

El rol de la exploración geofísica en acuíferos profundos en ambientes semiurbanos y rurales en cuencas andinas de ante arco: caso de estudio en acuífero del río Ñuble, valle central de Chile

Igor Aguirre¹, José Maringue², Isabel Santibáñez², *Gonzalo Yáñez²

¹ *Subterránea Consultores (Subterránea SPA), Carlos Ossandón 385-A, Santiago, Chile.
iaguirre@subterranea.cl*

² *Pontificia Universidad Católica de Chile, Av. Vicuña Mackenna 4860, Santiago, Chile.
jimaring@uc.cl; ivsantibanez@uc.cl; gyanez@ing.puc.cl*

* *Autor para correspondencia: gyanez@ing.puc.cl*

RESUMEN. El recurso hídrico proveniente de aguas subterráneas presenta un carácter estratégico a escala global, en un contexto de sobrepoblación, sobreexplotación y cambio climático. Chile no escapa a esto, pues los modelos climáticos predicen sequía para gran parte del país, incluyendo parcialmente la región agrícola del valle central entre Santiago y Puerto Montt. El proceso de adaptación al cambio climático global exige explorar nuevas fuentes de abastecimiento de este recurso, lo que vuelve estratégico aquel proveniente de acuíferos. A la fecha en Chile, el conocimiento de este recurso generalmente se ha limitado a profundidades inferiores a 200 m. Sin embargo, en el valle central de Chile, entre Santiago y Chiloé, las evidencias geofísicas permiten inferir la existencia de una cuenca con una gruesa secuencia volcanosedimentaria que incrementa su potencia en dirección sur por sobre 500 m, con muy buen potencial para la existencia de acuíferos profundos. El conocimiento del recurso hídrico a ~200-1.000 m de profundidad exige disponer de una herramienta de exploración económica, no invasiva y confiable, que pueda ser aplicada de manera eficiente, particularmente en ambientes semiurbanos y rurales, en donde la necesidad de este recurso es mayor. Las metodologías geofísicas reúnen estas características y han sido utilizadas en Chile y en muchos otros países como herramienta de exploración de aguas subterráneas. No obstante, su aplicación no ha sido descrita para ambientes andinos de gran concentración poblacional y/o actividad agroindustrial. En consecuencia, el presente trabajo plantea una estrategia metodológica para la caracterización de recursos de aguas subterráneas, y especialmente para su detección a grandes profundidades. Se propone aplicar una combinación de técnicas geofísicas mediante métodos eléctricos, electromagnéticos y gravimétricos (para la identificación de la geometría acuífera) junto con técnicas complementarias, como magnetometría (para acotar la ambigüedad de la interpretación geofísica), constreñido por información hidrogeológica y propiedades físicas de la cuenca y sus rocas. Además, se incluye un análisis de las potenciales fuentes de ruido cultural y sus efectos en las observaciones geofísicas de carácter electromagnético, dado el foco de exploración en zonas semiurbanas y rurales. A fin de validar la metodología propuesta, se utiliza como caso de estudio el acuífero del río Ñuble, en la región homónima, Chile. Este acuífero representa en forma apropiada un ambiente andino de ante arco en condiciones rurales y semiurbanas y potencialmente hospeda un acuífero profundo. Los resultados obtenidos han permitido caracterizar al acuífero con potencial hidrogeológico entre los 50 y 300/500 m de profundidad, y como parte de una cuenca sedimentaria de más de 1.000 m de espesor. La aplicación de la metodología de exploración de aguas subterráneas propuesta permitirá, en consecuencia, reconocer un recurso de vital importancia para la sustentabilidad de Chile en las próximas décadas.

Palabras clave: Cambio climático, Aguas subterráneas, Métodos geofísicos, Acuíferos profundos.

ABSTRACT. The role of the geophysical exploration in deep aquifers in semi-urban and rural environments in Andean forearc basins, study case in the aquifer of Ñuble river, Central Valley of Chile. The hydric resource coming from groundwater has a strategic nature at global scale, within a context of overpopulation and over exploitation of the resource and climate change. Chile doesn't scape to it, where climate models predict a drought for most of the country, including partially, the agriculture region of the Central Valley between Santiago and Puerto Montt. The adaption process to global climatic change demands the exploration new sources of supply of this resource, being strategic the one coming from aquifers. To date in Chile, the knowledge of these resources is limited to depths below 200 m in each aquifer. However, in the Central Valley between Santiago and Chiloé, the geophysical evidences allow to infer the existence of a thick volcano-sedimentary basin growing in thickness southward well above 500 m, with good potential for occurrence of large groundwater resources. The characterization of deep aquifers, ~200-1,000 m of depth, demands to have an affordable, non-invasive, and reliable, exploration tool able to be applied in semi-urban and rural environments, where the water resource need is higher. The geophysical methodologies meet these characteristics and have been applied in Chile and elsewhere as a tool for groundwater resources exploration. However, its application have not been described in Andean environments, of large population and/or agro-industrial activity. In consequence, the present work raises a methodological strategy for the characterization of groundwater resources, in particular for the detection of deep aquifers. We propose the application of a combination of complementary geophysical techniques, including electrical, electromagnetic, and gravimetric methods (to determine the aquifer geometry) along with complementary techniques, like magnetometry, to reduce interpretation ambiguity and, constrained by hydrogeological information and petrophysics of rocks and sediments of the basin and basement. Complementary, we include an analysis of the potential effects of cultural noise and its effects on geophysical observations, given the focus of exploration in semi-urban and rural places. With the aim to validate the proposed methodology we use as a case study the aquifer of Ñuble river, in the Ñuble region, Chile. This aquifer properly represents an Andean forearc environment in rural and semi-urban condition, and potentially hosting a deep seated aquifer. The results allow the characterization of an aquifer with hydrogeological potential between 50 and 300-500 depth, overlying a sedimentary basin of more than 1,000 m thickness. The application of the proposed methodology for the exploration of groundwater resources will provide, in consequence, the recognition of a vital relevance resource for the sustainability of Chile during the following decades.

Keywords: Climate change, Groundwater, Geophysical methods, Deep aquifers

1. Introducción

Existe un amplio consenso en que el recurso hídrico es una necesidad de primer orden en el mundo, tanto para la vida humana como para los ecosistemas del planeta. La Asamblea General de las Naciones Unidas reconoció explícitamente el derecho humano al agua y al saneamiento sanitario en julio de 2010 (Res. 64/292, ONU, 2010), e indicó, incluso, que el agua potable y el saneamiento son esenciales para el pleno disfrute de la vida y la realización de todos los otros derechos. Del total de agua fresca disponible en el mundo, gran parte se encuentra en glaciares de distinto tipo (>65%), un 30% corresponde a agua subterránea y solo un 0,4% a agua superficial (Shiklomanov y Rodda, 2003). Dentro de este contexto, los recursos hídricos subterráneos constituyen un recurso fundamental para el abastecimiento mundial de agua.

Chile, en sus 4.200 km de largo (Fig. 1) posee una gran heterogeneidad hídrica. Mientras en la zona norte del país se presenta una menor oferta de aguas para el abastecimiento de las principales actividades que allí se desarrollan, la zona sur dispone de mayor

recurso hídrico (EH2030, 2018). El agua para consumo humano en el país se obtiene de fuentes subterráneas y superficiales: el recurso subterráneo constituye un 40% del volumen total en zonas urbanas y un 76% en zonas rurales (Ministerio del Interior, 2015). En el valle central de Chile, en el sector comprendido desde la región Metropolitana a la región del Biobío (Fig. 1), más de un 83% del agua potable en zonas rurales, es de los acuíferos existentes (Ministerio del Interior, 2015).

En las últimas décadas, tanto el recurso hídrico subterráneo como el superficial se han visto disminuidos por una combinación de factores. Específicamente, se observa una tendencia significativa a la reducción del nivel freático en los pozos, resultado de la disminución del almacenamiento en las cuencas, principalmente en la zona centro-norte del país (EH2030, 2018).

Uno de los factores incidentes es la dramática disminución de las precipitaciones y del caudal de los ríos desde 1985, tal como muestra la Actualización del Balance Hídrico Nacional (DGA, 2017). El año 2019 se manifestó un déficit de lluvias cercano al 80% entre las regiones de Coquimbo y el Maule

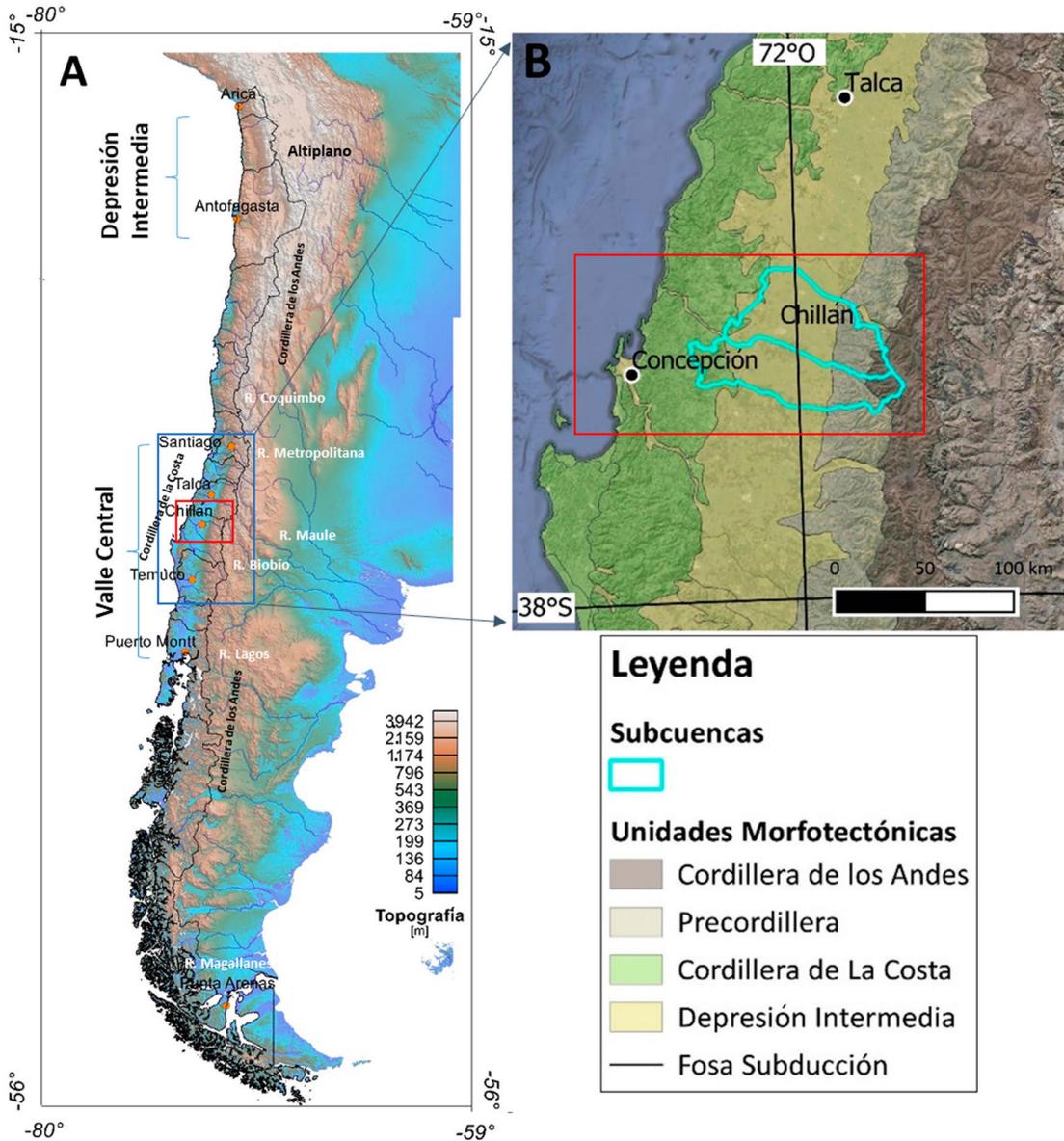


FIG. 1. Ubicación del área de estudio. **A.** Mapa de Chile que muestra tanto las principales ciudades (círculo naranja) y regiones administrativas mencionadas en este trabajo (en texto blanco) como los principales rasgos fisiográficos (textos verticales). **B.** El recuadro rojo corresponde al área de estudio, su ubicación en el panel A se indica en cuadro rojo.

(Fig. 1), y en torno al 30% entre las del Biobío y Los Lagos (CR2, 2019). Ese año se completó una década de megasequía meteorológica, de intensidad moderada, pero larga y cálida, que promedió un déficit de lluvias de entre el 25 y 30% en gran parte de Chile central (Garreaud *et al.*, 2017, 2019). La disminución de las precipitaciones en conjunto con el aumento en la sequedad del aire por incremento

en la temperatura, entre la zona del Maule y el resto de la zona sur del país, incluido Magallanes (Fig. 1), ha aumentado el consumo de agua por parte de la cobertura vegetal (EH2030, 2018).

Las proyecciones climáticas indican una merma en la precipitación (valle central y depresión Intermedia, Fig. 1), la que podría alcanzar entre el 30 y 40% a 2100 (McPhee *et al.*, 2012) y del 5 a 15% hacia mediados

del siglo XXI (MMA, 2014). Simulaciones regionales para el periodo 2021-2050 en distintos escenarios y con diferentes resoluciones, proyectan un aumento de temperatura anual en todo el territorio nacional, entre 0,4 y 1,6 °C, con un gradiente de mayor a menor, de norte a sur y de cordillera a océano (CR2, 2018). Bajo escenarios pesimistas (pero posibles) de altas emisiones de gases de efecto invernadero, se proyecta para Chile hacia mediados de este siglo una condición climática similar a la mega sequía 2009-2019, de intensidad moderada, pero larga y cálida, con años extremadamente secos y con una frecuencia mayor a la histórica (Bozkurt *et al.*, 2018).

Debido a esta disminución en las precipitaciones proyectadas, sumado a la fuerte explotación de las aguas subterráneas y el sobreotorgamiento de derechos de agua (DD. AA., concesiones para el uso del agua reguladas por la autoridad) existen varios acuíferos o sectores de acuíferos donde se han generado conflictos importantes por el uso del recurso hídrico, lo que ha llevado a la autoridad a limitar y restringir los DD. AA. bajo decretos de Áreas de Restricción y Zonas de Prohibición (DGA, 2020a).

Según la Política Nacional para los Recursos Hídricos (Ministerio del Interior, 2015), la brecha hídrica promedia los 82,6 m³/s y aumentará a 149 m³/s al año 2030, sobre la base de comparar la disponibilidad de agua con las proyecciones de crecimiento económico e infraestructura prevista por construir. Chile es considerado entre los 30 países con mayor riesgo hídrico en el mundo al año 2025 (World Resources Institute, 2015). Los impactos económicos del cambio climático y la sobreexplotación de las fuentes de agua en Chile han sido calificados como significativos (CEPAL, 2012). Según el Banco Mundial, algunas regiones podrían ver sus tasas de crecimiento disminuidas en hasta un 6% del PIB al año 2050 como resultado de los problemas relacionados con el agua (Banco Mundial, 2016).

En consecuencia, las aguas subterráneas constituyen un recurso estratégico de gran valor y con potencial de estar presente a lo largo del país en las cuencas de antearco (las principales son la pampa del Tamarugal y el valle central, Fig. 1), según las características hidrogeológicas de cada región (Salazar, 2003; Muñoz *et al.*, 2007). La explotación, administración y regulación del recurso exige de una comprensión de los procesos geológicos asociados a la ocurrencia de este, que

en las condiciones actuales es insuficiente; el conocimiento y uso actual está restringido a la parte más somera de los acuíferos, en general no más allá de los 200 m de profundidad (DGA, 1987). Una herramienta es incrementar el conocimiento y las características respecto de sectores hidrogeológicos con características comunes entre un determinado sistema acuífero o sector de interés.

Las alternativas que permiten mejorar este conocimiento son por vía directa, con sondajes profundos y a costos más bien altos, o mediante técnicas indirectas y más económicas como la geofísica, que potencialmente permiten una representación geológica/petrofísica de la cuenca en cuanto a distribución espacial y a profundidad, para así caracterizar la geometría de los probables acuíferos y el potencial volumen del recurso hídrico subterráneo.

En la literatura científica es posible encontrar abundantes ejemplos de aplicaciones de métodos geofísicos para la caracterización de recursos hídricos de aguas subterráneas (*e.g.*, Krulc y Mladenovic, 1969; Zhody *et al.*, 1974; Orellana, 1976, 1982; Carmichael y Henry, 1977; Van Overmeeren, 1980; Ali y Whiteley, 1981; Raiche *et al.*, 1985; Fitterman *et al.*, 1988; Ellefsen *et al.*, 1998; Mazáč *et al.*, 1990; Stewart y Wood, 1990; Angelillo *et al.*, 1991; Taylor *et al.*, 1991, 1992; Castillo *et al.*, 1997; Pagano *et al.*, 1997; Al-Ismaily y Sporry, 1998; Valli y Mattsson, 1998; Yadav *et al.*, 1998; Aguirre, 1999, 2003; Aguirre y Fonseca, 2000; Aguirre *et al.*, 2000; Reytmayr y Aguirre, 2001; Fadele *et al.*, 2013; Loke *et al.*, 2013; Araffa y Pek, 2014; Yáñez *et al.*, 2015). Si bien la aplicación de las técnicas geofísicas en el reconocimiento hidrogeológico descrito en los trabajos mencionados previamente es amplio y variado, no existe en la literatura la descripción de una metodología geofísica integrada para las particularidades de las cuencas de antearco en los Andes. Tampoco se ha discutido en la literatura la problemática de reconocer aguas subterráneas profundas (superiores a 300 m de profundidad) en ambientes semiurbanos y rurales. Esta distinción es importante, ya que en este tipo de ambientes es donde se concentra la mayor demanda del recurso, en condiciones de detección complejas por el ruido cultural y la profundidad de observación. En consecuencia, en este trabajo se presenta una metodología geofísica integrada para la exploración del recurso hídrico en este tipo de ambiente hidrogeológico. Este desarrollo metodológico es también pertinente y oportuno,

teniendo en consideración las proyecciones de una demanda creciente del recurso hídrico, la necesidad imperiosa de un uso más eficiente del mismo, y los desafíos que plantea el conocimiento y desarrollo del recurso subterráneo (EH2030, 2018).

Para lo anterior se utiliza como caso de estudio la cuenca del río Ñuble, que dispone de abundante información para validar la metodología geofísica propuesta. Esta cuenca es representativa del caso andino, en donde se reconocen cuencas profundas, basamento heterogéneo, coberturas volcanosedimentarias con diversidad de facies, permeabilidades y conductividad hidráulica en un amplio rango de variación (Aguirre, 1999, 2003; DGA-Aquaterra, 2011; DGA-Subterránea, 2015).

La organización del presente trabajo considera una descripción del estado del arte en la exploración geofísica de aguas subterráneas, que es complementada con la aproximación propuesta en este trabajo. Esta metodología es aplicada y validada para el caso de estudio en la cuenca del Ñuble (sección 3), lo cual permite plantear finalmente una metodología de exploración geofísica para ambientes geológicos similares.

2. Exploración geofísica de aguas subterráneas: marco teórico

Con la salvedad de los métodos de resonancia magnética nuclear (NMRM, *e.g.*, Weichman *et al.*, 2000) y sismo-eléctrico (Biot, 1956a, b; Biot y Willis, 1957), los métodos geofísicos no detectan directamente la presencia de agua. Sin embargo, es posible determinar parámetros indirectos, que con la integración de datos geológicos permiten inferir la existencia de aguas subterráneas (Kirsch, 2009). El método NMRM ha sido desarrollado en los últimos 30 años (Semenov, 1987; Legchenko *et al.*, 1995; Valla y Legchenko, 2002; Yaramanci *et al.*, 1999; Roy y Lubczynski, 2000) y su principio básico es medir el decaimiento de la resonancia magnética asociada a la generación de un campo magnético transiente. Este decaimiento es proporcional a la permeabilidad del medio, en consecuencia, es capaz de estimar los contenidos de humedad del medio en forma directa. Las profundidades de exploración que se han reportado en la literatura corresponden a los primeros 150 m (*e.g.*, Legchenko *et al.*, 2002; Vouillamoz, *et al.*, 2008; Legchenko, 2013). Si bien es usado en forma sistemática en Europa, en Chile

hay poca experiencia a la fecha, y básicamente se ha tratado de experimentos fallidos dado el requerimiento de un campo magnético de la tierra muy débil (la mitad que en el hemisferio norte), y la presencia de abundante magnetita en los sedimentos, lo cual dificulta la calidad de la señal observada (J.C. Parra, Comunicación oral, 2021).

El método sismo-eléctrico tiene un desarrollo conceptual y teórico de más de 50 años (Biot, 1956a, b; Biot y Willis, 1957), aunque solo recientemente se han desarrollado equipos geofísicos capaces de medir esta señal en aplicaciones de geofísica somera (100-300 m, *e.g.*, Thompson y Gist, 1993; Migunov y Kokorev, 1977; Fourie, 2003; Kulesha *et al.*, 2006; Mikhailov *et al.*, 2000). En términos simplificados, la propagación de una onda sísmica de cuerpo (P o S) genera una corriente eléctrica como producto de una perturbación sísmica en un medio poroelástico. Esta perturbación se propaga con la velocidad de la onda sísmica y su amplitud es función de las propiedades del medio poroso y de las de la interfase fluido-sólido (para una completa revisión del método consultar Revil y Jardani, 2013). La relevancia de este método en la exploración de aguas subterráneas es el intento de estimar permeabilidad, porosidad, conductividad eléctrica y viscosidad del fluido (Millar y Clarke, 1999) sin pruebas hidráulicas. La experiencia en este tipo de experimentos es limitada en el país y no existen trabajos publicados, y en el mundo las referencias de profundidad de estudio están en el rango de 100-300 m, pero con serios cuestionamientos en cuanto a la posibilidad de poder discriminar con la tecnología actual una señal que efectivamente entregue parámetros hidráulicos (*e.g.*, Revil y Jardani, 2013).

