



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estudio hidrogeológico en el valle de
San Juan Bautista Londó, B.C.S., a
partir del análisis de datos
electromagnéticos**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Emiliano Eztli Arroyo Mozo

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Claudia Arango Galván



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A mi familia y amigos, porque de
historia y recuerdos estamos hechos.*

Agradecimientos

Al proyecto CeMIEGeo P01 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica "Mapa de flujo de calor de la República Mexicana" y al proyecto SENER-CONACyT 152823 "Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos", bajo los cuales se desarrolló el presente trabajo.

También agradezco al proyecto "Estudio integral para la caracterización de contaminación en acuíferos" del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM 103917 por el apoyo recibido.

A la Dra. Claudia, por su tiempo, conocimiento, errores y atinados aciertos que contribuyeron enormemente en el desarrollo de esta tesis. Así como por siempre mostrar un gran apoyo y motivación para mi desarrollo profesional y culminación de este trabajo.

A los miembros del comité, por el tiempo dedicado en la revisión de la tesis y por las valiosas aportaciones para el mejoramiento de la misma. Especialmente al "Capitán", por su gran motivación, orientación, consejos y anécdotas.

A los camaradas del cubo, por las valiosas aportaciones, comentarios y sugerencias que mejoraron sustancialmente el desarrollo del proyecto. A Marce, por su tiempo y aportaciones realizadas.

Un especial agradecimiento sobre todo a mis padres, por su incondicional apoyo, consejos, disciplina, desvelos, enseñanzas de vida, errores. Por despertar nuestra curiosidad desde que tenemos uso de razón. Por pensar siempre en nosotros. ¡Gracias!

A mi familia, amigos y demás personas, por todo su cariño, apoyo y paciencia. Saben quiénes son, no es necesario decir nombres.

Resumen

Se presentan los resultados de un estudio geofísico realizado en el valle de San Juan Bautista Londó (SJBL), Loreto, BCS, donde se implementó la técnica de transitorio electromagnético (TEM) con la modalidad de *bobina simple*. Inicialmente, los datos electromagnéticos fueron adquiridos para aplicar la corrección *estática* a los sondeos magnetotélúricos que fueron medidos con fines de exploración geotérmica a gran escala. No obstante, decidimos utilizar los datos TEM para la caracterización hidrogeológica de la parte más superficial del valle puesto que el área muestra problemas relacionados con el suministro de agua potable.

La adquisición y análisis de diez sondeos de transitorio electromagnético dio como resultado modelos geoelectricos unidimensionales que permitieron la construcción de tres secciones. En ellas se observa la existencia de cuatro unidades geoelectricas: 1) una unidad resistiva superficial *UG1*, con espesores en un intervalo de 10 a 110 *m*, interpretada por encima del nivel de saturación como la zona vadosa; 2a) una unidad de resistividades medias, *UG2a*, que exhibe espesores de entre 50 y 170 *m*, referida por arriba de la superficie freática como la zona vadosa, pasando lateralmente a un acuífero parcialmente confinante; 2b) un cuerpo conductor superficial *UG2b* inferido como un acuicludo, que presenta un espesor medio de 40 *m*; 3) una zona de baja resistividad, *UG3*, la parte superior de esta capa tiene una profundidad aproximada de 160 *m* y un espesor mayor a los 40 *m*, interpretado como el principal y actual acuífero granular explotado; y finalmente, subyaciendo a todas las unidades descritas, un horizonte ligeramente más resistivo *UG4*, interpretado como la zona de saturación pero en un medio fracturado. Se asume que las primeras tres unidades (*UG1*, *UG2* y *UG3*) se vinculan con los materiales del relleno de la cuenca de Loreto, que presentan espesores conjuntos en un intervalo de 188 a 227 *m*. Por otro lado, el estrato más profundo alcanzado con el método TEM se asocia con las unidades volcánicas del Grupo Comondú. Alternativamente, se considera que todas las unidades geoelectricas observadas podrían formar parte de los materiales de relleno de la cuenca.

Abstract

This study presents the results of a geophysical survey carried out in the valley of San Juan Bautista Londó (SJBL), Loreto, BCS, where the technique of transient electromagnetic (TEM) with the *single loop* modality was implemented. Initially, electromagnetic data were acquired to perform the *static shift* correction to magnetotelluric soundings that were measured for geothermal exploration. Nevertheless, we decided to use the TEM data for hydrogeological characterization of the upper part of the valley since the area shows problems related to drink water supply.

The acquisition and analysis of ten transient electromagnetic soundings resulted in 1D geoelectrical models that allowed the construction of three preliminary sections. They show the existence of four geoelectrical units: 1) a shallow resistive unit *UG1*, with thicknesses ranging from 10 to 110 *m*, interpreted as the vadose zone since it is overlying the water table; 2a) a unit of medium resistivities, *UG2a*, with a thickness ranging from 50 to 170 *m*, also identified as the vadose zone, changing laterally to a partially confining aquifer; 2b) a shallow conductive body *UG2b* inferred as an aquiclude, which has about 40 *m* thickness; 3) a zone showing low resistivity values, *UG3*, the top of this layer is about 160 *m* depth and has a thickness greater than 40 *m*, interpreted as the main and current exploited detritic aquifer; and 4) finally, underlying all the described units, a slightly more resistive horizon *UG4*, interpreted as the saturated zone but in a fractured media. It is assumed that the first three units (*UG1*, *UG2* y *UG3*) are linked to the filling materials of the Loreto basin, which have a total thickness from 188 to 227 *m*. Moreover, the deeper strata reached with the TEM study is associated with the Comondú Group volcanic units. Alternatively, it is considered that all observed geoelectric units could be part of the materials filling the basin.

Índice

1. Introducción	1
1.1 Objetivos	3
2. Antecedentes de la zona de estudio	4
2.1 Generalidades	4
2.2 Localización	4
2.3 Marco Geográfico-Físico	5
2.4 Marco Tectono-estratigráfico	7
2.5 Marco Tectónico	8
2.6 Geología del área de estudio	14
2.7 Marco Hidrogeológico	17
2.8 Estratigrafía	19
2.9 Estudios geofísicos previos	21
3. Conceptos teóricos	24
3.1 Conceptos básicos de teoría electromagnética	24
3.2 Principios básicos del método TEM	34
3.3 Conceptos básicos de Teoría de Inversión	41
4. Implementación en campo	45
5. Procesamiento y análisis de los datos	47
6. Discusión y Conclusiones	55
Referencias	65
Anexo 1	71

1. Introducción

La capa de agua que cubre la Tierra, denominada hidrósfera, representa casi las tres cuartas partes de la superficie del planeta. El agua, una sustancia fascinante y única, y con propiedades físicas y químicas inusuales, es indispensable para el surgimiento y desarrollo de la vida; es un importante agente geológico para el modelado de la superficie terrestre; y además, dado a su gran capacidad para almacenar energía, contribuye a regular el clima del planeta (Mazari, 2003; Guerrero-Mothelet, 2006; Pinder y Celia, 2006; Ortega-Rivera, 2008). De acuerdo con estos autores, a nivel mundial la disponibilidad de agua promedio anual es de aproximadamente 1386 millones de km³, de los cuales, sólo el 0.26% es aprovechado de manera directa por la especie humana; porcentaje que es repartido de manera muy poco equitativa y no siempre de es buena calidad (Mazari, 2003; Guerrero-Mothelet, 2006).

