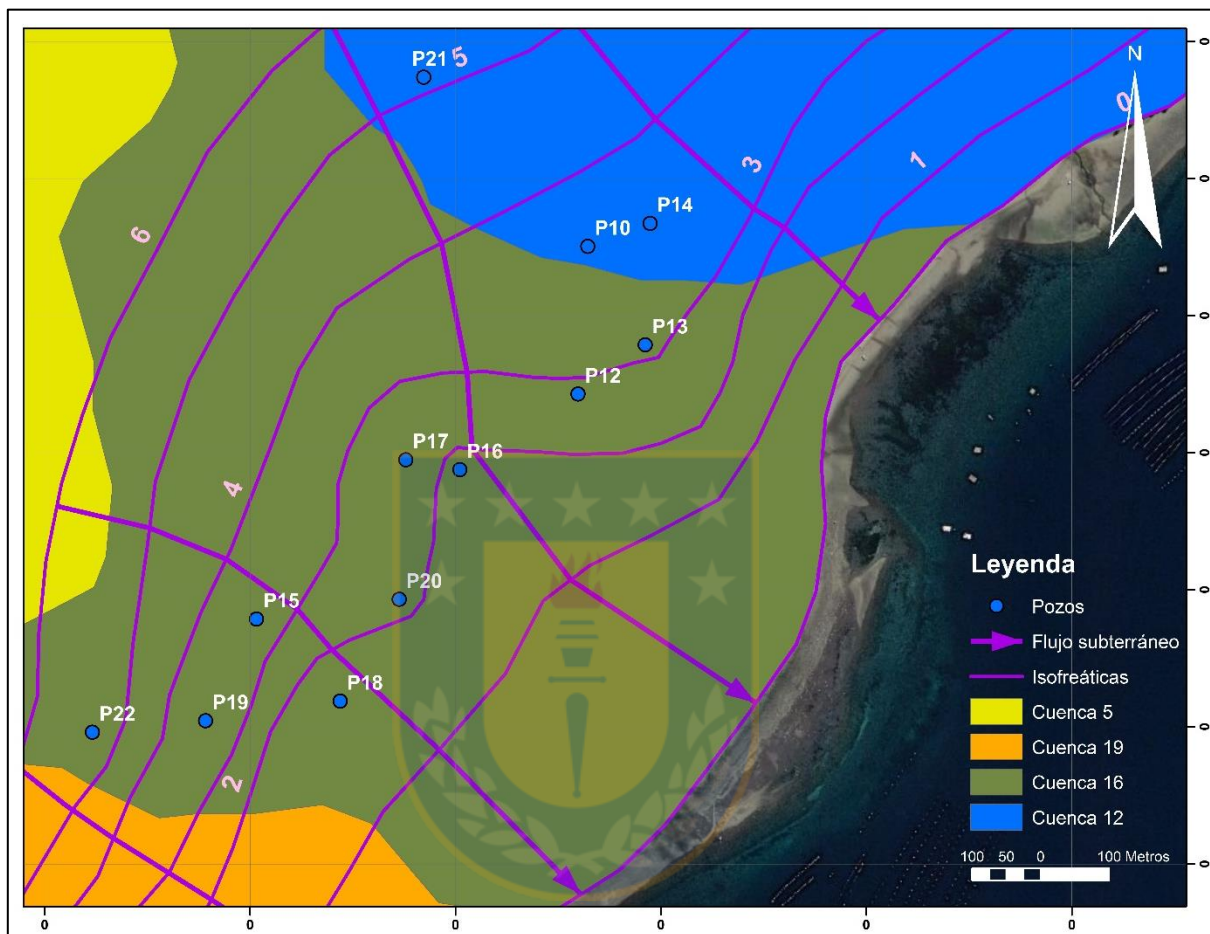


Figura 7.14. Piezometría para las cuencas involucradas en el balance hidrogeológico, según la cual, se tiene un flujo subterráneo del orden de 106 l/s.

Se tiene que por dicha área el caudal que escurre subterráneamente es cercano a 106 l/s, según lo expresa la fórmula proveniente de la Ley de Darcy, según la cual:

$$Q = T * L * i$$

Donde,

Q = Caudal (l/s)

T = Transmisividad (m²/día)

L = Largo de la sección (m)

i = Potencial hidráulico (adimensional)

Así, los valores para la sección representada en la Figura 7.14 son:

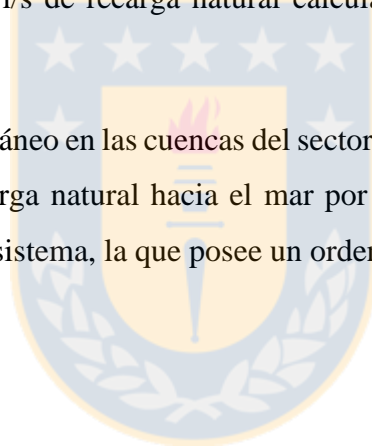
$$Q = 900 \text{ (m}^2/\text{día)} * 0.006 * 1700 \text{ (m)}$$

$$Q = 9180 \text{ m}^3/\text{día}$$

$$Q = 106 \text{ l/s}$$

Cabe destacar que para convertir la unidad de m³/día a l/s, se debe multiplicar por el factor de conversión 0,0115741. De acuerdo con la formulación anterior, se tiene un flujo subterráneo ligeramente superior a los 96 l/s de recarga natural calculada a partir de las precipitaciones en ambas cuencas.

La descarga del sistema subterráneo en las cuencas del sector se verifica mediante dos mecanismos. Estos corresponden a la descarga natural hacia el mar por el extremo terminal y la explotación artificial a la que se somete el sistema, la que posee un orden de 90 l/s para el sector.



8 HIDROQUÍMICA

En un agua subterránea natural, la mayoría de las sustancias disueltas se encuentran en estado iónico. Unos cuantos de estos iones se encuentran presentes casi siempre y su suma representa casi la totalidad de los iones disueltos; estos son los iones fundamentales y sobre ellos descansan la mayor parte de los aspectos químicos e hidrogeoquímicos del agua. Estos iones son: Cl^- , SO_4^- , CO_3H^- , Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} (Custodio y Llamas, 1996). Los aniones NO_3^- y CO_3^{2-} así como el catión K^+ se consideran dentro del grupo de iones fundamentales aun cuando en general su proporción es pequeña.

Las características químicas de estos los aniones se detallan a continuación:

- a) Ion cloruro (Cl^-): Corresponde a un ion muy soluble que por lo general va asociado al ion Na^+ ; en especial en aguas muy salinas, pero el número de miliequivalentes de ambos iones no es necesariamente igual. Su concentración varía entre 10 y 250 ppm en aguas dulces, no siendo raro encontrar contenidos mayores del orden de los miles de ppm.

El agua de mar posee entre 18.000 y 21.000 ppm de ion cloruro (Custodio y Llamas, 1996). Más de 300 ppm indican un sabor salado al agua de bebida.

- b) Ion sulfato (SO_4^-): Corresponde a un ion moderadamente soluble a muy soluble. Presenta concentraciones de entre 2 y 150 ppm en aguas dulces, pudiendo llegar a 5.000 ppm en aguas salinas si existe Ca^{2+} y hasta 200.000 ppm si está asociado al Mg^{2+} y Na^+ en ciertas salmueras.

- c) Iones bicarbonato y carbonato (CO_3H^- y CO_3^{2-}): Estos iones comunican alcalinidad del agua en el sentido que dan capacidad de consumo de ácido al crear una solución tampón. Se pueden precipitar con mucha facilidad como CO_3Ca . El ion bicarbonato varía entre 50 y 350 ppm en aguas dulces pudiendo llegar a veces hasta 800 ppm. El agua de mar tiene alrededor de 100 ppm. El ion carbonato se encuentra en concentraciones mucho menores y si el pH es inferior a 8.3 se le considera cero. En aguas alcalinas, con pH mayor a 8,3, puede haber cantidades de hasta 50 ppm en aguas naturales. El agua de mar tiene menos de 1 ppm.

- d) Ion nitrato (NO_3^-): Es un ion muy soluble y por tanto difícilmente precipita. Normalmente se presenta en concentraciones entre 0,1 y 10 ppm, pero en aguas polucionadas puede llegar a 200 ppm. El agua de mar tiene alrededor de 1 ppm o menos.

De igual forma, las características químicas de los cationes se enlistan a continuación:

- a) Ion sodio (Na^+): Altamente soluble y difícil de precipitar. Suele ir asociado al ion cloruro, aunque no siempre sucede así. Las aguas naturales con alto contenido en sodio suelen tener contenidos elevados en F^- . Su concentración varía entre 1 y 150 ppm en aguas dulces, no siendo raro encontrar contenidos mayores. El agua de mar tiene alrededor de 10.000 ppm.
- b) Ion potasio (K^+): De solubilidad muy elevada y difícil de precipitar. Es absorbido fácilmente por las arcillas en formación para formar parte de su estructura. Su concentración varía entre 0,1 y 10 ppm en aguas dulces; extraordinariamente se pueden tener algunos cientos de ppm. El agua de mar tiene alrededor de 400 ppm.
- c) Ion calcio (Ca^{2+}): Es una sal moderadamente soluble a muy soluble. Su química va muy asociada a los iones bicarbonato y carbonato en muchas aguas naturales, pudiendo precipitar y disolver con facilidad al cambiar el pH o la presión parcial de CO_2 . Se presenta en concentraciones que varían entre 10 y 250 ppm en aguas dulces, mientras que el agua de mar contiene alrededor de 400 ppm.
- d) Ion magnesio (Mg^{2+}): Presenta propiedades similares a las del ion calcio, pero más soluble y difícil de precipitar. Su concentración varía entre 1 y 100 ppm en aguas dulce, pudiendo llegar a algunos miles de ppm en aguas salinas o salmueras. El agua de mar contiene alrededor de 1.200 ppm.

Para el caso de estudio, se consideran las propiedades químicas de los siguientes aniones menores, importantes de considerar:

- a) Ion fluoruro (F^-): Presenta una solubilidad limitada y se presenta en concentraciones entre 0,1 y 1 ppm, pudiendo llegar a veces hasta 10 ppm y raramente 50 ppm en aguas muy sódicas con poco Ca^{2+} . El agua de mar contiene entre 0,6 y 0,7 ppm.

- b) Ion bromuro (Br^-): Su comportamiento es similar al del ion cloruro y tiene interés en el estudio del origen de aguas saladas. En general, su concentración es de menos de 0,01 ppm en aguas dulces, mientras que el agua de mar tiene 65 ppm aproximadamente.

8.1.1 Origen de las sustancias disueltas en las aguas subterráneas

- a) Ion cloruro: Procede del lavado de terrenos de origen marino. Las aguas congénitas y fósiles pueden aportar un contenido importante. También se puede encontrar en las aguas de lluvia y la propia concentración en el terreno.

La mezcla con agua de mar en regiones costeras es también una fuente de este ion en las aguas subterráneas. Más raramente puede proceder de gases y líquidos asociados a emanaciones volcánicas. Los vertidos urbanos e industriales pueden aportar cantidades importantes.

Puede también proceder del ataque de rocas, aunque en general el aporte es pequeño por ser un elemento escaso en la corteza terrestre (Custodio y Llamas, 1996).

- b) Ion sulfato: Proviene de lavado de terrenos formados en condiciones de gran aridez o en ambiente marino. Surge también por oxidación de sulfuros en rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias; por dilución del yeso, anhidrita y de terrenos yesíferos; por concentración en el suelo de agua de lluvia; por actividades urbanas, industriales y en ocasiones agrícolas.
- c) Iones bicarbonato y carbonato: Proceden de la disolución de CO_2 atmosférico o del suelo; disolución de calizas y dolomías ayudada por el CO_2 ; hidrólisis de silicatos ayudada por el CO_2 . Si en el acuífero no existen aportes de CO_2 (oxidación de materia orgánica y aportes magmáticos), el contenido en carbono disuelto ($\text{CO}_2 + \text{CO}_3\text{OH}^- + \text{CO}_3^{2-}$) permanece constante.
- d) Ion sodio: Procede del ataque de feldspatos y otros silicatos; del lavado de sedimento de origen marino y cambio de bases con arcillas del mismo origen; mezcla con agua de mar; localmente, de la disolución de sal gema o sulfato sódico natural; raras veces de emanaciones y fenómenos relacionados con procesos magmáticos; por contaminación urbana e industrial; por concentración del agua de lluvia.

- e) Ion calcio: Procede de la disolución de calizas, dolomías, yeso y anhidrita; del ataque de feldspatos y otros silicatos cálcicos; de la disolución de cemento calcáreo de muchas rocas; por concentración del agua de lluvia.
- f) Ion magnesio: Tiene su procedencia en la disolución de dolomías y calizas dolomíticas; del ataque de silicatos magnésicos y ferromagnesianos; localmente del lavado de rocas evaporitas magnésicas; de la mezcla con agua de mar; y por contaminación industrial y minera.

8.1.2 Evolución geoquímica de las aguas en los acuíferos

En el suelo es donde el agua subterránea freática adquiere su configuración química casi definitiva (Schöeller, 1963), aunque los fenómenos son complejos ya que intervienen el tipo de permeabilidad, tipo de suelo, clima, entre otros.

Con frecuencia, las aguas de circulación local apenas interactúan con el terreno y mantienen la configuración adquirida durante la infiltración, salvo que se produzca concentración por evaporación en zonas próximas a la superficie, a menos que encuentren terrenos que pueden aportar sales con gran facilidad o se mezclen con otros tipos de agua (Custodio y Llamas, 1996).

Las aguas de circulación regional tienden a ir aumentando su mineralización hasta irse saturando en los diferentes iones. En primera aproximación, entre los aniones primero satura el ion CO_3H^- , incluso ya desde la infiltración y más tarde el ion SO_4^{2-} . El ion cloruro no llega a saturar normalmente. Entre los cationes primero satura el ion calcio, más difícilmente el magnesio y el ion sodio no llega a saturar normalmente (Custodio y Llamas, 1996).

Por estos procesos el agua puede adquirir una composición muy diferente de la roca por la que circula, tanto más cuanto más se aleja del lugar de infiltración; rocas con contenido muy bajo en iones cloruro y ricas en otras sales solubles, pueden dar origen a aguas predominantemente cloruradas si ha transcurrido el tiempo suficiente como para ir tomando a lo largo del recorrido esas pequeñas cantidades mientras los otros iones permanecen casi constantes por estar saturando.

8.1.3 Acción de los fenómenos modificadores en zonas costeras

En acuíferos costeros no se produce mezcla notable entre el agua del acuífero y el agua marina; solo se tiene una zona de transición, llamada interfaz, cuyo ancho es variable según las fluctuaciones de nivel del acuífero, la oscilación de la marea, la frecuencia de tormentas, la dispersividad del acuífero, entre otros, tal como se expuso en la sección 3.3.

Si el agua dulce circula por sedimentos inicialmente en contacto con agua marina, los minerales arcillosos tienen una composición iónica en equilibrio con la correspondiente al agua de mar y además pueden retener atrapadas ciertas cantidades de la misma. El agua dulce incrementa notablemente su contenido en cloruros y en sodio por lavado de material y como las aguas dulces tienen una relación $r(\text{Na}+\text{K}) / r(\text{Mg}+\text{Ca})$ generalmente menor que las aguas marinas, tomarán alcalinos y cederán alcalinotérreos, es decir, se ablandarán (el índice “r” denota la concentración del elemento en miliequivalentes).

Si se produce una intrusión de agua salada en un acuífero que anteriormente contenía agua dulce, el agua marina encuentra sedimentos en equilibrio con un agua de relación $r(\text{Na}+\text{K}) / r(\text{Mg}+\text{Ca})$ en general menor; el agua de mar cede iones alcalinos al terreno contra iones alcalinotérreos para tender a acercarse a la relación del agua dulce, de esta forma aumentará su dureza (Custodio y Llamas, 1996).

Lo que más delata el comienzo o establecimiento de un estado de intrusión marina es una rápida elevación del contenido en ion cloruro. El agua de mar tiene como característica interesante su bajo contenido en ion bicarbonato. La relación $r\text{Cl} / r\text{CO}_3\text{H}$ se emplea como un índice cuya rápida elevación puede traducirse en signo de intrusión marina, ya que existen aguas muy cloruradas por polución humana o por riegos insistentes son también muy carbonatadas.

8.1.4 Relaciones entre iones disueltos e índices hidrogeoquímicos

Las relaciones entre los iones disueltos en un agua pueden guardar cierta relación con el terreno del que procede el agua o indicar la acción de fenómenos modificadores, o bien, indicar una característica específica del agua considerada. Todos los valores siguientes se expresan en meq/L, tal como lo indica la letra r. Se pueden establecer muchos tipos de relaciones cuya utilidad es

función del problema a estudiar. Es frecuente designar a estas relaciones con el nombre de índices hidrogeoquímicos. Para el caso de estudio de acuíferos costeros, los más usados son:

a) Relación rMg/rCa

En las aguas continentales varía frecuentemente entre 0,3 y 1,5; los valores cercanos a 1 indican la posible influencia de terrenos dolomíticos, o con serpentina, y valores superiores a 1 suelen estar relacionados con terrenos ricos en silicatos magnésicos como los gabros y basaltos. Como el agua de mar tiene rMg/rCa alrededor de 5, las aguas que circulan por terrenos de formación marina o que han sufrido mezcla con agua de mar tienen también una relación elevada. Una elevación en el contenido de cloruros y de la relación rMg/rCa puede ser un buen indicio de contaminación marina (Custodio y Llamas, 1996).

b) Relación rK/rNa

En aguas dulces puede variar entre 0,004 y 0,3 (Schöeller, 1956), mientras que para el agua marina varía entre 0,02 y 0,025. Debido a la fijación preferente de K^+ en el terreno esta relación es menor en el agua que en la roca origen, tanto menor cuanto más concentrada en sales está el agua. Los trabajos realizados en la isla Lanzarote (Custodio, 1971) indican una tendencia a decrecer la relación rK/rNa conforme aumenta la salinidad.