La falta de estudios sistemáticos en ambientes andinos de los métodos NMRM y sismo-eléctrico, y su baja capacidad de penetración, sitúan a ambas técnicas en un ámbito experimental. En consecuencia, la revisión que se efectuará en esta sección estará limitada a las técnicas de detección geofísica indirectas, a los métodos de potencial (principalmente gravedad, pero con alguna referencia al método magnético), y a los métodos eléctricos (corriente continua y alterna). Basados en esta descripción y las condicionantes de las cuencas de antearco del caso andino, se describe finalmente la metodología propuesta para estimar la profundidad al basamento y la ubicación de la napa freática.

2.1. Detección de aguas subterráneas mediante técnicas geofísicas indirectas: métodos eléctricos

La resistividad eléctrica de una secuencia/unidad geológica permeable es función de su mineralogía, porosidad, tamaño y conectividad entre poros, grado de saturación de agua, resistividad de la matriz y el fluido (Grant y West, 1965; McCarter, 1984; Samouëlian *et al.*, 2005). El modelo empírico más popular que se ha propuesto para explicar la relación entre estas variables corresponde a ley de Archie (Archie, 1942) para el caso particular en que no existen contenidos de arcillas:

$$\rho = \frac{\rho_w \times \alpha}{S^n \times \phi^m}$$

Donde ρ y ρ_w son la resistividad efectiva del medio y de la solución salina, respectivamente, y α , n y m , las constantes de saturación, tortuosidad y el factor de cementación, respectivamente. Estos tres parámetros dependen del tamaño, forma y conectividad de los poros, y los grados de cementación, cuyos rangos de valores más comunes son α : 0,5-2,5; n : ~2; m : 1,3-2,5. Donde S y ϕ corresponden a la saturación de agua y la porosidad, respectivamente. La saturación puede presentar un valor menor que 1 en la zona vadosa y 1 si el medio está completamente saturado. A su vez, los poros que se encuentran interconectados en el medio permiten la potencial circulación y acumulación de agua y soluciones salinas. Si este volumen tiende a ser nulo la resistividad tiende a ser muy grande, aproximando la resistividad de la matriz rocosa en condición de humedad nula. En cualquier otra condición, asumiendo constantes los otros parámetros, salvo la porosidad, la resistividad efectiva tiende a disminuir a medida que aumenta la porosidad y viceversa. A su vez, la resistividad efectiva es directamente proporcional a la de la solución acuosa y salina. Generalmente, este valor es más de un orden de magnitud inferior a la resistividad de la matriz rocosa y proporcional al volumen y tipo de sales en solución, e inversamente proporcional a la porosidad.

La presencia de arcillas impide el uso de la ley de Archie, debido a que estas reducen la resistividad efectiva del medio, ya que los minerales de arcilla producen una superficie eléctrica activa (Samouëlian *et al.*, 2005). Esta superficie representa un medio paralelo a la de los granos minerales que es de muy baja resistividad y que permite el flujo de cargas

eléctricas en superficies de gran área, reduciendo la resistividad efectiva dramáticamente, incluso ante la presencia de volúmenes de arcillas modestos (Mazáč *et al.*, 1985). Por otra parte, las relaciones empíricas entre resistividad y conductividad hidráulica han sido analizadas por diversos autores (*e.g.*, Mazáč y Landa, 1979; Mazáč *et al.*, 1985). Se observa que la conductividad hidráulica (K) es proporcional (constante de proporción A) a una potencia (α) de la resistividad intrínseca normalizada por la resistividad de la solución acuosa (Factor de formación: F), $K=A * F^\alpha$ (*e.g.*, Kirsch, 2009). Sin embargo, el ajuste de los parámetros es muy dependiente de las condiciones geológicas de cada zona de estudio.

A partir de la descripción anterior queda en evidencia que la resistividad eléctrica, a escala macroscópica y medida por técnicas geofísicas, es una aproximación adecuada para estimar la presencia de contenidos de agua subterránea. La resistividad del medio se puede determinar mediante la aplicación de diferentes métodos geofísicos, los cuales se pueden clasificar en términos muy genéricos en función de la fuente de energía utilizada:

(1) Corriente continua (CC) o eléctricos: Sondaje Eléctrico Vertical (SEV), Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE o ERT por sus siglas en inglés) o

(2) Corriente alterna (CA) o electromagnéticos: Transiente Electromagnético (TEM), Magneto-Telúrica (MT).

Una descripción de estas metodologías se puede encontrar en Telford *et al.* (1990). De acuerdo con el tipo de fuente energética se establecen las diferencias operacionales que condicionan las ventajas y desventajas entre ambas metodologías. Basadas en la determinación de resistividades del subsuelo (método resistivo) corresponden a las siguientes:

- **CC:** (a) baja sensibilidad a ruido eléctrico ambiente, muy común en ambientes urbanos y rurales; (b) buena resolución lateral y vertical para los primeros 50-150 m de profundidad; (c) arreglos espaciales de medición poco eficientes y de costosa operación para profundidades de observación superiores a 200 m.
- **CA:** (a) sensible a ruido eléctrico ambiente (cables de alta tensión, enrejado conectado a tierra); (b) moderada a buena resolución para los primeros metros de observación si se aplican técnicas con fuente controlada (TEM, con *loop* de 25 a 50 m de lado); (c) mayor capacidad de observación a profundidades superiores a 500-1.000 m y con

bajos requerimientos logísticos, en particular si se utiliza la técnica MT.

En la figura 2 se presenta un perfil genérico de resistividad, determinado desde la superficie del terreno o al interior de un pozo, y los cambios de valores conforme varía el grado de saturación y litología. Se pueden apreciar tres dominios característicos: (1) un nivel somero relativamente conductor hasta el nivel freático, (2) seguido de un estrato conductor desde el nivel freático hasta (3) un nivel impermeable o de basamento resistivo. Esta representación esquemática, en principio muy simple si se dispone de mediciones de pozo, en la práctica se complica en la ejecución de un levantamiento geofísico por efecto de mediciones a distancia y por diversos factores hidrogeológicos, tales como: porcentaje de saturación en la zona vadosa, tipo de sedimento, granulometría, nivel de compactación de los sedimentos, grado de impermeabilidad del basamento, salinidad de la solución acuosa, entre las más importantes. Para acotar esta variabilidad es fundamental disponer de información hidrogeológica y datos aportados mediante técnicas geofísicas complementarias (e.g., método sísmico, ondas compresivas y de cizalle, y magnético). Complementariamente se incluye la variación en la densidad y velocidad de ondas superficiales que presentan los materiales, y que

se usan como base para la interpretación de las prospecciones gravimétricas y sísmicas de superficie.

Adicionalmente, en la literatura científica existen numerosas reseñas referidas a valores de resistividad de los diferentes materiales y unidades de interés hidrogeológico, que muestran una gran variabilidad. En consecuencia, las resistividades de cualquier levantamiento de terreno se deben interpretar de acuerdo con las particularidades hidrogeológicas de cada uno de los sitios por estudiar. En la figura 3 se presentan los resultados de una compilación de resistividades medidas en ambientes de cuencas hidrogeológicas andinas complementadas con valores de resistividad de materiales característicos para estos ambientes. Se incluyen rangos de valores asociados a la posible presencia de acuíferos para sedimentos, rocas ígneas y metamórficas, rocas volcánicas, minerales característicos y agua con diferentes salinidades y/o estado de congelamiento. La simbología de colores se basa en los conceptos presentados por Struckmeier y Margat (1995) para la elaboración de mapas hidrogeológicos, con el fin de acotar la potencial ocurrencia de acuíferos, acuitardos, acuicludos o acuífugos de acuerdo con los valores de resistividad detectados. La confirmación de esta propuesta de interpretación debe realizarse con estudios y evidencias hidrogeológicas complementarias,

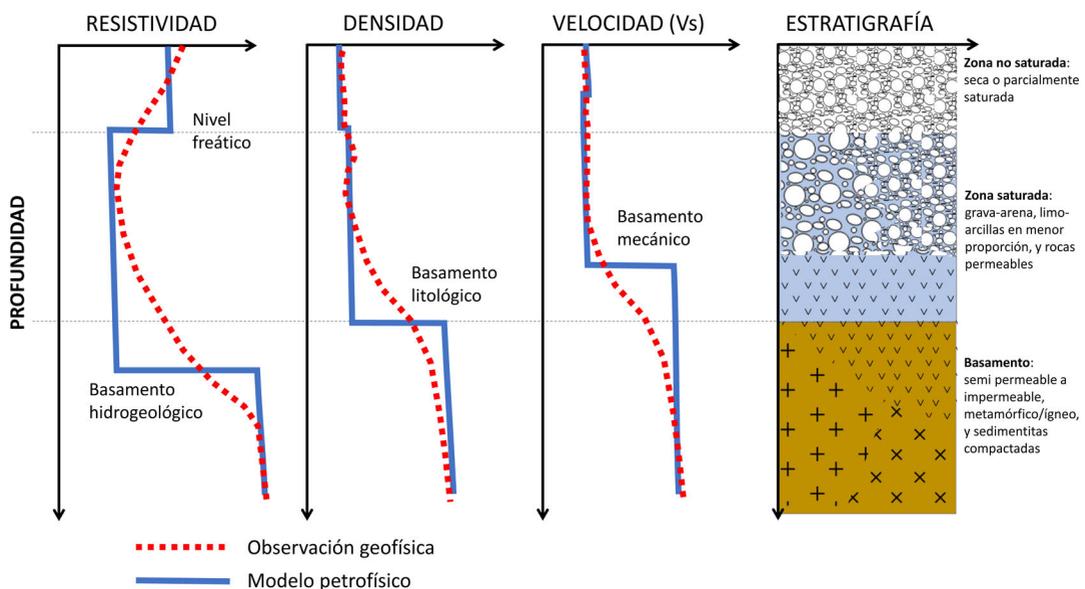


FIG. 2. Modelo conceptual de la distribución de la resistividad al interior de un pozo, y desde la superficie: resistividad, densidad, velocidad de onda (V_s) con respecto a la profundidad en ambiente de cuenca hidrogeológica.

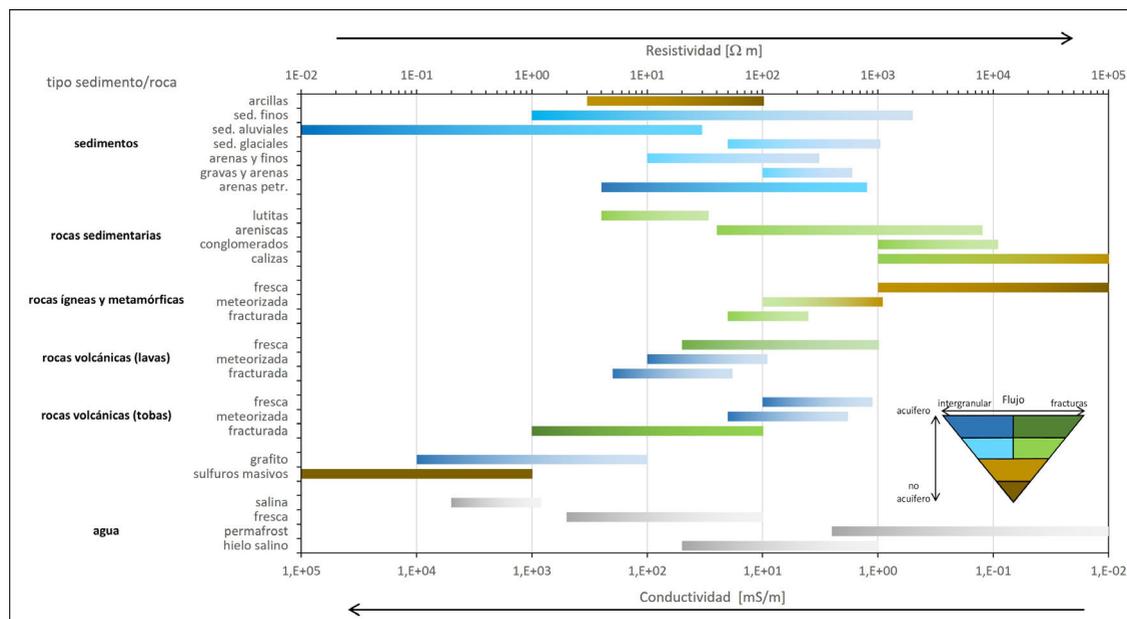


FIG. 3. Valores de resistividad de diferentes materiales geológicos (compilado y modificado de McNeill, 1980; Angenheister, 1982; Palacky, 1988; Cornwell y McCann, 1991; Kearey, *et al.*, 2002 y Milsom, 2003).

especialmente aquellas resultantes de perforaciones.

Por otro lado, se ha documentado una relación directa entre el aumento de la conductividad hidráulica y la resistividad de los sedimentos en la medida que aumenta la proporción de sedimentos gruesos (Mazáč *et al.*, 1985; Chouker, 1970). Vogelgesang *et al.* (2020) documentan una relación similar, en la que se destaca, para la resistividad del acuífero, un valor medio de 896 ohm-m correspondiente a sedimentos de arena gruesa, grava y materiales más gruesos, bien seleccionados y estratificados.

Dadas las ventajas y desventajas que son inherentes a cada una de las técnicas geofísicas utilizadas para determinar la resistividad eléctrica del subsuelo, en este trabajo metodológico se experimentó con ambas aproximaciones, corriente continua y alterna. La razón de esta estrategia mixta dice relación con las condiciones particulares de medición en ambientes semiurbanos o definitivamente urbanos, ambos con una gran variabilidad en las profundidades de investigación por abordar, y que plantean desafíos para estas aproximaciones. Por una parte, el medio urbano implica la presencia de ruido cultural que afecta a los métodos electromagnéticos. En contraste, los métodos de corriente continua exigen un mayor espacio longitudinal para alcanzar profundidades de interés.

Por ejemplo, y dependiendo de las resistividades del subsuelo, para alcanzar profundidades superiores a 300 m es necesario disponer de tendidos de 900-1.100 m de largo total. En consecuencia, ambas aproximaciones presentan limitaciones para este tipo de estudios.

2.2. Detección de profundidad hasta el basamento mediante la caracterización del contraste en las propiedades físicas entre el relleno sedimentario y el basamento: métodos de resistividad y gravimétrico y técnicas emergentes

La cuantificación de un recurso hídrico de aguas subterráneas involucra también una estimación del volumen máximo del recurso. Dicho cálculo es complejo debido a su dependencia con las propiedades hidráulicas de la secuencia sedimentaria las que pueden variar lateralmente y en profundidad. Sin embargo, el disponer de una estimación de la profundidad hasta el basamento entrega un parámetro relevante para cuantificar el potencial máximo de almacenamiento de agua en una determinada cuenca hidrogeológica. Este potencial máximo estará condicionado por la presencia de estratos de muy baja porosidad y/o

potencialmente impermeables. La determinación de la profundidad hasta el basamento a bajo costo implica disponer de técnicas geofísicas capaces de identificar un contraste en las propiedades físicas entre cobertura sedimentaria y basamento. Entre estas técnicas las más utilizadas y aceptadas y que permiten identificar esta transición son los métodos gravimétricos, geoelectrónicos, y sísmicos (Telford y Sheriff, 1990). Este trabajo se enfoca en la descripción de los dos primeros métodos, que son las técnicas empleadas en la propuesta metodológica. La aplicación del método sísmico, en particular la aplicación de ondas superficiales, plantea una perspectiva de desarrollo futuro muy atractivo en esta línea, dado el contraste en impedancia acústica entre relleno y basamento, y el uso del ruido ambiente como fuente de energía. A la fecha se ha usado esta técnica para la estimación de la profundidad hasta el basamento en proyectos de empresas privadas, sin divulgación en revistas científicas, y con estimaciones de espesores sedimentarios superiores a 500 m de profundidad.

2.2.1 Método geoelectrónico o de resistividad

El método geoelectrónico, que incluye métodos eléctricos y electromagnéticos, tiene la potencialidad de determinar la profundidad hasta el basamento, en la medida que se cumpla la condición de que este medio sea relativamente impermeable en comparación con los sedimentos de la cuenca que lo sobreyace. En estas condiciones el basamento debería, en teoría, mostrar un contraste resistivo y transitar desde un medio relativamente conductor (acuífero) por sobre un medio relativamente resistivo (basamento). Por otro lado, niveles con predominancia de arcillas, aunque muy conductores (resistividades < 10 ohm-m), presentan una moderada a baja permeabilidad, y pueden conformar con ello una barrera o basamento de baja a muy baja permeabilidad (acuitardo o acuífugo). La necesidad de alcanzar profundidades de algunos cientos de metros limita la aplicación de los métodos de corriente continua (*e.g.*, ERT y SEV), ya que exigiría tendidos de más de 2 km de extensión, lo cual es de alta complejidad logística y de seguridad en ambientes urbanos.

En este caso, los métodos de corriente alterna (MT y TEM) resultan más idóneos y han sido utilizados previamente en ambientes de cuencas sedimentarias de antearco en Chile (*e.g.*, Maringue *et al.*, 2017; García-Pérez *et al.*, 2018; Viguier *et al.*, 2018), aunque en ambientes principalmente rurales. En este estudio

se aplican ambas metodologías en un ambiente mucho más exigente desde el punto de vista del ruido cultural y sus resultados se describen en el acápite de discusión. En general, es práctico utilizar metodologías de corriente continua (ERT, SEV) cuando el basamento se encuentra a profundidades inferiores a 100-150 m o interesa estudiar niveles someros, mientras que para profundidades intermedias (100-300 m) la técnica TEM es la más apropiada si es que la anisotropía del basamento y su morfología es moderada. Para profundidades mayores a 300 m la mejor opción es el método MT dada su capacidad de penetración y el uso de una fuente electromagnética natural. Sin embargo, la ventaja de usar una fuente de energía natural tiene a su vez la limitación de estar más afectada a la presencia de ruido cultural (). Las profundidades del basamento son variables y por ello no existe una técnica geoelectrónica única que asegure la mejor definición de la profundidad al basamento mediante un único arreglo o configuración y considerando solo un método. Producto de lo anterior, la estrategia de este estudio para la estimación del amplio espectro de profundidades del basamento, combina métodos, esencialmente mediante prospecciones geoelectrónicas (TEM y MT) y gravimétricas, complementándose en menor medida con prospecciones aeromagnéticas y de CC.

2.2.2. Método gravimétrico

Por versatilidad operativa, bajos costos y posibilidad de medición en ambientes urbanos y/o en amplias extensiones, el método gravimétrico es el más utilizado en estos casos, y de hecho es la técnica central utilizada en la estrategia metodológica de este trabajo. No obstante, pese a su simpleza, una buena aplicación de esta técnica exige ciertos cuidados en el proceso e interpretación de los datos. El problema central es la estimación del campo gravimétrico regional y el contraste en densidad entre el basamento y el relleno. Si el basamento y la cobertura sedimentaria de la cuenca son homogéneos, la densidad de ambos medios será constante y sin contraste entre ellos. En estas condiciones la estimación del campo gravimétrico regional es relativamente sencilla, ya que debería ser simplemente una línea recta que une los puntos de inicio y fin del perfil de medición (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 2011); pero si el basamento y/o relleno son heterogéneos, esta aproximación puede inducir a cometer errores graves de interpretación.

Para ejemplificar este problema y describir la estrategia propuesta para una estimación más robusta de la profundidad hasta el basamento, se considera el modelo geológico teórico de la figura 4. En este caso el basamento es heterogéneo en términos litológicos, con incidencia en la densidad de cada unidad geológica. La gravedad observada es una combinación del defecto de masa del relleno sedimentario de la cuenca (gravedad residual en la figura 4), y el efecto de las rocas del basamento (gravedad regional en la figura 4). Para el campo regional, que es de gran longitud de onda, al considerar heterogeneidades en la distribución de densidades del basamento, se genera en él un cierto grado de curvatura, que difiere de un campo lineal como el esperado para un basamento homogéneo.

El campo gravimétrico residual es el que nos permite estimar la profundidad hasta el basamento, pero para su correcta apreciación es necesario determinar el campo gravimétrico regional. Diversas estrategias se pueden aplicar para establecer este campo regional, por ejemplo, contar con información de sondajes y/o filtro de bajas frecuencias (utilizar un filtro pasa-bajo que elimine las longitudes de onda de decenas de kilómetros, asumiendo que están asociadas a fuentes gravimétricas profundas, e.g., Yáñez et al., 2015). En la figura 4 se plantea la opción de disponer puntos de control de la profundidad hasta

el basamento en puntos h_1 , h_2 , y h_3 (ya sea mediante sondajes, información geológica o métodos geofísicos que detecten el basamento resistivo o sísmico). Si se conoce la profundidad al basamento en puntos de control, se puede estimar la señal gravimétrica asociada al relleno sedimentario según un modelo de capa plana (e.g., Telford et al., 1990) ($g_{est}^1, g_{est}^2, g_{est}^3$, en Fig. 4). Entonces, la diferencia entre la gravedad observada y la estimada en estos puntos de control permite determinar el campo regional asociado ($g_{est}^1 - g_{obs}^1, g_{est}^2 - g_{obs}^2, g_{est}^3 - g_{obs}^3$, en Fig. 4). Una vez conocido el campo gravitatorio regional en algunos puntos de control es posible evaluar su variación lateral mediante la determinación de un polinomio de cierto grado de curvatura (e.g., ajuste matemático de una función de segundo o tercer grado).