El constante movimiento de agua en la superficie terrestre, denominado ciclo hidrológico, sugiere tres etapas principales: la evaporación, la precipitación y el flujo, tanto superficial como subterráneo. En cada una de esta etapas se encuentra implícito el cambio de fase, el transporte y el almacenamiento temporal (Mazari, 2003). Este almacenamiento se presenta en diferentes sistemas acuáticos, de los cuales, casi la totalidad se manifiesta en forma de agua salada en mares y océanos, con aproximadamente 96.5 % del total. El porcentaje restante se almacena: en el hielo de los glaciares y una cubierta de nieve permanente (1.74%); bajo tierra en forma de agua subterránea (1.7%), siendo ~55% salina; y finalmente, el 0.06% sobrante, se compone del agua en todas sus demás formas, como los lagos, ríos, biomasa y en la atmósfera (Pinder y Celia, 2006).

Durante miles de años, las reservas de agua dulce se restablecieron de forma natural; no obstante, este equilibrio ha sido afectado debido al aumento creciente en la demanda del preciado recurso. Esto, como resultado al desmesurado crecimiento de la población humana, aunado a la industrialización, la urbanización y a la mala distribución por uso de este insumo. Por otro lado, se debe considerar que gran parte de estas reservas son inutilizables (Mazari, 2003), puesto que han sido contaminadas con una enorme

diversidad de sustancias (desechos industriales, fertilizantes y plaguicidas e intrusión marina por sobreexplotación), así como por miles de tipos de microorganismos.

Lo dicho hasta aquí supone que el agua aprovechable por el ser humano es cada vez menos disponible, lo que en pleno siglo *XXI* ha generado una importante crisis mundial entorno al agua. En México, el panorama no pinta nada bien, dado que ha disminuido de manera formidable la disponibilidad de agua renovable per cápita, de 11,000 metros cúbicos por habitante en la década de 1970 (Guerrero-Mothelet, 2006) a 3,692 $m^3/hab/año$ en el 2015 (CONAGUA, 2016). No obstante, esta disponibilidad no es la misma para las diferentes regiones del país, ya que dos terceras partes del territorio están catalogadas como zonas áridas y semiáridas, con precipitaciones menores a 500 *mm*. Zonas que se caracterizan por concentrar a la mayor parte de la población. Población que se abastece principalmente de los sistemas de agua subterránea. Como resultado, de los 653 acuíferos del país, 106 son considerados sobreexplotados, 15 con intrusión marina, y 31 con bajo fenómeno de salinización de suelos y aguas subterráneas salobres (CONAGUA, 2016).

Por los motivos expuestos anteriormente es materia prioritaria potenciar la búsqueda de nuevas fuentes de abastecimiento de agua potable, así como conocer a detalle sobre la disponibilidad, calidad y vulnerabilidad de las reservas hídricas subterráneas actualmente disponibles. De manera que, con esta información, será posible permitir el uso adecuado y sostenible de estas fuentes de abastecimiento ante un panorama poco favorable.

Mediante la aplicación de métodos de exploración geofísica es posible obtener información sobre la distribución espacial de una o más propiedades físicas (susceptibilidad magnética, contrastes de densidad, conductividad y permitividad eléctrica) en el interior de la tierra, a partir de un conjunto limitado de mediciones de campos físicos, por ejemplo: campo magnético, campo de gravedad de la Tierra, campos electromagnéticos, (West y Macnae, 1991). En particular, el método electromagnético en el dominio del tiempo (EMDT o TDEM por sus siglas en ingles), también denominado transitorio electromagnético (TEM), se caracteriza por ser sensible a materiales conductores, y se engloba dentro del contexto de los métodos electromagnéticos inductivos de exploración. Este método se ha vuelto cada vez más popular en referente a la caracterización de recursos hídricos (Christiansen *et al.*, 2009). Esto como resultado del decremento de la resistividad

eléctrica asociada a la presencia de agua en los materiales del subsuelo y a su buena calidad de datos. Además, por su poca área de implementación y simplicidad logística permite bajos costos.

En la zona de estudio, originalmente se implementó un proyecto con fines de exploración geotérmica a gran escala sobre el valle de San Juan Bautista Londó (SJBL), Baja California Sur (BCS). En donde se adquirieron datos de sondeos Magnetotelúricos y de EMDT. De esta manera, ante la crisis global entorno al agua, parece pertinente aprovechar las cualidades de los sondeos TEM para la caracterización hidrogeológica de la porción norte del valle de SJBL, teniendo en cuenta de antemano, las limitaciones espaciales por la adquisición de los datos transitorios. Por consiguiente, del análisis de los mismos, se espera brindar una mayor información sobre el acuífero de la zona de estudio. Información que servirá para poder gestionar de manera adecuada la explotación del recurso hídrico y, además de procurar el abastecimiento constante a los habitantes del valle y de la ciudad de Loreto, BCS.

1.1 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es caracterizar geoelectricamente la porción norte del valle de San Juan Bautista Londó, Loreto, BCS, a partir de sondeos de transitorio electromagnético. En cuanto a los objetivos particulares derivados del anterior se presentan a continuación.

Estimar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo mediante el análisis de datos de sondeos de transitorio, y con ello, identificar áreas de baja resistividad a profundidad que pudieran estar asociadas con la zona saturada.

Integrar los resultados con la información geológica e hidrogeológica disponible para la caracterización del acuífero.

2. Antecedentes de la zona de estudio

2.1 Generalidades

Como señala León (2010) a pesar de estar rodeados por el mar, los habitantes de BCS son los mexicanos con menor disponibilidad de agua potable, con tan sólo 1,115 m³/hab/año, cuando el promedio nacional es de 3,692 m³/hab/año. Esta entidad federativa, además de ser una de las más áridas del país, presenta una precipitación media anual, según cifras de la CONAGUA (2015), de 223 mm, casi la cuarta parte de la media nacional, que es 872 mm. Esta baja disponibilidad de agua, aunada a la sobreexplotación de los principales acuíferos de la entidad se ha agudizado por el acelerado crecimiento de la población y a la actividad turística en polos como La Paz, Los Cabos y Loreto. Esta última ciudad, la cual se abastece en mayor proporción del acuífero de SJBL; presenta una perspectiva entorno al suministro hídrico pesimista.

El acuífero SJBL, figura 2.1, corresponde a un valle intermontano con rasgos geológicos de gran importancia, dado que es el resultado de una serie de procesos geológicos relacionados con la etapa final de la ruptura continental en el Golfo de California. Por lo cual, es indispensable conocer estos rasgos, para poder entender el funcionamiento del acuífero.