En general es una relación de utilidad limitada no solo porque es fácilmente alterada por el terreno, sino porque muchos análisis no permiten calcularla con un mínimo de precisión.

c) Relación rCl/rCO_3H

Dado que el contenido de CO_3H^- es un valor relativamente constante en las aguas subterráneas es una relación de interés para seguir el proceso de concentración de sales en el sentido del flujo subterráneo; aunque esa concentración hace crecer ligeramente el denominador, un aumento en la relación indica un avance en el proceso de concentración. Si existen fenómenos de reducción de sulfatos o aportes exteriores de CO_2 puede aumentar el contenido de CO_3H^- y en este caso no conviene utilizar esta relación si no se toman precauciones. La precipitación de CO_3Ca también puede influir.

Esta relación es especialmente útil en la caracterización de la intrusión marina ya que en aguas continentales tiene normalmente un valor entre 0,1 y 5 y el agua de mar varía entre 200 y 500 (Custodio y Llamas, 1996). Si el incremento de cloruros es debido a concentración de sales en zonas de regadío, la relación crece mucho menos para igual incremento de cloruros que cuando se produce intrusión marina.

d) Relación r_{Br} / r_{Cl}

Se emplea con poca frecuencia puesto que no es usual contar con un análisis de Br^- . Es de interés en el estudio del origen de aguas salobres y saladas, dado que en el agua de mar tiene un valor de alrededor 1.7×10^{-3} pudiendo tener valores muy diferentes en aguas continentales (Custodio y Llamas, 1996).

e) Relación r_{Cl} / r_{Br}

Esta relación es eficaz para entregar información respecto a aportes anómalos de ion bromuro, la que para el agua de mar se mantiene en torno a los 655 (Custodio, 2003).

Los acuíferos costeros entran en contacto con el océano en las cercanías de la línea de costa y bajo condiciones naturales, el agua dulce es descargada en el mar, estableciéndose la condición de equilibrio que solo sufre modificaciones naturales a muy largo plazo, debidas a cambios climáticos o movimientos relativos entre la tierra y el mar (Molina, 2005).

El estudio de las relaciones agua dulce-agua salada es complejo dadas las condiciones de densidades diferentes, miscibilidad y pequeñas diferencias de viscosidad que poseen ambos fluidos. En 1889, Badon Ghijben estableció la primera forma cuantitativa de estudio, pero hasta después de 1955 no se han elaborado teorías que tengan en cuenta el movimiento de agua dulce y del agua salada, así como la existencia de una zona de mezcla o dispersión entre ambas y que permitan seguir el movimiento de esa interfaz en diversas condiciones de recarga, bombeo y variación del nivel del mar (Custodio y Llamas, 1996).

Se denomina *agua dulce* a las aguas con un contenido máximo de TSD de 1.000-2.000 mg/L. Si el contenido es mayor, por ejemplo, hasta 5.000 mg/L, se denomina *agua salobre* y hasta 40.000 mg/L, *agua salada* (Custodio y Llamas, 1996).

Se llamará *cuña salina* a una masa de agua salada de gran longitud con sección en forma de cuña apoyada en la base del acuífero y con el *vértice* o *pie* hacia tierra adentro (Figura 8.1), que es la forma natural de las masas de agua salada a lo largo de una costa.

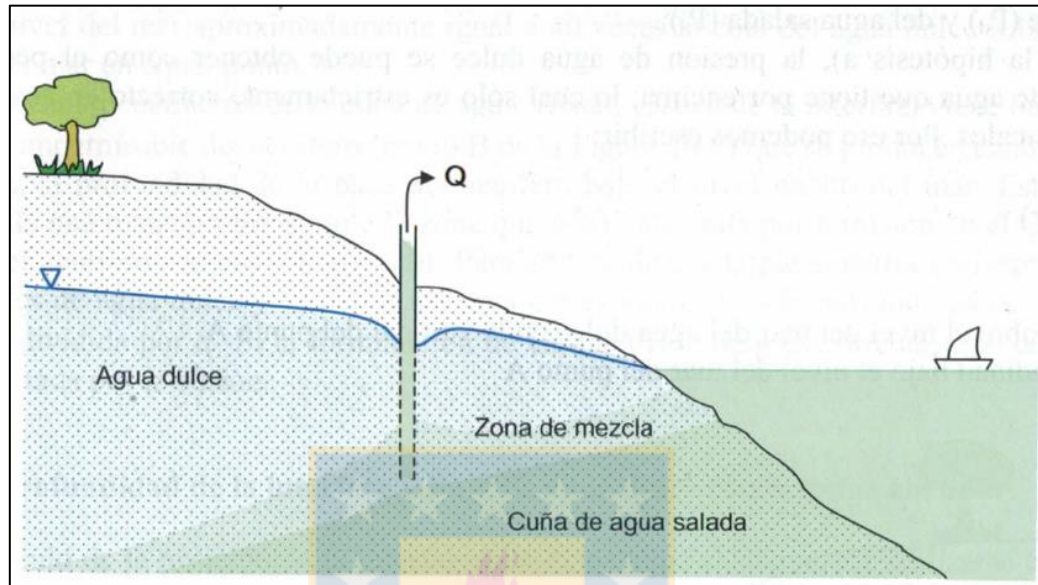


Figura 8.1. Cuña salina en un acuífero costero (Fuente: FCIHS, 2009).

Se denomina *intrusión salina* al movimiento permanente o temporal del agua salada tierra adentro, desplazando al agua dulce. El agua captada de un acuífero costero se contamina (saliniza) cuando la porción activa de la captación se ve afectada por la zona de mezcla de agua dulce y agua salada o por la propia agua salada. Una mezcla de aguas que contenga una fracción pequeña de agua salada, del orden del 3-4%, añade entre 600 y 800 ppm de cloruros al agua dulce (FCIHS, 2009), lo que en general, supone que el agua resultante tenga una salinidad muy alta e inadecuada para la mayoría de los usos potenciales.

Existen diversas formas de contaminación o salinización de las captaciones de agua subterránea. Si la captación se establece en una masa de agua dulce sobre agua salada puede producirse una ascensión de sal formando un domo (Figura 8.2). Otras veces esta contaminación puede venir de la infiltración de agua de otros acuíferos salinizados, por goteo o por deficiencias en el pozo. También se deben considerar contaminaciones por inundación de agua salada durante tormentas si es que el pozo se encuentra en una llanura costera de baja cota, o debido a la mayor penetración del agua de mar en ríos y lagunas costeras durante las mismas, o incluso por lluvias salinas originadas por fuertes tormentas litorales o por tifones (Custodio y Llamas, 1996).

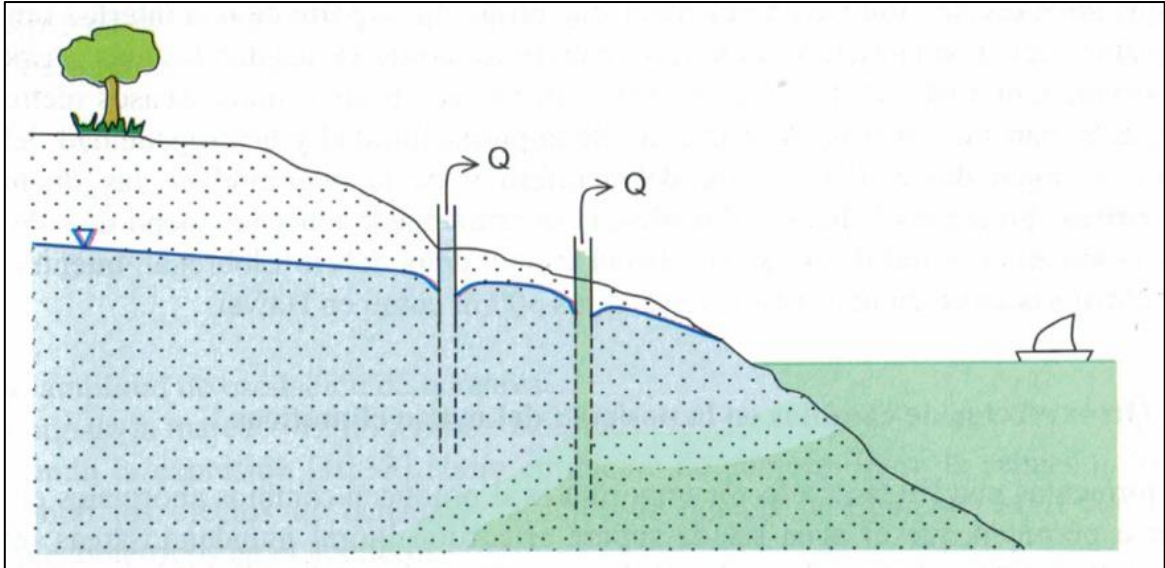


Figura 8.2. Formación de domos salinos por ascensos localizados en el pozo de extracción (Fuente: FCIHS, 2009).

El límite entre dos fluidos inmiscibles, tales como el agua y petróleo, está claramente definido y es brusco, formando una *interfaz*. Generalmente, en una formación que contiene dos fluidos inmiscibles en contacto, la interfaz tiene una orientación y profundidad que guarda relación con la velocidad y dirección del movimiento, con el potencial hidráulico y con la densidad de cada uno de los fluidos.

Si esos dos fluidos son miscibles, tales como agua dulce y agua salada, no existe una interfaz brusca, sino que se pasa de un fluido a otro a través de una *zona de mezcla*. Dicha zona refleja con intensidad variable las propiedades químicas e hidráulicas de cada uno de los líquidos originales y su anchura depende de la difusividad y dispersividad del medio y de las características del movimiento.

La zona de mezcla dentro de la cual se sitúa la interfaz teórica es una zona dinámica en la cual el agua se mueve no solo como consecuencia de las diferencias de densidad, sino también a consecuencia de cambios de nivel piezométrico en ambos líquidos.

El peso específico del agua dulce se puede tomar como 1.000 kg/m^3 con escaso error dentro del margen de temperaturas normales. El peso específico del agua de mar es mayor y puede tomarse entre $1.020\text{-}1.030 \text{ kg/m}^3$ según la salinidad y temperatura, siendo el valor más habitual el de 1.025

kg/m³, teniendo en cuenta un valor de 1.900 ppm de ion cloruro, equivalente a 3.500 mg/L de sólidos disueltos (Custodio y Llamas, 1996).

8.1.5 Posición de la cuña salina

Los primeros estudios se la relación del agua dulce y del agua salada en regiones costeras se realizaron en Holanda y Alemania por Badon Ghijben (1889) y Herzberg (1901) y se basa en el equilibrio estático de columnas de agua de diferente densidad. Las hipótesis básicas admitidas fueron:

- a) El flujo de agua dulce es perfectamente horizontal y por lo tanto el potencial es constante a lo largo de cualquier vertical.
- b) No existe flujo de agua salada.
- c) La interfaz es un plano, no existiendo zona de mezcla.

En tales condiciones, en un punto cualquiera A de la interfaz, debe equilibrarse la presión de agua dulce y del agua salada (Figura 8.3). La interpretación anterior se traduce en la siguiente formulación matemática:

$$(h_d + z)\gamma_d = z\gamma_s$$

Siendo:

h_d = cota sobre el nivel del mar del agua dulce en la vertical del punto A.

z = profundidad bajo el nivel del mar del punto A.

γ_d = peso específico del agua dulce $\approx 1000 \text{ kg/m}^3$.

γ_s = peso específico del agua salada $\approx 1025 \text{ kg/m}^3$.

Así pues:

$$z = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} * h_d = h_d / \beta$$

Luego,

$$\frac{1}{\beta} = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d}$$

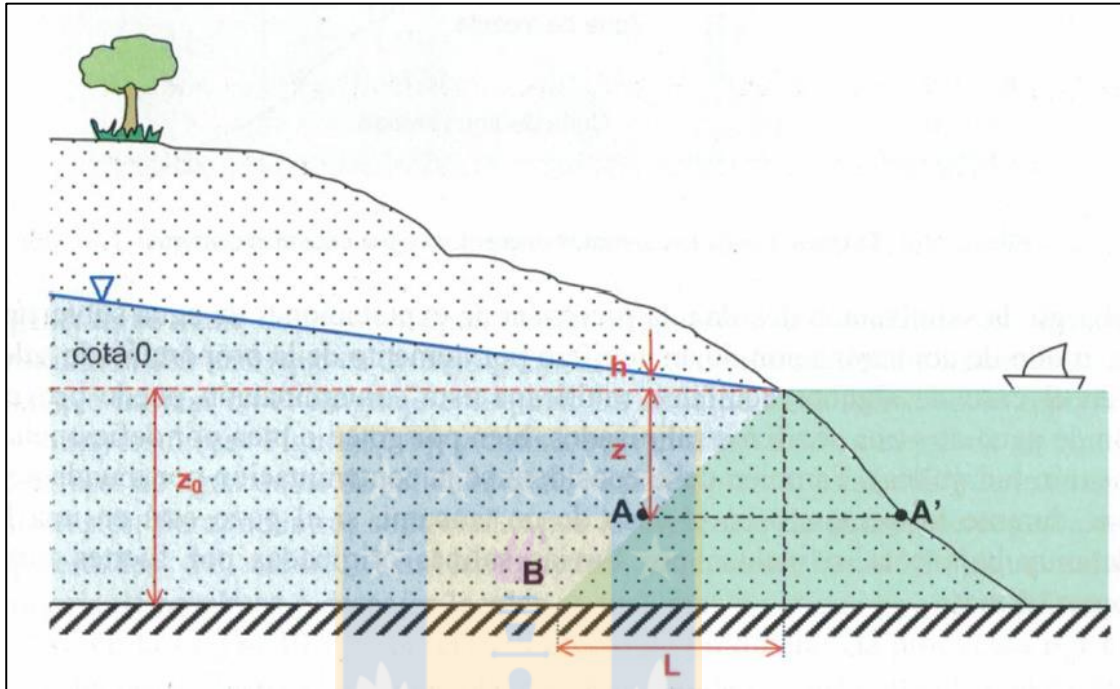


Figura 8.3. Equilibrio alcanzado entre agua dulce y agua salada en una zona costera de acuerdo con los supuestos básicos de Ghijben-Herzberg (Fuente: FCIHS, 2009).

$1/\beta$ varía de acuerdo con lo dicho entre 50 y 33 siendo el valor más frecuente 40. Ello quiere decir que la interfaz se sitúa a una profundidad bajo el nivel del mar igual a 40 veces la cota del agua dulce sobre el nivel medio del mar en aquel punto.

Esta formulación es válida bajo condiciones ideales y simples, sin considerar la existencia de una zona de mezcla. La presencia de una cuña da lugar a que se produzca una reducción sucesiva de la sección de salida de agua dulce al mar. Esto implica la necesidad de tener circulación de agua dulce a velocidades crecientes, la curvatura de las líneas de flujo y la aparición de componentes verticales en la zona de existencia de la cuña salina (Figura 8.4). Como consecuencia, en general se obtienen profundidades mayores de la interfaz que los valores calculados por la formulación de Ghijben-Herzberg. Este efecto fue considerado por primera vez por Hubbert (1940).

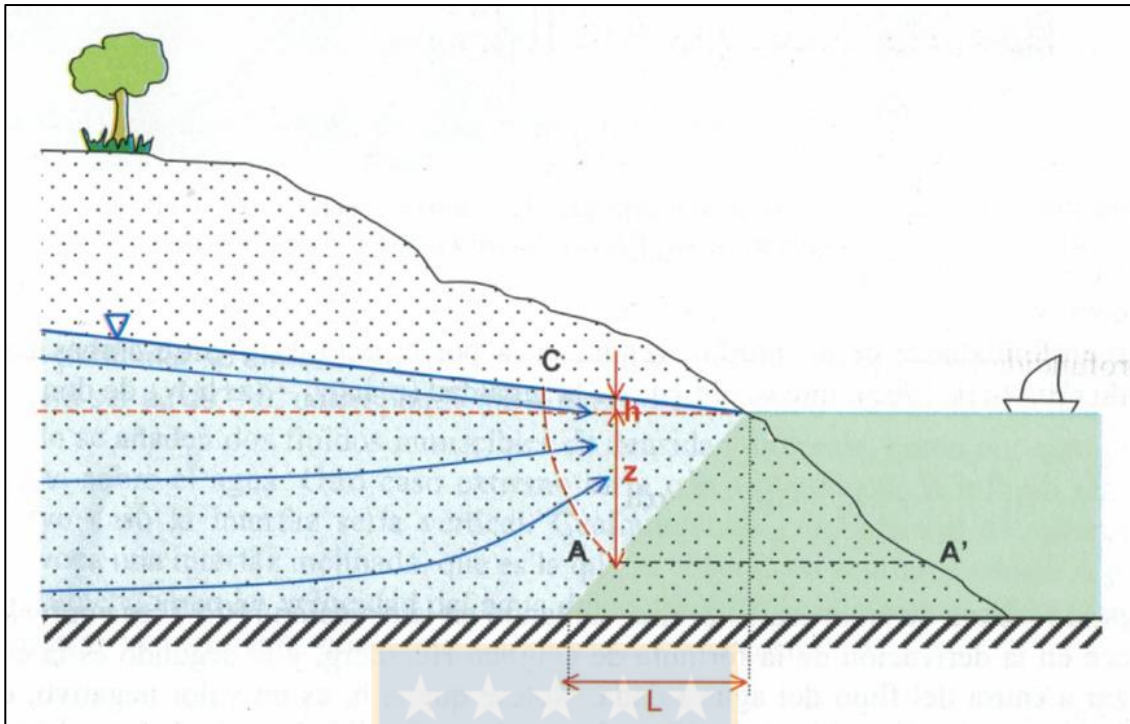


Figura 8.4. Variación en las condiciones del acuífero cercanas a la costa según el análisis de Hubbert, (Fuente: FCIHS, 2009).

El cálculo de la profundidad a la cual se presenta la interfaz, o el inicio de la zona de mezcla, es un problema de extrema importancia en la explotación y gestión de acuíferos, puesto que a partir de esa profundidad el agua puede suponerse contaminada por agua de mar. Esta profundidad puede obtenerse por medida directa a partir del registro de la variación vertical de salinidad en profundidad (FCIHS, 2009). En caso de no ser posible, se puede estimar la profundidad teórica de la interfaz a partir de los datos de potencial de agua dulce y del agua salada en la vertical, pero a diferentes alturas, utilizando la fórmula de Hubbert (1963).