Complementariamente se puede valorar el grado de heterogeneidad del basamento por medio de información complementaria (por ejemplo magnética regional, terrestre o aérea, teniendo en consideración que la magnetización de la cobertura sedimentaria debería ser en general solo marginalmente magnética comparada con el basamento).

3. Área de estudio: cuenca hidrogeológica del Ñuble

El estudio de caso se centra en la cuenca del Ñuble (Fig. 1), atravesada por el río Ñuble y sus

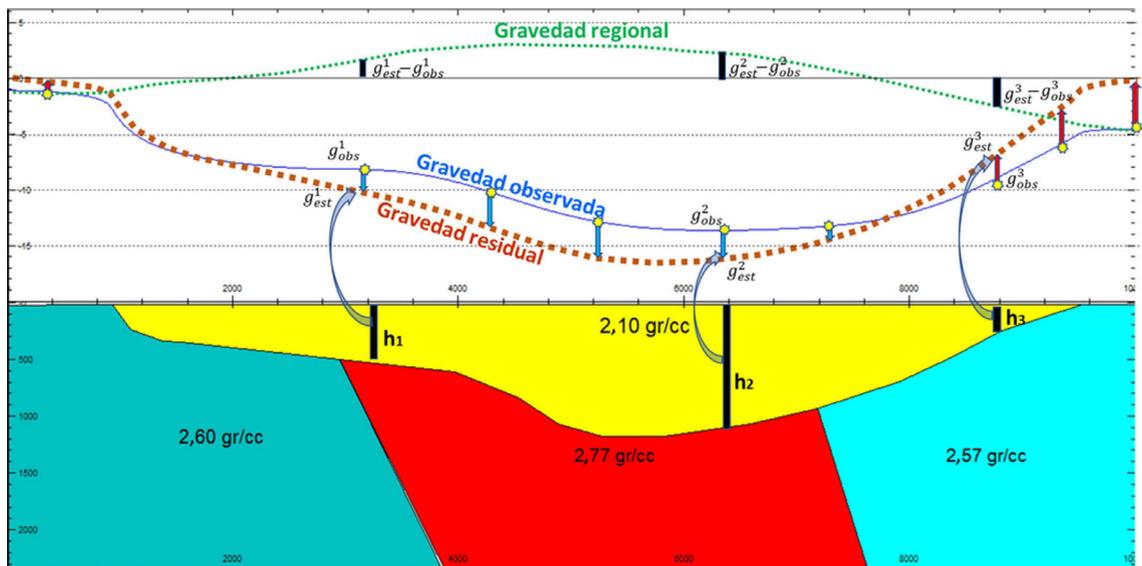


FIG. 4. Modelo de gravedad sintético.

tributarios ríos Cato y Chillán y la que a su vez es tributaria de la cuenca del río Itata (DGA, 2020b). En este sector se concentra la mayor cantidad de solicitudes de derechos de agua sin resolver (DGASubterránea, 2015).

La cuenca del Ñuble, de 5.097 km², nace al pie del paso de Buraleo, al oriente de los nevados de Chillán (3.212 m s.n.m), en la cordillera de los Andes. Tras un recorrido de 155 km, el río Ñuble se junta en el borde oriental de la cordillera de la Costa con el río Itata en la localidad de Confluencia. La zona de cabecera del río Ñuble (410 m s.n.m., Estación de Aforo San Fabián, DGA) se caracteriza por un régimen mixto, con los mayores caudales en los meses de invierno (junio a septiembre) y primavera (octubre a diciembre), producto de aportes pluviales y nivales. Según la Junta de Vigilancia del río Ñuble (www.rionuble.cl), sus caudales históricos en la localidad de San Fabián fluctúan entre 12 y 238 m³/s.

La zona de estudio se encuentra bajo la influencia de un bioclima mediterráneo y presenta al menos dos meses consecutivos del período estival con déficit hídrico (DGA, 2004). Las precipitaciones tienden a ser mayores en las vertientes oeste de las cordilleras de los Andes y de la Costa respectivamente (Fig. 1) con montos de precipitación que varían en torno a los 1.000 mm anuales (DGA, 2004). Se distinguen dos tipos bioclimáticos: (1) Mediterráneo pluviestacional-oceánico que influye en casi toda el área de la cuenca, y cuya amplitud térmica anual es inferior a 20 °C; y (2) Mediterráneo pluviestacional-continental hacia el este del área aquí estudiada, en pequeños sectores en los cuales la altitud se eleva por sobre los 2.000 m s.n.m, y la amplitud térmica anual suele ser superior a 20°C. La estación meteorológica Chillán (144 m s.n.m) registra una temperatura promedio anual de 14,08 °C, con una mínima de 7,60 °C y una máxima de 20,56 °C. La precipitación promedio por evento es de 85,43 mm y el total anual de agua caída es de 1.025,2 mm (DGA, 2004).

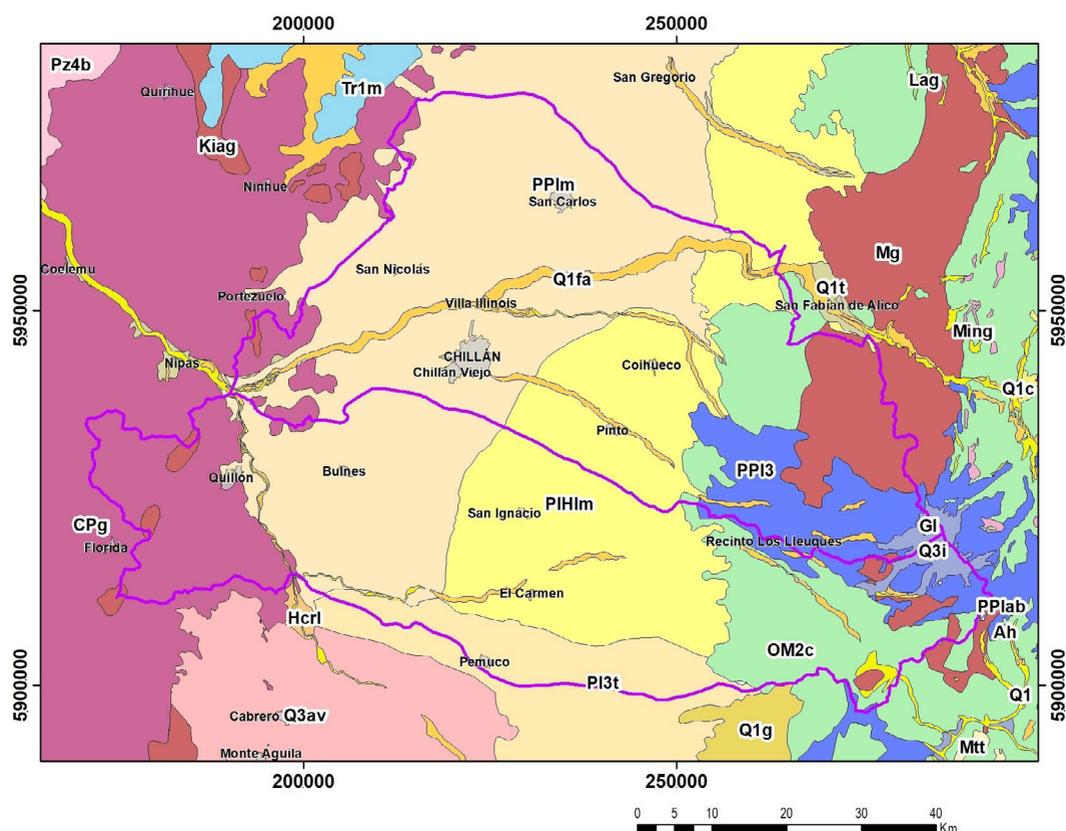
Geomorfológicamente, el área de estudio comprende las unidades de precordillera y valle central (Fig. 1). El valle central es una cuenca de antearco de naturaleza tectónica, con un relleno sedimentario de origen diverso: variando de fluvio-glaciovolcánico a glaciovolcánico y con materiales lacustres de norte a sur (SubdereUniversidad de Concepción, 2014). Presenta un ancho máximo de 74 km al norte del río Laja y cerca de 40 km en el sector de Chillán. La precordillera está constituida por rocas y depósitos

de origen sedimentario, de material glacial, volcánico y fluvial, ubicada en lado occidental de la cordillera de los Andes, con alturas máximas de 850 m s.n.m.

La geología del área de estudio se muestra en la figura 5. Las principales unidades geológicas que la constituyen corresponden a rocas sedimentarias del Pleistoceno-Holoceno, depósitos aluviales a coluviales y de remoción en masa, y en menor proporción depósitos fluvio-glaciares, deltaicos, litorales o indiferenciados. También se observan rocas volcánicas del Pleistoceno y depósitos piroclásticos, principalmente riolíticos, asociados a calderas de colapso, y rocas volcánicas del Pleistoceno-Holoceno, depósitos de avalancha volcánica asociados al colapso parcial de edificios volcánicos. Depósitos morrénicos afloran hacia el oriente de la zona de estudio y areniscas, limonitas y depósitos fluviales del Plioceno-Holoceno hacia el centro y poniente del área (Gajardo, 1981; Ferraris, 1981; Sernageomin, 2002).

En el estudio hidrogeológico de las cuencas Biobío e Itata (DGA Aquaterra, 2011) se reconoce la existencia de un acuífero formado principalmente por depósitos finos y cuyas variaciones de permeabilidad laterales y en profundidad permiten diferenciar dos subunidades: Unidad A para los reducidos sectores de mediana a alta permeabilidad y Unidad B para los sectores de permeabilidad media a baja que son los más representativos. Adicionalmente, se han identificado sectores de afloramientos y/o recuperaciones del agua subterránea en algunos tramos de los ríos Ñuble, Cato, Chillán, Itata y Diguillín.

La falta de conocimiento detallado de los acuíferos profundos del valle central en el área de estudio condiciona la caracterización de este acuífero mediante una gran unidad hidrogeológica con escaso conocimiento a profundidades mayores a 100-200 m. La permeabilidad de estos primeros 100-200 m está fuertemente controlada por la presencia de sedimentos finos y diferencias en los grados de cementación y compactación de las secuencias volcanosedimentarias del acuífero del río Ñuble. Los resultados de pruebas de bombeo en este tramo del acuífero demuestran caudales más bien discretos, en general menores a 10 l/s, y con gran diferencia entre niveles estáticos y dinámicos (ver tabla 1). Con estos antecedentes, en un escenario de probable disminución de la permeabilidad en la medida en que aumenta la profundidad, DGA-Subterránea, (2015) propusieron para la depresión Central de esta zona una unidad hidrogeológica que caracterizaron



Legenda unidades geológicas

- Q1fa: Depósitos fluviales (Pleistoceno-Holoceno)
- Q1g: Depósitos de origen glaciar, morrenas (Pleistoceno-Holoceno)
- Q3av: Depósitos de avalancha volcánica (Pleistoceno-Holoceno)
- Q3i: Estratovolcanes y complejos volcánicos. Lavas y brechas (Pleistoceno-Holoceno)
- PIHIm: Depósitos morrénicos, aluviales, bancos de arcillas y arenas (Formación La Montaña, Pleistoceno-Holoceno)
- PPIIm: Sedimentitas lagunares y fluviales (areniscas tobáceas matriz de ceniza, limonitas y conglomerados con intercalaciones de arcillolitas y tobas (Formación Mininco, Plioceno-Holoceno)
- PPI3: Lavas y piroclastos, en río Ñuble intercalan conglomerados (Formación Cola de Zorro, Plioceno-Pleistoceno)
- Mg: Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (monzogranito, granodiorita, monzonita, monzodiorita, diorita) (Mioceno)
- Kiag: Dioritas y monzodioritas (Cretácico)
- CPg: Tonalitas y granodioritas (Carbonífero-Pérmico)
- OM2c: Secuencias volcanosedimentarias, rocas piroclásticas, sedimentitas clásticas, tobas, brechas, areniscas, conglomerados, lutitas y lavas (Formación Curamallín, Eoceno-Mioceno Inferior)

Simbología

- Ciudades, poblados
- Subcuenca Ñuble bajo (al norte)
- Subcuenca Itata medio (al sur)

FIG. 5. Zona de estudio y su marco geológico (Fuente: Modificado de Sernageomin, (2002) y DGA-Aquater, (2011)).

TABLA 1. IDENTIFICACIÓN DE POZOS E INFORMACIÓN DE NIVELES DE PRUEBAS DE BOMBEO.

Nombre Abreviado	Expediente Relacionado	Nivel Estático (m)	Fecha Nivel Estático	Nivel Dinámico (m)	Fecha Nivel Dinámico
A	ND-0801-2067	3,32	23-05-2002	25,28	24-05-2002
B	ND-0801-7834 (Pozo 1)	4,57	14-08-2013	5,75	15-08-2013
C	ND-0801-7834 (Pozo 2)	0,51	14-08-2013	8,56	16-08-2013
D	ND-0801-7134	2,27	14-11-2009	9,07	15-11-2009
E	ND-0801-8635	Sin Información	Sin Información	Sin Información	Sin Información
F	ND-0801-1847	8,7	05-08-2002	28,9	05-08-2002
G	Sondaje N°2 (Relleno San)	14,1	27-10-2016	26,5	27-10-2016
H	Pozo-NR-0801-866	9,25	20-12-1972	12,5	20-12-1972
I	Pozo-ND-0801-1639	21,67	08-08-1999	88,75	21-01-2000
J	ND-0801-9838	7,53	23-03-2018	26	23-03-2018
K	ND-0801-9986	3,4	27-04-2017	20,27	28-04-2017
L	ND-0801-8847	8,67	10-08-2014	33,75	10-08-2014
M	ND-0801-6104	8,23	17-08-2006	41,3	18-08-2006
N	ND-0801-10167	9,12	17-11-2017	36,81	17-11-2017
O	ND-0801-9373	8,8	06-11-2007	24,02	06-11-2007
P	ND-0801-8776	3,15	15-03-2014	4,032	15-03-2014
Q	ND-0801-10015	2,0	10-05-2016	64,38	10-05-2016
R	ND-1603-20	21,41	05-10-2017	48,25	06-10-2017

con importancia hidrogeológica media en rocas o depósitos no consolidados que forman acuíferos de amplia distribución, pero restringidos a niveles permeables multiacuíferos con intercalaciones de litologías de menor permeabilidad. Sin embargo, lo anterior se debe confirmar, especialmente para profundidades mayores a 200 m mediante el desarrollo de exploraciones directas con pruebas de bombeo y con la determinación de parámetros hidráulicos en blancos de exploración derivados de levantamientos geofísicos. Para los acuíferos someros las técnicas geofísicas tradicionales permiten complementar el conocimiento existente y pueden contribuir a controlar su calidad y cantidad.

En cualquier caso, e independientemente de la caracterización o definición de unidades hidrogeológicas para la zona del acuífero del río Ñuble, se considera que este se recarga por infiltración de la escorrentía

superficial, por las aguas lluvias y por excesos de riego. El patrón general de flujo de las aguas subterráneas es similar al de la escorrentía superficial, preferentemente con dirección E-O (DGA, 2004).

Es claro que para la zona de estudio existe información puntual de pozos y es especialmente escasa para los niveles profundos dado que la mayoría de ellos no superan los 150 m de profundidad de acuerdo con la información de expedientes de pozos de la DGA. Por otra parte, las características del área, en cuanto a ser una cuenca con un relleno permeable con pozos de producción en funcionamiento, potencial gran espesor (>300 m) y con una recarga importante (*e.g.*, >15,27 m³/s para el sector acuífero de Ñuble bajo (DGA, 2015)) y con una gran necesidad de recurso hídrico, permiten proponerla como caso de estudio particular para la identificación de acuíferos profundos.

4. Estudio geofísico

Con el objetivo de determinar la profundidad hasta el basamento y el espesor del relleno de la cuenca se utilizaron metodologías de resistividad eléctrica y gravimetría, las cuales, además, permitieron establecer las variaciones de resistividad del subsuelo, y definir la geometría de los acuíferos y las particularidades hidrogeológicas del área estudiada. Los puntos de medición (Fig. 6) incluyen 467 estaciones de gravedad, distribuidas en una red que abarca el área investigada, con 343 estaciones de DGAAquaterra, (2011) y 124 estaciones de DGASubterránea (2015), además de la información de estaciones TEM y MT que corresponden a datos recolectados por DGASubterránea (2015). Este estudio comprende 81 estaciones TEM de *loop* 200 m (TEM-200m), agrupadas en 16 perfiles de 5 estaciones cada uno, y 14 estaciones TEM de *loop* 50 m, ubicadas en torno a los sitios de los perfiles TEM-200m. Las 5 estaciones MT medidas en ese mismo estudio se ubican en la

parte rural-semiurbana de la cuenca del Ñuble (parte central y oriental), dada la imposibilidad de medir en la parte urbana por dificultades de ruido cultural.

La estimación regional de la profundidad de la cuenca se realizó en conjunto con un estudio integrado TEM y MT en puntos de control. Estos han sido identificados para aquellos puntos de medición TEM o MT en los cuales se reconoce un incremento significativo de la resistividad (ver figuras 7 y 8). De esta forma fue posible definir la profundidad hasta el basamento en estos puntos de control, lo que permitió calibrar el campo regional del estudio gravimétrico, según el racional descrito en la sección 2.2.

4.1. Modelación electromagnética integrada

En el área de estudio se realizaron mediciones de TEM y MT con el fin de caracterizar el subsuelo a diferentes profundidades y, al mismo tiempo, tener un control cruzado entre las distintas metodologías utilizadas.

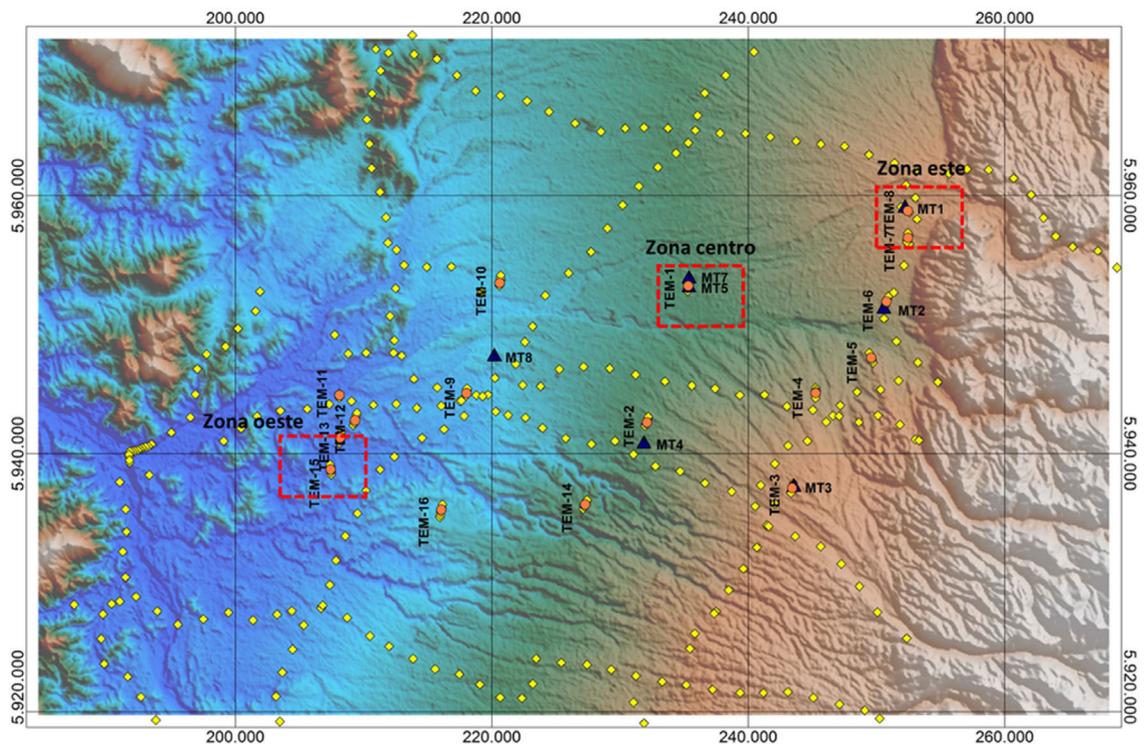


FIG. 6. Ubicación de puntos de observación geofísica en el área de estudio. Rombos amarillos corresponden a estaciones de gravedad, los triángulos negros identifican las estaciones MT, y los círculos naranjos las agrupaciones de estaciones TEM-200m. En recuadros rojos de línea segmentada se indican los conjuntos de datos utilizados en la sección 4.1.