2.2 Localización

El área de estudio se sitúa en la porción centro-oriental del estado de BCS, dentro del municipio de Loreto. La zona pertenece a una porción del valle de San Juan Bautista Londó (SJBL), con coordenadas UTM (Zona 12) aproximadas de 2900000 m a 2912000 m N, y 443400 m a 451000 m O; a una altitud menor a 70 m, figura 2.1. La principal vía de acceso es por la carretera federal No. 1, conocida como Transpenisular. Esta vía corre de norte a sur, bordeando la línea de costa, y une la localidad de Loreto con los poblados y las rancherías cercanas. Los accesos a los sitios de interés se realizaron por brechas, terracerías y vías secundarias entre los kilómetros 26 a 42 del tramo carretero Mulegé-Loreto, dichos caminos conectan las localidades de SJBL, El Imposible, El Cimarrón y Los Búfalos.

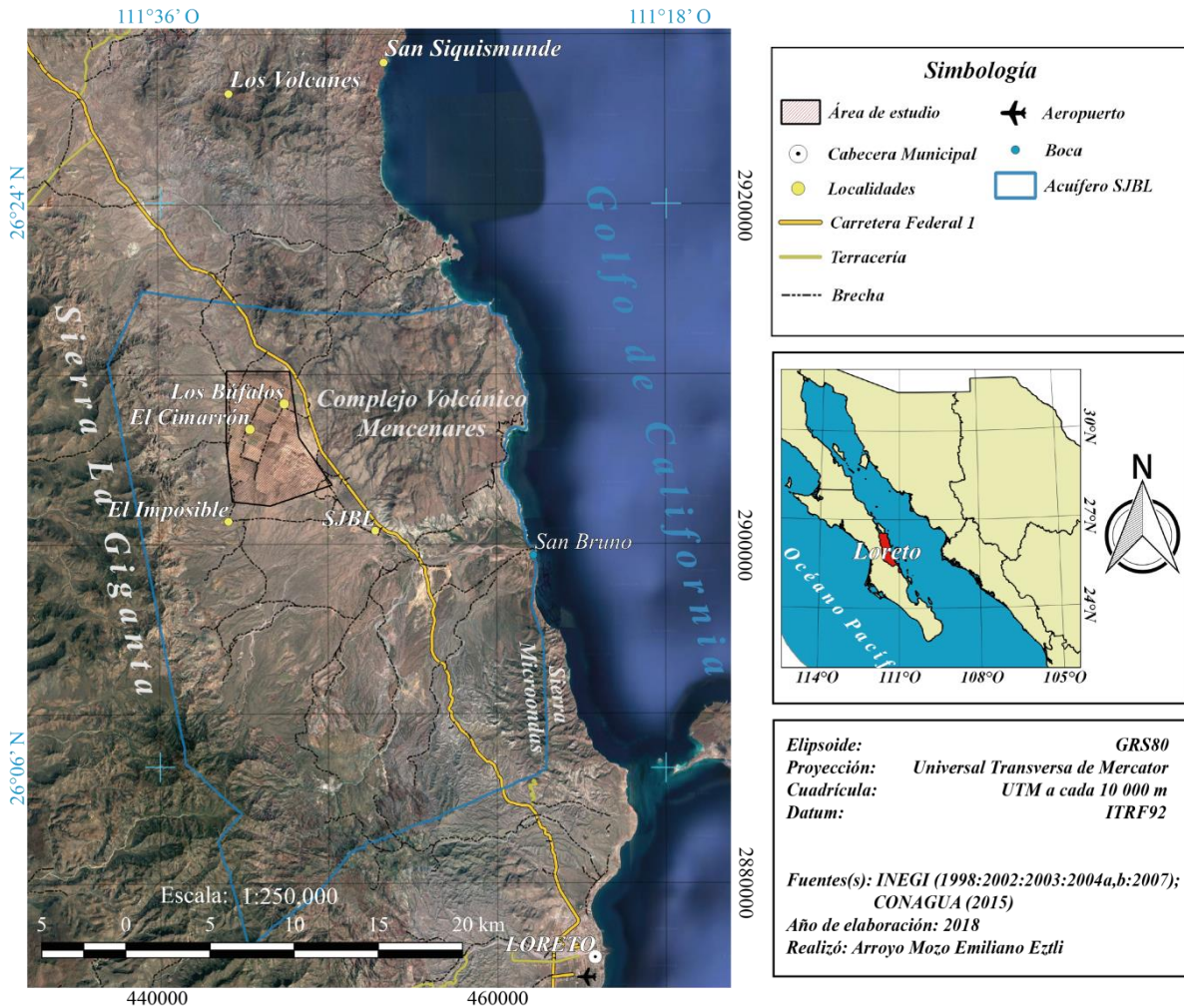


Figura 2.1 Localización del área de estudio.

2.3 Marco Geográfico-Físico

Fisiográficamente el lugar de estudio se ubica en la provincia Península de Baja California, específicamente en la subprovincia Sierra de La Giganta (SGM, 2008), figura 2.2. Esta Sierra circunda el valle de SJBL, con elevaciones a más de 1200 *msnm*, presenta formas abruptas, con gran cantidad de acantilados ocasionados por una falla regional de tipo normal (CONAGUA, 2015). Geomorfológicamente el área corresponde a una fracción de una planicie aluvial con ligera pendiente al sureste, que se eleva a menos de 70 *msnm*, dicha planicie es circundada por elevaciones topográficas que hacia el oeste pertenecen a la Sierra La Giganta y al este conciernen al cerro Los Mencionares. De la sierra, bajan arroyos efímeros que cruzan el valle de poniente a oriente, los que se unen a un río intermitente

cuya traza se extiende paralela a la carretera No. 1, pasa por la localidad de SJBL, y finalmente, desemboca al sureste del valle (boca San Bruno) al mar de Cortés.

El clima de la región pertenece al tipo de clima semiárido desértico, con un valor de precipitación pluvial media anual de 143 mm. Las máximas temperaturas, alrededor de 43° C, se presentan durante los meses de junio, julio y agosto; por otro lado, las mínimas de 3° C, durante los meses de diciembre a febrero, por lo que el clima en la región se considera caluroso de tipo extremo. En general, las lluvias se presentan durante todos los años, en los meses de diciembre a enero, asociadas a lluvias invernales ocasionadas por la presencia de los frentes fríos, con valores promedio anuales de 10.5 a 16 mm respectivamente. Las mayores precipitaciones se muestran durante los meses de agosto y septiembre, con un promedio de 35 y 45 mm (CONAGUA, 2015).