En un acuífero costero sin explotación, el agua dulce se vierte en el mar, ya sea a través de cursos de agua superficial, o bien subterráneamente. Este flujo de agua subterránea mantiene una cierta posición de la interfaz agua dulce-agua salada que, en condiciones naturales, posee fluctuaciones estacionales. Si se establecen captaciones para aprovechar esa agua, es en detrimento de ese flujo y, por lo tanto, debe establecerse un nuevo equilibrio con el agua del mar; ello ocasiona una mayor penetración de la cuña salina por causas antrópicas relacionadas a la sobreexplotación.

Si se quiere mantener limitada la intrusión, se debe mantener un cierto flujo de agua al mar, lo cual es necesario para mantener un cierto equilibrio en el tiempo.

El aumento de la explotación de un acuífero costero trae consigo una intrusión, la cual puede permitirse hasta cierto límite que puede venir fijado por las afecciones que se crean a campos de bombeo cuando el agua salada se extiende por debajo de los mismos (ascensión de agua salada). El mismo efecto tiene la disminución de la recarga del acuífero por urbanización, derivación del caudal de ríos, etc.

El agua salobre en la zona de mezcla, al tener menor densidad que el agua salada, puede ascender más y contaminar el agua bombeada. El fenómeno de la formación del domo requiere un cierto tiempo durante el cual se obtiene solo agua dulce. Cuanto mayor sea el caudal de bombeo y la penetración del pozo, la salinización se produce con más rapidez e intensidad.

Existe un ascenso crítico, de modo que una vez alcanzado por la interfaz, la subida de sal al pozo es brusca. Puede establecerse un caudal crítico tal que los bombeos a caudal menor no producen subida de sal al pozo. En general, el aumento de salinidad en el agua bombeada a caudal constante es aproximadamente logarítmico (Custodio y Llamas, 1996).

Para no tener contaminación salina, no basta con limitar el descenso, manteniendo siempre un nivel por encima del nivel del mar; si se produce un gradiente de agua salada hacia el pozo, el agua de mezcla, al ser menos densa que el agua de mar, puede alcanzar la captación.

El descenso y penetración de la captación puede ser superior o inferior al nivel del mar para no tener contaminación importante; depende del flujo de agua dulce y de las condiciones de la interfaz, y de forma muy importante de la estratificación del terreno.

Cuando se extrae un determinado caudal “Q” de bombeo, en un pozo cercano a la línea de costa, se observa un desplazamiento tierra adentro del pie de la cuña salina. Esta situación se ilustra en la Figura 8.5, que representa un corte perpendicular a la línea de costa.

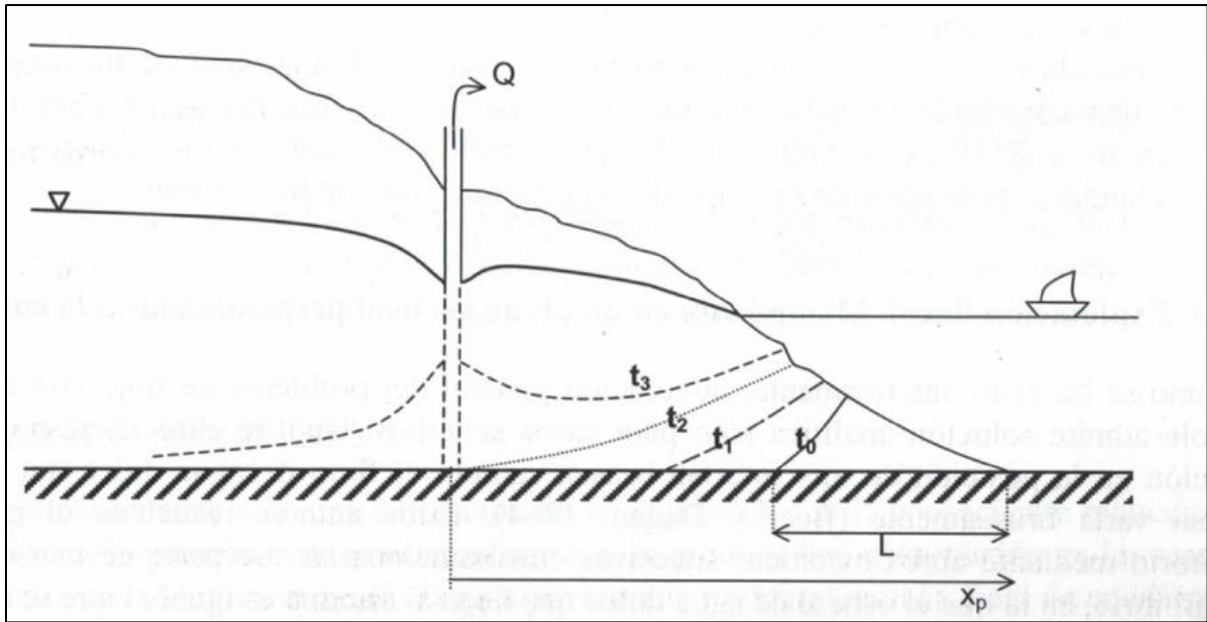


Figura 8.5. Esquema de la situación de un pozo bombeando cerca de la costa. En esta sección perpendicular a la costa se observa la penetración progresiva de la cuña a través del tiempo t (Fuente: FCHIS, 2009).

Sin embargo, al tratarse de un bombeo puntual, la situación debe contemplarse no solo en una sección perpendicular, sino que debe tomarse en cuenta la tridimensionalidad del problema que hace que el efecto del bombeo se transmita transversalmente.

8.2 Caracterización fisicoquímica de las aguas

El análisis contempla 9 muestras de aguas subterráneas (pozos 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 y 22) y 2 muestras de agua de mar, de la costa NE y la costa SW (Figura 8.1). Pese a que el Pozo 15 capta agua desde un acuífero más profundo, se realiza el muestreo para caracterizar de forma preliminar las aguas de dicho acuífero. Por su parte, no fue posible acceder a los pozos 11, 12 y 14 durante la campaña de muestreo, por lo que el análisis no contempla las aguas en dichos pozos y se asume una calidad química similar a la de los pozos aledaños.

Las muestras fueron obtenidas a partir del bombeo de los pozos, estando algunos de ellos en uso y otros no. Para los pozos sin uso se llevan a cabo purgas antes de la toma de muestras, las que consisten en la extracción de dos veces el volumen de la columna de agua en la tubería, de acuerdo con la NCh 411/11.



Figura 8.6. Ubicación de los pozos desde donde se obtienen las muestras de agua subterránea. Además, se presenta la ubicación desde donde fueron tomadas las muestras de agua de mar.

Los análisis químicos se realizan en un laboratorio certificado. Los resultados del análisis junto con los parámetros medidos se presentan en la Tabla 8.1. Los parámetros también fueron convertidos a meq/L para su uso en otras metodologías de análisis químico (Tabla 8.2).

La conductividad de las aguas se encuentra relacionada con la cantidad de sólidos disueltos, la que, para el caso del ejemplo práctico, disminuye en la medida que los pozos se alejan de la costa. Los valores más altos, del orden de los 20.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, los poseen los pozos 13, 16 y 17. La menor conductividad la registra el Pozo 22, del orden de 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tal como se observa en la Tabla 8.1 y estaría relacionada a una menor concentración de sólidos totales disueltos. Además, el Pozo 22 corresponde al pozo que se encuentra más alejado de la costa.

Tabla 8.1. Resultados del análisis químico efectuado a las aguas de los pozos y al agua del mar de la zona de estudio. Los valores se presentan en mg/L.

Muestreo	Calcio	Sodio	Potasio	Magnesio	Bicarbonato (CaCO ₃)	Bromuro	Cloruro	Fluoruro	Nitrato(NO ₃)	Sulfato	SDT	pH	T °C de pH	Turbiedad
Pozo 13	555.3	8,649.54	184.464	1,139.55	54.818	47.2763	14,400	<0,006	<0,203	2,020	28,560	6.3	21	10
Pozo 15	6.81	142.943	14.46	3.916	293.268	0.1531	10.4	0.493	<0,203	<0,112	326	8.2	21.2	0.35
Pozo 16	1,305.78	5,183.74	105.55	823.438	60.34	33.8028	11,600	<0,006	<0,203	1,570	20,580	6.5	16.9	2.2
Pozo 17	1,303.54	5,121.19	110.95	818.917	57.529	33.1647	11,300	<0,006	<0,203	1,730	20,100	6.6	19	1.3
Pozo 18	1,127.80	91.126	24.418	727.9	42.068	12.1703	3,760	<0,006	<0,203	424	4,360	6.4	21	1.1
Pozo 19	18.90	10.764	2.8	8.419	56.726	0.091	29	<0,006	<0,203	4	110	7.3	21	0.4
Pozo 20	783.62	1,335.05	45.57	298.853	79.416	10.6517	3,230	<0,006	<0,203	1,550	8,020	6.8	21	6.8
Pozo 21	96.61	68.11	5.6	63.272	62.047	0.9646	357	<0,006	1.3	46	924	7.5	21	1.9
Pozo 22	13.03	9.06	2.35	5.091	56.826	0.0301	5	<0,006	<0,203	<0,112	66	7.4	21	0.15
Agua de mar Costa SW	364.54	8,000.39	543.156	1,184.49	108.8	66.9	19,356	0.67	0.964	7,507	36,480	7.9		0.45
Agua de Mar Costa NE	358.70	8,120.27	517.882	1,177.66	107.8	79.9	20,845	0.68	<0,023	6,089	35,240	7.9		0.7

Tabla 8.2. Parámetros hidroquímicos analizados expresados en meq/L.

Muestra	Calcio	Sodio	Potasio	Magnesio	Bicarbonato (CaCO ₃)	Bromuro	Cloruro	Sulfato
Pozo 13	27.77	376.23	4.72	94.13	1.10	0.59	406.08	42.02
Pozo 15	0.34	6.22	0.37	0.32	5.87	0.00	0.29	0.00
Pozo 16	65.29	225.49	2.70	68.02	1.21	0.42	327.12	32.66
Pozo 17	65.18	222.77	2.84	67.64	1.15	0.41	318.66	35.98
Pozo 18	56.39	3.96	0.63	60.12	0.84	0.15	106.03	8.82
Pozo 19	0.94	0.47	0.07	0.70	5.00	0.00	0.82	0.09
Pozo 20	39.18	58.07	1.17	24.69	1.59	0.13	91.09	32.24
Pozo 21	4.83	2.96	0.14	5.23	1.24	0.01	10.07	0.95
Pozo 22	0.65	0.39	0.06	0.42	1.14	0.00	0.15	0.00
Agua de mar Bahía SW	18.23	348.02	13.90	97.84	2.18	0.84	545.84	156.15
Agua de Mar Bahía NE	17.94	353.23	13.26	97.27	2.16	1.00	587.83	126.65

8.3 Tipos de agua y evolución química

Es de gran utilidad el uso de representaciones gráficas que permiten visualizar con mayor rapidez la distribución espacial de los datos obtenidos. Los diagramas permiten caracterizar la composición química que presentan los diversos sectores del proyecto. Comúnmente se utilizan los diagramas de *Piper* y *Schöeller-Berkaloff*, cuyos fundamentos e interpretaciones son directos.

En forma particular para el estudio de acuíferos costeros, los diagramas de *Piper* (Figura 8.7) resultan de gran utilidad ya que permite conocer el tipo de agua y la evolución hidrogeoquímica en el proceso de mezclas de aguas de diferente naturaleza. Sin embargo, para el caso de este proyecto, dado que no se cuenta con muestras anteriores, se realiza la caracterización referente al tipo de agua. La Figura 8.8 muestra el diagrama de *Piper* para las muestras de agua tomadas de los pozos en terreno.

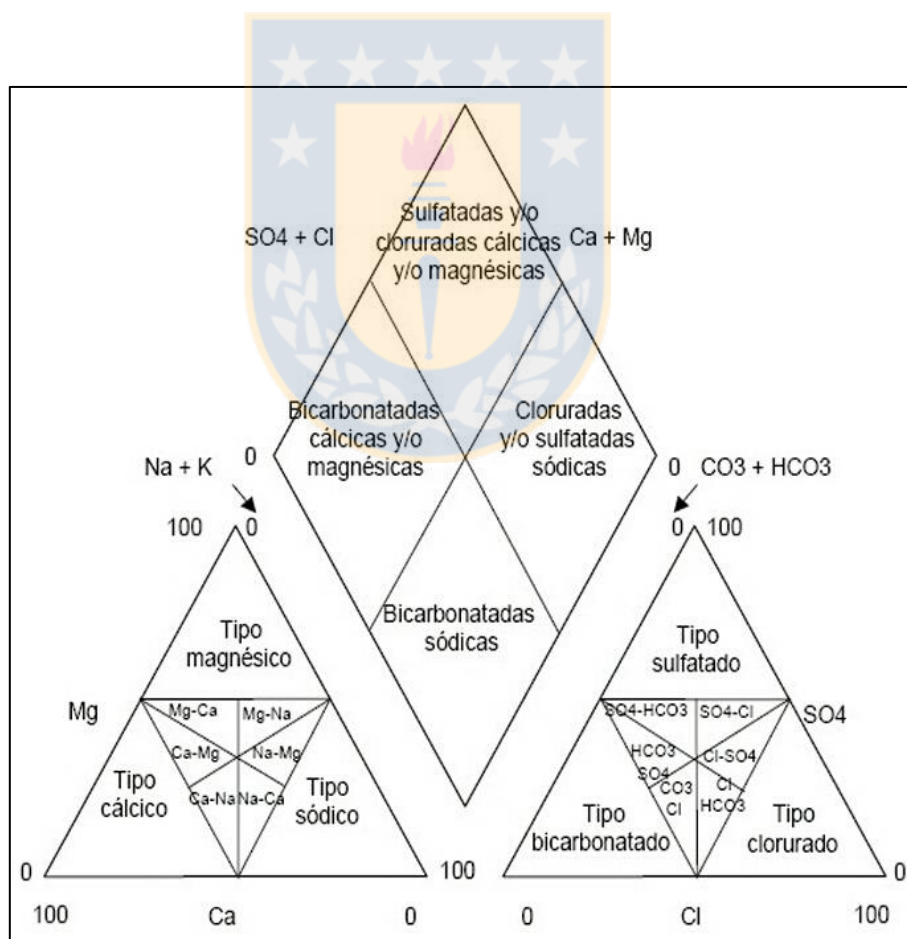


Figura 8.7. Tipos de agua deducidas de un diagrama triangular de *Piper*. (Fuente: Custodio y Llamas, 1996).

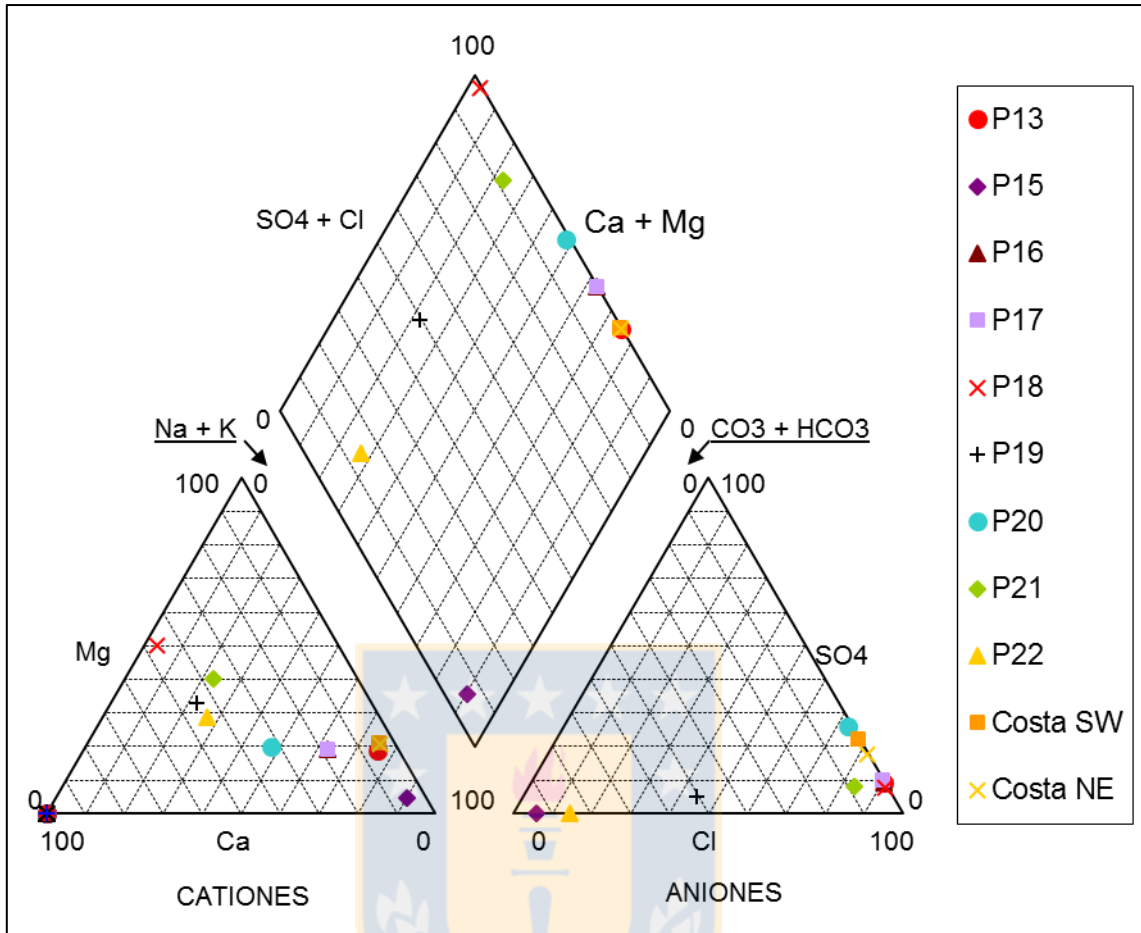


Figura 8.8. Diagrama de *Piper* obtenido para las muestras de agua recolectadas. Cada pozo se encuentra identificado con la letra "P" seguido del número que tiene asignado (Ejemplo: el Pozo 20 se encuentra en la figura como P20).