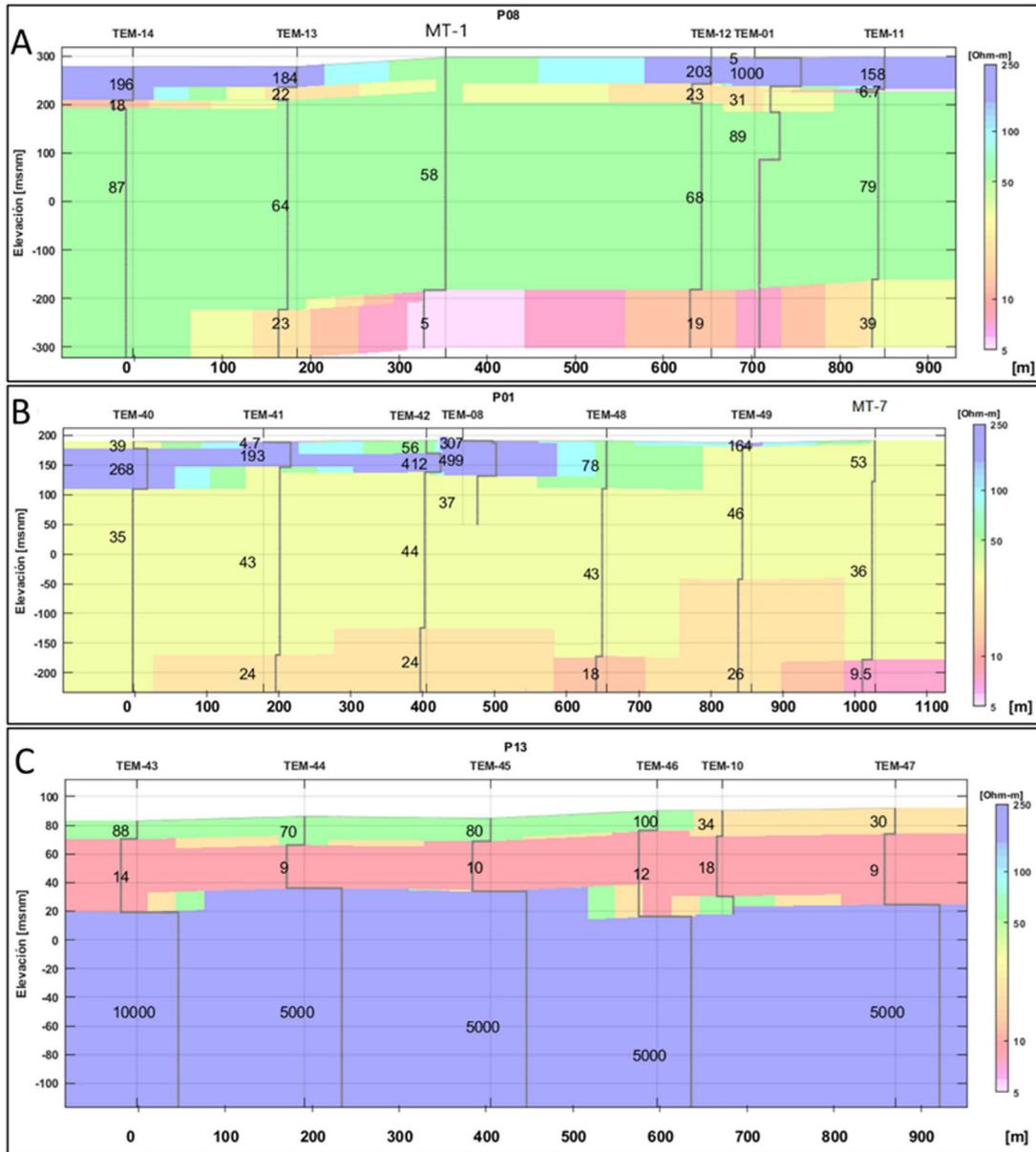


FIG. 7. Modelación de resultados TEM 200 en las tres zonas de análisis. En cada perfil se presentan los modelos de TEM 200 y, además, los TEM 50 y MT correspondientes. **A.** Zona este. **B.** Zona centro. **C.** Zona oeste. La grilla de colores corresponde únicamente a la modelación de los datos TEM 200.

En el caso de las mediciones de TEM, se emplearon dos configuraciones distintas. Primero se hicieron perfiles con varias mediciones con un *loop* transmisor cuadrado de 200 m de lado y con un *loop* receptor de 10 m de lado, en perfiles geoelectricos con 4 a 8 estaciones TEM cercanas o contiguas entre sí, en sectores representativos del área de estudio. Luego,

en una campaña posterior, se realizó una medición para cada uno de los perfiles anteriores, esta vez con un *loop* transmisor cuadrado de 50 m de lado y con un *loop* receptor de 5 m de lado. Se utilizó el equipo FastSnap, con capacidad para inyectar una corriente de 20A, y transmitir/registrar señales en el rango de 100 ms a 6 μ s.

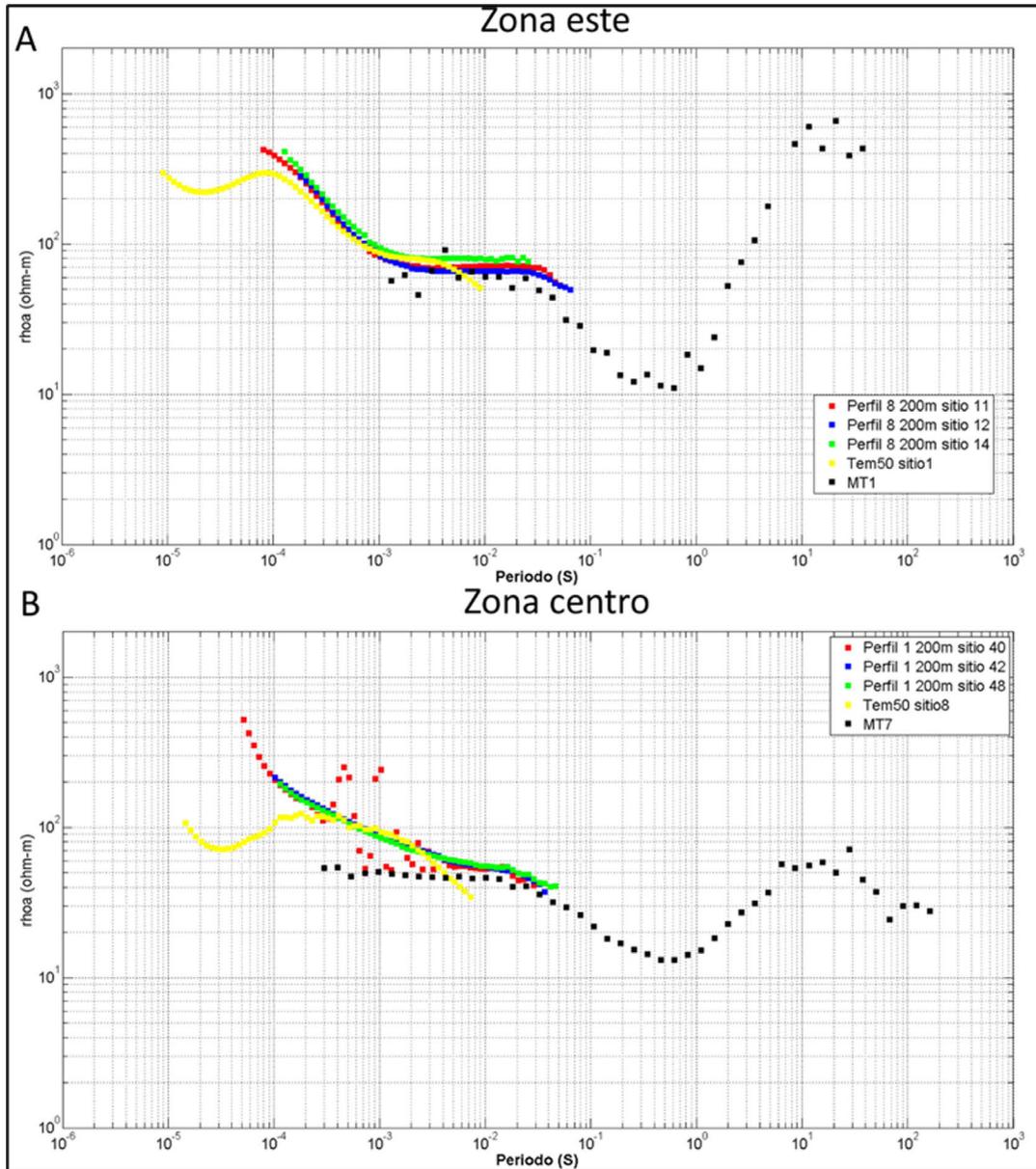


FIG. 8. Comparación de curvas de resistividad aparente entre las mediciones de TEM 200, TEM 50 y MT para los perfiles característicos de la zona de estudio. **A.** Perfil TEM200-8 característico de la zona este. **B.** Perfil TEM200-1 característico de la zona centro.

Las profundidades de observación con la técnica TEM dependen en primer lugar del tamaño de la antena transmisora (cuadrado en el cual se hace circular la corriente transiente en el método TEM, el tamaño corresponde al lado del cuadro) y la resistividad del medio. Para el caso aquí estudiado, en general, la profundidad de observación resultante fue entre una y dos veces el tamaño de la antena transmisora,

para un tamaño de 200 y 50 m, por consiguiente esta metodología permitiría, en teoría, mapear hasta 400 m de profundidad con una resolución de 10-50 m, dependiendo de la resistividad del medio. El objetivo de las estaciones TEM con tamaño de antena transmisora de 50 m es aportar información en capas superficiales, donde los datos TEM para la antena de mayor tamaño carecen de resolución.

Además, desde un punto de vista metodológico, la realización de estaciones TEM de tamaño pequeño busca comparar su resolución a profundidad con el resultado equivalente en antenas de mayor tamaño. De tal forma, es necesario evaluar la factibilidad de solo usar antenas transmisoras pequeñas, de menor tiempo de operación y dificultad logística, y mejor razón señal/ruido.

Respecto del levantamiento MT, la estrategia consistió en ubicar estaciones en los sitios donde la profundidad de basamento no pudo ser del todo reconocida con el levantamiento TEM. La ventaja de usar MT, y por lo tanto una fuente electromagnética natural, es que esta técnica permite alcanzar profundidades de al menos 1 km para las condiciones de medición en el área de trabajo. Esta capacidad es útil en este caso, dado que estudios previos indican la presencia de espesores sedimentarios de estas dimensiones en la zona de estudio (DGAAquater, 2011). Sin embargo, la desventaja recae en su resolución, y mayor sensibilidad al ruido cultural de ambientes urbanos e incluso rurales. El equipo MT utilizado en terreno corresponde a 2 unidades Metronix, con bobinas MFS-06e (0,0001-10 Hz).

Debido al rango de frecuencias del método MT, no es posible discriminar información en capas someras. Según Spies (1989) el límite de investigación superior del método MT se puede estimar reemplazando el período mínimo en el cual se obtienen datos (T) y la resistividad promedio (ρ) de la primera capa en la fórmula de *skin depth* (z , profundidad de penetración):

$$z \approx 750 \sqrt{\rho T}$$

Considerando un valor promedio de 100 ohm-m en la primera capa (Fig. 7) y un período mínimo entre 0,0002-0,001 segundos (Fig. 8) se obtiene que el método no permite discriminar de buena manera los primeros 100-250 m. Por esta razón, el hecho de combinar TEM y MT es ventajoso, ya que posibilita ampliar la frecuencia o periodo de registro y de esta forma extender el rango de profundidad mapeado. Esta complementariedad permite caracterizar una sección de gran profundidad con una buena resolución, teniendo el cuidado de disponer de traslape entre las observaciones de ambas técnicas. A su vez, esta combinación de técnicas resulta una buena forma de control de los resultados y validación de estos, sobre todo en sitios con poca información directa, como sondajes o pozos profundos.

Por temas de simplicidad, considerando la enorme cantidad de información disponible, se decidió analizar los resultados en 3 porciones de la zona total de estudio: zona oeste, zona centro y zona este (Fig. 6). En cada zona se eligió un perfil representativo para discutir los resultados electromagnéticos. En particular, se escogieron perfiles que presentasen información de TEM de antenas transmisoras de 200 y 50 m y MT. Por la presencia de un basamento somero hacia el oeste del sector estudiado, no fue necesario realizar un levantamiento de MT en esta zona, y solo se requirió disponer de información TEM y gravimetría.

En el caso del TEM, los datos fueron procesados con el software TEM-Processing 1.0 y modelados con el software Model 3.0, ambos partes del equipo FastSnap-TEM de AlphaGeoscience. La modelación es 1D y en el caso de los perfiles conformados por varias estaciones TEM, los resultados corresponden a una representación conjunta de las distintas mediciones del perfil utilizando una rutina *in-house* desarrollada por la empresa Subterránea Consultores. La figura 7 muestra el producto de la modelación de los datos de TEM para tres perfiles característicos de las zonas este, centro y oeste del área de estudio. En cada perfil, los colores corresponden a la grilla únicamente de los modelos de 200 m. Además, se muestran los modelos individuales resistividad-profundidad de cada una de las estaciones TEM que conforman cada perfil. En general, cada perfil de *loop* 200 m en la zona de estudio se compone de entre 3-6 mediciones, espaciadas a 200 m. También se presentan los modelos de los TEM de *loop* 50 m correspondientes a cada caso, aunque sin influir en el grillado 2D.

La figura 7A muestra el perfil TEM-200-8 de la zona este, el que posee 4 mediciones TEM de *loop* 200 m. Se puede ver una zona relativamente resistiva en los primeros 50-100 m con valores superiores a 100 ohm-m, y luego aparece un estrato más conductor de mayor potencia (300-400 m) con resistividades entre 60-90 ohm-m. En profundidad, existe un estrato muy conductor (10-40 ohm-m) cuyo techo queda bien definido, pero no se tiene información de su espesor debido a que se está en el límite del método. En este perfil coinciden la estación TEM50-1 y el sitio MT-1, los cuales confirman un buen ajuste con los antecedentes del perfil. En el caso del TEM50-1, el dato entrega una definición somera (primeros 100 m) que podría ser más confiable

debido al menor tamaño del *loop*, pero que de todos modos coincide bastante bien con los datos de *loop* 200 m. Sin embargo, en profundidad, el estrato más conductor aparece a un nivel más somero, lo que puede deberse a una modelación poco precisa, inducida por las resistividades aparentes asociadas a tiempos tardíos en los cuales las observaciones tienden a tener amplitudes comparables con el ruido ambiente. Asimismo, el MT1 promedia los primeros 500 m con una resistividad de 58 ohm-m debido a su poca resolución superficial; sin embargo, muestra el mismo estrato conductor, ajustándose bien con los datos de TEM y validando el resultado obtenido a esas profundidades.

La figura 7B muestra los mismos resultados, pero para la zona central (perfil TEM200-1), con 5 mediciones de *loop* 200 m, en conjunto con la estación TEM50-8 y el sitio MT-7. Este perfil es bastante similar al caso anterior, con los mismos estratos y de similares características. La principal diferencia es que el estrato conductor (10-30 ohm-m) aparece más somero que en el caso anterior, aproximadamente a los 400 m de profundidad. Tanto el MT como el TEM50-8 evidencian un buen ajuste entre el modelo y las observaciones, si bien esta última observación TEM presenta el mismo problema de poca señal en profundidad.

Por último, la figura 7C señala el resultado en la zona oeste. En ella, debido a que el basamento está más somero y se logra apreciar con el método TEM, se decidió no realizar mediciones de MT. En este perfil se ve claramente la presencia de un estrato muy resistivo (5.000 ohm-m) que es consistente en todos los perfiles y que se puede asumir como basamento impermeable, en consistencia con la información de gravedad y la geología. Este nivel resistivo aparece entre los 40 y 60 m de profundidad, y se ve que es más somero en las estaciones 44 y 45, lo que indica que, dependiendo de las condiciones del medio, la configuración de mediciones contiguas podría entregar información lateral. Además, se aprecia un primer estrato con resistividades entre 30-100 ohm-m y espesor relativamente constante de 10 m, tras el cual aparece un estrato conductor de resistividades de alrededor de 10 ohm-m. El TEM-01 de *loop* 50 m es consistente en espesor y en resistividad con los resultados de los TEM vecinos y de *loop* 200 m hasta profundidades menores a 70-100 m. Esta diferencia puede explicarse como producto de un menor momento electromagnético en el caso del

TEM de 50 m, que le impide resolver correctamente a profundidad, aunque de todas formas marca una transición de conductor a resistivo en la profundidad correcta.

En el caso del MT, el proceso de los datos se realizó con el software Mapros, de Metronix, mientras que la modelación 1D se efectuó con el software ZondMT1D (Kaminsky, 2001-2012). En términos simples, el proceso consiste, en primer lugar, en convertir las observaciones de voltaje en datos de campo eléctrico y campo magnético, para luego llevar las series de tiempo al dominio de las frecuencias y calcular las componentes del tensor de impedancia de sus dos componentes, resistividad aparente y fase. En particular, la componente TM (Ey/Hx) de los datos MT fue muy ruidosa en todos los sitios, por lo que la modelación 1D se llevó a cabo solo con la componente TE. Esta situación puede ser explicada en función de las características del ruido electromagnético en la zona de estudio.

Si bien se levantaron en terreno 8 estaciones MT, solamente 5 de ellas se consideran confiables para su modelación (Fig. 6). Con la finalidad de validar los resultados MT estos se comparan con los de las mediciones TEM. Para tal efecto, es necesario llevar todas las observaciones al mismo dominio de registro. El método TEM es un método que trabaja en el dominio del tiempo, mientras que el MT lo hace en el de las frecuencias. En este estudio, se decidió utilizar la metodología de Sternberg *et al.* (1988), quienes para resolver el problema de *static shift* o efecto no inductivo en datos MT, llegan a una relación que permite llevar los datos TEM al dominio de las frecuencias. La fórmula utilizada es la siguiente (Sternberg *et al.*, 1988):

$$t [ms] = \frac{194}{f [Hz]}$$

Donde t corresponde al tiempo en los datos TEM, medido en milisegundos, y f a la frecuencia, medida en Hz .

En la figura 8 se muestra la comparación de los resultados electromagnéticos en los perfiles característicos de la zona este (Fig. 8A: perfil TEM200-8, estación TEM50-1, estación MT1, ver ubicación en Fig. 6) y de la zona centro (Fig. 8B: perfil TEM200-1, estación TEM50-8, estación MT7, ver ubicación en Fig. 6), graficados según el período. En el caso de las curvas TEM, estas son el dato crudo

previo a la modelación, después de promediar los distintos pulsos y seleccionar la porción de la curva no afectada por ruido. Luego se lleva al dominio de las frecuencias según la fórmula de Sternberg *et al.*, (1988). Para no sobrecargar la figura, se muestran solo 3 mediciones TEM 200 del perfil, sin embargo, no hay mayores diferencias con las restantes. En el caso del MT, la curva corresponde al dato procesado con los criterios descritos previamente.

Es posible observar, en primer lugar, un calce entre el dato MT (curva negra) y los datos TEM (resto de las curvas) en ambas zonas. Los datos usando un *loop* de 200 m son consistentes entre sí, y también con el MT hacia periodos mayores y con los datos de TEM de 50 m en los periodos centrales. Las curvas de TEM de 50 y 200 m son prácticamente idénticas en la porción central (entre $3 \cdot 10^{-4}$ y $3 \cdot 10^{-3}$ segundos) y se separan en los extremos. Hacia periodos mayores, las curvas de 200 m son más confiables debido a que tienen más energía, en cambio las curvas de 50 empiezan a decaer antes. Y hacia periodos menores, las curvas de 50 m son más confiables debido a su mejor resolución asociada a un menor tamaño de *loop*. Es posible ver, además, que con el TEM de 200 m se logra ganar información en aproximadamente un orden de magnitud en cada período, en comparación con los TEM 50, lo que se traduce en una mayor profundidad de observación.

Comparando con las curvas MT, en ambas zonas las curvas de TEM 200 se ajustan bastante bien con el dato magnetotelúrico, aunque divergen un poco casi al final (cerca del periodo 0,03 segundos). No obstante, el decaimiento de las curvas TEM 200 ocurre casi en el mismo momento que la caída de la curva MT hacia un conductor. Esto permite, en parte, validar dicho conductor para un periodo de ~ 1 segundo, en ambas técnicas. La gran ventaja del método MT es que permite obtener información en varias décadas de período mayores (1-50 segundos), y reconocer la potencia de este conductor. En el caso de la figura 8B, aparece un segundo conductor cerca de los 100 segundos, sobre los 10 km de profundidad, pero él está fuera del alcance del presente estudio.

Es importante comprender que el período puede considerarse como una medida indirecta de la profundidad (la raíz cuadrada del periodo es proporcional a la profundidad de observación). Además, mientras mayor sea el ancho de banda de observación en periodo la resistividad se puede reconocer para un amplio rango de profundidades,

con una resolución válida de acuerdo con lo que aporta cada método. De esta forma, la metodología de combinar diferentes técnicas y tamaños de arreglos demuestra ser útil por dos razones fundamentales: primero, porque permite aumentar tanto el rango de periodos como el de profundidades; y segundo, porque permite validar la modelación individual de cada método al comparar las zonas de traslape.

Finalmente, se decidió generar una única curva total que considerase la información de todas las mediciones electromagnéticas, en sus respectivos rangos de confianza. Para eso se eligió el mejor ajuste según el resultado evidenciado en la figura 8, en las zonas este y centro. Esas curvas totales se modelaron con el software ZondMT1D y los resultados se muestran en la figura 9. En ella, además, se indican las porciones consideradas para cada uno de los arreglos, de acuerdo con un traslape pertinente entre ellos. El criterio utilizado fue considerar los puntos donde las curvas de los distintos métodos se separan, y a partir de eso seleccionar la porción del método que presenta mayor resolución. Hacia periodos menores se prefieren los arreglos más pequeños, y lo contrario hacia periodos mayores. El resultado del modelo se muestra en la tabla inserta en el panel de modelación para cada zona y, por razones obvias, es bastante similar a los modelos individuales de las distintas técnicas, en sus respectivas zonas de confianza.