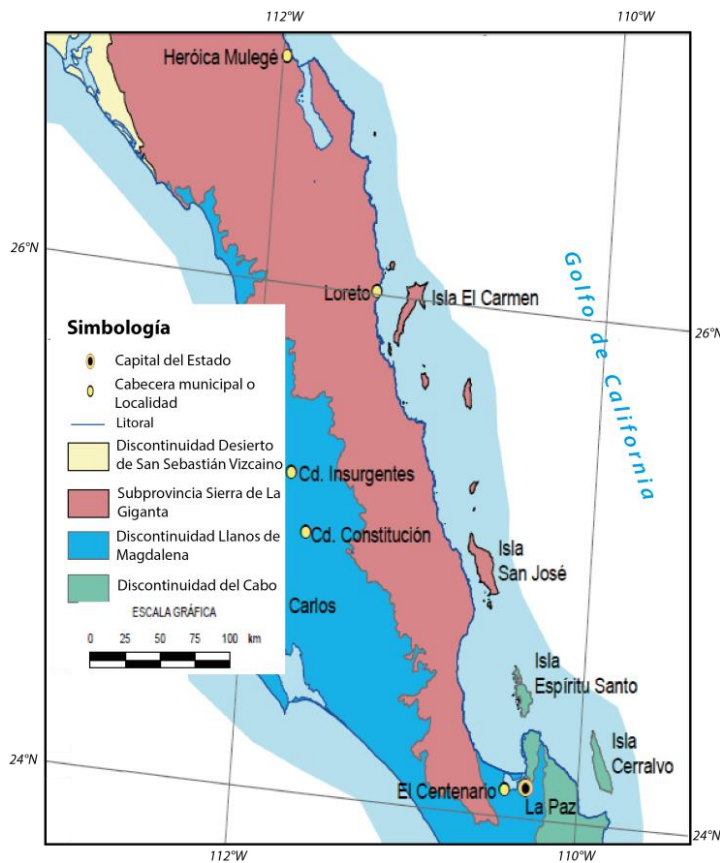


Figura 2.2 Fisiografía (SGM, 2008).

2.4 Marco Tectono-estratigráfico

Para comprender la historia tectónica de nuestro país fue necesario referirla a la evolución del continente, para ello, fue preciso agrupar a las rocas por su edad, origen, rasgos tectónicos y distribución geográfica. De este modo, a cada una de estas agrupaciones con características similares se les denominó *terrenos tectono-estratigráficos*, que son entidades geológicas de extensión regional delimitadas por fallas, y se caracterizan por tener conjuntos litológicos diferentes a las entidades geológicas contiguas. Campa y Coney (1983) fueron los primeros geocientíficos en implementar las ideas y metodología sobre el estudio de los *terrenos* en México. En su análisis concluyeron que el territorio mexicano representa el eslabón final de una historia completa de aloctonía y acreción con respecto al *Cratón Norteamericano*, dividiéndolo en 14 *terrenos tectono-estratigráficos*. Posteriormente, Sedlock *et al.* (1993) utilizaron una base de datos geológicos y geofísicos más extensa, con la finalidad de establecer una nueva división. En su investigación dividieron al país en 17 *terrenos*, los cuales nombraron de acuerdo a los distintos grupos étnicos que los habitaban. En los siguientes años, diversos autores se dieron a la tarea de modificar la distribución y nomenclatura de los *terrenos tectono-estratigráficos*. Como consecuencia, actualmente existe una considerable variación de la extensión geográfica, número, límites y nombres de dichos *terrenos*.

Para fines meramente descriptivos, este proyecto adopta la división realizada por Sedlock (2003), quien divide a la península de Baja California en cinco *terrenos*: *Caborca*, *Yuma*, *Alisitos*, *bloque de los Cabos* y *Cochimí* (Fig. 2.3). Sobre la base de esta división, las rocas del área de estudio posiblemente se sitúen dentro del *terreno Alisitos*, una gruesa secuencia (> 6 km) del Cretácico Inferior constituida por flujos volcánicos, brecha volcánica, y rocas volcanoclásticas, intercaladas lateralmente con una delgada pero persistente secuencia de caliza arrecifal. Este autor considera que la mayoría de la formación se acumuló en un ambiente de arco de islas, siendo contemporáneo con el emplazamiento de las partes más antiguas del *Batolito de las Sierras Peninsulares*. Sedlock *et al.*, (1993) señalan que estas rocas corresponden a *terrenos* de arco volcánico al poniente y cuenca al oriente; los que fueron amalgamados durante el Cretácico Inferior, e intrusionados por el *Batolito* durante el Cretácico Inferior y Superior.

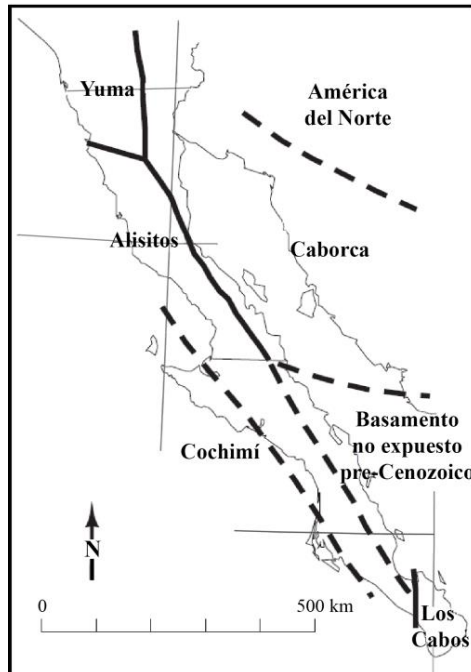


Figura 2.3 Terrenos tectono-estratigráficos de la Península de Baja California (Sedlock, 2003).

2.5 Marco Tectónico

La evolución geológica del extremo oeste de América del Norte ha estado sujeto a diferentes procesos tectónicos y magmáticos vinculados al deslizamiento de una inmensa cantidad de litósfera oceánica por debajo de la margen continental (Atwater, 1998; Calmus *et al.*, 2011; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011), y además acorde con Ferrari *et al.* (2013) y Ferrari *et al.* (2017) a una compleja interacción entre las placas Pacífico (PF) y los remanentes de la placa Farallón (FN), con la Norteamericana (NAM) que resultó finalmente en la apertura del Golfo de California.

Según Calmus *et al.* (2011) y Valencia-Moreno y Ortega-Rivera (2011) el hundimiento de corteza oceánica debajo del borde suroccidental de la placa NAM es un proceso que existe desde el Triásico, previo al rompimiento de Pangea. No obstante, la formación del margen continental activo a lo largo de este borde podría remontar a principios de Pérmico (Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriondo, 2015). Ello a que se documenta la ocurrencia de rocas magmáticas que datan del Permo-Triásico en regiones del norte, centro y sur de México, así como del oeste-suroeste de los E.U., y el noroeste de Sudamérica (Torres *et al.*, 1999; Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriondo, 2015); que acorde

con Arvizu *et al.* (2009) y Arvizu e Iriondo (2015) podrían formar parte de un arco continental cordillerano emplazado al oeste de este supercontinente en las primeras etapas de la convergencia de placas.