Del diagrama de *Piper* de la Figura 8.8, se desprende que, dentro del campo de cationes, existen dos familias de agua: una cálcico-magnésica y otra sódica. A su vez, dentro del campo de aniones, también se registran dos familias: una bicarbonatada y otra clorurada. De acuerdo con lo anterior, se registran cuatro facies hidrogeoquímicas:

- 1) Bicarbonatada cálcico-magnésica (Pozo 19 y Pozo 22).
- 2) Bicarbonatada sódica (Pozo 15).
- 3) Clorurada cálcico-magnésica (Pozo 18, Pozo 21 y Pozo 20).
- 4) Clorurada sódica (Pozos 13, 16 y 17).

Por otra parte, en la Figura 8-4 se presenta el diagrama de columnas verticales logarítmicas de los análisis de aguas subterráneas o diagramas de *Schöeller-Berkaloff*. En dicho diagrama se observa que las aguas de ambas bahías presentan un contenido mayor en iones cloruro y sodio, como es de esperarse para el agua del mar. Sin embargo, se tiene un grupo de aguas de naturaleza similar que engloba a los pozos 13, 16 y 17, los que presentan contenidos elevados de los mismos iones y se asemejan a las aguas del mar graficadas por encima de ellos. Posteriormente, se tiene otro grupo que abarca las aguas del Pozo 20 y del Pozo 18, las que presentan semejanza y que difieren en el contenido del ion Na^+ , el que es menor para el Pozo 18. Luego, se tienen las aguas del Pozo 21, las que presentan características composicionales intermedias entre el grupo de aguas del Pozo 20 y del grupo de aguas del Pozo 19. Finalmente, el grupo de aguas de los pozos 19 y 23 se caracteriza por su bajo contenido en iones cloruro y sodio, pero el mismo contenido semejante en iones bicarbonato, al igual que todas las otras aguas de los pozos muestreados.

Cabe señalar que las aguas del Pozo 15 presentan un contenido inusual de iones, lo que se asemejan al grupo de aguas del Pozo 19 pero también comparten identidad con las aguas del Pozo 21. El sobresaliente contenido en ion Na^+ de las aguas del Pozo 15 se podría asociar a un proceso de intercambio iónico producto de la interacción entre las aguas y las arcillas de la unidad sellante, la que separa al acuífero libre superior del acuífero confinado inferior. Durante el proceso de intercambio iónico, los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} quedan retenidos en la estructura cristalina de las arcillas, las que en el proceso de intercambio liberan el Na^+ retenido (Sánchez, 2012). La idea anterior es reforzada a partir de lo señalado por Custodio y Llamas, 1996, quienes señalan que un enriquecimiento natural del ion sodio usualmente está acompañado por un enriquecimiento en el ion fluoruro, el que solo es elevado para las aguas del Pozo 15 (Tabla 8.1).

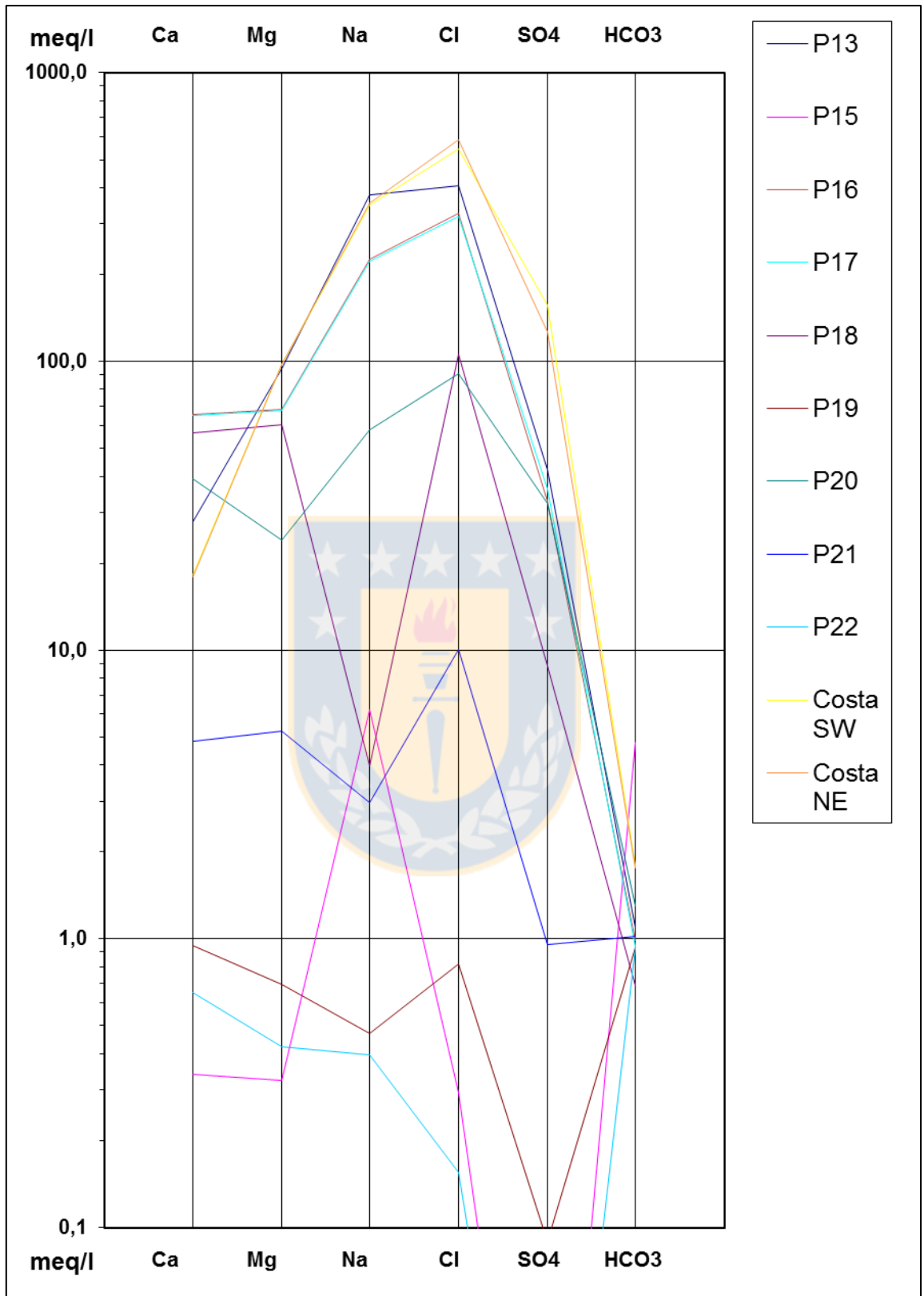


Figura 8.9. Diagrama de columnas verticales logarítmicas o *Schöeller-Berkaloff* para el análisis de agua de los pozos y el agua de mar.

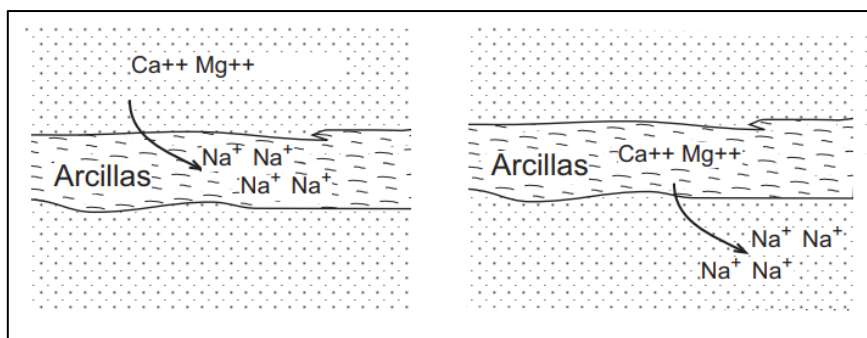


Figura 8.10. Esquema del intercambio catiónico que ocurre entre las aguas subterráneas y algunas arcillas (Fuente: Sánchez, 2012).

8.4 Mapas de Isoconcentración

Para obtener una mejor visualización de los datos obtenidos del análisis hidroquímico y observar la distribución de iones en el agua subterránea en el sector de estudio, se construyen mapas de isoconcentración para cada uno de los elementos que mejor representan la naturaleza y calidad del agua que circula por el subsuelo.

Es importante considerar para una correcta interpretación de los mapas hidroquímicos que la procedencia de los datos sea la misma, ya que muestras tomadas a diferentes profundidades, por ejemplo, no permiten establecer comparaciones en la evolución temporal de la intrusión salina. Dado el caso de estudio presentado, solo se realiza un análisis espacial de la distribución de elementos y no temporales ya que, con anterioridad, no se han realizado muestreos hidroquímicos de las aguas para monitorear esta evolución.

El ion cloruro es el que posee mayor estabilidad química, debido a que no está sujeto a procesos de disolución o precipitación y, además, es el elemento de mayor abundancia en el agua salina. Estas características lo convierten en el ion más fiable y que mejor información proporciona en la identificación de contaminación marina. Sin embargo, para desarrollar un diagnóstico completo del problema, debe considerarse en conjunto a otros parámetros de interés para evitar posibles deducciones erróneas del origen de la salinización. Los perfiles verticales realizados en pozos habilitados para tal fin pueden dar una idea de la estratificación hidroquímica. Los valores normales para el agua dulce rondan entre los 10 y 250 mg/L (Custodio y Llamas, 1996), mientras que el agua del mar posee entre 18.000 y 21.000 mg/L.

Las líneas de isoconcentración presentadas en la Figura 8.11 muestran el elevado contenido de este ion en las aguas subterráneas en el sector de estudio, precisamente cercanas a los pozos más próximos a la costa, lo que sería indicativo de un proceso de mezcla y salinización. Este contenido decrece hacia el interior del continente, poseyendo valores dentro del rango normal para el agua continental en los pozos 22, 21, 9 y 15.



Figura 8.11. Líneas de isoconcentración para el ion cloruro en mg/L para el área de estudio.

El ion magnesio es también un ion más soluble y difícil de precipitar que el ion calcio. En aguas dulces, el valor de este catión se encuentra entre 1-100 mg/L, pudiendo llegar a algunos miles de mg/L en aguas salinas o salmueras (Custodio y Llamas, 1996). El agua de mar contiene alrededor de 1.200 mg/L.

De acuerdo con el mapa de isoconcentración de la Figura 8.12, se tiene que los pozos 22, 19, 15 y 21 se encuentran dentro de los rangos aceptables para aguas continentales. Por otra parte, los demás

pozos presentarían una presencia mayor de este ion, posiblemente asociada a un proceso de salinización.



Figura 8.12. Líneas de isoconcentración para el ion magnesio en mg/L para el área de estudio propuesta.

El ion sodio, por su parte, presenta solubilidades muy elevadas y es difícil que llegue a precipitar. Suele ir asociado al ion cloruro. Las aguas continentales presentan un contenido variable de este ion, entre 1 y 150 mg/L (Custodio y Llamas, 1996). El agua de mar posee alrededor de 10.000 mg/L del ion sodio. Las aguas continentales con un alto contenido en este ion suelen ir acompañadas de un elevado contenido del ion fluoruro.

De acuerdo con las curvas de isoconcentración de la Figura 8.13, los pozos 10, 12, 13, 14, 16, 17 y 20 exceden el rango natural de sodio para agua dulce, acercándose a valores similares al agua de mar, especialmente para el caso del Pozo 13. Según la Tabla 8.1, el contenido en el ion fluoruro es menor que 0,062, por lo que se descarta que los elevados valores del ion sodio tengan un origen continental y más bien, se relaciona en conjunto con el ion cloruro en un origen marino común.



Figura 8.13. Líneas de isoconcentración para el ion sodio en mg/L para el área de estudio propuesta.

El comportamiento del ion bromuro es similar al del ion Cl^- y tiene interés en el estudio del origen de aguas saladas. En general, menos de 0,01 mg/L en aguas dulces y en agua de mar el contenido alcanza los 65 mg/L (Custodio y Llamas, 1996). De acuerdo con Snoeyink y Jenkins (1987), la concentración de bromuro de la mayoría de las aguas naturales dulces es menor a 1 mg/L y en agua de mar alrededor de 70 mg/L. De esta forma, una concentración por sobre el rango natural del ion Br^- en las aguas subterráneas es indicador de intrusión salina.

Según las curvas de isoconcentración para el sector (Figura 8.14), el contenido de este ion se encuentra dentro del rango de agua dulce definido por Custodio y Llamas (1996) solo para el caso del Pozo 22 (Tabla 8.1). Sin embargo, bajo la definición de Snoeyink y Jenkins, 1987, los pozos 22, 21, 19 y 15 estarían dentro del rango de valores para aguas dulces. Por lo tanto, se podría considerar que estos cuatro pozos están dentro de un rango de aceptable en el contenido del ion bromuro frente al resto de los otros pozos, cuyos valores sobrepasan en gran cantidad este rango,

particularmente el Pozo 13, que presenta 47 mg/L de este ion. Pese a lo anterior, los pozos 15, 19 y 21 se encontrarían en el límite aceptado para aguas continentales, lo que sería indicativo de un proceso cercano de intrusión salina.



Figura 8.14. Líneas de isoconcentración para el ion bromuro en mg/L para el sector de estudio propuesto.

Las aguas subterráneas dulces contienen como máximo 1.000-2.000 mg/L de sólidos totales disueltos (Custodio y Llamas, 1996). Si el contenido es mayor, por ejemplo, hasta 5.000 mg/L, se denominan aguas salobres y hasta 40.000 mg/L, aguas saladas.

Según el mapa de isoconcentración de la Figura 8.15, se tiene que para los pozos 22, 19, 15 y 21, el contenido total de sólidos disueltos cae dentro del rango de clasificación de aguas dulces. Por otra parte, los pozos 18 y 20 se encuentran dentro de la categoría de aguas salobres. Finalmente, el resto de los pozos (pozos 16, 17, 11, 14, 12 y 13), se encuentran inmersos en lo que se define como

aguas saladas. Cabe notar que el Pozo 13, presenta 28.500 mg/L de sólidos totales disueltos, un valor cercano al agua de mar muestreada, la que presentó un valor de 36.480 mg/L.

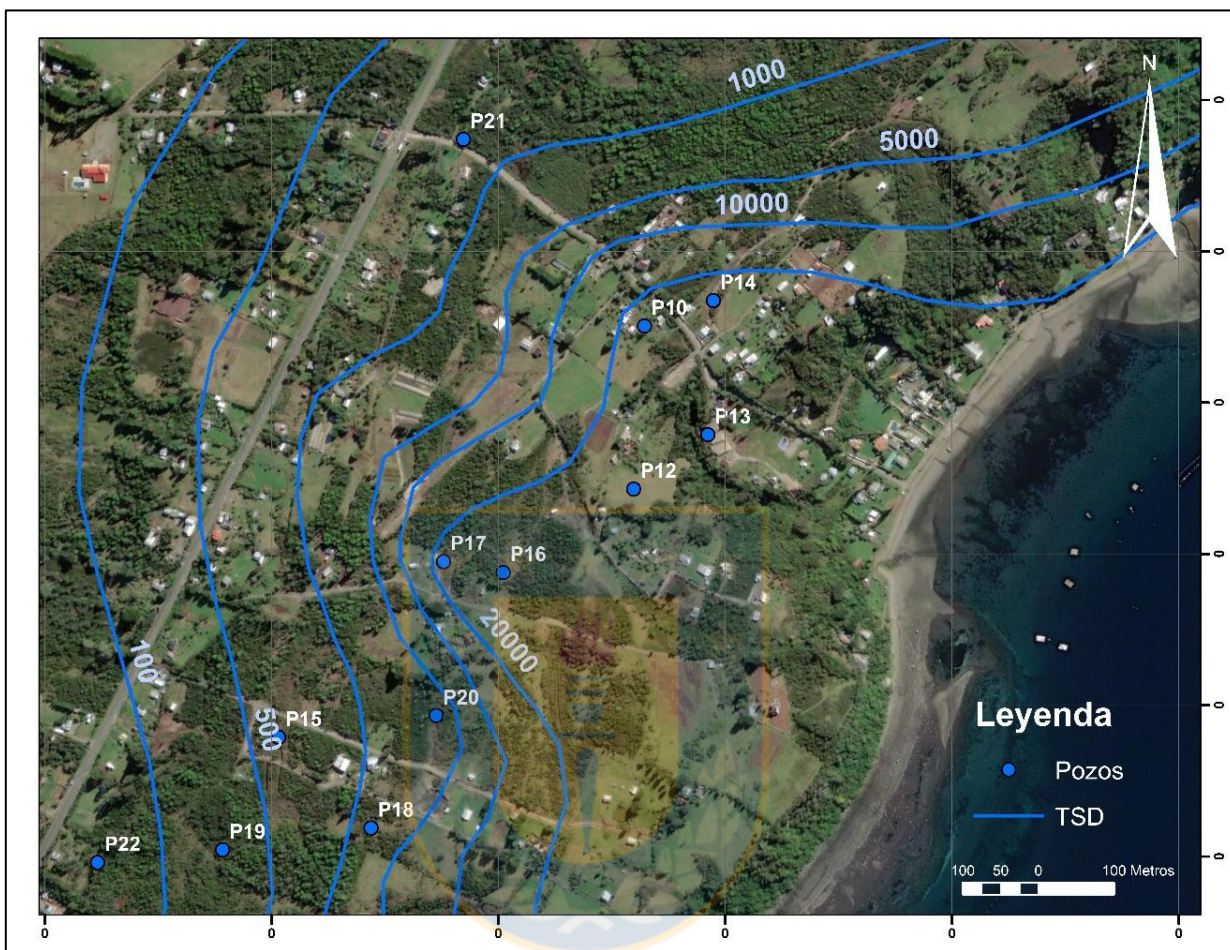


Figura 8.15. Líneas de isoconcentración en mg/L para el total de sólidos disueltos en el área de estudio propuesta.

8.5 Índices Hidrogeoquímicos

Dentro del análisis se destacan los iones calcio, sodio, magnesio, bromuro, cloruro, potasio, bicarbonato y sulfato por entregar información respecto a la trayectoria de las aguas subterráneas desde la infiltración hasta los distintos tiempos de trayecto dentro de su flujo. Para ello se analiza la relación entre los iones mayoritarios y minoritarios, y los índices hidrogeoquímicos rCl/rCO_3H , rMg/rCa , rNa/rK , rNa/rCl , rSO_4/rCl y rCl/rBr . Estos índices se deben trabajar en meq/l, por lo que deben ser convertidos, tal como lo muestran los valores en la Tabla 8.2. Los valores obtenidos para cada una de las relaciones hidrogeoquímicas se muestran en la Tabla 8.3.