Una primera característica destacable de este set de datos compuestos es su amplio rango de observación, entre 10^{-5} y 10^{+2} segundos, lo cual tiene directa implicancia en el rango de profundidades mapeadas (al menos 4 órdenes de magnitud). También se aprecia tanto el buen ajuste de los distintos métodos como entre la curva modelada (círculos blancos) y la de los datos (círculos rojos). En la figura 9A, se puede ver el resultado en el perfil característico de la zona este, cuyo ajuste entre la curva modelada y la inicial es bastante bueno, y solo presenta diferencias mayores hacia el final de la curva. Esto puede afectar en parte la definición del espesor del conductor de 5 ohm-m que aparece desde los 500 m, pero su techo queda bien definido por el ajuste en periodos menores. Alrededor de los 850 m aparece un dominio marcadamente resistivo que podría asociarse a una roca de baja a nula porosidad, o bien a una roca cristalina de basamento impermeable.

En la zona centro, el ajuste entre las curvas es prácticamente idéntico (Fig. 9). El resultado

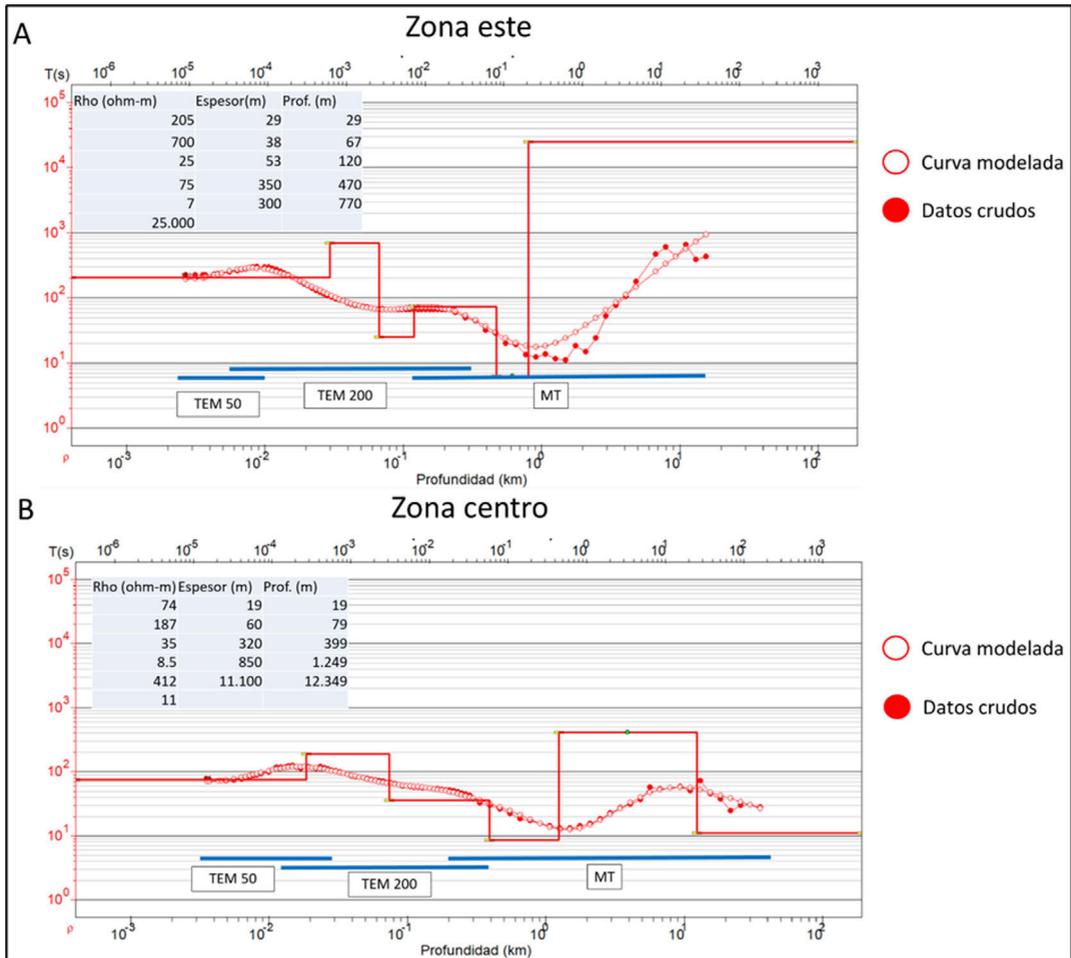


FIG. 9. Curva total modelada con todas las mediciones electromagnéticas. Los círculos sin relleno indican la curva sintética obtenida a partir del modelo de capas, mientras que los con relleno rojo muestran los datos crudos. La línea roja señala el modelo obtenido. **A.** Resultado en perfil característico de la zona este (perfil TEM200-8). **B.** Resultado en perfil característico de la zona centro (Perfil TEM200-1).

muestra la presencia de un conductor de alrededor de 10 ohm-m a una profundidad de 400 m, el cual podría indicar la presencia de agua o algún mineral). Sin embargo, en este caso, el dato MT permite discriminar un segundo estrato conductor ubicado entre 1,2 a 12 km de profundidad, que para efectos de este trabajo queda fuera del alcance, pero que al mismo tiempo muestra la potencialidad del método. Este segundo conductor no se observa en el panel oriental, probablemente por un efecto combinado de un basamento impermeable más somero y un dato más ruidoso para periodos próximos a 20-30 segundos que es donde se aprecia el conductor en la estación MT del sector central.

4.2. Modelación gravimétrica 3D de la profundidad hasta el basamento

El estudio electromagnético integrado que se presenta en la sección anterior provee de los controles de profundidad hasta el basamento para poder estimar en forma apropiada el campo de gravedad regional, y así determinar la anomalía de gravedad residual y el modelo de espesor sedimentario de acuerdo con el racional descrito en la sección 2.2. La información fuente para llevar a cabo este proceso de modelación corresponde a la anomalía de Bouguer, determinada a partir de los puntos de observación de gravedad (Fig. 6).

Las mediciones de aceleración de gravedad se realizaron con un gravímetro Scintrex CG5, de resolución 0,005 mGal. Adicionalmente, se estableció la ubicación precisa del punto de medición mediante un GPS diferencial (Trimble R4), con error en la cota bajo los 10 cm. Los datos de gravedad corregidos permiten, en este caso, estimar la geometría y espesor de los depósitos sedimentarios que presentan un contraste en densidad con las rocas del basamento que los subyacen.

La anomalía de Bouguer para el área de estudio se presenta en la figura 10 (panel superior). Ella tiene el patrón característico para ambientes andinos, con un descenso de la gravedad en dirección este (a razón de 1-2 mGal/km), producto del defecto de masa

asociado a la raíz de la cordillera de los Andes (e.g., Tassara y Yáñez, 2003). Para eliminar esta tendencia de campo regional se emplean los puntos de control de basamento derivados del estudio electromagnético integrado (Fig. 10, panel superior). Se incluyen como puntos de control aquellos lugares de medición en los cuales el basamento está aflorando, principalmente en los flancos oriental y occidental del área de estudio (Fig. 10, panel superior). Al estimar el campo regional a partir de los puntos de control se obtiene la anomalía de gravedad residual para el área de estudio (Fig. 10, panel intermedio), que corresponde a la resta de la anomalía de Bouguer y el campo regional (corregido manualmente). Por último, la profundidad hasta el basamento se determina mediante la modelación 3D

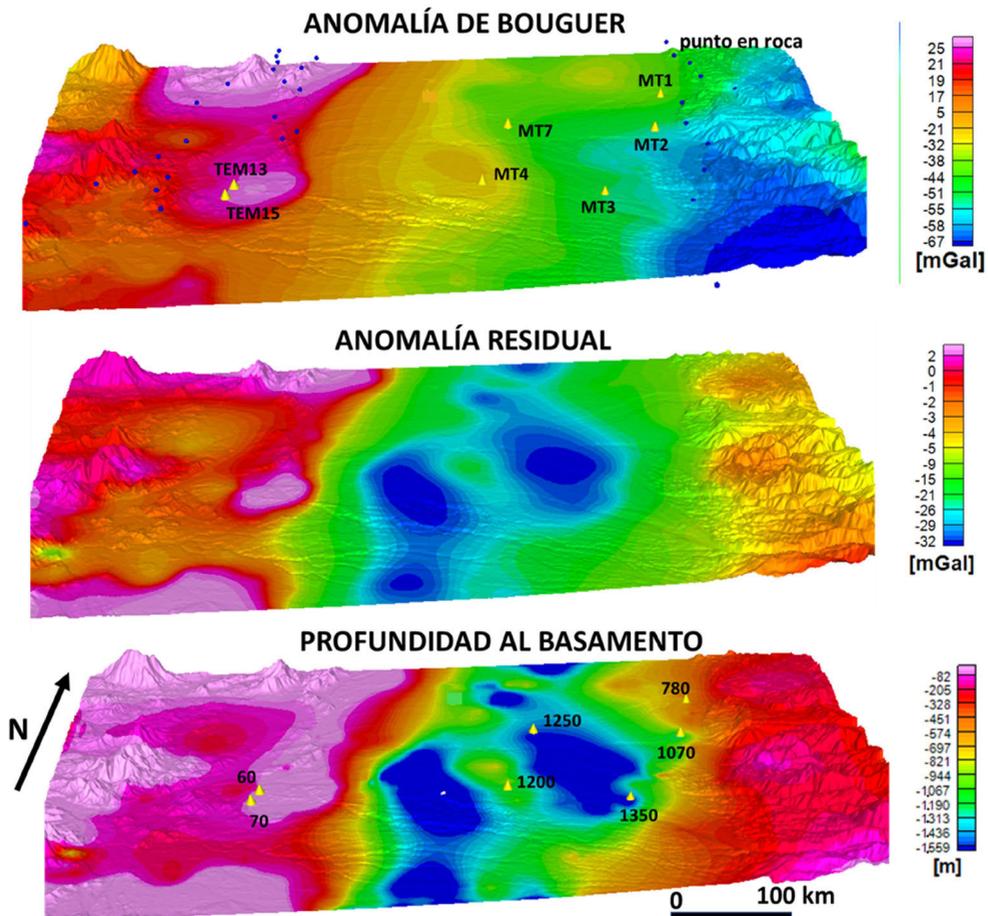


FIG. 10. Panel superior, vista 3D de anomalía de Bouguer, incluye la ubicación de los puntos de control de TEM, MT, Vs (conos amarillos), y puntos en roca (círculos azules). Panel central, vista 3D de anomalía de gravedad residual (Bouguer-Regional). Panel inferior, vista 3D de la profundidad hasta el basamento derivada de la modelación de gravedad 3D, incluye las profundidades hasta el basamento en los puntos de control.

de la anomalía residual de gravedad. Este proceso se efectúa utilizando el algoritmo desarrollado por Yáñez *et al.* (2015), que considera una densidad de basamento de 2,65 gr/cc y una densidad del relleno promedio de 2,1 gr/cc (contraste en densidad de -0,55 gr/cc). El resultado de esta modelación se presenta en la figura 10, panel inferior.

El modelo de profundidad hasta el basamento obtenido (Fig. 10) señala una forma asimétrica con dos depocentros centrales con profundidades máximas del orden de 1.500 m y una orientación NNO. La profundidad de la cuenca decae en sentido O, en dirección de la cordillera de la Costa; sin embargo, en dirección del piedemonte andino se observan profundidades del orden de 700-1.000 m a distancias inferiores de 5 km entre ellas. Esta morfología de basamento aldeaño a la Cordillera Principal podría estar indicando la presencia de un contacto por falla inversa con la cordillera, tal cual ha sido identificado en la zona central de Chile (*e.g.*, Yáñez *et al.*, 2020). Los espesores sedimentarios, constreñidos en este caso por datos geoelectrónicos deben considerarse como una profundidad máxima, ya que es posible que la parte superficial del basamento se encuentre potencialmente infiltrado por soluciones provenientes del acuífero, lo que reduce su resistividad a valores comparables a las observadas en la cuenca sedimentaria.

4.3. Perfil hidrogeológico

A partir de los resultados de los perfiles TEM (Fig. 7) y gravimétricos (Fig. 10), y de los antecedentes geológicos compilados, que incluye la estratigrafía de pozos, en la figura 11 se propone una interpretación para estos perfiles, que sintetiza la geometría del acuífero y las características hidrogeológicas del área estudiada.

La Tabla 1 muestra los datos de expedientes de pozos obtenidos de la DGA utilizados para las estratigrafías y habilitaciones de pozos mostradas en la figura 11. Se aprecia que para una importante cantidad de estos pozos existe una gran diferencia entre los niveles estáticos y dinámicos registrados durante las pruebas de bombeo de estos. El Nombre Abreviado indicado en la primera columna de esta tabla corresponde al mostrado en el mapa de ubicación de estos pozos presentado en la figura 11.

La zona no saturada y/o parte superior del acuífero se puede caracterizar mediante las capas geoelectrónicas más superficiales reconocidas en todas las líneas

estudiadas (40-300 ohm-m, Fig. 11), con espesores variables de oriente a poniente, que pueden alcanzar hasta 50-100 m de profundidad en las zonas este y centro y que hacia la zona oeste disminuye su espesor a valores del orden de 20 m. Esta unidad se asocia a secuencias sedimentarias conformadas por gravas, arenas, y cantidades variables de arcilla y limo con contenidos de humedad variables, posiblemente no saturados.

Respecto de la presencia de agua subterránea, esta se puede interpretar a partir de las unidades geoelectrónicas subyacentes a la zona interpretada como zona no saturada con resistividades de 5-90 ohm-m (Fig. 11). Para la zona este, bajo la zona no saturada se reconoce un delgado nivel del orden de 20 m de espesor con resistividades de 20-30 ohm-m que se puede considerar como una secuencia sedimentaria de gravas, arenas, y proporciones variables de arcilla y limo con un alto contenido de humedad, posiblemente saturados de agua. Subyaciendo a este nivel en el perfil de la zona este y también subyaciendo a la zona no saturada en las zonas centro y oeste, se observa una unidad geoelectrónica de gran espesor en las zonas este (~400 m) y centro (~300 m), la que disminuye hacia la zona oeste (~50 m). Cabe destacar que esta unidad también presenta una gran variabilidad en términos de sus valores de resistividad desde la zona este (60-90 ohm-m), centro (30-50 ohm-m) a oeste (10-20 ohm-m). Estos valores de resistividad se pueden asociar con variaciones en el contenido de arcilla, heterogeneidades litológicas, o salinidad en aguas subterráneas. Sin embargo, es más factible esperar que la presencia de arcilla sea el control fundamental para la disminución de la resistividad de esta unidad hacia el poniente. Esta interpretación se fundamenta en la variación lateral de las secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias y su granulometría, el cual favorece el aumento de los contenidos sedimentarios y de granulometrías cada vez más finas en dirección poniente. Lo anterior se puede evidenciar a partir de la información estratigráfica de pozos existentes a lo largo y/o cercanos a este perfil (www.dga.cl).

En relación con el límite inferior del reservorio hídrico o basamento hidrogeológico, de acuerdo con los perfiles geoelectrónicos característicos, se pueden distinguir dos tipos: uno conductor y otro resistivo. En los perfiles TEM-MT de las zonas este y centro (Fig. 9), se observa que los resultados del MT, el basamento conductor presenta valores de resistividad de 5,0 y 9,5 ohm-m, respectivamente.

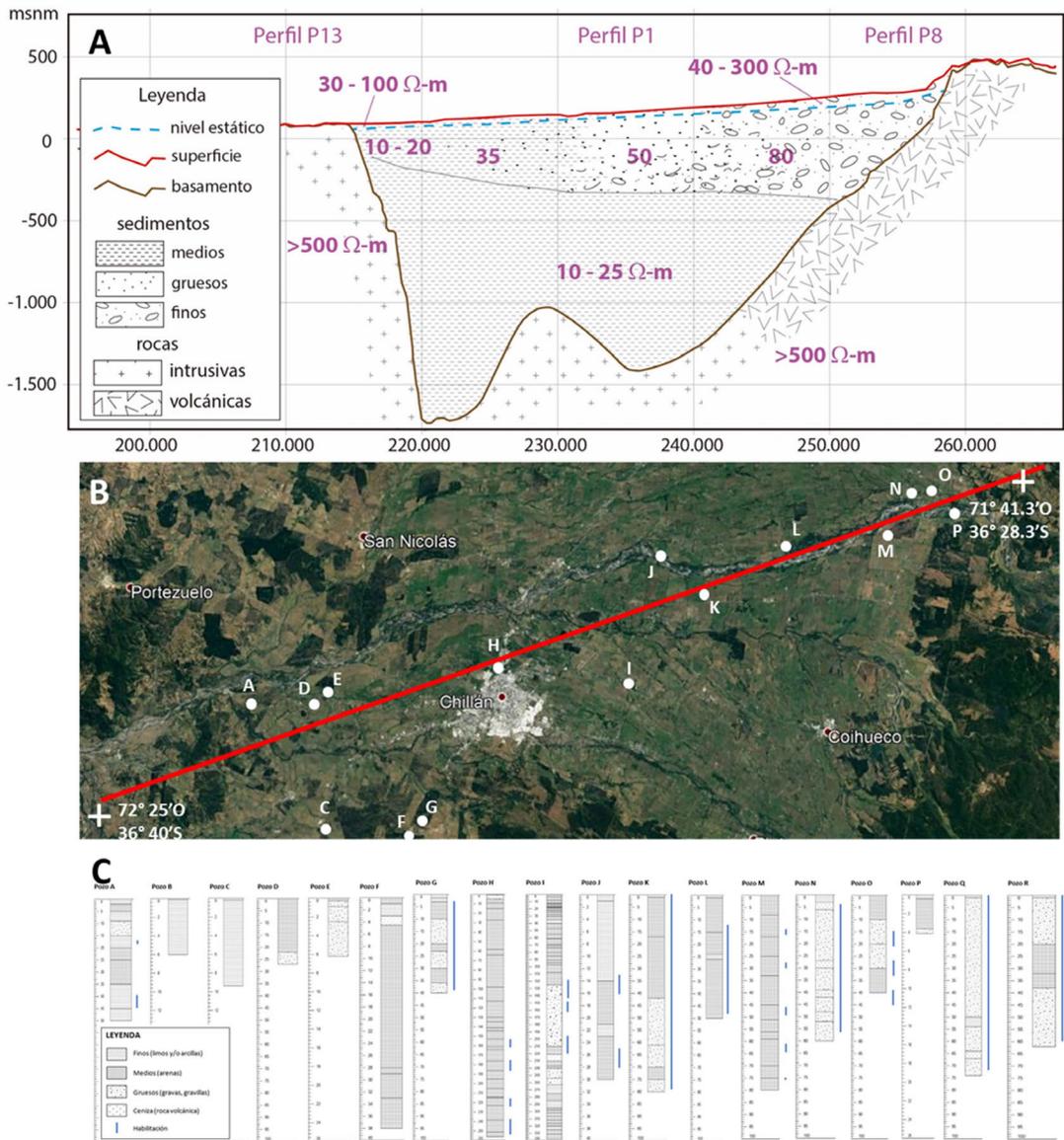


FIG. 11. A. Perfil hidrogeológico conceptual SO-NE, paralelo al río Ñuble a partir de la información TEM, MT y gravimétrica (Figs. 6 y 9); escala horizontal indica coordenada UTM este. B. Ubicación del perfil. C. Estratigrafías y habilitación de pozos a lo largo del perfil; se identifican los tramos de acceso del agua subterránea con líneas verticales color azul.

Estos valores son algo mayores según los resultados TEM, si bien siempre es necesario tener en cuenta la menor confiabilidad de horizontes geoelectricos asociados a tiempos tardíos en estudios TEM. Sin embargo, la consistencia de estos modelos TEM con los resultados del MT, con profundidades para este basamento del orden de 450 m y 350 m, para las zonas este y centro, respectivamente, validan la

confiabilidad del dato. Este basamento conductor, se puede correlacionar con secuencias volcánicas y volcanosedimentarias, posiblemente de edad oligocena-miocena o posterior, con presencia de arcilla o minerales de elevada conductividad eléctrica, aun cuando también se podría asociar a secuencias sedimentarias con predominio de arcillas. Hacia el poniente, se observa un basamento hidrogeológico

totalmente distinto, con resistividades, en general, por sobre los 1.000 ohm-m, el que se interpreta como un basamento granítico asociado a las rocas paleozoicas, de escasa a nula porosidad y a profundidades de 50-70 m según el perfil TEM correspondiente.

La profundidad hasta el basamento estimado por el estudio gravimétrico (Fig. 10) que ha sido calibrado en su parte profunda por la información MT (transición conductor-resistivo, Fig. 9), entrega profundidades que aumentan desde el este a la parte central de la cuenca (700-1.200 m). Esta definición del espesor sedimentario de la cuenca deja la unidad asociada al basamento conductor como parte integral de la cuenca. En consecuencia, dado el desconocimiento respecto de las litologías vinculadas a esta unidad del basamento conductor, es recomendable explorarlas desde el punto de vista hidrogeológico, a pesar de sus relativos bajos valores de resistividad eléctrica. Esta interpretación modifica los resultados gravimétricos planteados en el estudio de DGASubterránea (2015), al incorporar un control de profundidad al basamento basado en información MT en la parte central y oriental del área de estudio.