En el noroeste de México, durante el resto del Mesozoico y sobre gran parte del Cenozoico, este ambiente tectónico fue controlado por la subducción de la placa Farallón bajo el continente, y fue responsable de la colisión del terreno *Alisitos* contra la región de la península de Baja California a fines del Cretácico Inferior (Campa y Coney, 1983; Sedlock, 2003); el emplazamiento de la porción sur de los *Batolitos de las Sierras Peninsulares* a través de la península y el oeste de Sinaloa, instaurado entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior; y un intenso episodio de deformación de tipo compresión que afectó el norte del país, correspondiente a la *Orogenia Laramide*, desarrollada durante el Cretácico tardío y principios del Eoceno (Calmus *et al.*, 2011; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011). De acuerdo con estos autores, esta sucesión de eventos son el reflejo de cambios importantes en la relación de convergencia ocurridos durante el periodo Cretácico, esto es, el hundimiento de segmentos de placa cada vez más joven (por tanto, más caliente y menos densa), ocasionando durante el Cretácico medio un decremento progresivo en el ángulo de subducción, forzando así al cinturón magmático a abarcar progresivamente un área cada vez más extensa. Esto aunado a una aceleración en la acreción en los segmentos de la dorsal Pacífico-Farallón durante el Cretácico tardío al paleógeno (Calmus *et al.*, 2011), condujo a un mayor acoplamiento entre las placas FN-NAM y un acercamiento paulatino de los segmentos de la dorsal a la zona de trinchera.

Se ha documentado, a partir del análisis de datos geológicos, geocronológicos, geoquímicos y geofísicos, un nuevo panorama sobre la evolución tectono-magmática del occidente de México posterior al evento *Laramide* (Ferrari *et al.*, 2013; Durán-Calderón, 2016; Ferrari *et al.*, 2017), en donde se propone una génesis alternativa, y una relación entre la gran provincia ígnea silícica de la Sierra Madre Occidental (GPIS SMO), el grupo Comondú en Baja California y el *rift* del Golfo de California. En este contexto, Ferrari *et al.* (2017) documentan un periodo de transición significativo entre ~50 y 38 Ma., característico de un magmatismo de un volumen relativamente bajo y disperso a través de una extensa área del norte del país, el cual no asocian a una migración de la actividad

magmática dentro del continente y su subsecuente regreso a la paleotrinchera, como lo sugerido por Calmus *et al.*, (2011), y Valencia-Moreno y Ortega-Rivera (2011). Señalan que a esta etapa de transición, le siguió un periodo sostenido de magmatismo, extensión, activo ascenso astenosférico y reducción progresiva en la velocidad de convergencia. En el que se instauró la GPIS oligo-miocénica de la SMO a lo largo del NO del país, siendo fuertemente acompañada desde ~30 Ma por una intensa fase de extensión que afectó de la parte más oriental de la SMO a la región del futuro golfo de California, definiendo el comienzo de un modo de ruptura litosférica (*rift*) ancho. Esta situación cambió en ~19 Ma, cuando la extensión se focalizó en la parte más occidental de la SMO y la región del naciente golfo de California (modo de *rift* estrecho), acompañada por un marcado adelgazamiento cortical y un vulcanismo predominantemente efusivo, localizado y de composición intermedia a máfica, depositado en depresiones tectónicas hasta aproximadamente 12 Ma (Ferrari *et al.*, 2013; Durán-Calderón, 2016; Ferrari *et al.*, 2017). Durán-Calderón (2016) documenta que este cambio de modo de *rift* fue coincidente con el desarrollo de fallas normales orientadas N-S a NNO-SSE, que formaron una cuenca extensional asimétrica (semigraben) al oeste de un alto estructural correspondiente a los *Batolitos de las Sierras Peninsulares*, en la que se depositó y emplazó el grupo Comondú en Baja California Sur; hasta que debido a procesos asociados a la fase final de la apertura del Golfo concluyera su desarrollo y depósito.

Paralelamente (principios del Oligoceno), pero en la región de la cuenca del Pacífico, la dorsal que generaba a las placas PF y FN se localizaba cerca del límite internacional México-E.U. costa afuera del margen continental, como consecuencia de la rápida desintegración de la placa FN ocurrida durante la primera parte del Cenozoico, figura 2.4 (proceso que fragmentó y redujo a esta inmensa placa oceánica en placas menores como la de Juan de Fuca, Guadalupe, Magdalena, Cocos y Nazca). La formación del nuevo límite de placas PF-NAM a mediados del Oligoceno, resultó en la completa destrucción de uno de estos fragmentos, y de la subsecuente colisión del primer segmento de la dorsal del Pacífico Oriental con el borde destructivo (Hausback, 1984; Atwater, 1998; Atwater, 2000-2011; Sedlock, 2003, Ferrari *et al.*, 2017). A medida que el recién formado límite transtensivo de placas se esparcía en direcciones opuestas en los puntos triples Mendocino y Rivera; o más precisamente, a medida que los segmentos de la dorsal se aproximaban de manera oblicua a

la trinchera la razón de convergencia disminuía hasta terminar la subducción (Atwater, 1998; Ferrari *et al.*, 2017). En particular de la microplaca Magdalena en la parte sur de BC ~12.5 Ma.