Tabla 8.3. Índices hidrogeoquímicos calculados según razones en miliequivalentes por litro.

Muestra	rCl/rCO ₃ H	rNa/rCl	rSO ₄ /rCl	rMg/rCa	rK/rNa	rBr/rCl	rCl/rBr
Pozo 13	370.39	0.93	0.10	3.39	0.01	0.00	687.16
Pozo 15	0.05	21.20	0.01	0.95	0.06	0.01	153.25
Pozo 16	271.06	0.69	0.10	1.04	0.01	0.00	774.18
Pozo 17	276.96	0.70	0.11	1.04	0.01	0.00	768.67
Pozo 18	126.02	0.04	0.08	1.07	0.16	0.00	696.99
Pozo 19	0.16	0.57	0.11	0.74	0.15	0.00	718.95
Pozo 20	57.35	0.64	0.35	0.63	0.02	0.00	684.10
Pozo 21	8.11	0.29	0.09	1.08	0.05	0.00	834.95
Pozo 22	0.14	2.56	0.00	0.65	0.15	0.00	409.23
Agua de Mar Costa SW	250.85	0.64	0.29	5.37	0.04	0.00	652.72
Agua de Mar Costa NE	272.65	0.60	0.22	5.42	0.04	0.00	588.56

- **rMg/rCa:**

En aguas continentales varía entre 0,3 y 1,5, mientras que el agua del mar presenta valores alrededor de 5. Una elevación del contenido de en cloruros y de esta relación puede ser buen indicio de contaminación por agua marina (Custodio & Llamas, 1996).

De acuerdo con la Tabla 8.3, se destaca que los pozos 22, 20, y 19 presentan valores más cercanos a lo descrito para aguas continentales, variando entre 0,63 y 0,74. Por otro lado, los pozos 16, 17, 18 y 21 presentan valores en torno a 1, por lo que se podría vincular con un flujo subterráneo en terrenos dolomíticos o bien en rocas básicas. Sin embargo, de acuerdo con la geología regional y local, se descarta esta opción al determinar que los terrenos son sedimentos semi-consolidados a no consolidados de origen fluvio-glacial, por lo que posiblemente se relaciona a un proceso de contaminación marina. El Pozo 13, con un valor de 3,39, es relacionado con mayor certeza a un proceso de mezcla y contaminación con agua de mar.

- **rCl/rCO₃H:**

La relación rCl/rCO₃H es especialmente útil en la caracterización de la intrusión marina ya que en aguas continentales tiene normalmente un valor entre 0,1 y 5, mientras que en el agua de mar varía entre 20 y 50 (Custodio & Llamas, 1996). Si el incremento de cloruros es debido a concentración de sales en zonas de regadío, la relación crece mucho menos para igual incremento de cloruros que cuando se produce por intrusión marina.

De lo expuesto en la Tabla 8.3, los pozos 15, 19, 21 y 22 presentan valores cercanos a lo definido para aguas continentales dulces, encontrándose en un rango de valores entre 0,05 y 8,1. Por otra parte, el Pozo 20 presenta un valor de 57,35, cayendo en la categoría de agua marina. Para el resto de los pozos, se obtuvieron valores radicalmente más altos que lo definido para agua de mar, variando entre 126 y 370, lo que podría explicarse a un fuerte proceso de salinización por intrusión marina en conjunto con un posible aumento de cloruros por incorporación de sales de zonas de regadío que fluyeron hasta el acuífero y elevaron aún más la concentración de este ion, lo que se traduce en un aumento del índice rCl/rCO_3H .

- rBr/rCl :

Esta relación es de interés en el estudio de aguas salobres y saladas, puesto que en el agua de mar vale alrededor de 0,0017, pudiendo tener valores muy diferentes en aguas continentales (Custodio y Llamas, 1996). De acuerdo con los resultados obtenidos para esta relación (Tabla 8.3), los pozos que se encuentran alejados de dicho valor corresponden a los pozos 22 y 15, con valores de 0,0024 y 0,0064, respectivamente. El resto de los pozos presenta valores que varían entre 0,0012 y 0,0017.

- rCl/rBr :

La relación rCl/rBr es eficaz para entregar información respecto a aportes anómalos del ion Br^- , la que para el agua marina se mantiene en torno a los 655 (Custodio, 2003). Según lo anterior, se tiene que los pozos cuyos valores se encuentran en torno al mencionado para el agua de mar son los pozos 13, 16, 17, 18, 19, 20 y 21, con valores que varían entre 834 y 684 (Tabla 8.3). El valor de este índice para las muestras de agua de mar tomadas en la bahía SW es de 653, mientras que para la bahía NE es de 589. Por otra parte, los pozos 15 y 22 presentan valores inferiores correspondientes a 153 y 409, respectivamente. Esto sugiere que podrían estar asociados a aguas más dulces que los otros pozos.

- rNa/rCl :

Dado que ambos iones se encuentran en abundancia en el mar, se tiene presente que, para el agua de mar, los valores de la relación rNa/rCl se encuentran en torno al 0,82 (Herrera, 2001). Es así, como los pozos que se encuentran en torno a dicho valor son el Pozo 13, el Pozo 16, el Pozo 17 y

el Pozo 20, con valores entre 0,93, para el Pozo 13, y 0,64, para el Pozo 20. Las muestras de agua del mar de ambas bahías entregaron valores de 0,60 y 0,64 (Tabla 8.3).

Por otra parte, los pozos 15 y 22 se encuentran fuera de tal rango, con valores de 21,20 y 2,56, respectivamente. Cabe señalar que los pozos 18, 19 y 21, presentan valores inferiores al definido por Herrera (2001), para el agua de mar, los que corresponden a 0,04, 0,57 y 0,29, lo que indica una cantidad considerablemente mayor del ion cloruro frente al ion sodio en el sector donde se encuentran estos pozos.

8.6 Perfilaje multiparámetro vertical

Este análisis es realizado mediante la Sonda *MP Troll 950* y tiene como objetivo determinar las variaciones de los parámetros fisicoquímicos en la columna de agua, especialmente la conductividad eléctrica. Los pozos en los que se realiza este perfilaje corresponden a los pozos 13, 15, 16, 17, 18 y 20.

El método consiste en introducir una sonda desde la boca del pozo hasta el fondo de este a una velocidad constante y con un descenso lo más estabilizado posible. De esta forma el sensor ubicado en el extremo del tubo puede recopilar datos de forma uniforme en el tiempo y profundidad. Para esto, se requiere que el pozo esté sin equipo de bombeo, por lo que, en algunos casos, fue necesario extraerlo para lograr introducir la sonda.

Para este análisis, el parámetro de mayor importancia es la conductividad eléctrica y las variaciones que pudiese tener a lo largo de la columna de agua, ya que está directamente relacionado con la cantidad de iones disueltos. De esta forma se pueden interpretar zonas salinizadas o zonas de mezcla agua dulce–agua salada en profundidad.

Los valores de conductividad obtenidos varían para cada uno de los pozos analizados, así como también varían dentro del mismo pozo en profundidad. Se denota tendencia al aumento en la conductividad de las aguas a medida que estas están más cerca de la línea de costa. Además del aumento en profundidad de la conductividad eléctrica, situación que se reconoce en todos los pozos analizados.

Los resultados en la mayoría de las columnas presentan valores muy elevados, llegando en la mayoría de los casos a valores máximos cercanos a 25.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, que corresponden al límite superior de detección de la sonda.

Los pozos 15 y 18 se encuentran alejados de la costa. En estos es posible reconocer un aumento en la conductividad eléctrica en profundidad (Figura 8.16). Sin embargo, el Pozo 15, que tiene una profundidad de perforación mayor y que extrae agua de otro acuífero en profundidad, presenta una conductividad eléctrica que aumenta desde los 38 metros de profundidad, para luego mantenerse constante, a un valor cercano a 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En contraste, el Pozo 18 presenta conductividades eléctricas mayores, con valores constantes de 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta los 42 metros de profundidad y que luego aumentan drásticamente hasta llegar a valores cercanos a los 6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este nivel podría corresponder a un salto en las conductividades que no fue posible medir por completo, debido a que no fue posible seguir introduciendo la sonda, debido a que esta topaba en la reducción de la tubería de habilitación.

Los pozos 13, 16, 17 y 20, son los pozos que se encuentran en sectores más cercanos a la costa. Estos presentan los valores de conductividad considerablemente más elevados. Así, el Pozo 13, el más cercano a la costa, presenta un aumento paulatino de los valores de conductividad hasta llegar a los 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a una profundidad de 29 metros, desde donde los valores se mantienen constantes hasta una profundidad de 45 metros, a la cual existe un quiebre con un repentino aumento en los valores de conductividad, llegando cerca de los 25.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, los que se mantienen constantes hasta el final del pozo (Figura 8.17).

La misma evolución en la conductividad eléctrica reconocida en el Pozo 13 se puede reconocer en los pozos 16 y 17 (Figura 8.18). La columna de agua presenta valores constantes de conductividad del orden de 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el tramo superior, para luego, mediante un brusco incremento de la conductividad, aumentar a valores de 25.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, los que se mantienen constantes hasta el final de los pozos.

Una situación similar a la descrita anteriormente es reconocida en el Pozo 20, donde la columna de agua presenta valores de conductividad relativamente constantes, cercanos a 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, hasta los 50 metros, en donde comienza un paulatino aumento en los valores de conductividad eléctrica

hasta llegar a los 25.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, a los 68 metros de profundidad, manteniendo constante estos valores hasta el final del pozo.

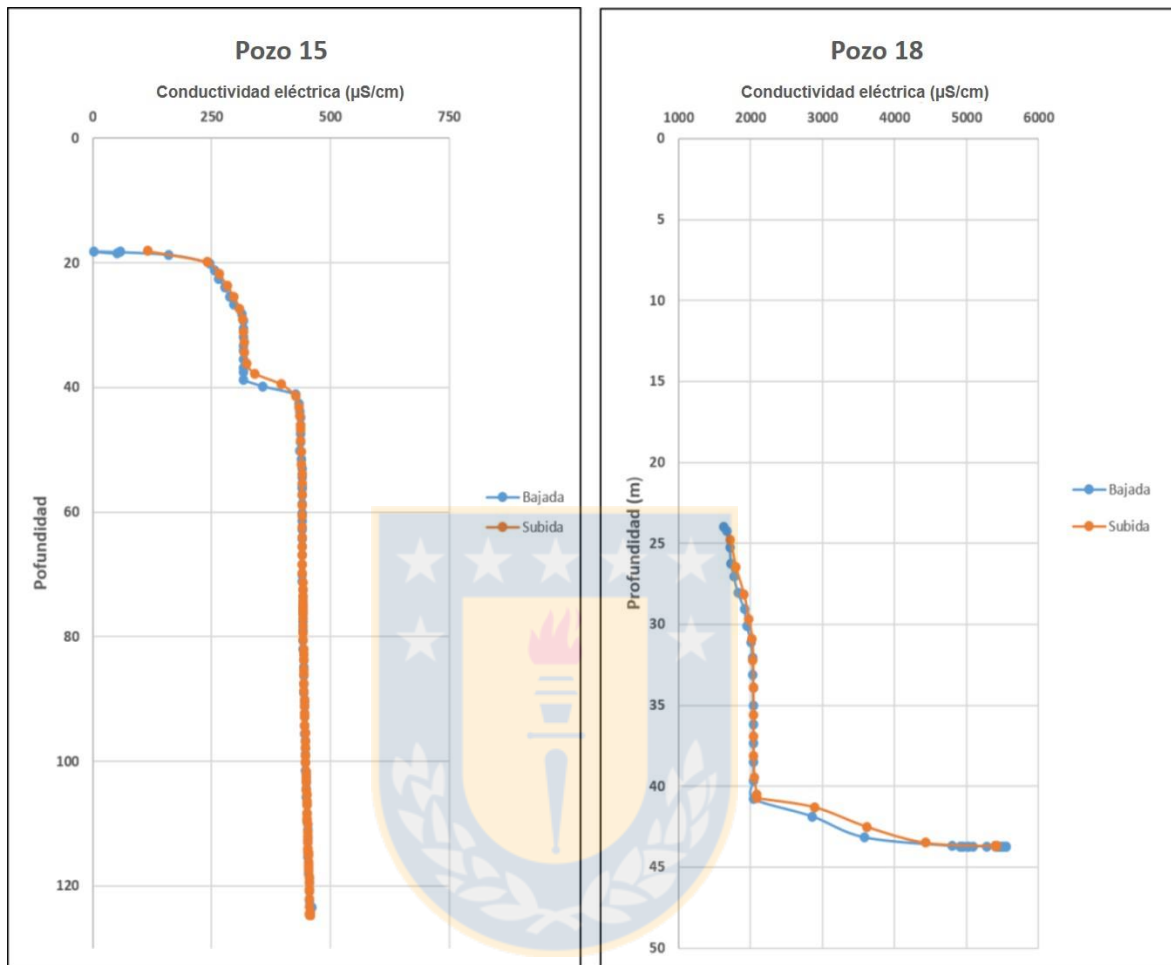


Figura 8.16. Perfilaje de conductividad eléctrica en el Pozo 15 y el Pozo 18.

Como fue descrito anteriormente, es común reconocer un aumento paulatino de la conductividad en profundidad, aun así, en la mayoría los casos, este aumento presenta una estabilización en los valores para luego aumentar drásticamente, presentando de la misma manera, una estabilización en profundidad. Así, es posible reconocer dos zonas en las cuales las conductividades son elevadas y se mantienen constantes, las que a su vez están limitadas por drásticos aumentos en las conductividades eléctricas. Las zonas poseen valores en torno a los 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y los 25.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La zona que presenta conductividades cercanas a 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ correspondería a una zona de interfaz entre agua dulce y agua salada encontrada por sobre la posición de la cuña salina. Puede

presentar conductividades cercanas a 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en la parte superior, pero en el caso de los pozos 13, 16 y 17, se encuentran directamente a partir del nivel piezométrico. Tiene un espesor que varía entre 10 y 15 metros, y se encuentra distribuida en gran parte de la planta, abarcando todos los pozos exceptuando el Pozo 15.

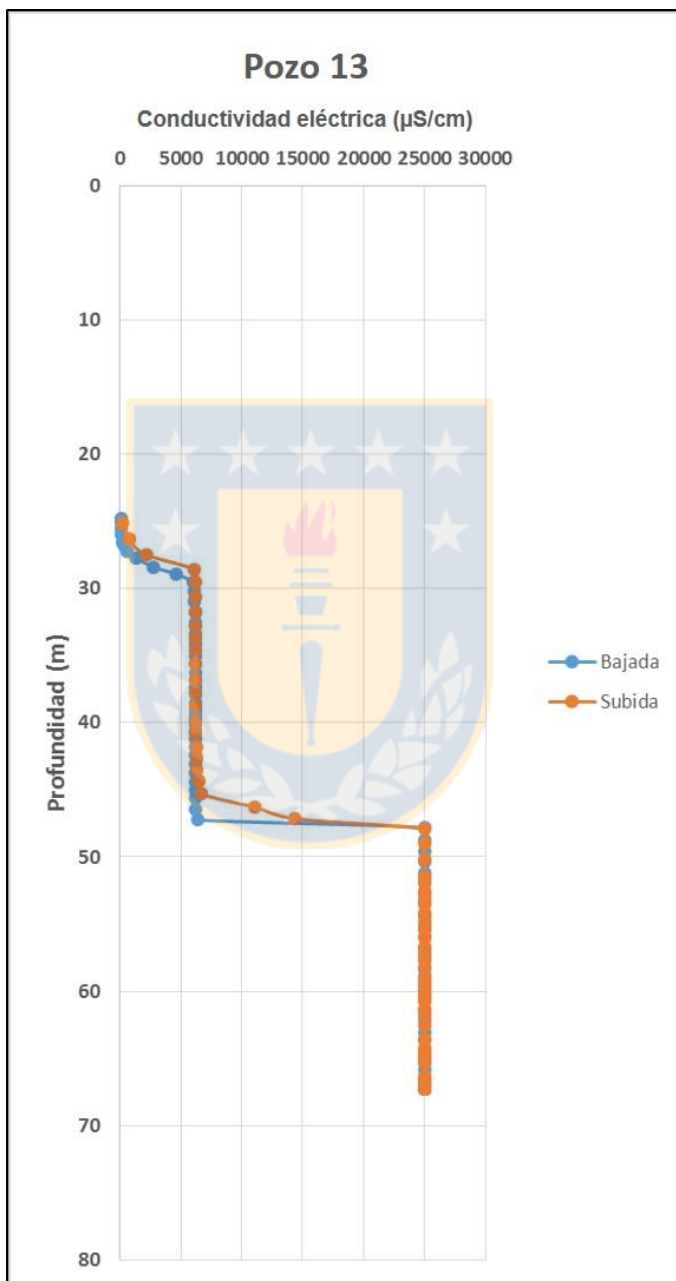


Figura 8.17. Perfilaje de conductividad en el Pozo 13.

La zona que presenta valores en torno a 25.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ corresponde a una zona de agua salada o cuña salina. Esta zona se reconoce en los pozos 13, 16, 17 y 20. En el caso del Pozo 18, solo se

pudo medir hasta los 45 metros de profundidad y precisamente en este tramo de la columna de agua comienza un quiebre o aumento en la conductividad eléctrica hasta valores de 6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mostrando una clara tendencia al incremento de los valores. Para este caso, probablemente la zona de la cuña salina se encuentra en una zona más profunda del pozo hasta donde no fue posible medir. La distribución de la cuña abarca gran parte del sector de bombeo.