La interpretación hidrogeológica aquí mencionada y los espesores deducidos de las interpretaciones geofísicas corresponden a una aproximación que debe ser ajustada cuando se disponga de información de pozos profundos. Las complejidades asociadas a las características estratigráficas del relleno volcanosedimentario de la cuenca y la permeabilidad de las unidades más profundas son un desafío que requiere de estudios y análisis adicionales dada la potencialidad acceder a acuíferos profundos.

Las descripciones estratigráficas de los expedientes de pozos DGA (tabla 1 y figura 11) permite respaldar gran parte de las interpretaciones hidrogeológicas del perfil mostrado en la figura 10. Los dos pozos más profundos ubicados en torno a este perfil son aquellos documentados en los expedientes ND-0801-1639 y NR-0801-866, cuyas estratigrafías dan cuenta de una serie de intercalaciones con niveles de espesores métricos de sedimentos finos y sedimentos más gruesos, con un aumento en el contenido de finos en profundidad. En particular, esto se observa a 330 m de profundidad en el pozo ND-0801-1639 localizado a 8-9 km al este de Chillán y a la misma distancia, pero hacia el SSE del perfil TEM-200m-P1 (Fig. 6).

5. Discusión

5.1. El rol del ruido cultural en las mediciones geoelectricas

Las mediciones de TEM y MT, utilizadas en este trabajo, responden a la medición de ondas electromagnéticas que en ambientes urbanos o rurales están condicionadas por el ruido cultural inherente a la actividad humana. Szarka (1988) desarrolla el resumen más completo de fuentes de ruido electromagnético causado por la actividad humana. Este autor distingue dos tipos de fuente de ruido: pasivas (tendidos eléctricos y telefónicos, cañerías subterráneas, cercos metálicos, carreteras, entre las más comunes) y activas (plantas eléctricas de transmisión, rectificadores eléctricos, subestaciones eléctricas CC, redes ferroviarias CA, sistemas anticorrosión, ondas electromagnéticas de radio y celulares). En métodos inductivos como el TEM o MT cuerpos conductores elongados en una determinada dirección (cañerías, cables, eléctricos, cercos metálicos) producen un efecto por inducción adicional cuya remoción es imposible (Szarka, 1988), por consiguiente, la única estrategia posible es alejarse de estas potenciales fuentes de ruido electromagnético.

Por otra parte el ruido electromagnético (EM) activo se puede clasificar en dos tipos principales: (a) Frecuencia fundamental y armónicos de esta en sistemas eléctricos CA (por ejemplo las frecuencias armónicas de 50 Hz en líneas de alta tensión en Chile) y otras perturbaciones de más alta frecuencia (*e.g.*, Macnae *et al.*, 1984), y (b) Fuga de corriente en sistemas eléctricos asociados redes de alta tensión (*e.g.*, Szarka, 1988) y/o trenes eléctricos de corriente continua (como la red ferroviaria y el metro en Chile; *e.g.*, Lowes, 2009). La propagación de ondas electromagnéticas desde líneas de transmisión eléctrica se puede calcular usando la ley de Ampere (*e.g.*, Jackson, 1999), lo cual genera un campo eléctrico paralelo a la línea de transmisión y un campo magnético perpendicular a esta. Las señales magnética y eléctrica son proporcionales a la corriente transmitida e inversamente proporcionales a la distancia y distancia cuadrática, respectivamente. En consecuencia, la perturbación electromagnética es más crítica en el registro de campos magnéticos, como en MT (componente magnética) y TEM (bobina receptora).

La presencia de frecuencias fundamentales y armónicos se puede, en general, eliminar con filtros

específicos para estas frecuencias (*notch filters*), por lo que no es un problema complejo de resolver. Sin embargo, si la amplitud de la señal de 50 Hz es muy grande y el ancho de banda de la conversión análoga/digital de la señal electromagnética no es suficiente, el registro queda dominado por la señal proveniente del armónico fundamental (50 Hz) y el espectro restante no puede ser medido correctamente. Por otra parte, las fugas de corriente desde líneas de alta tensión/subestaciones eléctricas y/o líneas férreas y fuentes de energía asociadas (ubicadas en las estaciones) se producen por defectos en los tendidos de transmisión eléctrica que generan un circuito eléctrico que involucra el segmento de tendido eléctrico y la tierra (Szarka, 1988). Esta fuente de poder provoca un campo electromagnético vectorial que en el caso del campo eléctrico es proporcional a la corriente que circula por el circuito (decenas o

centenas de A; Szarka, 1988) y a la resistividad del medio, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia al punto de observación (Li y Pedersen, 1991, para el caso límite de corriente continua).

Al mismo tiempo, para el campo magnético inducido, la amplitud de la señal es proporcional a la corriente e inversamente proporcional a la distancia al punto de observación (Li y Pedersen, 1991). Para ejemplificar este efecto, en la figura 12, se presenta el campo eléctrico y magnético asociado a un circuito como el descrito previamente, el que considera las expresiones analíticas en el límite estático (Li y Pedersen, 1991). En esta simulación se ha usado una corriente de 100 A, resistividad de 50 ohm-m (apropiada para el caso de estudio en Chillán) y una dirección del dipolo eléctrico de N30E, acorde con la orientación predominante de los tendidos eléctricos y red ferroviaria de Chillán (Fig. 13).

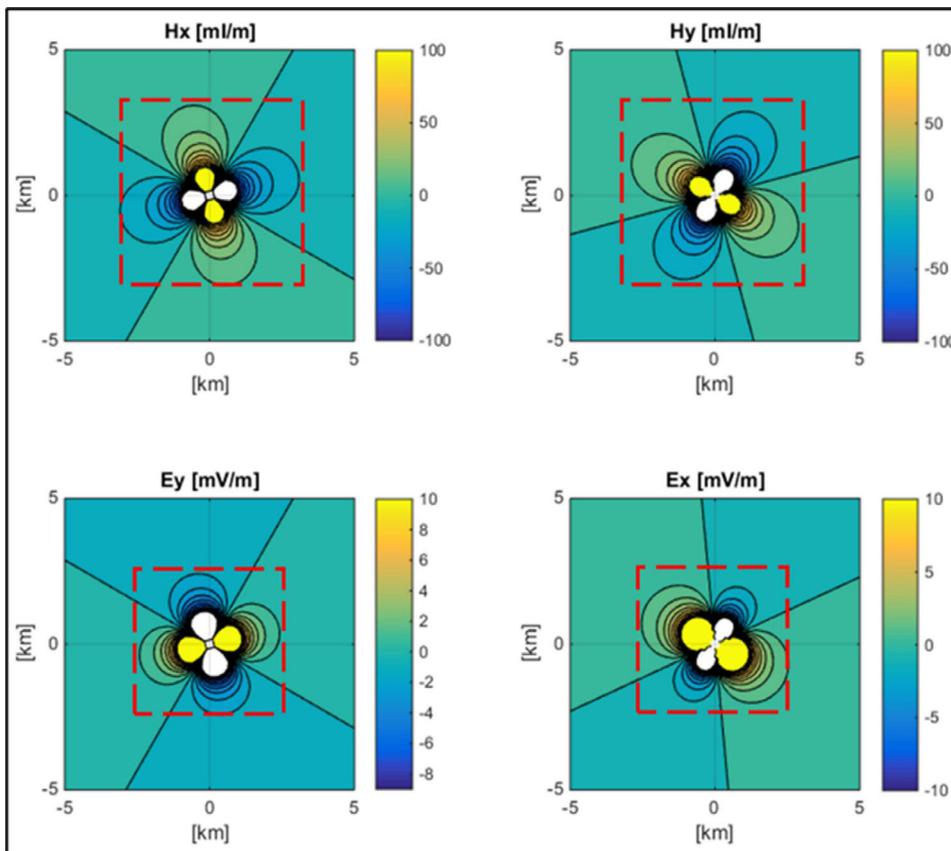


FIG. 12. Campos eléctricos y magnéticos asociados a dipolo eléctrico orientado N30E, con $I=100$ A, y resistividad del medio de 50 ohm-m. Los recuadros segmentados de color rojo son la zona de influencia máxima de los campos eléctricos y magnéticos. Los campos en dirección x corresponden al norte y la dirección y corresponde al este.

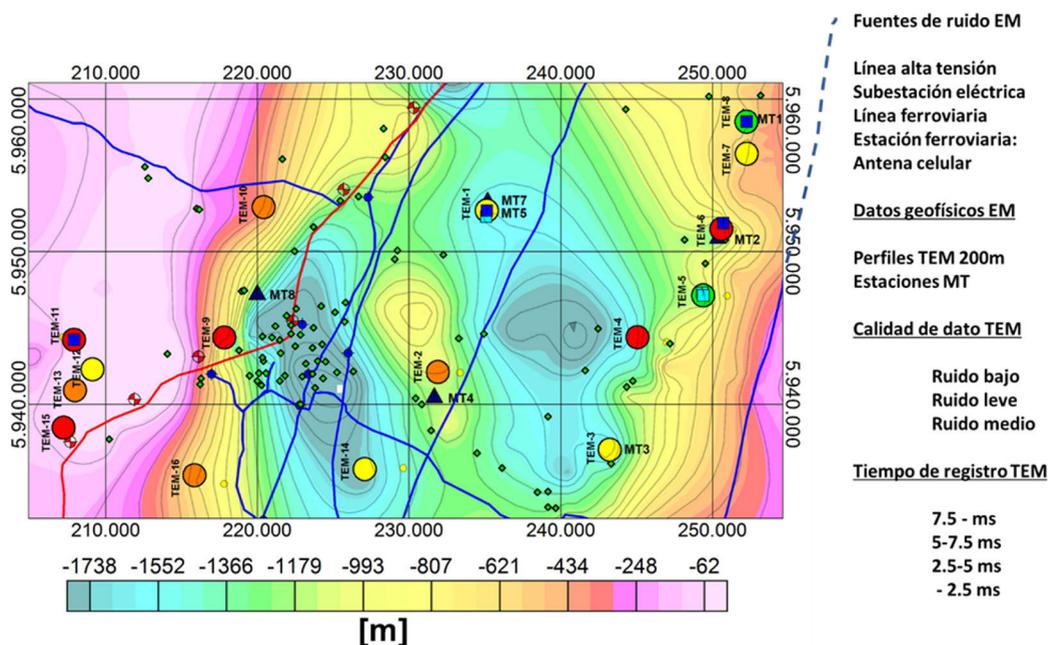


FIG. 13. Mapa de fuentes de ruido electromagnético en Chillán (ver nomenclatura en cuadro a la derecha de la figura). Se incluye en la figura la profundidad hasta el basamento derivada de la gravedad (Fig. 10).

El ejercicio mostrado en la figura 12 indica que el efecto eléctrico y magnético de un ruido electromagnético de estas características afecta estaciones en un radio de 5 km, aproximadamente, lo que es levemente mayor en extensión lateral para este caso en la componente Hx y Ey. Cabe hacer notar que el efecto en los campos eléctricos podría ser mayor al estar en presencia de una resistividad eléctrica un orden de magnitud mayor (característico de ambientes de basamento).

Para analizar en forma semicuantitativa cómo afecta el ruido cultural al caso de estudio en el sector de Chillán, en la figura 13 se presenta la distribución en planta de las potenciales fuentes de ruido EM. La ubicación de los tendidos eléctricos se ha obtenido de <https://infotecnica.coordinador.cl/geo/comuna/180>, la de la línea y estaciones ferroviarias de <https://www.amigosdeltren.cl/gran-mapa-ferroviario-de-chile> y la localización de las antenas de celular se extrajo del portal <http://antenas.subtel.cl/LeyDeTorres/informacion>. Adicionalmente, en la figura se incluye la profundidad hasta el basamento derivada del estudio gravimétrico (sección 4.2, Fig. 10), dado que uno de los criterios utilizados para caracterizar el ruido electromagnético puede estar condicionado por la

distancia al basamento como se verá más adelante en esta discusión. El análisis del ruido EM en el área de trabajo se analizará por separado cuando afecte a las mediciones MT y TEM.

5.1.1. Ruido EM en estaciones MT

El modelo teórico de la figura 12 nos indica que habría ruido EM en un entorno de 5 km del tendido eléctrico, condición que la mayoría de las estaciones cumple, y que se asociaría a la situación ruidosa que presentan la mayoría de las estaciones MT. Por otra parte, las componentes de mayor ruido EM corresponden a las componentes Hx y Ey (sección 4.1). Si bien no del todo concluyente, las componentes del modelo teórico de mayor ruido EM son precisamente las componentes Hx y Ey (Fig. 12). Sin embargo, cabe hacer notar que el dato MT de peor calidad es MT8, que no está cerca de tendidos eléctricos, pero es el más próximo a la ciudad, donde otras fuentes de ruido, como las antenas de celular, pueden estar dominando el ruido EM. Otras opciones para intentar comprender el mayor ruido EM en la componente Ey del campo eléctrico, podría estar relacionado con un eventual conductor de rumbo EO que bajaría la amplitud de

la señal eléctrica en esa dirección, aproximándola al ruido EM ambiente (Araya, 2016). Sin embargo, de acuerdo con la geometría de la cuenca esa opción no es evidente.

5.1.2. Ruido EM en estaciones TEM

Para la caracterización del ruido EM en estaciones TEM se presentan en la figura 13 dos criterios semicuantitativos. Por una parte, una caracterización de los ruidos en las series de tiempo crudas, bajo este criterio los perfiles TEM200 1, 8 y 11 muestran una señal ruidosa, y el perfil TEM200 5 una señal moderadamente ruidosa. Todas estas estaciones se encuentran ubicadas a menos de 5 km de tendidos eléctricos, sin embargo, otras se encuentran a igual distancia o incluso menor tanto de estas como de otras fuentes de ruido EM, por consiguiente, este criterio no es concluyente en cuanto a que la señal de TEM se vea perturbada severamente por ruido EM, dado que bajo este criterio la mayoría de las estaciones TEM no presentan una condición de ruido cualitativo apreciable. El segundo criterio utilizado es el tiempo de registro máximo, que indica hasta qué parte de los tiempos tardíos es posible distinguir la señal por sobre el ruido, es decir menores tiempos de registro indicarían mayor ruido ambiente. Lo anterior no es una condición única para estimar niveles de ruido, ya que si la profundidad hasta el basamento es muy somera la señal TEM también se pierde rápidamente (condición geológica). Por consiguiente, para evaluar esta opción se ha incluido en la figura 12 la profundidad hasta el basamento. De hecho, los perfiles TEM200 11, 12, 13 y 15, ocurren en donde esta profundidad es inferior a 100 m, lo cual probablemente está condicionando que el registro de decaimiento TEM sea inferior a 5 ms. Sin embargo, en otros casos los registros TEM son inferiores a 5 ms cuando la profundidad al basamento es mayor que 100 m (perfiles TEM200 2, 4, 6, 9, 10, 16). En estos casos los perfiles TEM200 2, 9, 10, y 19 se encuentran muy próximos a tendidos eléctricos o a la línea férrea (menor que 2-3 km), mientras que los perfiles TEM200 4 y 6 están más lejos de tendidos eléctricos, pero próximos a concentración de antenas de celular.

El análisis previo muestra que el ruido EM afecta las señales de MT y TEM. En términos relativos, la señal de MT está más afectada, especialmente las componentes Hx y Ey, dada la configuración de los tendidos eléctricos en el área de estudio (probablemente

similares a gran parte del valle central de Chile). Pese a esto la componente del tensor de impedancias Hy, Ex, sí permite obtener datos consistentes. Por su parte los datos de TEM, si bien afectados al ruido EM, han permitido obtener información coherente y consistente en forma mayoritaria.

5.2. Acuíferos profundos en la cuenca del Ñuble: implicancias sobre la ocurrencia de acuíferos profundos en el valle central de Chile

En sección 3.1, el análisis y modelación de los datos de MT y de gravedad obtenidos en el área de estudio indican la presencia de una profundidad hasta el basamento del orden de 1.000 m y con depocentros que alcanzarían incluso 1.500 m de profundidad. En sección 4.3 se estima que, dada la estratigrafía y valores de resistividad, estos dominios de cuenca profundos pueden contener potencialmente acuíferos de interés económico para las próximas décadas, cuando la escasez hídrica exija hacer uso de ellos. En consecuencia, es relevante discutir las implicancias de potenciales reservorios hídricos de estas características en el valle central de Chile, entre Santiago y Puerto Montt (33,5°-41,5° S, Fig. 1).

Estudios detallados de espesor sedimentario del valle central de Chile se han desarrollado en Santiago (e.g., Yáñez *et al.*, 2015) y Talca (Quiroz, 2014). Estos muestran que este aumenta desde un promedio de 300-350 m de espesor en Santiago a 400-500 m en Talca. Por otra parte, y por medio de un perfil MT 2D, Reyes-Wagner *et al.*, (2017) encuentra un dominio relativamente conductor (~30 ohm-m), a lo ancho del valle central, de más de 1 km de potencia al sur de Talca (35,75° S, Fig. 1). Más al sur, a la latitud de Temuco (38,25° S, Fig. 1), estudios MT 3D (Kapinos *et al.*, 2016), y sísmica de gran apertura (Ramos *et al.*, 2016), indican anomalías de baja resistividad y velocidad de onda p que pueden ser atribuidos a relleno sedimentario de cuenca en el valle central, en ambos casos con espesores entre 1,5 y 2,5 km. Por último, una línea sísmica de reflexión marina medida a los 43,6° S en la zona continental y costa afuera del golfo del Corcovado (SO161-40 en Reichert *et al.*, 2002), señala un espesor de 3.000 m de sedimentos en la prolongación marina del valle central a esta latitud.

Independiente de lo impreciso que pueden ser los estudios descritos previamente, es evidente que el valle central de Chile se ensancha y profundiza

al sur de Santiago. Las observaciones de gravedad, MT, y sísmica, indican consistentemente espesores de menos de 500 m en su extremo norte (33,5° S) a más de 2 km en su extremo sur (41,5° S). Por otra parte, la morfología entre estos extremos norte y sur muestra un incremento del 100% en su ancho, desde menos de 25 km hasta más de 50 km, respectivamente.

Indistintamente de la génesis del valle central de Chile, la existencia de una cuenca sedimentaria de gran extensión N-S y profundidades medias superiores a 1 km, abren la posibilidad de disponer de acuíferos de grandes dimensiones. Si bien este recurso hídrico no resulta rentable en las condiciones actuales, sí constituye un activo por considerar dados los escenarios críticos que plantean los modelos de cambio climático para las próximas décadas (McPhee *et al.*, 2012; CR2, 2018; Bozkurt *et al.*, 2018), y el potencial desarrollo de técnicas extractivas más eficientes y económicas. Desde Santiago a Puerto Montt, el desarrollo de la exploración hidrogeológica se ha centrado en los primeros 50-200 m de profundidad (expedientes de pozo en www.dga.cl) y dada las predicciones de cambio climático, el potencial aporte de recursos de aguas subterránea profunda en el valle central puede ser muy significativo. Complementariamente al uso directo de las aguas subterráneas que impondría este potencial hidrogeológico, se abriría también la opción de desarrollar la geotermia de baja entalpía en la zona centro sur de Chile.

5.3. Metodología integrada propuesta para la exploración de recursos hídricos profundos

El uso combinado de herramientas geofísicas complementarias, gravedad y métodos geoeléctricos (TEM y MT para exploraciones de mayor profundidad de investigación), en conjunto con la información geológica y de pozos, y eventualmente con técnicas geofísicas complementarias (discutidas en sección 2), permiten obtener una adecuada caracterización espacial de la profundidad del basamento impermeable, el nivel freático y, bajo ciertos supuestos, estimar las propiedades hidráulicas de los sectores explorados.

Con respecto a los métodos electromagnéticos, Spies (1989) analiza las profundidades de la investigación y las resoluciones para estos métodos, particularmente para el TEM y MT. En el caso del TEM, Spies (1989) propone dos fórmulas, una para calcular la profundidad mínima de investigación (D_{min}), y la otra para la profundidad máxima

de investigación (D_{max}). Estas se presentan a continuación, asumiendo un umbral típico de ruido según Spies (1989):

$$D_{min} \approx 40 \sqrt{\rho_1 t_{min}} \text{ (m)}$$

$$D_{max} \approx 40 (I * A * \rho)^{0.2} \text{ (m)}$$

Donde ρ_1 corresponde a la resistividad de la primera capa y ρ a la resistividad promedio del primer estrato, estimada en el área de estudio, en ohm-m; I es la corriente aplicada en amperes; A , el área del *loop* transmisor en metros cuadrados y t_{min} , el tiempo mínimo de registro en milisegundos. Es decir, las profundidades donde el dato es confiable deberían encontrarse entre estos dos valores (D_{min} y D_{max}). Por otra parte, a mayor resistividad del medio, mayor penetración, pero al mismo tiempo menor resolución. En la figura 14 se muestra estos límites para los datos de TEM 200 y TEM 50 de este caso de estudio, de acuerdo con los parámetros de corriente, tamaño de la antena transmisora y tiempos de registro utilizados en este proyecto. Las líneas continuas de color rojo y azul son a los límites descritos D_{min} y D_{max} para un rango de resistividad del medio entre 1 y 200 ohm-m para tamaños de *loop* de 200 y 50 m, respectivamente. Por otra parte, los asteriscos rojos y azules corresponden a las profundidades máximas obtenidas en cada punto de medición (aquella, bajo la cual el modelo no puede definir un nuevo estrato), según una resistividad calculada con un promedio armónico (Spies, 1989; Flores *et al.*, 2013).