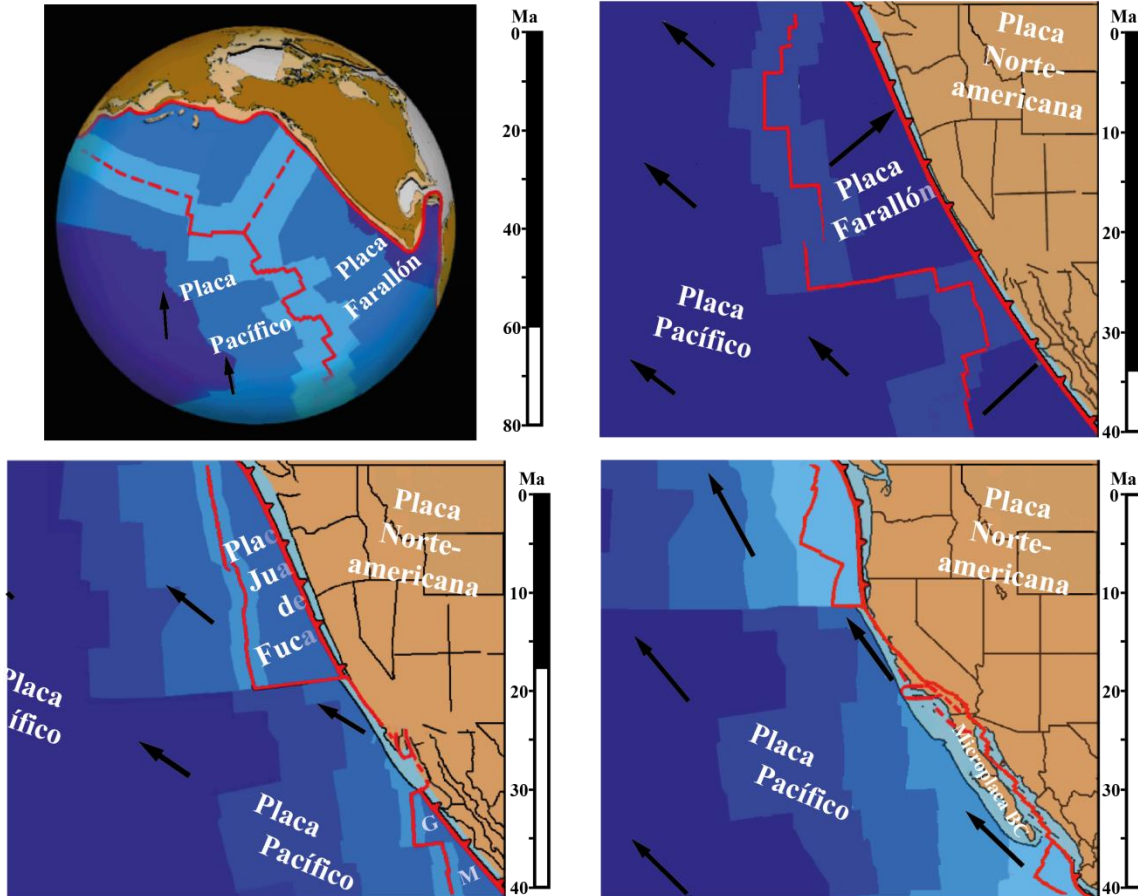


Figura 2.4 Evolución tectónica de la margen oeste de la placa Norteamericana durante el Cenozoico, dominada por la transición de un régimen convergente FN-NAM a un margen divergente oblicuo PF-NAM. G-microplaca Guadalupe; M-microplaca Magdalena; BC-Baja California (Atwater, 2011).

El cese de la subducción a lo largo de BC resultó en cambios de gran trascendencia a lo largo del margen continental y dentro del continente, como la formación del cinturón de fallas San Benito–Tosco–Abrejos en la margen occidental de la península ~12.3 Ma (Ferrari *et al.*, 2013). Suscito una aceleración en la tasa de separación de la península con respecto al México continental, debido a que la parte más somera de las placas subducidas (*slabs*) Guadalupe y Magdalena, acopladas a una estrecha franja del noroccidente del país, siguieran el movimiento relativo de la placa del PF al NO, siendo aún más marcado posterior al desprendimiento de la parte más inferior de las mismas. Por consiguiente, este

movimiento por la placa del PF sobre impuso en un sitio ya adelgazado y débil deformación trantensiva derecha que eventualmente fue capaz de romper por completo la litosfera continental para formar el moderno Golfo de California a fines del Mioceno (Ferrari *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2017). El fin del depósito en la cuenca Comondú responde a este desgarre del *slab* (Mark *et al.*, 2014; citado por Durán Calderón, 2016), el cual sugieren genero un rebote isostático que invirtió la cuenca de depósito para formar la Sierra La Giganta (SLG) y el Escarpe Principal del Golfo (EPG), particularmente vistos al oeste de la zona de estudio. En este contexto, al EPG se le considera como el remante erosional de fines del Mioceno-Plioceno temprano del sistema de fallas normales con hundimiento al E asociadas con la descarga litosférica seguida tras la ruptura de la litósfera (Mark *et al.*, 2014; citado por Ferrari *et al.*, 2017); evento que género en la región de estudio una estructura de semigraben o graben en la cual se depositaron los sedimentos que constituyen el acuífero de SJBL.

De acuerdo con Angelier *et al.* (1981), Umhoefer *et al.*, (2002) y Sedlock (2003), esta última etapa de deformación asociada con el *rift* transtensional del Golfo fue acomodada por un complejo de fallas normales, de deslizamiento dextral y oblicuo, y finalmente desde el Plioceno temprano por centros de propagación en la boca del mar de Cortés. En cuanto al volcanismo Ferrari *et al.* (2013) consideran fue controlado por el arrastre de la península al NO y el ascenso de flujo astenosférico a través de la región libre de *slab* generando una amplia diversidad geoquímica en la actividad magmática (Calmus *et al.*, 2011; Ferrari *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2017). Un caso particular de este magmatismo se observa al oriente del valle de SJBL, con el Complejo Volcánico Mencenares (CVM), un centro volcánico de actividad polifacética del Plioceno-Pleistoceno, que fue contemporáneo al depósito de la cuenca de Loreto (Bigioggero *et al.*, 1995 y Sedlock, 2003).

En suma, Ferrari *et al.* (2017) documentan que una combinación de procesos como remoción gradual del *slab* Farallón, activo ascenso astenosférico y retroceso en los bordes del *slab* son congruentes con la evolución tectono-magmática y geodinámica del occidente de México observada en los últimos 50 Ma. Por lo cual, este panorama pone en duda el origen de la GPIS SMO y el Grupo Comondú interpretados por mucho tiempo como la