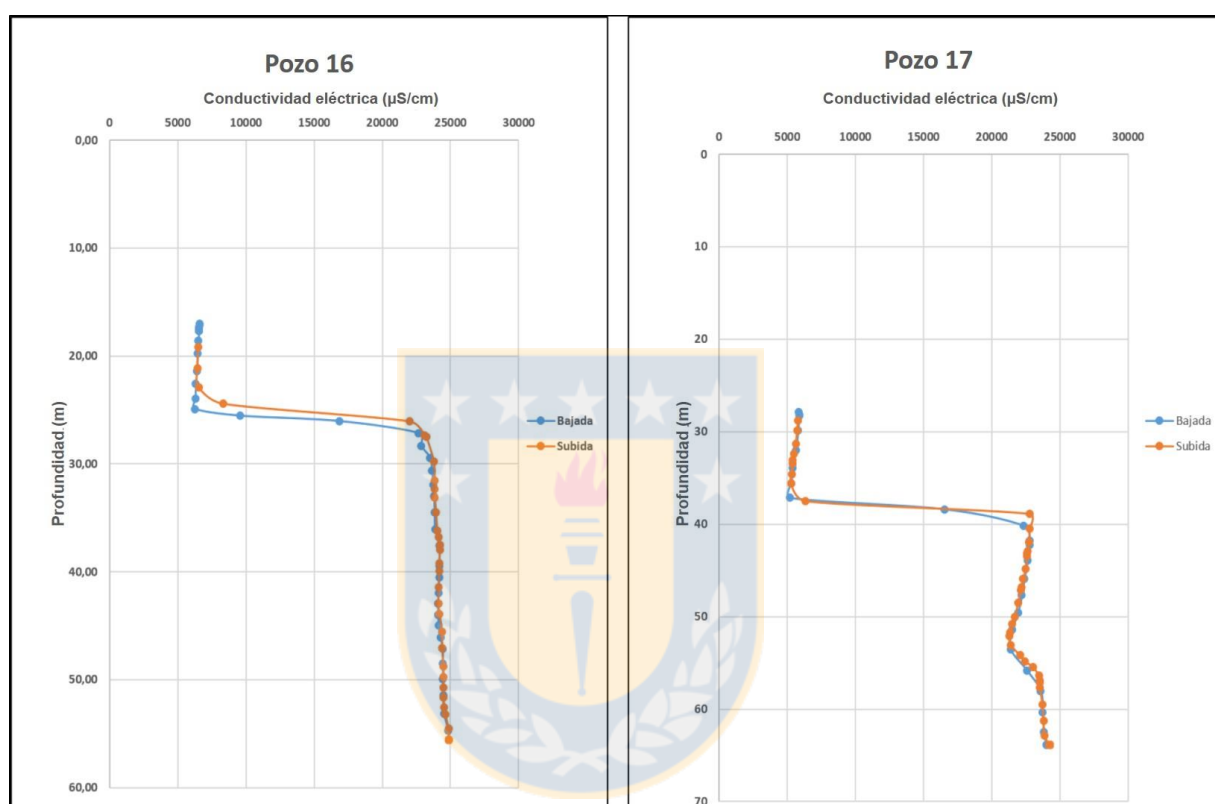


Figura 8.18. Perfilaje de conductividad eléctrica en Pozo 16 y en Pozo 17.

8.7 Isotopía de las aguas

La composición isotópica del agua subterránea puede verse modificada por diferentes procesos, de manera que los puntos representativos de la composición isotópica de algunas aguas están fuera de la recta meteórica. Según la posición de los nuevos puntos en relación con la recta meteórica puede conocerse cuál ha sido el proceso modificador. A modo general, y según lo descrito por la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS) en 2009, estos procesos modificadores están dados por:

- Las mezclas de agua de lluvia con agua de mar originan una composición isotópica que se sitúa en la recta que une las dos aguas iniciales, es decir, son puntos intermedios entre el valor medio de la lluvia local y el agua de mar también local.
- La evaporación de aguas antes de infiltrarse desde una superficie libre, lo que da como resultado rectas con pendientes entre 6 y 4. Es decir, antes de infiltrarse, el agua se ha ido enriqueciendo en D y O-18.
- Evaporación directa desde la superficie del terreno durante la infiltración por la zona no saturada o por evaporación freática a través de la vegetación y resulta en pendientes menores a 4.
- Intercambio de oxígeno entre el agua subterránea y los minerales del terreno que la contienen, como el yeso, que posee mucho oxígeno en su red cristalina, con lo cual el agua se va enriqueciendo progresivamente en O-18 mientras que el D no varía.
- La existencia de CO₂ magmático en el terreno, el que produce un intercambio isotópico con el agua y la empobrece en O-18 mientras que el D no varía.
- La hidrólisis de los silicatos provoca intercambio con el agua tanto de O-18 como de D y las aguas resultantes se sitúan en una recta de pendiente negativa a la izquierda de la recta meteórica.
- Intercambio con H del H₂S o del CH₄, aumenta el contenido en D del agua y las aguas se ubican sobre rectas paralelas al eje de las ordenadas.

Los procesos modificadores de la marca isotópica, detallados anteriormente, se ilustran en la Figura 8.19.

Los isótopos estables proporcionan una variable independiente que permite identificar el mecanismo por el cual se produce el proceso de salinización, sobre todo en aquellos casos en donde existe duda sobre si la salinización se debe a procesos de intrusión salina, a la existencia de aguas saladas congénitas o por infiltración y transporte desde la superficie en zonas de riego. Tal ventaja de identificación se debe a la diferente composición que presenta el agua de lluvia y el agua

del mar. Los isótopos por lo general no están sujetos a procesos modificadores en el flujo de agua subterránea, por lo que su composición química no varía.

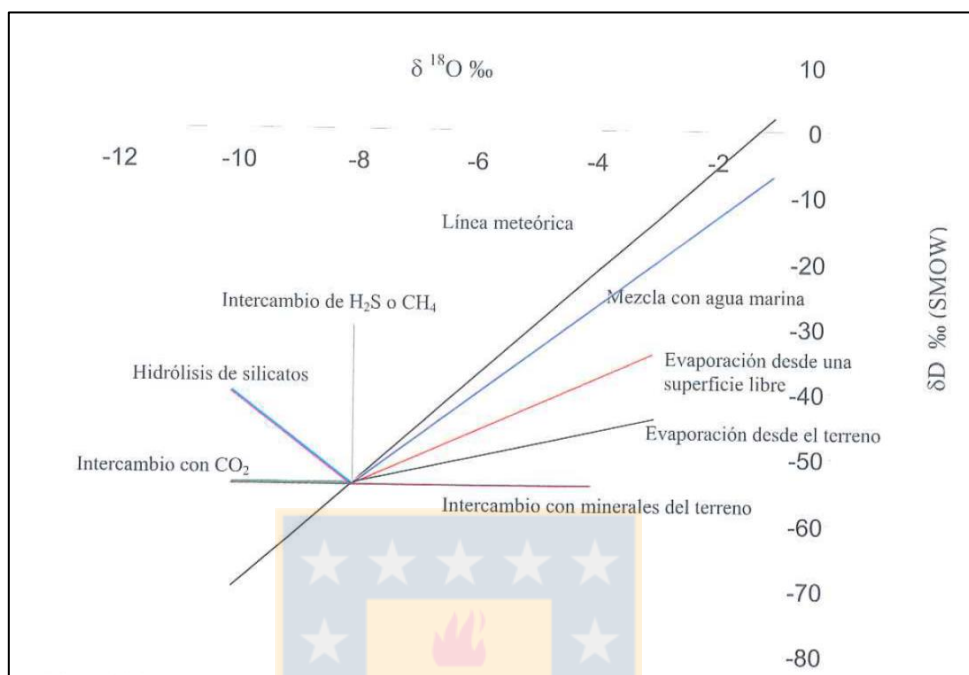


Figura 8.19. Procesos que modifican la relación D/O-18 en el agua subterránea respecto a la lluvia que ocasiona la recarga. (Fuente: FCHIS, 2009).

Los valores de δD ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ ‰, en conjunto o en forma individual al análisis del ion cloruro, corresponden a parámetros que están linealmente correlacionados en lo que se refiere a la identificación del origen de la salinización. Sin embargo, este análisis siempre debe complementarse con un estudio hidrogeoquímico general para una completa interpretación de los datos, tal como el que se expone en esta metodología.

Las técnicas de análisis isotópico utilizadas en esta sección corresponden a la medición de los valores de δD ‰, $\delta^{18}\text{O}$ ‰. El objetivo de este análisis es determinar la proveniencia de las aguas y el porcentaje de mezcla agua salada/agua dulce. Las muestras de agua requeridas para análisis se recolectan a partir del bombeo de las captaciones subterráneas, tomándose en conjunto con las muestras para el análisis químico. Los resultados de este análisis, realizado por el laboratorio de isótopos de la UNAB Viña del mar, se muestran en la Tabla 8.4.

Del resultado anterior, se observa que los valores isotópicos de las muestras de agua son relativamente similares a la marca isotópica local del agua de mar, con excepción de los pozos 21

y 22, cuyos valores tanto en deuterio como O-18 distan más del agua de la costa SW. Con el fin de visualizar mejor la tendencia de datos, se tiene la Figura 8.20, que presenta los resultados en una gráfica de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ vs $\delta\text{D}\text{‰}$.

Tabla 8.4. Contenido isotópico de las muestras de agua de 5 pozos en el sector de estudio, incluida una muestra de agua del mar.

Muestra	Observación	$\delta\text{D}\text{‰}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{VSMOW}}$
Pozo 13	m. salina	-7,58	-1,090
Pozo 16	m.salina	-19,72	-3,044
Pozo 18	m.salina	-37,01	-5,665
Pozo 21	m. no salina	-40,86	-6,345
Pozo 22	m. no salina	-41,22	-6,386
Costa SW	m.salina	-3,89	-0,579
Pozo 15	m. no salina	-45,55	-6,891
Pozo 19	m. no salina	-42,22	-6,482

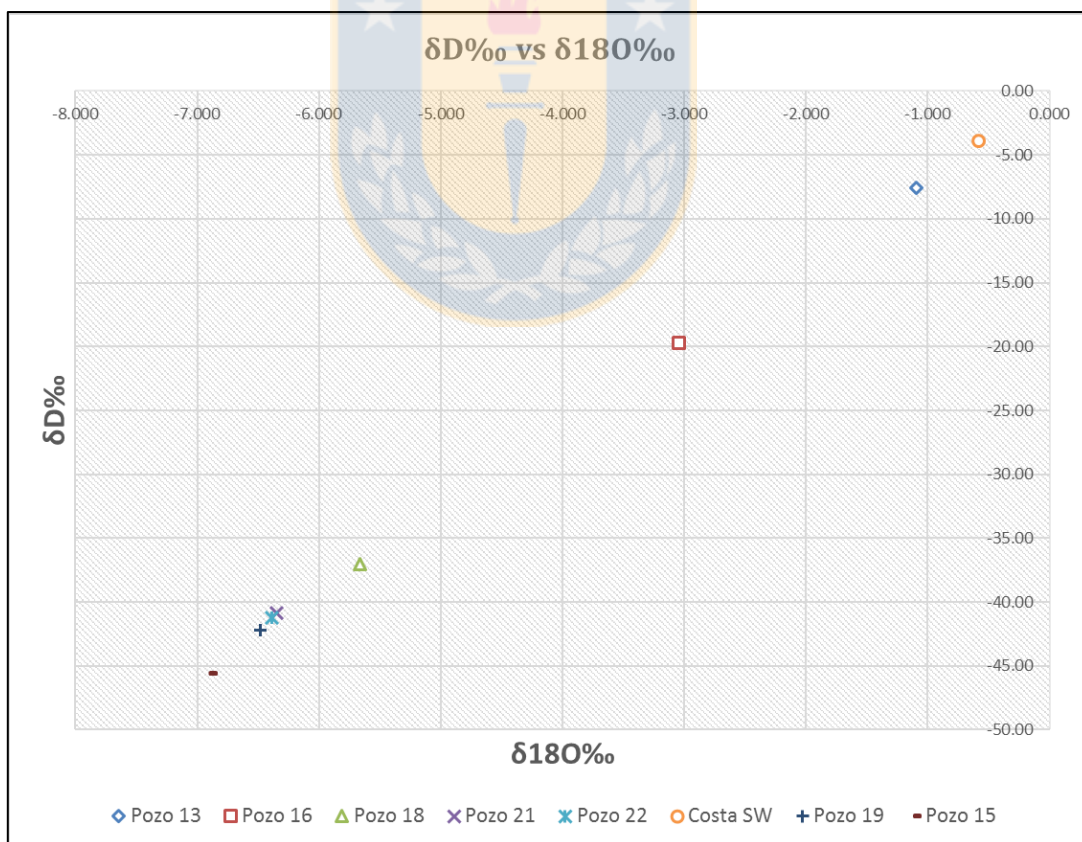


Figura 8.20. Gráfica de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ vs $\delta\text{D}\text{‰}$ para el contenido isotópico obtenido en los pozos de la zona de estudio.

En la gráfica de la figura anterior, se puede notar la similitud entre las marcas isotópicas de los pozos 21 y 22, mientras que el Pozo 13 presenta una similitud al agua de mar recogida desde la costa. Por otra parte, las aguas del Pozo 16 y del Pozo 18 corresponderían a una mezcla isotópica de agua dulce con agua de mar con distintas cantidades de cada una, siendo el Pozo 16 el que tiene una mezcla mayor de agua salada respecto al Pozo 18.

Al graficar la línea meteórica en contraste con la línea que resulta de la marca isotópica de los pozos muestreados, se obtiene la siguiente tendencia observada en la Figura 8.21.

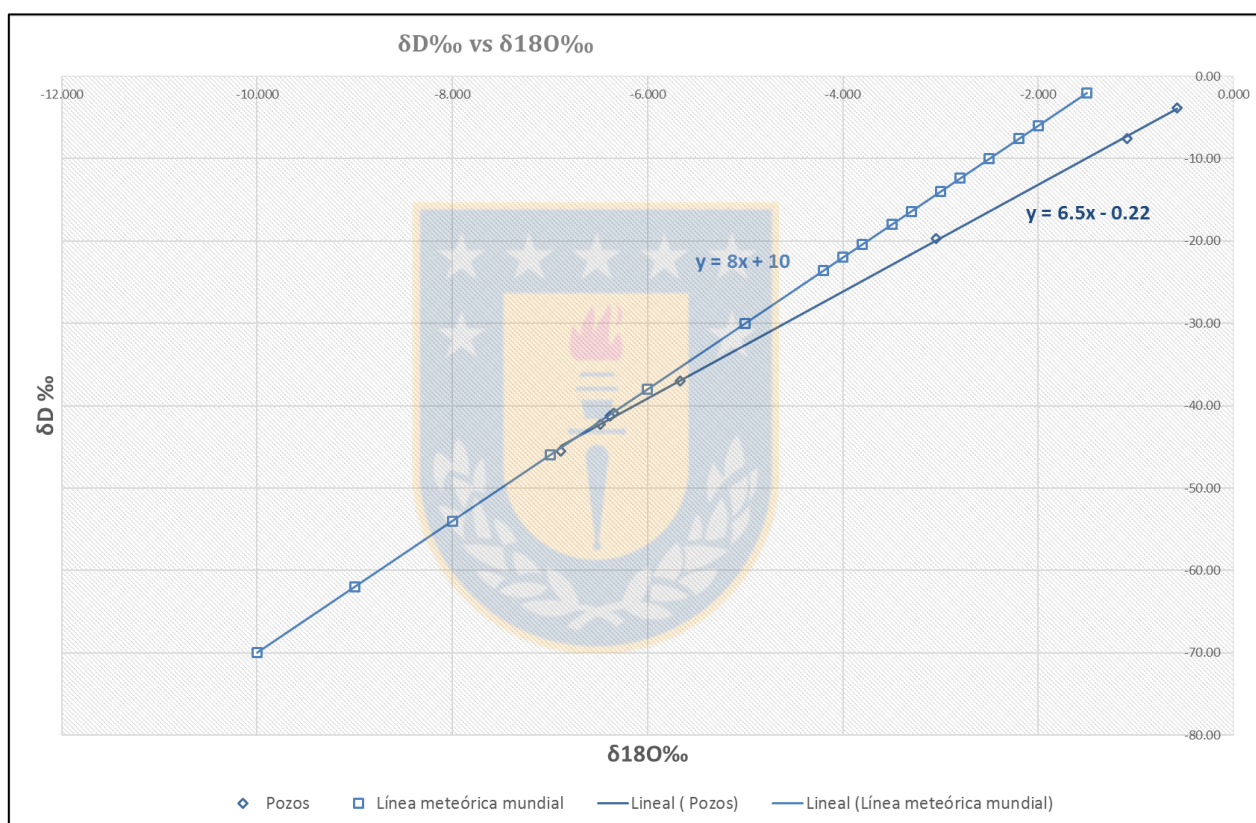


Figura 8.21. Línea Meteórica Mundial frente a la línea de aguas obtenida de la marca isotópica de los pozos de la zona de estudio propuesta.

Para realizar el análisis respecto al proceso por el cual la línea de aguas resultante de los pozos muestreados difiere de la línea meteórica, se hace una comparación con la gráfica expuesta en la Figura 8.19, la que muestra las tendencias de cada una de las líneas de agua asociadas a los diversos procesos modificadores. Es así como al comparar las líneas de ambas gráficas (Figura 8.19 y Figura 8.21), se obtiene que el proceso modificador por el cual surge la línea de aguas de los pozos del área de estudio es sea la mezcla con agua de mar.

Dentro de este análisis cabe destacar que la marca isotópica de los pozos 22 y 21 es similar al agua de lluvias y sus valores se encuentran dispuestos sobre la Línea Meteorica Mundial en la Figura 8.21, lo que afirma que el agua subterránea dulce del acuífero proviene de una fuente meteórica local con un rápido proceso de infiltración.

Por otra parte, las aguas del Pozo 15 son más livianas que las de los demás pozos, lo que podría indicar una recarga del acuífero profundo que viene desde un sector más alejado de la costa, hacia el interior del continente.

Para obtener un mejor acercamiento del comportamiento de los datos, es necesario complementar el contraste realizado, utilizando la Línea Meteorica Local. Para ello debe obtenerse un muestreo de las precipitaciones locales y analizar su contenido isotópico. Además, se debe buscar en fuentes oficiales como la base de datos de la OIEA (GNIP) los datos isotópicos para lluvias en estaciones cercanas a la zona de interés en condiciones meteorológicas similares. Para ejemplificar lo anterior, se utilizan los datos de la estación meteorológica El Tepual, de la ciudad de Puerto Montt, cuyos valores son reportados por la Comisión Chilena de Energía Nuclear (Cchen) a través de la Memoria Anual del INE, 2010 (Tabla 8.5). Estos valores son graficados (Figura 8.22) y su tendencia representa la Línea Meteorica Local sobre la cual se debe comparar la tendencia de datos isotópicos obtenidas para las aguas subterráneas, al igual como se aplicó con la Línea Meteorica Mundial.