Se puede ver, en primer lugar, que mayoritariamente los puntos se encuentran entre estos límites, lo que en cierta forma valida estos rangos teóricos. Sin embargo, la profundidad máxima teórica es muy superior a la profundidad de investigación obtenida. Esto se puede deber a factores tales como: (a) subsuelo que no responde absolutamente a un medio horizontalmente estratificado; (b) ruido y condiciones del terreno que pueden limitar la penetración del método. Spies (1989) propone aplicar un factor de 0,7 para estimar la real profundidad de la investigación. No obstante, analizando los resultados de este trabajo, este factor aún sobreestima las profundidades reales. Un límite más confiable estaría en torno a un factor de 0,4, o en términos de la geometría del arreglo, entre a 1-2 veces el tamaño del *loop*.

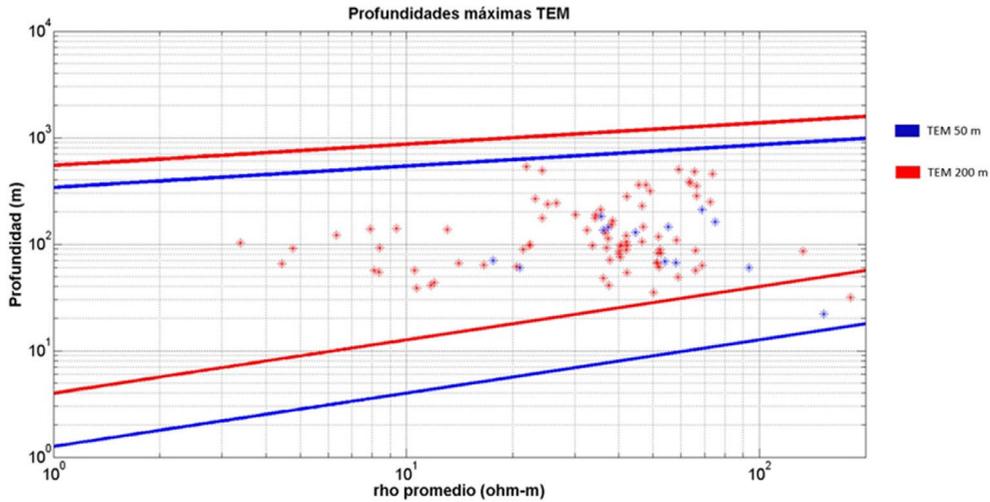


FIG. 14. Profundidades de investigación obtenidas para el método TEM en comparación con los límites teóricos propuestos en el trabajo de Spies (1989). En rojo, resultados con TEM con antena de 200 m y en azul los correspondientes a una antena de 50 m. Los puntos corresponden a las profundidades de investigación de cada medición individual en función de la resistividad promedio del sitio. Las líneas continuas son los límites teóricos correspondientes a cada geometría de TEM (200 y 50 m).

Utilizando los resultados descritos en la figura 14, es posible afirmar que el método TEM de *loop* 50x50 m permite obtener una distribución de resistividades a profundidad para los niveles someros (<50-100 m). En este caso de estudio, esto posibilita identificar el nivel freático somero (ambiente predominante con resistividades inferiores a 20 ohm-m), y la eventual presencia de horizontes de arcillas/gravas. Por medio de una antena transmisora TEM de 200x200 m es posible reconocer niveles más profundos de la cuenca (hasta 300-400 m). En el estudio de caso es factible distinguir ambientes saturados de alta permeabilidad (asociados a resistividades en el rango de 10-80 ohm-m, Fig. 11), que caracterizan el acuífero, en contraste con ambientes de baja permeabilidad (resistividades >5.000 ohm-m, Fig. 7C), que representan la transición a ambientes de basamento y/o niveles de arcillas de baja permeabilidad.

Profundidades mayores a 500 m exigirían tamaños de *antena* superiores a 300x300 m, y circulación de corriente superior a 20A, lo cual es complejo logísticamente en ambientes urbanos o rurales. Sin embargo hay aplicaciones en la industria que han podido alcanzar profundidades de hasta 1.000 m (por ejemplo utilizando un sensor magnético del tipo Squid y un sistema de adquisición SMARTEM), pero considerando *antenas* de más de 500 m lo cual no

es práctico para ambientes urbanos o semirurales. En consecuencia, para profundidades mayores, si el ruido cultural lo permite, es preferible aplicar la metodología geoelectrónica de MT. En este caso se debe registrar el campo electromagnético natural de la tierra por un periodo de tiempo de al menos 24 horas para así recolectar señales de periodos cercanos a 10-50 segundos, lo cual es suficiente para cuencas sedimentarias en un ambiente de antearco (1-5 km de espesor).

Según Spies (1989), la profundidad de investigación del método MT (z) se puede estimar como 1,5 veces el *skin depth*, de acuerdo con la fórmula:

$$z \approx 750 \sqrt{\rho T} [m]$$

Donde ρ es la resistividad promedio del relleno sedimentario en ohm-m y T el periodo de la señal en segundos. Este último dependerá del tiempo que se registre, mientras que la resistividad es una propiedad inherente del sitio. Si el ambiente no es extremadamente conductor (con resistividades bajo 1 ohm-m, como en salares), esta fórmula predice profundidades de investigación de 10-30 km (Fig. 9.B). Aunque este cálculo está hecho para un modelo del subsuelo horizontalmente estratificado, es necesario considerar que el ruido cultural podría afectar con

severidad las mediciones (ver sección 5.1). Por lo tanto, esta profundidad de investigación actúa como un límite máximo, al igual que en el TEM, el cual difícilmente será alcanzado. Tomando esto en consideración, ante las mismas condiciones, el método alcanzará profundidades del orden de los 1-5 km (Fig. 9A).

Sin embargo, el inconveniente del MT es su resolución. Debido al rango de frecuencias de este método, no es posible discriminar información en capas someras. Según Spies (1989) el límite de investigación superior del método MT se puede estimar reemplazando el periodo mínimo en el cual se obtienen datos (T) y la resistividad promedio (de la primera capa en la fórmula anterior. De acuerdo con un valor promedio de 100 ohm-m en la primera capa (Fig. 7) y un periodo mínimo entre 0,0002-0,001 segundos (Fig. 8) se obtiene que el método no puede discriminar de buena manera los primeros 100-250 m. Por lo tanto, no permite diferenciar entre estructuras de un tamaño inferior a esos valores, lo que hace fundamental su complemento con métodos como el TEM.

Una vez logrados los puntos de control de profundidad del basamento mediante información de pozos o geofísica CC, CA y/o sísmica, la extrapolación lateral de la geometría de la cuenca sedimentaria se puede obtener con una medición de puntos gravimétricos con cobertura areal a un costo y tiempo reducidos. Si se conoce la estratigrafía del área de medición se puede eventualmente utilizar una función de densidad que varíe con la profundidad, lo cual puede redundar en una estimación más acuciosa de la conformación sedimentaria de la cuenca.

5.4. Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT o TRE) *versus* TEM

Como se puede apreciar en el estudio del caso de Chillán descrito en la sección 4, la caracterización somera (200 m o poco más de profundidad) del acuífero se basa en mediciones de TEM, con antenas de 200 y 50 m. Una alternativa a este tipo de medición involucra la medición geoelectrica en el dominio de la corriente continua, en su modalidad ERT (Tomografía Eléctrica de Resistividad, en su sigla en inglés). El método ERT tiene la ventaja de permitir el registro de variación lateral de la resistividad eléctrica, y no estar afecto al ruido cultural.

Con el fin de visualizar su potencial uso alternativo se efectuó un experimento en dos perfiles ERT

aguas abajo de un vertedero ubicado en la comuna de Chillán Viejo (Fig. 5). Para este experimento se utilizó un equipo 4 *point-light* con 2 a 4 cadenas de electrodos inteligentes, con resolución de registro de 100 nV y frecuencia de medición en el rango de 0,26-30 Hz. El experimento de terreno consideró una separación dipolar de 10 m, con 4 cadenas de electrodos inteligentes o activos, totalizando 390 y 590 m de largo por perfil, y una corriente media de inyección de hasta 100 mA.

Las mediciones se efectuaron en condiciones de bajo ruido cultural y resistencias de contacto inferiores a 1 Kohm. A su vez, los errores de medición se ubicaron en el rango de 0,2% (Wenner-Schlumberger) a 2,4% (polo-dipolo). Esta diferencia en los errores de medición es función de la mayor y menor potencia eléctrica de cada arreglo, respectivamente.

La inversión de los datos de resistividad se realizó con el *software* Res2DInv; en la figura 14 solo se presenta el resultado del método polo-dipolo, dada su mayor penetración, si bien en teoría con peor razón señal/ruido que los métodos polo-dipolo y Wenner-Schlumberger (Pazdirek y Blaha, 1996). Los modelos de inversión de las otras dos configuraciones electrónicas son similares para la parte somera (inferior a 50 m). En todos los casos se observa una distribución subhorizontal con valores de resistividad eléctrica en el rango de 10-60 ohm-m, que son consistentes con la presencia de un acuífero a partir de 10 m de profundidad. Esta distribución de resistividad subhorizontal es comparable con los resultados del perfil TEM-16 aledaño a estos perfiles ERT. Las mayores diferencias entre el levantamiento ERT y el TEM se observan lateralmente, pues el levantamiento ERT incorpora datos cada 10 m en la horizontal. A mayor profundidad, la variación lateral de la resistividad en las secciones ERT no se reproduce en el perfil TEM. Las variaciones de resistividad eléctrica aguas arriba en el perfil ERT-1 (disminución de 30 ohm-m a 15 ohm-m) es probablemente debido al aumento en la salinidad de las aguas y/o elementos en solución de las aguas subterráneas.

Ante la pregunta de si es o no ventajoso el uso del ERT con respecto al TEM, la respuesta no es sencilla. Se debe tener en consideración la operación en terreno (más simple y rápida para el método TEM), el ruido ambiente (menor para ERT), la profundidad de observación (mejor para un TEM de *loop* superior a 100 m) y la resolución

de los primeros 50 m (favorable para el caso del método ERT). La resolución lateral es ciertamente la principal ventaja del método ERT, sin embargo, es importante evaluar en forma muy precisa cuán relevante es esta variable del problema cuando se trata de estimar el comportamiento de una cuenca hidrográfica de decenas de kilómetros cuadrados

de extensión y sedimentación subhorizontal. En aplicaciones donde sea relevante detectar cambios laterales en la resistividad del sustrato, producto de transiciones rápidas en facies sedimentarias, o mayor salinidad de las aguas subterráneas, si es una gran ventaja el método de ERT (Fig. 15), respecto del TEM. Ante la necesidad de delimitar estructuras

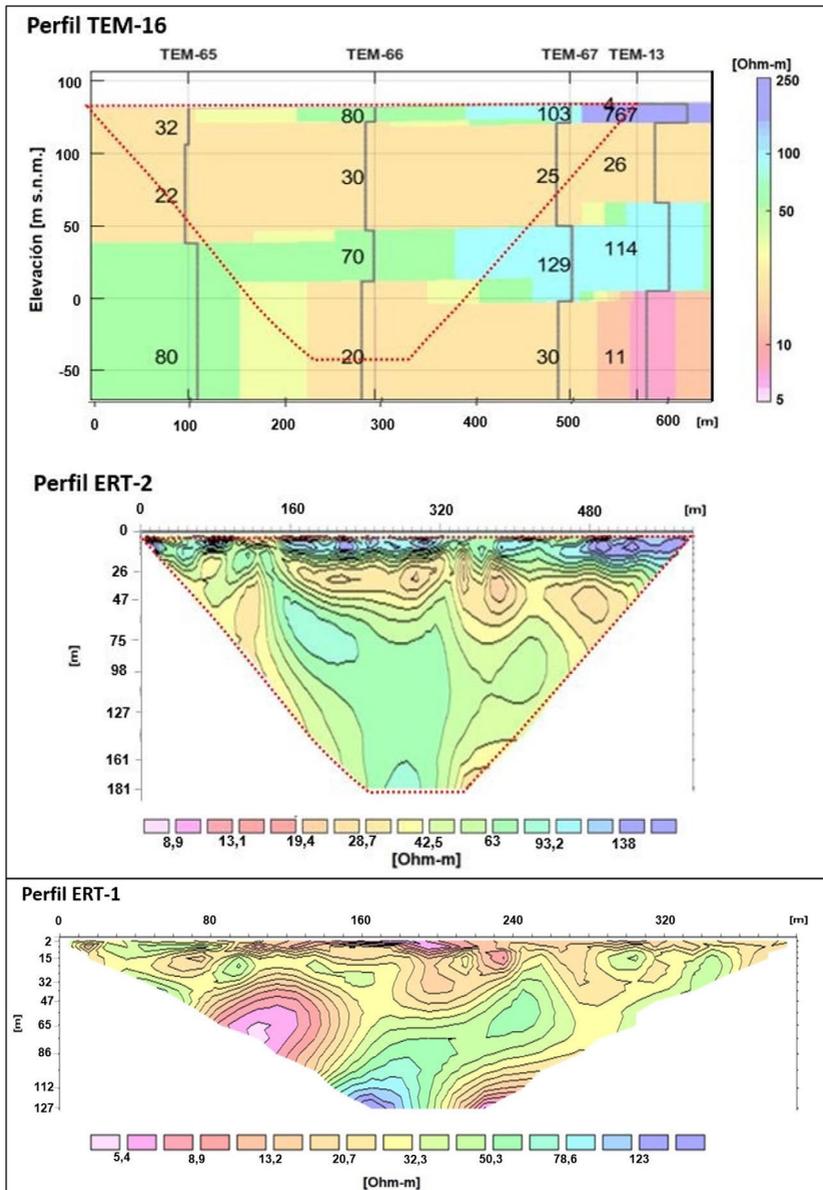


FIG. 15. Secciones de resistividad en estudio ERT. En el panel superior se muestra la sección de resistividad mediante TEM-200m del perfil 16 (se indica en rojo la ubicación del ERT-2 respecto del perfil TEM 16). Panel inferior, sección de resistividad ERT-1 al sur de la sección ERT-2.

geológicas subverticales, el uso de ERT permite resolver mejor ese tipo de geometrías que el TEM.

6. Conclusiones

Se presenta en este trabajo una metodología geofísica integrada para la exploración de acuíferos profundos en ambientes de cuencas andinas de antearco. La validación de la metodología se aplica al caso de estudio de la cuenca sedimentaria del Ñuble, en el valle central de Chile, en el que se reconoce un acuífero no explorado por métodos directos y de potencial interés a profundidades de al menos 300-500 m. Este estudio plantea la posible presencia de un acuífero profundo, probablemente de menor eficiencia que aquellos a profundidades medias o someras dada la presencia de arcillas y diferentes grados de consolidación y cementación de los depósitos, pero con potencial de interés para ser investigado a profundidades de hasta 1 km.

La metodología propuesta incluye la aplicación de técnicas geoelectricas (TEM, ERT, MT) para la caracterización de la geometría del acuífero, unidades hidrogeológicas y la transición a un basamento impermeable. En este tipo de ambientes geológicos, valores de resistividad en el rango de 10-90 ohm-m caracterizan los dominios hidrogeológicos con potencialidad de contener reservorios hídricos explotables. Valores de resistividad en el rango de 1-10 ohm-m, ubicados en general a profundidades mayores a 100 m o a menor profundidad hacia el poniente de la zona de estudio, se interpretan como dominios con altos contenidos de arcillas y, por lo tanto, de baja conductividad hidráulica los que, dependiendo de su posición relativa, podrían corresponder acuícludos-acuitardos. Resistividades superiores a 200-500 ohm-m se consideran como basamentos impermeables asociados a la presencia de rocas cristalinas, de origen ígneo o metamórfico. En consecuencia, el basamento hidrogeológico puede estar representado por valores altos o bajos de resistividad, y su correcta identificación exige de un acabado conocimiento estratigráfico y de las propiedades hidráulicas de la zona de estudio.

El uso combinado de técnicas geoelectricas para la caracterización de reservorios de agua subterránea posibilita concluir que constituye una óptima solución que resuelve el problema en forma robusta. Para profundidades someras, menores a 100 m de profundidad, se puede usar indistintamente

ERT o TEM de *loop* 50 m o inferior; sin embargo, si la estratigrafía muestra facies con variación lateral, que son de importancia para el estudio por realizar, es aconsejable usar técnicas del tipo ERT de corriente continua. Para profundidades superiores a 100 m y hasta probablemente 400-500 m la mejor opción es un TEM con *loop* de 200 m o superior. Para profundidades mayores, apuntando a reservorios hídricos profundos, la mejor elección es MT. Un tema relevante para la medición de técnicas geoelectricas se relaciona con el ruido cultural presente en las zonas de estudio. El análisis teórico, y comprobación práctica, efectuado en este trabajo indica que las técnicas de corriente continua (ERT) tienen ventajas con respecto a las de inducción electromagnética (TEM y MT). Sin embargo, pese a las restricciones que plantea el uso de técnicas inductivas en ambientes semiurbanos y rurales, el caso de estudio en la cuenca del Ñuble permite concluir que sí es posible aplicar estas técnicas en estudios hidrogeológicos, con mejores condiciones señal/ruido en mediciones TEM con respecto a MT.

Los datos geoelectricos que caracterizan las unidades sedimentarias de la cuenca y su transición al basamento, se utilizan en la metodología propuesta, además, para constreñir observaciones de gravedad. Esta profundidad hasta el basamento está definida por una transición de valores intermedios y bajos de resistividad (~1-100 ohm-m), que caracterizan a los depósitos volcanosedimentarios de la cuenca, a valores superiores a algunas centenas de ohm-m. Con estos puntos de control, en conjunto con controles geológicos de borde y pozos, y eventualmente con otras técnicas geofísicas complementarias (e.g., velocidades de corte derivados de la propagación de ondas superficiales, y/o información magnética regional), es posible estimar un campo gravitatorio residual que permita definir la profundidad hasta el basamento en forma masiva. Cabe hacer notar que este basamento gravimétrico de la cuenca no necesariamente corresponde a la definición del basamento hidrogeológico, tal cual ha sido explicado previamente.

Finalmente, la estrategia integrada propuesta para la exploración de aguas subterráneas profundas, puede tener un impacto relevante de largo plazo en el valle central de Chile, con la potencialidad de identificar recursos a profundidades de más de 1 km, en las cuencas de antearco del centro sur de Chile (~60,000 km²). Esta metodología también

podría recomendarse para cuencas de cobertura volcanosedimentaria, de gran espesor, como también ocurre en el norte de Chile.

Agradecimientos

El equipamiento geofísico utilizado en terreno ha sido provisto por diferentes instituciones y agencias, gracias a lo cual ha sido posible disponer de implementos apropiados para los objetivos propuestos. El sistema TEM y GPS incluye aportes del proyecto Fondecyt 1141139 y DICTUC-Geociencias Aplicadas. El gravímetro ha sido cedido por el Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes, CEGA 15090013. El equipo ERT utilizado fue proporcionado por Subterránea SpA. En el desarrollo del levantamiento de ERT, secciones TEM y perfiles estratigráficos se agradece la colaboración de D. Lobos, F. Salgado y C. Espinoza. Se agradece, además, a los revisores del texto, J.C. Parra y L. Almagro, como así también al editor de *Andean Geology*, W. Vivallo. Sus observaciones, recomendaciones y aclaraciones han enriquecido significativamente el alcance y claridad del texto. Finalmente, se agradece en particular a la Dirección General de Aguas (DGA) por permitir el uso de la información geofísica generada en el marco del Estudio de delimitación y sectorización de acuíferos en la provincia de Ñuble, VIII región y en particular al ingeniero J.C. Salgado por su apoyo en este proyecto.

Referencias

- Aguirre, I. 1999. Hidrogeología del valle del río Copiapó entre el tranque Lautaro y Piedra Colgada. Memoria para optar al título de geólogo y Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica (Inédito), Universidad de Chile, Departamento Geología y Departamento de Geofísica: 266 p.
- Aguirre, 2003. A hydrogeological, hydrochemical, isotopic and geophysical study on the Salar de Pedernales sub-basin, III Region, Chile. M.Sc. Thesis (Unpublished), University of Tuebingen, Faculty of Geosciences, Institute of Geology and Paleontology: 78 p.
- Aguirre, I.; Fonseca, A. 2000. Interpretación gravimétrica y geoeléctrica de la cuenca de Ciénaga Redonda, Altiplano, III Región (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería. 23 p. Santiago.
- Aguirre, I.; Reytamyr, G.; Iriarte, S.; Venegas, M. 2000. Métodos gravimétricos y geoeléctricos aplicados al estudio de las aguas subterráneas en cuencas andinas de la III Región, Chile. *In Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium*, No. 17. U. Stuttgart, Institut für Geologie und Paläontologie: p. 22. Stuttgart.
- Ali, H.O.; Whitely, R.J. 1981. Gravity exploration for groundwater in the Bara basin, Sudan. *Geoexploration* 19: 127-141.
- Al-Ismaily, A.; Sporry, R.J. 1998. Performance evaluation of DC resistivity and time-domain EM sounding as used in a compiled groundwater survey of the Batinah coastal plain, Oman. *In IV Meeting EEGS: Proceeding*: cp-43-00054. Barcelona.
- Angelillo, V.; Cervera, G.; Chapellier, D. 1991. La gravimétrie expéditive appliquée à la recherche d'aquifères en zone aride. Cas de la nappe alluviale du Teloua (Agedez, Niger). *Geoexploration* 27: 179-192.
- Angenheister, G. 1982. Physical properties of rocks; Subvolume B. Springer-Verlag: 604 p. Berlin.
- Araffa, S.A.S.; Pek, J. 2014. Delineating Groundwater Aquifer and Subsurface Structures Using Integrated Geophysical Interpretation at the Western Part of Gulf of Aqaba, Sinai, Egypt. *International Journal of Water Resources and Arid Environments* 3(1): 51-62.
- Araya, J. 2016. Large-scale distribution of fluids in the subduction zone of Northern Chile - constraints from magnetotelluric monitoring. Ph.D. Thesis (Unpublished), Freie Universität: 189 p. Berlin.
- Archie, G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers* 146: 54-62.
- Banco Mundial. 2016. High and dry, climate change, water and the economy. *Water Global Practice*. Disponible en URL: <http://documents.worldbank.org/curated/en/862571468196731247/pdf/105130-REVISED-K8517.pdf>.
- Biot, M.A. 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid, I. Low-frequency range. *Journal of the Acoustical Society of America* 28: 168-178.
- Biot, M.A. 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid, II. Higher-frequency range. *Journal of the Acoustical Society of America* 28: 178-191.
- Biot, M.A.; Willis. D.G. 1957. The elastic coefficients of the theory of consolidation. *Journal of Applied Mechanics* 24: 594-601.
- Bozkurt, D.; Rojas, M.; Boisier, J.P.; Valdivieso, J. 2018. Projected hydroclimate changes over Andean basins in Central Chile from downscaled CMIP5 models under the low and high emission scenarios. *Climatic Change* 150: 131-147.