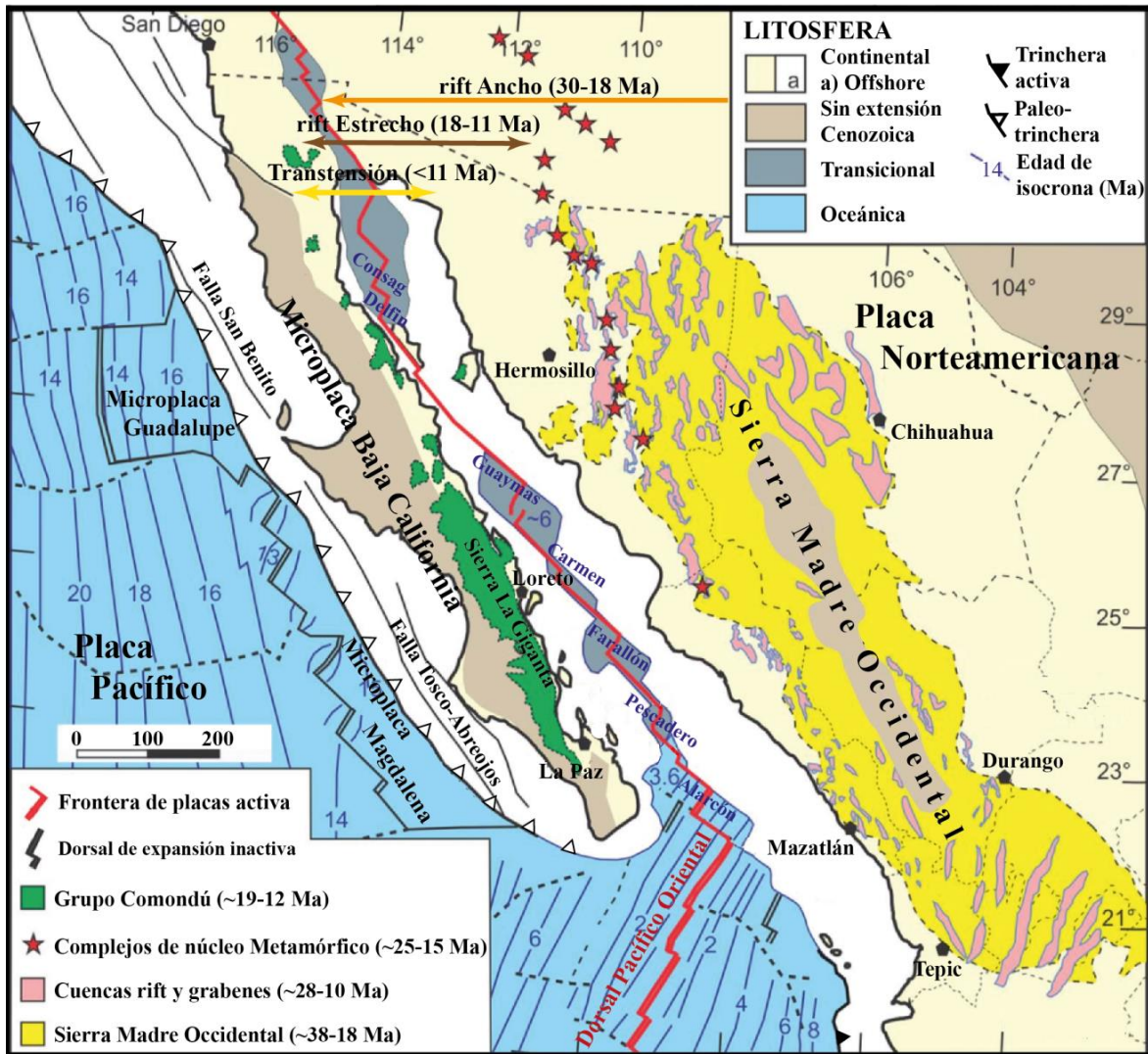


Figura 2.5 Mapa geográfico y tectónico del oeste de México que expone el límite actual de placas y la paleofrontera, las microplacas fósiles unidas a la placa del Pacífico, cuencas marinas del Golfo de California, una aproximación de las regiones en la que actuaron los diferentes modos de extensión continental, los diferentes tipos de litosfera, la Gran Provincia Ígnea Silícica Sierra Madre Occidental y sus principales cuencas extensionales, y la distribución del Grupo Comondú (Ferrari *et al.*, 2017).

expresión de un arco magmático migratorio asociado con un margen activo de placas. Además, consideran que el vulcanismo silícico explosivo de la SMO el cual coincidió con una intensa fase de extensión generalizada en el noreste del país, representan los primeros eventos de un largo proceso de *rifting continental* que finalmente llegó a formar el Golfo de California; considerado previamente como un proceso de ruptura que inició solo después del término de la subducción (Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2001; Calmus *et al.*, 2011). Debido a que la Península de Baja California no está completamente acoplada a la

placa del Pacífico, actualmente se le considera a esta como una microplaca (Michaud *et al.*, 2005; Plattner *et al.*, 2009), limitada al occidente por el sistema de fallas San Benito – Tosco-Abreojos y al oriente por el *rift* oblicuo del Golfo de California. Siendo esta última, junto con el sistema San Andrés las estructuras que actualmente acomodan la mayor parte del movimiento (Plattner *et al.*, 2009). En la figura 2.5 se presenta la distribución actual de los rasgos geológicos previamente discutidos.

2.6 Geología del área de estudio

En la región del valle de SJBL afloran rocas ígneas intrusivas y extrusivas, vulcanoclásticas, sedimentarias marinas y continentales, así como depósitos recientes; cuyas edades fluctúan entre el Cretácico al Cuaternario, figura 2.6. El rasgo estructural más destacable en la región corresponde a una depresión tectónica estratigráficamente compleja, denominada por Umhoefer *et al.* (2002) como cuenca de Loreto; limitada al oeste y suroeste por la falla Loreto, formada en algún momento entre ~6 y 3.5 Ma. Este semigraben o graben posiblemente se formase en respuesta al rebote isostático desencadenado por la ruptura final de la litosfera en el Mioceno tardío, ver sección 2.5. La falla Loreto, con rumbo aproximado NNO-SSE a NO-SE, representa una estructura geológica de gran interés, debido a que registra la interacción entre el sistema de fallas normales con hundimiento al oriente y el sistema de fallas laterales de tipo dextral, ambos asociados con la última etapa de deformación del *rift* del Golfo de California.

En los alrededores del área de estudio, el bloque de techo probablemente esté representado a la base por el basamento Cretácico de los *Batolitos Peninsulares* al cual le sobreyacen en discordancia erosiva secuencias de areniscas continentales intercaladas con rocas piroclásticas, correspondientes a las facies distales de la SMO; como lo reportado por Durán-Calderón (2016) al occidente de la Falla Loreto. Esta secuencia posiblemente sea cubierta en discordancia por depósitos de la unidad media y superior del Grupo Comondú de Umhoefer *et al.* (2001) y Duran-Calderón (2016); unidad que podría presentar un espesor de menor dimensión en comparación al inmediatamente observado al poniente del EPG.

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas del Grupo Comondú se presentan los depósitos granulares del relleno de la cuenca de Loreto. Estos depósitos probablemente se encuentren constituidos a la base por conglomerados clásticos cercanos a la falla Loreto posiblemente pertenecientes a la erosión de fines del Mioceno-Plioceno del EPG, que se interpretan como depósitos de flujos de detritos y corrientes entrecruzadas en abanicos aluviales (Mark, 2013). Tanto los depósitos del Grupo Comondú como los conglomerados son cubiertos discordantemente por sedimentos compuestos de depósitos delta en abanico, dominados por flujos de detritos de fines del Plioceno y principios del Pleistoceno. Estos se gradúan lateralmente y hacia arriba en secuencias de areniscas fosilíferas marinas, donde la secuencia transgresiva superior se compone de caliza bioclástica y depósitos de arena cerca de la costa (Bigioggero *et al.*, 1995; Umhoefer *et al.*, 2002; Mark, 2013). En los alrededores de la Sierra Mancenares Bigioggero *et al.*, (1995) documentan que la parte superior del relleno se conforma de areniscas y ensambles de foraminíferos en limolitas amarillas del Pleistoceno inferior. Finalmente, para la región de estudio, se considera que los depósitos deltaicos y las areniscas marinas son cubiertos en forma discordante por amplios depósitos recientes, resultado de la erosión de las unidades adyacentes (Umhoefer *et al.*, 2002). En cuanto al emplazamiento del campo volcánico Mancenares, un complejo del Plioceno tardío-Pleistoceno, Bigioggero *et al.* (1995) y Umhoefer *et al.* (2002) documentan fue contemporáneo al depósito de los sedimentos marinos de la cuenca de Loreto, dado la ocurrencia de depósitos volcánicos retrabajados intercalados con los sedimentos clásticos de la cuenca. A consecuencia de esta actividad volcánica el extremo norte, hoy Bahía San Juanico, fue aislado de la cuenca principal (Umhoefer *et al.*, 2002).

De acuerdo con la CONAGUA (2015), el desplazamiento de la Falla Loreto con respecto al bloque caído que representa en valle es de 300 a 400 m, con un relleno de la cuenca con espesor de más de 300 metros, con un espesor estimado para el Grupo Comondú de más de 1 km y una profundidad al basamento de entre 1.6 y 2.2 km. Mark (2013) señala que el espesor conjunto del relleno de la cuenca a la cima del Grupo Comondú ronda entre 1.5 a 1.8 Km. Por otro lado, la CFE reporta a partir de la perforación del pozo exploratorio CEN-1 (Fig. 2.6), una profundidad al grupo Comondú de 186 m, siendo cubierto por depósitos de aluvión y conglomerados (Bigurra, 2000).