Tabla 8.5. Valores de Deuterio y O-18 para las precipitaciones en Puerto Montt (Fuente: INE, 2010).

MES/AÑO	2006		2007		2008		2009		2010	
	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$
Enero	-25,3	-3,7	-37,0	-4,8	-3,9	-0,4	*20,4	6,7	-31,8	-3,20
Febrero	-35,9	-5,4	-40,7	-6,2	-17,2	-1,8	-37,8	-5,0	-47,3	-5,44
Marzo	-39,3	-6,2	-26,8	-3,9	-	-	-7,2	-1,3	-31,7	-3,93
Abril	-48,3	-6,8	-21,1	-4,4	-32,8	-5,5	-17,4	-3,1	-23,4	-2,95
Mayo	-61,0	-8,9	-36,0	-5,9	-49,6	-7,7	-43,9	-6,8	-33,6	-4,58
Junio	-55,5	-8,0	-42,2	-6,9	-35,3	-5,5	-79,3	-11,5	-40,5	-5,76
Julio	-57,4	-8,7	-51,7	-7,7	-52,0	-7,5	-47,9	-7,4	-69,0	-9,57
Agosto	-52,8	-8,0	-65,4	-9,0	-48,6	-7,3	-50,7	-7,3	-57,5	-7,42
Septiembre	-37,2	-5,7	-49,4	-7,3	-45,5	-6,0	-49,3	-7,0	-32,3	-4,87
Octubre	-37,7	-6,4	-37,5	-5,5	-21,9	-2,5	-45,9	-6,9	-35,3	-4,86
Noviembre	-38,2	-5,0	-30,3	-4,5	-29,4	-4,3	-41,7	-5,8	-45,9	-4,92
Diciembre	-35,1	-4,9	-21,0	-2,7	-28,0	-4,2	-37,9	-5,3	-18,8	-1,62

a Muestra posiblemente evaporada.
- No se registró movimiento.

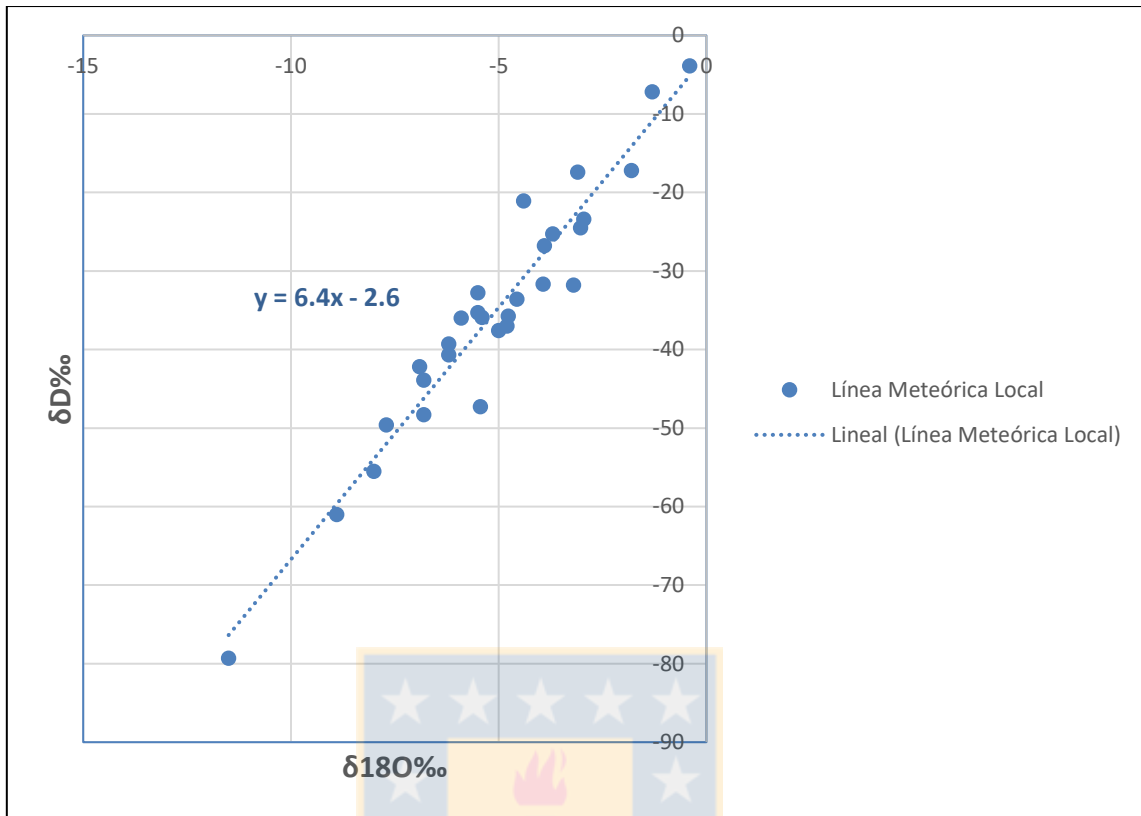


Figura 8.22. Representación gráfica de los valores isotópicos de precipitación registrados para la ciudad de Puerto Montt, conformando la Línea Meteorológica Local tomando los valores de precipitaciones presentados por la Cchen desde 2006 hasta 2010.

9 DISCUSIÓN

9.1 Esquema conceptual del modelo hidrogeológico

Con el fin de resumir parcial y visualmente los resultados obtenidos, se construye un esquema conceptual del modelo hidrogeológico operante en el área de estudio (Figura 9.1). En este esquema se resumen los principales aspectos hidrogeológicos que opera en el sistema acuífero, tales como la recarga por precipitaciones, el caudal subterráneo, la descarga artificial por el bombeo de los pozos y la posición relativa de la cuña salina.

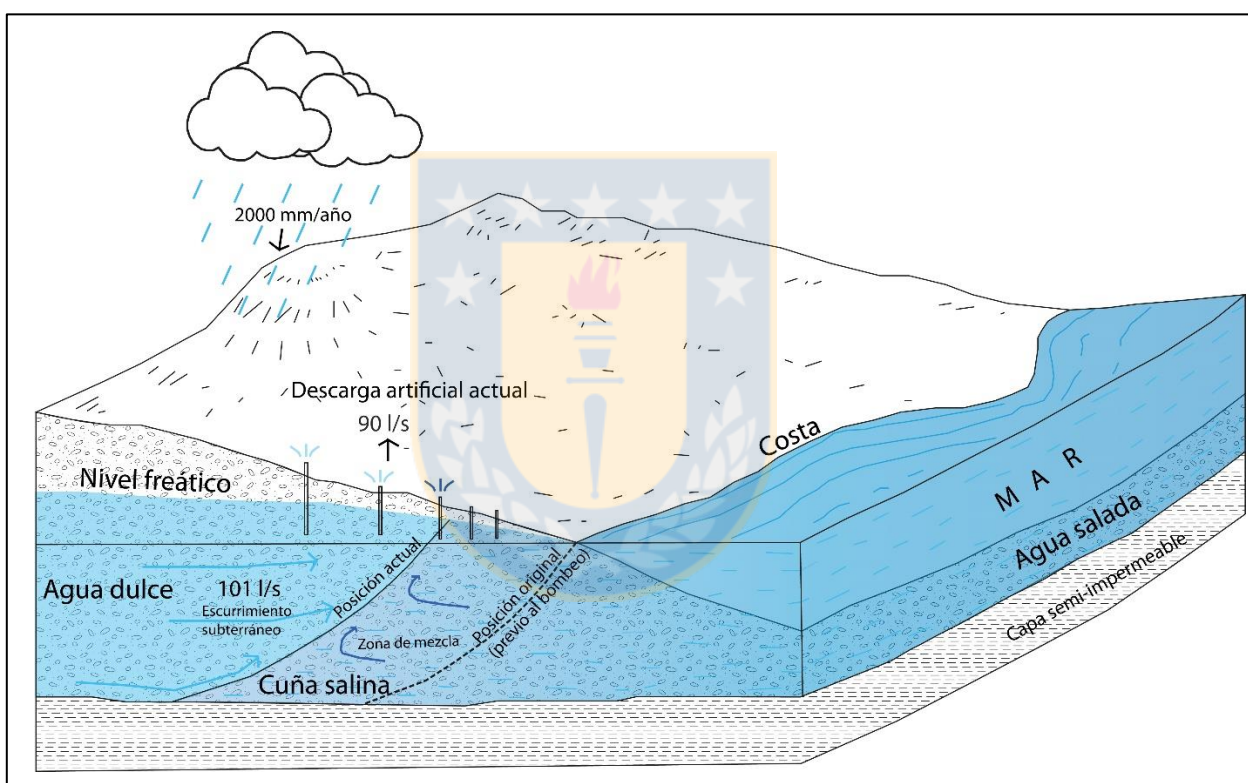


Figura 9.1. Esquema conceptual del modelo hidrogeológico definido a través de la aplicación de la metodología expuesta en este trabajo. Se resumen los valores de entrada del sistema, la salida y la posición relativa de la cuña salina en el sector.

9.2 Implicancias hidrológicas e hidrogeológicas

Se deben contrastar los resultados de la recarga obtenida a partir del estudio hidrológico con los resultados de la recarga basados en el estudio de los caudales subterráneos utilizando la ley de Darcy. Generalmente ambos resultados deben ser cercanos y no distar mucho entre sí para zonas

en equilibrio hidrológico. Sin embargo, cuando los resultados difieren en un amplio porcentaje, por ejemplo, más del 15%, se tiene una situación en donde posiblemente alguna de las metodologías aplicadas para el cálculo de la recarga no se está utilizando de forma idónea o bien existen factores externos alterando dicho equilibrio.

En el caso del cálculo por medio de los caudales subterráneos, el valor que se tome de transmisividad para el área de cálculo incide significativamente sobre el resultado, al igual que la determinación del área que se usará. El potencial hidráulico, determinado a través de un correcto análisis de la piezometría del sector, generalmente se mantiene constante cuando las curvas isofreáticas han sido trazadas correctamente.

Por su parte, los resultados de la hidrología pueden variar en cuanto al porcentaje de infiltración que se utilice para el cálculo según las diversas referencias bibliográficas, así como también la metodología utilizada para la determinación de la recarga.

El contraste entre ambas metodologías respecto a la recarga en el acuífero de la zona de estudio propuesta, tanto de la hidrología como la expuesta con la ley de Darcy, no supera el 10% de diferencia. Lo anterior muestra una concordancia de los resultados obtenidos y ratifica que la metodología utilizada para realizar los cálculos es concordante tanto en el análisis hidrológico como para el análisis hidrogeológico. Cabe tener presente que el valor mayor calculado de escurrimiento subterráneo, frente al valor de la recarga, también pueda tener relación con un posible flujo de agua desde subcuencas aledañas a la zona de bombeo, las que se encuentran aportando caudal producto del gradiente generado por el bombeo en dicha zona.

Luego, si se promedian los resultados de ambas metodologías, se tiene que para el modelo conceptual la recarga natural del sistema en las cuencas donde se encuentran inmersos los pozos equivale a un promedio de 101 l/s. Pese a lo anterior, es en los resultados entregados por un modelo numérico donde se estimaría con mayor precisión el caudal subterráneo proveniente de la recarga del sistema.

9.3 Implicancias hidrogeoquímicas

De acuerdo con el análisis de los distintos parámetros y iones disueltos en las aguas, se tiene una situación ineludible de intrusión salina en el acuífero costero del sector de estudio. El contenido en

ion cloruro junto con el ion sodio y magnesio entregan suficientes perspectivas para demostrar un proceso de salinización de las aguas a partir de la penetración subterránea del agua del mar en el sistema. Lo anterior es reforzado por la presencia del ion bromuro, muy útil en el estudio de salinización marina en acuíferos costeros, además de los índices hidrogeoquímicos que ayudan a descartar otros procesos de enriquecimiento natural o artificial en estos iones.

De igual forma, en el estudio de proveniencia de las aguas los resultados isotópicos entregan un alcance favorable a la precipitación local como fuente de recarga del acuífero, descartando un flujo subterráneo ajeno al sistema como fuente de recarga. Además, los resultados señalan una mezcla isotópica local producto de la interacción del agua continental con el agua del mar en el acuífero, señal del proceso de intrusión salina, descartando otros procesos modificadores de razones isotópicas en las aguas del sistema hidrogeológico.

De acuerdo con los resultados obtenidos, se tiene que la cuña salina se encuentra presente en el área de bombeo de los pozos 12, 13, 14, 16, 17, 18 y 20. Estos pozos se encuentran con distintos niveles de mezcla con agua de mar, siendo el Pozo 13 el más salinizado, seguido de los pozos 12, 16 y 17. Por su parte, los pozos que no cuentan con señales de salinización y que presentan una buena calidad química son los pozos 19, 21 y 22, siendo el pozo 22 el que dispone de la mejor calidad de aguas del sector. Cabe señalar que el Pozo 21 pese a tener todos sus parámetros normales para agua dulce, tiene un contenido en ion bromuro tal que muestra evidencia de la presencia cercana de una cuña salina, por lo que se podría estimar que, de existir un bombeo intensivo en dicho pozo, la cuña salina avance prontamente hacia este y termine por salinizarlo.

La química de las aguas del Pozo 15 muestran una naturaleza diferente a la química de las aguas de los otros pozos, pese a estar cercano a ellos. Esto se debe a que el pozo en cuestión bombea agua desde niveles más profundos, traspasando el sello de arcillas del acuífero libre desde donde extraen el agua los otros pozos y llegando a otro acuífero más profundo. Preliminarmente, se estima que tal acuífero puede presentar una recarga lejana al sistema local de acuerdo con la isotopía realizada y, además, sufre un proceso de intercambio iónico con el nivel de arcillas que compone la unidad geológica 5, razón por la cual las aguas del Pozo 15 pertenecen a la familia de aguas denominada como bicarbonatadas sódicas. Sin embargo, se requiere un estudio más detallado de las aguas de este acuífero, posiblemente confinado, a través de nuevos análisis hidroquímicos e hidrogeológicos.

9.4 Posición de la Interfaz Agua dulce – Agua salada

Haciendo uso de los antecedentes entregados por los perfiles geofísicos, los perfilajes realizados con la sonda *MP Troll 950* y los análisis hidroquímicos, se da cuenta del fenómeno de intrusión salina que se encuentra actualmente afectando a la mayoría de los pozos costeros en el área de estudio. La disposición y profundidad de la cuña salina detectada varía a lo largo de la costa. Para ilustrar de manera precisa esta información, se realizan tres perfiles de detalle utilizando el *software AutoCAD 2017*. Estos perfiles se trazan de forma perpendicular a la costa (Figura 9.1), y acercándose lo más posible a los pozos con el fin de ilustrar el alcance de la penetración de la cuña hacia el interior del continente y visualizar geoméricamente qué pozos son los más afectados por este fenómeno.

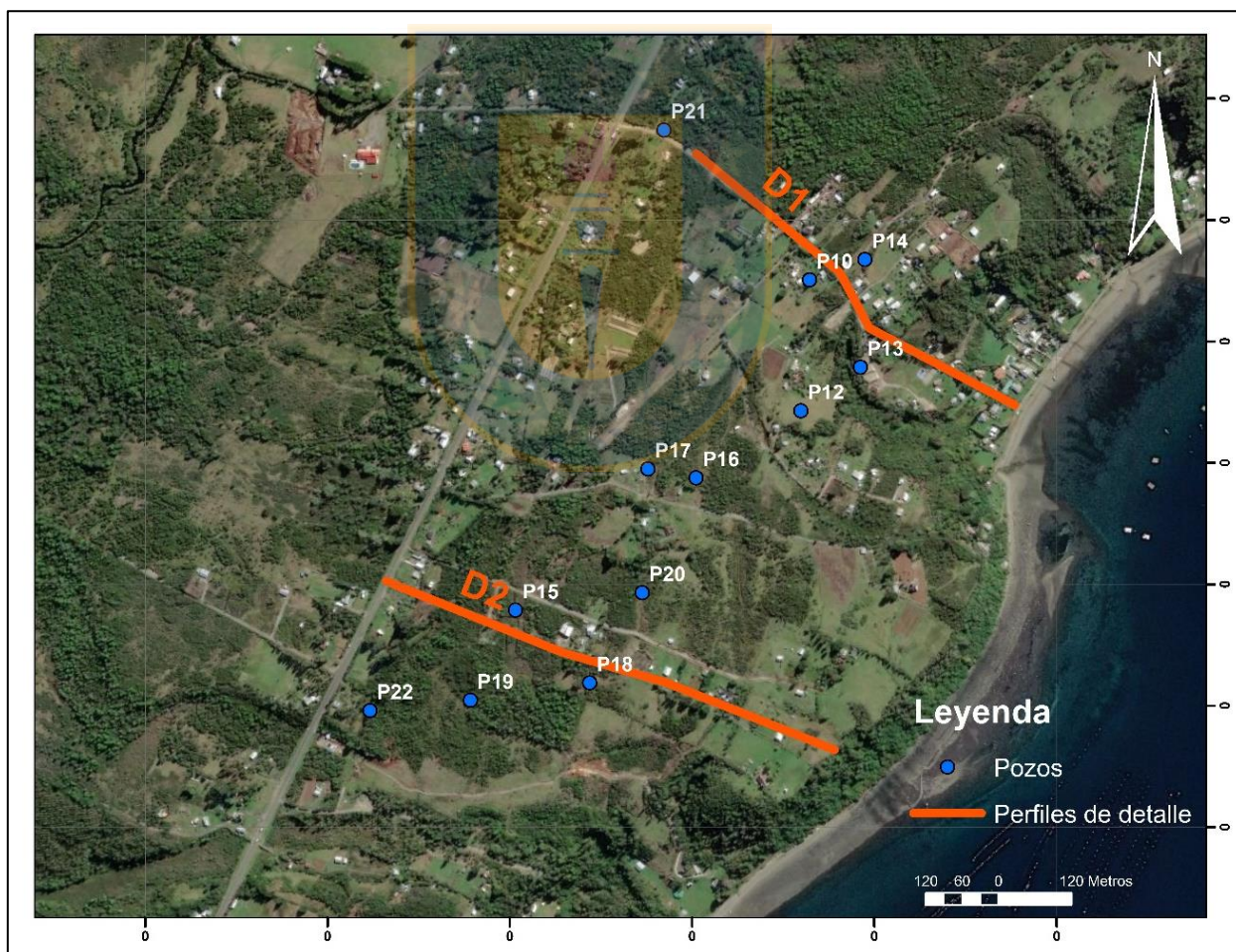


Figura 9.2. Ubicación de los perfiles de detalle realizados para caracterizar la geometría de la cuña salina en profundidad.