- Carmichael, R.S.; Henry, G. 1977. Gravity exploration for groundwater and bedrock topography in glaciated areas. *Geophysics* 42: 850-859.
- Castillo, E.; Figdor, H.; Roch, H.; Spendlingwimmer, R. 1997. Geophysical measurements as efficient tools for hydrogeological investigations. *In* 3rd EEGS Meeting, Conference proceedings: cp-95-00064. Aarhus, Denmark.
- CEPAL. 2012. La economía del cambio climático en Chile. Sede de la CEPAL en Santiago (Estudios e Investigaciones) 35372, Naciones Unidas Comisión Económica para América Latina y el Caribe. Cepal: 134 p.
- Chouker, F. 1970. Methodische und theoretische Untersuchungen für geophysikalischen Grundwasser Erkundung. *Freiberg. Forschungsh C 271*: p. 235.
- Cornwell, J.D.; McCann, D.M. 1991. The application of geophysical methods to the geological mapping of Quaternary sediments. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications 7*: p519-526.
- CR2 Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (FONDAP 15110009). 2019. Análisis: Sequía, escasez hídrica y vegetación. <http://www.cr2.cl/sequia-escasez-hidrica-y-vegetacion/>
- CR2 Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (FONDAP 15110009). 2018. Simulaciones climáticas regionales. Proyecto "Simulaciones climáticas regionales y marco de evaluación de la vulnerabilidad" mandatado por el Ministerio del Medio Ambiente. Disponible en www.cr2.cl
- DGA. 1987. Balance Hídrico de Chile. Ministerio de Obras Pública, Dirección General de Aguas. Santiago
- DGA. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, cuenca río Itata. Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas: 62 p. Santiago.
- DGA-AQUATERRA. 2011. Estudio hidrogeológico cuencas Biobío e Itata. Cuenca Itata. Tomo I, Informe final. S.I.T N° 258. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas: 362 p. Santiago.
- DGA-SUBTERRÁNEA. 2015. Análisis y aplicación metodología para la delimitación y sectorización de acuíferos en la provincia de Ñuble, VIII región. Gobierno de Chile. Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas: 122 p. Santiago.
- DGA. 2015. Delimitación del Acuífero del Río Ñuble Bajo y Determinación de la Recarga. SDT N° 379.
- DGA. 2017. Actualización del Balance Hídrico Nacional, SIT N° 417. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas: 78 p. Santiago.
- DGA. 2020a. Limitaciones y restricciones al uso del agua. URL: <https://dga.mop.gob.cl/limitacionrestriccionagua/Paginas/default.aspx#tres>.
- DGA. 2020b. Inventario Público de Cuencas Hidrográficas y Lagos. URL: https://dga.mop.gob.cl/administracionrecursoshidricos/inventario_cuencas_lagos/Paginas/default.aspx.
- Ellefsen, K.J.; Lucius, J.E.; Fitterman, D.V. 1998. An Evaluation of several geophysical methods for characterizing sand and gravel deposits. United State Geological Survey, Open-File Report 98-221.
- Escenarios Hídricos 2030 - EH2030. 2018. Radiografía del Agua, Brecha y Riesgo Hídrico en Chile. ISBN: 978-956-8200-42-8. URL: <https://fch.cl/wp-content/uploads/2019/05/radiografia-del-agua.pdf>.
- Fadele, S.I.; Sule, P.O.; Dewu, B.B.M. 2013. The Use of Vertical Electrical Sounding (VES) for Groundwater Exploration around Nigerian College of Aviation Technology (NCAT), Zaria, Kaduna State, Nigeria. *The Pacific Journal of Science and Technology* 14 (1): 549-555.
- Ferraris, F. 1981. Hoja Los Ángeles-Angol, escala 1:250.000, región del Bío-Bío. Mapa Geológico Preliminar de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas No 5: 26 p.
- Fitterman, D.V.; Meeke, J.A.C.; Ritsema, I.L. 1988. Equivalence behavior of three electrical sounding methods as applied to hydrogeological problems. *In* 50th Meeting of the European Association of Exploration Geophysics. Hague, Netherlands.
- Flores, C.; Romo, J.M.; Vega, M. 2013. On the estimation of the maximum depth of investigation of transient electromagnetic soundings: the case of Vizcaino transect, Mexico. *Geofísica Internacional* 52: 159-172.
- Fourie, F. D. 2003, Application of electroseismic techniques to geohydrological investigations in Karoo Rocks: Ph.D. Thesis (Unpublished), University of the Free State: 176 p.
- Gajardo, A. 1981. Hoja Concepción-Chillán, escala 1:250.000, región del Bío-Bío. Instituto de Investigaciones Geológicas. Mapa Geológico Preliminar de Chile No. 4: 32 p. Santiago.
- García-Pérez, T.; Marquardt, C.; Yáñez, G.; Cembrano, J.; Gomila, R.; Santibañez, I.; Maringue, J. 2018. Insights on the structural control of a Neogene forearc basin in Northern Chile: A geophysical approach. *Tectonophysics* 736: 1-14. doi:10.1016/j.tecto.2018.04.003.
- Garreaud, R.; Alvarez-Garretón, C.; Barichivich, J.; Boisier, J.P.; Christie, D.A.; Galleguillos, M.; LeQuesne, C.; McPhee, J.; Zambrano-Bigiarini, M. 2017: The 2010-2015 mega drought in Central Chile: Impacts

- on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences* 21: 1-21. doi: 10.5194/hess-21-1-201.
- Garreaud, R.; Boisier, J.P.; Rondanelli, R.; Montecinos, A.; Sepúlveda, H.; Veloso-Águila, A. 2019: The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A Climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*: 1-19. doi: 10.1002/joc.6219.
- Grant, F.S.; West, G.E. 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill: 583 p. New York.
- Jackson, J.D. 1999. Maxwell's displacement current revisited. *European Journal of Physics* 20 (6): 495-499. doi: 10.1088/0143-0807/20/6/315.
- Kaminsky, A.E. 2001-2012. ZondMT1D. Program for one-dimensional interpretation of data obtained by magnetotelluric soundings (MT, AMT, RMT). Zond Geophysical Software: 79 p. Saint-Petersburg, Russia.
- Kapinos, G.; Montahaei, M.; Meqbel, N.; Brasse, H. 2016. Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone. *Tectonophysics*, 666: 76-89.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Third edition. Blackwell Science: 280 p. London.
- Kirsch, R. 2009. *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology* (Kirsch, R.; editor). Springer-Verlag: 568 p. Berlin.
- Krulc, Z.; Mladenovic, M. 1969. The application of geoelectrical methods to groundwater exploration of unconsolidated formations in semi-arid areas. *Geoexploration* 7: 83-95.
- Kulessa, B.; Murray, T.; Rippin, D. 2006. Active seismoelectric exploration of glaciers: *Geophysical Research Letters* 33: L07503. doi: 10.1029/2006GL025758.
- Legchenko, A.V.; Shushakov, O.A.; Perrin, J.; Portselan, A.A. 1995. Noninvasive NMR study of subsurface aquifers in France. *The International Exposition and SEG'95 Annual Meeting, Abstracts*: 365-367. Houston.
- Legchenko, A.; Baltassat, J.M.; Beauce, A.; Bernard, J. 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*, 50 (1-2): 21-46. doi: 10.1016/s0926-9851(02)00128-3.
- Legchenko, A. 2013. *Magnetic Resonance Imaging for Groundwater*. John Wiley and Sons: 235 p. London. doi: 10.1002/9781118649459.
- Li, X.; Pedersen, L. B. 1991. Controlled source tensor magnetotellurics. *Geophysics* 56 (9): 1456-1461. doi: 10.1190/1.1443165.
- Loke, M.H.; Chambers, J.E.; Rucker, D.F.; Kuras, O.; Wilkinson, P.B. 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics* 95: 135-156.
- Lowes, F.J. 2009. DC railways and the magnetic fields they produce - the geomagnetic context. *Earth Planets Space* 61: i-xv. doi: 10.1186/BF03352944.
- Macnae, J.C.; Lamontagne, Y.; West, G. 1984. Noise Processing Techniques for Time-domain EM Systems, *Geophysics* 49 (7): 934-948.
- Maringue, J.; Yáñez, G.; Sáez, E.; Podestá, L.; Figueroa, R.; Esta, R.; P. Estay, N. 2017. Dynamic characterization of the Mejillones Basin in northern Chile, using combined geophysical field measurements. *Engineering Geology* 233: 238-254.
- Mazáč, O.; Landa, I. 1979. On the determination of hydraulic conductivity and transmissivity of granular aquifer by vertical electrical sounding. *Journal of Geological Science* 16: 123-139.
- Mazáč, O.; Kelly, W. E.; Landa, I. 1985. A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology* 79 (1-2): 1-19. doi: 10.1016/0022-1694(85)90178-7.
- Mazáč, O.; Ciskerová, M.; Kelly, W.; Landa, I.; Venhodová, D. 1990. Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectrical methods. *In Geotechnical and environmental geophysics* (Ward, S.; editor), Society of Exploration Geophysicists: 125-131. Tulsa.
- McCarter, W.J. 1984. The electrical resistivity characteristics of compacted clays. *Géotechnique* 34: 263-267.
- McNeill, J.D. 1980. Electrical conductivity of soils and rocks. Technical note TN-5; Geonics Ltd.: 22 p.
- McPhee, J.; De la Fuente, A.; Herrera, P.; Niño, Y.; Olivares, M.; Sancha, A.; Vargas, X. 2012. El sector del agua en Chile. Su estado y sus retos. *In GaliziaTundisi, Diagnóstico del Agua en las Américas* (B. Jiménez J.; Cisneros; editores) Red Interamericana de Academias de Ciencias y Foro Consultivo y Tecnológico: 169-192. Ciudad de México.
- Migunov, N.; Kokorev, A. 1977. Dynamic properties of the seismoelectric effect of water saturated rocks: *Izvestiya, Earth Physics* 13: 443-446.
- Mikhailov, O.V.; Queen, J.; Toksöz, M.N. 2000. Using borehole electroseismic measurements to detect and characterize fractured (permeable) zones: *Geophysics* 65: 1098-1112.
- Millar, J.W.A.; Clarke, R.H. 1999. Electrokinetic techniques for measurement of rock permeability, <http://www.groundflow.com/frames/artpapermainfrom.htm>.
- Milsom, J. 2003. *Field geophysics*. Third edition. The geological field guide series. John Wiley & Sons Ltd: 244 p. England.

- Ministerio del Interior y Seguridad Pública de Chile (MISP). 2015. Política Nacional para los Recursos Hídricos 2015. Disponible en URL: http://www.interior.gob.cl/media/2015/04/recursos_hidricos.pdf
- MMA Ministerio de Medio Ambiente. 2014. Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático. Santiago, Chile: Oficina de Cambio Climático. Disponible en URL: <http://portal.mma.gob.cl/wp-content/uploads/2016/02/PlanNacional-Adaptacion-Cambio-Climatico-version-final.pdf>
- Muñoz, J.; Fernández, B.; Varas, E.; Pasten, P.; Gómez, D.; Rengifo, P.; Atenas, M.; Jofré, J.C. 2007. Chilean water resources. *In* The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society: 215-231. London.
- ONU. 2010. Resolución A/RES/64/292. Asamblea General de las Naciones Unidas. Julio de 2010.
- Orellana, E. 1976. Ideas falsas y prácticas erróneas en la prospección geofísica. *Tecniterrae* 14: 1-6.
- Orellana, E. 1982. Prospección geoelectrica en corriente continua. *Parainfo*: 578 p. Madrid.
- Pagano, G.; Menghini, A.; Floris, S. 1997. Detection of a volcanic aquifer by TDEM soundings. *In* III Meeting EEGS, Proceedings: 209-212. Aarhus, Denmark.
- Palacky, G.J. 1988. Resistivity Characteristics of Geologic Targets. *In* Electromagnetic Methods in Applied Geophysics (Nabighian, M.N.; editor). Society of Exploration Geophysicists: 52-129. Tulsa.
- Pazdirek, O.; Blaha, V. 1996. Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system. *In* EAGE 58th Conference and Technical Exhibition Extended Abstracts: P050. Amsterdam.
- Quiroz, F. 2014. Modelación gravimétrica, para evaluar el potencial geotermal de baja entalpía, de la cuenca de la Provincia de Talca, VII Región del Maule, Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, Mención Geofísica (Inédito). Universidad de Chile: 132 p.
- Raiche, A.P.; Jupp, D.L.B.; Rutter, H.; Vozoff, 1985. The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics* 50: 1618-1627.
- Ramos, C.; Mechie, J.; Feng, M. 2016. Shear wave velocity and Poisson's ratio models across the southern Chile convergent margin at 38°15'S. *Geophysical Journal International* 204(3): 1620-1635. doi: 10.1093/gji/ggv541.
- Reichert, C.; Schreckenberger, B; the SPOC Team. 2002. Fahrtbericht SONNE-Fahrt SO-161 Leg 2&3 SPOC - Subduktionsprozesse vor Chile BMBF-Forschungsvorhaben 03G0161A - Valparaiso 16.10.2001 - Valparaiso 29.11.2001, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: 154 p. Hannover, Germany.
- Revil, A.; Jardani, A. 2013. The Self-Potential Method: Theory and Applications in Environmental Geosciences. Cambridge University Press: 383 p. New York. doi: 10.1017/CBO9781139094252.
- Reyes-Wagner, V.; Díaz, D.; Cordell, D.; Unsworth, M.; 2017. Regional electrical structure of the Andean subduction zone in central Chile (35°-36°S) using magnetotellurics. *Earth Planets Space* 69: 142 p. doi: org/10.1186/s40623-017-0726-z.
- Reynolds, J. 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. 2nd edition. John Wiley & Sons, Ltd: 710 p. West Sussex, United Kingdom.
- Reytamy, G.; Aguirre, I. 2001. Geoelektrische und gravimetrische Messungen zur Erkundung versalzener Beckenstrukturen Nordchiles. 61 Jahrestagung der DGG, Frankfurt, 19-23/03/2001.
- Roy, J.; Lubczynski, M.W. 2000. The MRS technique for groundwater resources evaluation - test results from selected sites in Southern Africa. *In* Proceedings of IAH-2000, Groundwater: Past achievements and future challenges, Cape Town, 26 Nov-1 Dec 2000. 273-279 p.
- Salazar, C. 2003. Situación de los recursos hídricos de Chile. Third World Centre for Water Management. The Nipon Foundation. World Wide Web Address. <http://www.thirdworldcentre.org/publi.html>.
- Samouëlian, A.; Cousin, I.; Tabbagh, A.; Bruand, A.; Guy, R. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: A review. *Soil and Tillage Research* 83: 173-193. doi: 10.1016/j.still.2004.10.004.
- Semenov A.G. 1987. NMR Hydroscope for water prospecting. *In* Seminar on Geotomography, Indian Geophysical Union, Proceedings: 66-67. Hyderabad.
- SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Shiklomanov, I.A.; Rodda, J.C. 2003. World Water Resources at the Beginning of the Twenty-First Century. Cambridge University Press: 435 p. Cambridge.
- Spies, B.R. 1989. Depth of investigation in electromagnetic soundings methods. *Geophysics* 64 (7): 872-888.
- Sternberg, B.; Washburne, J.C.; Pellerin, L. 1988. Correction for static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics* 53 (11): 1459-1568.
- Struckmeier, W.; Margat, J. 1995: Hydrogeological Maps - A Guide and a Standard Legend. International Associations of Hydrogeologists. International Contributions to Hydrogeology 17: 1-177.

- Stewart, M.; Wood, J. 1990. Geological and geophysical character of fracture zones in a tertiary carbonate aquifer, Florida. In *Geotechnical and Environmental Geophysics* (S.H. Ward, editor), Investigations in Geophysics No.5, Volume II, Environmental and Groundwater. Society of Exploration Geophysicists: 235-243. Tulsa.
- SUBDERE UdeC. 2014. Línea Base, Consideraciones y Propuestas Técnicas para Determinar Pertinencia de Creación de Nueva Región de Ñuble. Informe Final. Subsecretaría de Desarrollo Regional y Administrativo: 323 p. Santiago.
- Szarka, L. 1988. Geophysical aspects of man-made electromagnetic noise in the earth- A review: Surveys in Geophysics 9: 287-318.
- Tassara, A.; Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile* 30 (2): 159-186. doi: 10.5027/andgeoV30n2-a02.
- Taylor, K.; Bochicchio, R.; Widmer, M. 1991. A transient electromagnetic survey to define hydrogeology. A case history. *Geoexploration* 27: 43-54.
- Taylor, K.; Widmer M.; Chesley, M. 1992. Use of transient electromagnetics to define local hydrogeology in an arid alluvial environment. *Geophysics* 57: 343-352.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Second edition. Cambridge University Press: 770 p. Cambridge.
- Thompson, A.H.; Gist, G.A. 1993. Geophysical applications of electrokinetic conversion: The Leading Edge 12: 1169-1173.
- Valla, P.; Legchenko, A. 2002. One-dimensional modelling for proton magnetic resonance sounding measurements over an electrically conductive medium. *Journal of Applied Geophysics* 50 (1-2): 217-229. doi: 10.1016/S0926-9851(02)00141-6.
- Valli, T.; Mattsson, A. 1998. Gravity method - an effective way to prospect groundwater areas in Finland. In *Proceedings of the IV meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section)* (Casas, A.; editor). Instituto Geográfico Nacional, Madrid: 185-188. Madrid.
- Van Overmeeren, R.A. 1980. Aquifer boundaries explored by geoelectrical measurements in the coastal plain of Yemen: A case of equivalence. *Geophysics* 54: 38-48.
- Viguier, B.; Jourde, H.; Yáñez, G.; Lira, E.S.; Leonardi, V.; Moya, C.E.; García-Pérez, T.; Maringue, J.; Licteuvout, E. 2018. Multidisciplinary study for the assessment of the geometry, boundaries and preferential recharge zones of an overexploited aquifer in the Atacama Desert (Pampa del Tamarugal, Northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 86: 366-383. doi: 10.1016/j.jsames.2018.05.018.
- Vogelgesang, J.A.; Holt, N.; Schilling, K.E.; Gannon, M.; Tassier-Surine, S. 2020. Using high-resolution electrical resistivity to estimate hydraulic conductivity and improve characterization of alluvial aquifers. *Journal of Hydrology* 580: 123992. doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.123992.
- Vouillamoz, J.M.; Favreau, G.; Massuel, S.; Boucher, M.; Nazoumou, Y.; Legchenko, A. 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. *Journal of Applied Geophysics* 64 (3-4): 99-108.
- Weichman, P.B.; Lavelly, E.M.; Ritzwoller, M.H. 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems, *Physics Review E* 62 (1): 1290-1312.
- World Resources Institute. 2015. Ranking the world's most water-stressed countries in 2040. Disponible en URL: <http://www.wri.org/blog/2015/08/ranking-world%E2%80%99s-most-water-stressed-countries-2040>
- Yadav, G.S.; Abolfazli, H. 1998. Geoelectrical soundings and their relationship to hydraulic parameters in semiarid regions of Jalore, northwestern India. *Journal of Applied Geophysics* 39: 35-51.
- Yáñez, G.; Muñoz, G.; Flores-Aqueveque, V.; Bosch, A. 2015. Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology* 42 (2): 147-172. doi: 10.5027/andgeoV42n2-a01.
- Yáñez G.; Pérez-Estay, N.; Araya-Vargas, J.A.; Sanhueza, J.; Figueroa, R.; Maringue, J.; Rojas, T. 2020. Shallow anatomy of the San Ramón Fault (Chile) constrained by geophysical methods: implications for its role in the Andean deformation, *Tectonics*: TECT21371. doi: 10.1029/2020TC006294.
- Yaramanci, U.; Lange, G.; Nodel, K. 1999. Surface NMR within a geophysical study of an aquifer at Haldensleben (Germany). *Geophysical Prospecting* 47: 47: 923-943.
- Zhody, A.A.R.; Eaton, G.P.; Mabey, Dr. 1974. Application of surface geophysics to ground-water investigation. In *United States Geological Survey, Techniques of water-resources investigation, Book 2, Chapter D1*: 116 p.