El perfil transversal D1 se encuentra ubicado hacia el sector norte del área de estudio e intercepta los radios de influencia de los pozos 13, 14, 11 y 21. En este perfil se puede observar que la cuña salina se encuentra abarcando la totalidad del área de influencia del Pozo 13 (Figura 9.2), cubriéndolo totalmente con agua salada a la altura piezométrica donde inicialmente existía circulación de agua dulce, lo que se ratifica según el perfil de conductividad eléctrica realizado en el pozo (Figura 8.17), en conjunto con la interpretación del perfil geofísico G1 (Figura 6.6). Este nivel de agua salada proveniente de la cuña salina es el nivel más somero al cual se puede encontrar la intrusión salina en la zona, lo que tendría relación con una influencia antrópica en el pozo tal que ya no es posible obtener agua dulce en el mismo ni en sus cercanías. Hacia el NW del perfil, la cuña salina comienza a profundizar siguiendo el comportamiento natural designado por la formulación de Ghijben-Herzberg, en donde la cuña se encuentra a una profundidad 40 veces mayor a la altura piezométrica registrada. Sin embargo, ese comportamiento se mantiene hasta acercarse al radio de influencia de los pozos 14 y 11, donde se mantiene a un nivel casi constante por cerca de 320 metros, desde donde comienza a formar un pequeño domo justo bajo el Pozo 14, posiblemente producto de su bombeo. Luego, la cuña salina se mantiene relativamente estable en el mismo nivel y comienza a profundizar a partir del metraje 600 en el perfil, no afectando de forma significativa al área de bombeo del Pozo 21, donde el agua dulce aún circula. Pese a lo anterior, la cuña salina queda lo suficientemente cerca de dicho pozo como para continuar penetrando y salinizarlo de existir un régimen de bombeo intenso.

Por su parte, en el perfil transversal D2 (Figura 9.3), ubicado al sur del perfil D1, se tiene que la cuña salina posee una menor extensión y se encuentra a mayores profundidades, siguiendo el comportamiento natural descrito por Ghijben-Herzberg. Sin embargo, alcanza una extensión suficientemente cercana al Pozo 18 para alterar la calidad del agua a su alrededor, produciendo una zona de mezcla entre agua dulce y agua salada, evidenciado por los análisis químicos, el perfilaje de conductividad eléctrica realizado en el pozo (Figura 8.16), y la interpretación del perfil geofísico J2 (Figura 6.4). El hecho de no tener domos de agua salada bajo el Pozo 18, a diferencia de lo que ocurre con el Pozo 14, se explicaría debido a que el bombeo no fue intenso en este pozo y además fue acotado en el tiempo, contrario al bombeo prolongado al que fueron sometido los demás pozos en el sector. Continuando hacia el NW del perfil, la cuña logra profundizarse lo suficiente para no afectar la calidad química del agua de los pozos 19 y 22, por lo que estos pueden continuar con un régimen de bombeo controlado sin provocar el acercamiento de la cuña en el corto plazo.

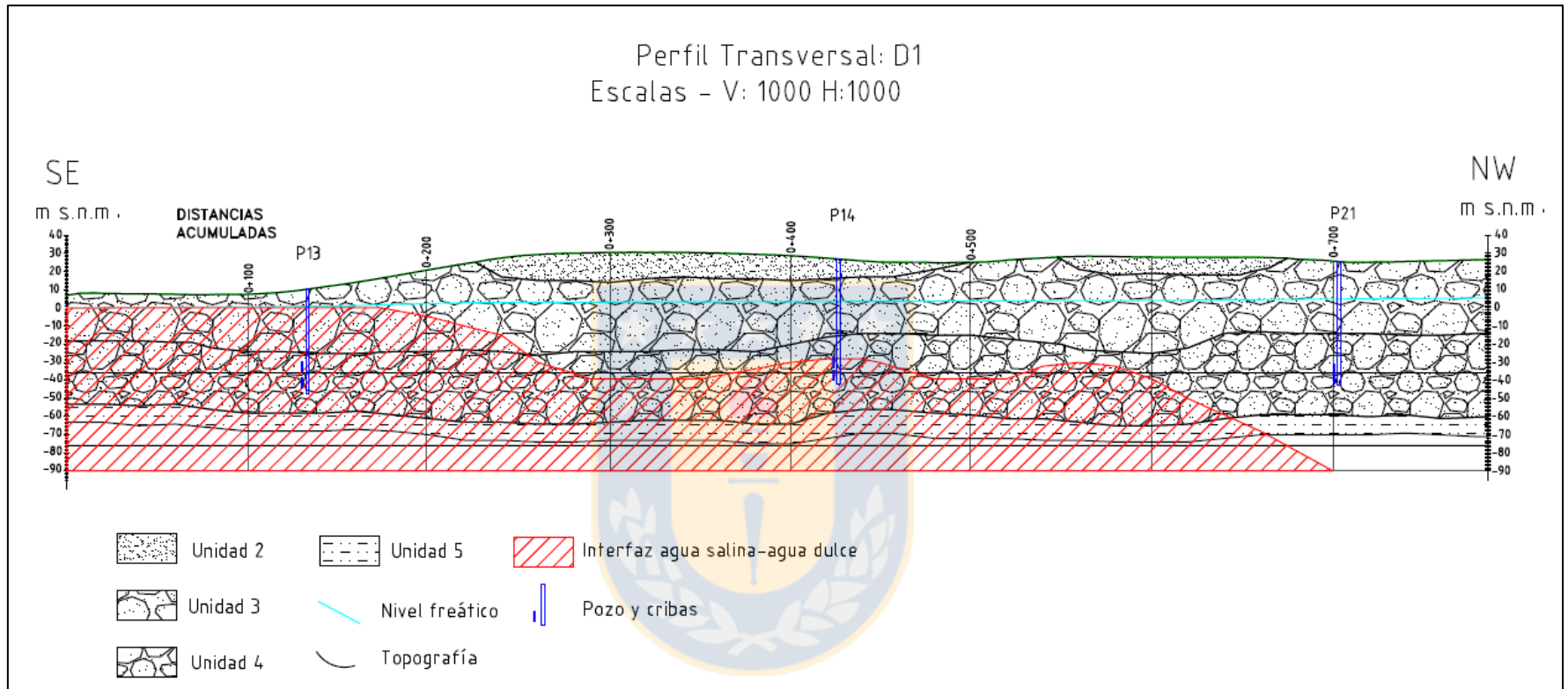


Figura 9.3. Perfil de detalle D1 en donde me muestra la posición de la zona de interfaz en un achurado rojo. Las zonas sin achurado rojo bajo la línea del nivel freático corresponden a zonas con agua dulce. Los pozos se encuentran proyectados sobre el plano del perfil. Los pozos 13 y 14 se muestran influenciados por la cuña salina.

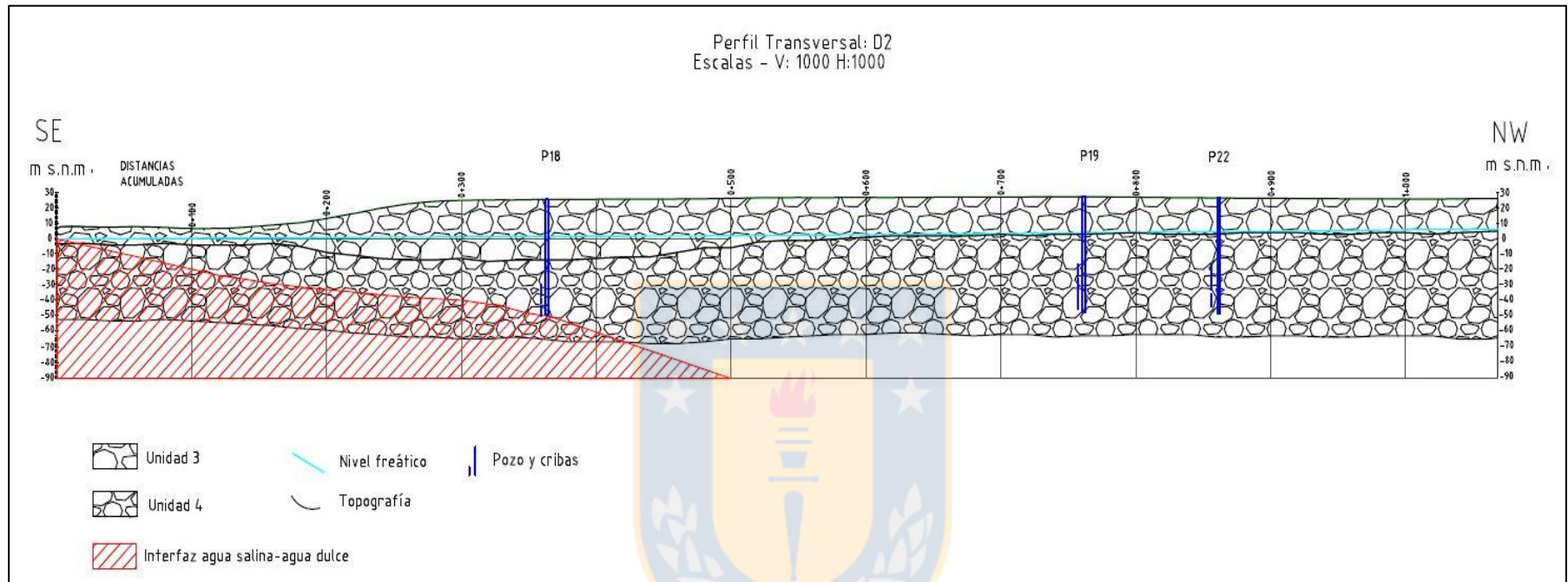


Figura 9.4. Perfil de detalle D2. Los pozos se encuentran proyectados sobre el plano del perfil. Los pozos 19 y 22 se encuentran lo suficientemente alejados de la cuña para no presentar anomalías en su calidad de agua, no así el Pozo 18, que sufre problemas de salinización.

10 CONCLUSIÓN

La metodología para abordar problemas de intrusión salina en acuíferos costeros expuesta en este trabajo corresponde a un conjunto de pasos sistemáticos que son aplicables en diferentes escalas de magnitud y en diversos sectores alrededor de las zonas costeras. Estos pasos comienzan con un estudio preliminar de las condiciones hidrológicas regionales y del contexto geológico imperante en la zona de interés. El análisis hidrogeológico completo (catastro de pozos, si hubieran, construcción de piezómetros o pozos de observación, mediciones de niveles estáticos y dinámicos en los pozos, definición de unidades hidrogeológicas y análisis piezométrico), es un paso posterior importante para obtener el marco de funcionamiento del sistema acuífero y entender cómo y de qué forma ocurre la recarga, en qué dirección escurre el flujo subterráneo y los parámetros que se deben considerar para mantener un funcionamiento en equilibrio. Posteriormente, y para recopilar en detalle la información para la caracterización del acuífero, se realizan los perfiles geofísicos de resistividad eléctrica cercanos a los pozos, se toman las muestras de agua para análisis químico e isotópico y se ejecutan los perfilajes verticales de conductividad eléctrica en la mayor cantidad de pozos posibles. Lo anterior con el único fin de conocer la distribución de la intrusión salina en extensión lateral, así como también en profundidad.

El grado de tolerancia química de la calidad del agua para su extracción va a depender del uso y/o tratamientos a los que se le planifique, por lo que en algunos casos el pozo en cuestión puede abandonarse y moverse a una zona en donde no exista cuña salina o bien permanecer en explotación de acuerdo con las necesidades existentes.

El ejemplo ficticio práctico que se plantea en este trabajo plantea un escenario de intrusión salina en un acuífero costero y demuestra la eficacia de la aplicación de una metodología sistemática en la caracterización y en el modelamiento conceptual de la intrusión salina.

De acuerdo con lo señalado en los capítulos anteriores, se tiene que el acuífero presenta una recarga natural de cerca de 100 l/s y una descarga artificial de 90 l/s. Las aguas del acuífero se encuentran salinizadas en su costa norte, lo que se evidencia por el alto contenido en los iones cloruro y sodio, además de poseer una marca isotópica característica de mezcla de agua dulce con agua del mar que presentan sus pozos. En este proceso de salinización, las aguas del Pozo 13 se caracterizan por

poseer los mayores contenidos iónicos encontrados en el sector de estudio, con una naturaleza isotópica y química casi idéntica al agua del mar.

Por otro lado, los pozos 16, 17, 18 y 20 presentan una mezcla importante de agua del mar con agua dulce, indicativo del proceso de intrusión y difusión de la cuña salina en el acuífero. Sin embargo, esta intrusión no llega a los pozos 19, 21 y 22, los que mantienen en sus captaciones agua dulce y con contenidos normales en iones cloruro y sodio, además de contenidos isotópicos similares a los de las aguas de lluvia. Es importante destacar que, de acuerdo a los índices hidrogeoquímicos, las aguas del Pozo 21 se encuentran en el límite de su contenido en iones para el agua dulce, por lo que, de existir un bombeo intenso en esta captación, la cuña salina podría fácilmente avanzar y salinizar las aguas de este pozo.

Es así como finalmente se obtiene un modelo hidrogeológico conceptual de un acuífero costero con eventos de intrusión salina utilizando una metodología de pasos consistente que se retroalimentan entre sí para caracterizar de forma precisa este tipo de escenarios hidrogeológicos. Esta metodología es también aplicable para efectos de control y monitoreo hidrogeológico de acuíferos costeros con el fin de conocer el grado de avance de la intrusión salina en el tiempo y ejecutar acciones de alerta temprana a partir de los datos levantados en cada uno de los pasos constituyentes de esta metodología de trabajo.

11 REFERENCIAS

BADON GHJIBEN, W. 1889. *Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij. K. Inst. Ing. Tydschrift.* Tha Hague: 8-22 pp. Amsterdam

BÖRGEL, R. 1983. *Geomorfología de Chile.* Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.

CUSTODIO, E. 1971. *Planteamiento, ejecución, y utilización de un modelo matemático de dos capas para los acuíferos del delta de Llobregat.* Primer Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Sección 3: 171-198 pp. Madrid.

CUSTODIO, E & LLAMAS, M.R. 1976. *Hidrología Subterránea.* Ediciones Omega. Barcelona.

CUSTODIO, E & LLAMAS, M.R. 1983. *Hidrología Subterránea.* Ediciones Omega: Volumen I y II. Barcelona.

CUSTODIO, E & LLAMAS, M.R. 1996. *Hidrología Subterránea,* 2a edición. Ediciones Omega: Volumen I y II. Barcelona

DELFT INSTITUTE OF WATER EDUCATION. 2018. *Managing the invisible: Groundwater salinity in coastal areas.*

DGA. 1988. *Balance Hídrico de Chile.* Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas: 62 pp. Santiago.

DGA. 2017. *Actualización del Balance Hídrico de Chile, SIT N°417.* Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación. Ministerio de Obras Públicas: 348 pp. Santiago.

DMC. 2008. *Guía Climática Práctica.* Dirección Meteorológica de Chile: 117 pp. Santiago.

DUHART, P.; MUÑOZ, J. Y STERN, C. 2000. *Geología de la isla Grande de Chiloé, X Región de Los Lagos, Chile.* IX Congreso Geológico Chileno, Actas 1, Sesión Temática N°3: 461-465. Puerto Varas.

FCIHS. 2009. *Hidrogeología, Conceptos básicos de hidrología subterránea.* Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea: 768 pp. Barcelona

FOSTER, S. 1998. *Groundwater: Assessing vulnerability and promoting protection of a threatened resource.* 8th Stockholm Water Symposium, proceedings: 79-90 pp. Sweden.

HERZBERG, A. 1901. *Die wasserversorgung einiger Nordseebäder.* Jour. G. Gasbelenschung und Wasserversorgung, 44: 815-819, 842-844 pp.

INE. 2010. *Informe Annual de Medio Ambiente.* Instituto Nacional de Estadísticas: 232 pp. Santiago.

IGM. 2007. *Mapa Geomorfológico Décima Región de Los Lagos.* Instituto Geográfico Militar. Santiago.

MERCER, J.H. 1976. *Glacial History of Southernmost South America.* Quat. Res. 6: 125-166 pp.

MOLINA, M. 2005. *Estudio de Intrusión Salina en Acuíferos Costeros: Sector Costa Quebrada Los Choros, IV Región.* Informe, DGA: 259 pp. Coquimbo.

MUÑOZ, J., DUHART, P., HUFFMAN, L., MASSONE, H., STERN, CH. 1999. *Geologic and structural setting of Chiloé island, Chile.* Congreso Geológico Argentino, N°14, Actas, Vol. 1: 182-184. Salta.

PERLMUTTER, N.M. & GERAGHTY, J.L. 1963. *Geology and ground-water conditions in Southern Nassau and Southeastern Queens Counties, Long Island.* U.S Geological Survey Water-Supply Paper: 1613-A pp. Washington.

SCHÖELLER, H. 1965. *Hydrodinamique dans le Karst, Hydrologie des Roches Fissurées.* Colloque du Dubronik. Vol. I: 3-20. Dubrovnik.

SERNAGEOMIN. 2003. *Mapa Geológico de Chile: versión digital.* Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica digital. No. 4. Santiago.

STRACK, O.D.L. 1976. *Single potential solution for regional interface problems in coastal aquifers.* Water Resources Research, 12: 1165-1174 pp.

TODD, D.K. 1996. *Ground Water Hydrology.* Wiley: 336 pp.

VALENZUELA, E. 1982. *Estratigrafía de la boca occidental de canal de Chacao, X Región, Chile.* In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas, Vol. 1, p A343-A376 pp. Concepción.