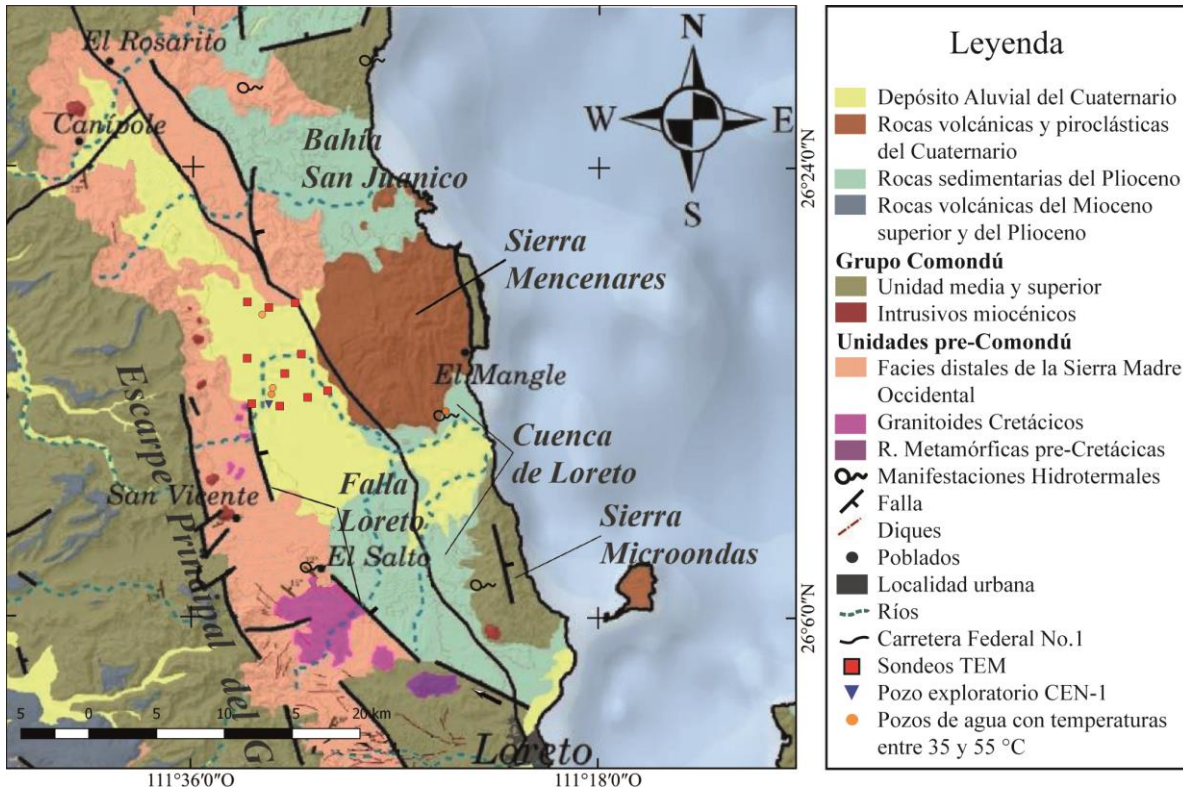


Figura 2.6 Geología del área de estudio (Modificado de Durán-Calderón, 2016).

Actividad hidrotermal puede encontrarse en la cuenca Guaymas a una distancia de alrededor de 100 km respecto al valle (en el centro del Golfo); a unos 250 km al norte de la zona de estudio, en el campo volcánico las Tres Vírgenes; en Bahía Concepción, a aproximadamente 50 km al norte de SJBL, con la presencia de manantiales costeros; en Los Volcanes y San Siquismunde, a aproximadamente 20 km al N y NE de la zona de estudio, se observan manantiales costeros, fumarolas y suelos vaporizantes (González-Morales, 1998; Rodríguez-Díaz, 2009; González-Abraham *et al.*, 2012); y en Piedras Rodadas, a aproximadamente 20 km al SE del sitio de estudio, con manantiales termales y fumarolas (Rodríguez-Díaz 2009). En el área de trabajo se reporta actividad hidrotermal en las cercanías de la porción norte de la Falla Loreto (en la zona del Imposible), con temperaturas por encima de 35°C para algunos pozos de agua subterránea en el valle; y a aproximadamente a seis kilómetros al este del rancho de SJBL, en la porción sureste del CVM, donde se manifiestan manantiales de agua caliente y una fumarola (Casarrubias, 1997; Bigurra, 2000; Prol-Ledesma y Ortega, 1988; citado por Wurl *et al.*, 2013). Estas manifestaciones claramente se relacionan con la última fase tectónica de la región, en

donde el sistema de fallas y fracturas producto de esta etapa se vincula, de acuerdo a González-Abraham *et al.* (2012), como una zona de conductividad hidráulica mayor que ha permitido la migración de fluidos hidrotermales a la superficie.

2.7 Marco Hidrogeológico

Sistema Acuífero San Juan B. Londó

El acuífero SJBL se encuentra en la Región Hidrológica Administrativa I de la CONAGUA, de la que se encarga el Organismo de Cuencas Península de Baja California; además forma parte del Consejo de Cuenca de Baja California Sur. El acuífero SJBL se localiza dentro del municipio de Loreto, BCS, entre los paralelos 26° 00' y 26° 21' de latitud norte y los meridianos 111° 22' y 11° 37' de longitud oeste (CONAGUA, 2015) (Fig. 2.1). De acuerdo con esta institución, la capacidad del acuífero sólo permite extracciones limitadas para los diferentes usos del agua, poniendo énfasis en la actividad agrícola. Dado a que el incremento de dicha actividad pone en peligro al acuífero. El uso principal del agua extraída es para abastecimiento de agua potable a la ciudad de Loreto. En menor proporción, lo es el uso agrícola y el doméstico-abrevadero.

La CONAGUA considera que el acuífero SJBL corresponde a un valle intermontano constituido por materiales granulares que se depositaron en una fosa tectónica orientada al NO-SE. Dicho acuífero presenta una extensión aproximada de 5 x 15 km y un espesor superior a los 300 m sin llegar al basamento. Afirman que los materiales granulares presentan una permeabilidad media, lo que permite la formación de un acuífero tipo libre o freático, con un nivel relativamente cercano a la superficie. Además, señalan que la recarga se realiza principalmente en los extremos norte y sur del valle, a través de flujo subterráneo procedente de la infiltración de agua de lluvia sobre las sierras. No obstante, en los flancos oriente y poniente prácticamente no existe infiltración por flujo subterráneo. Posiblemente lo anterior se deba a la presencia del basamento cristalino y los enjambres de diques en las faldas del EPG, algunos de los cuales se emplazaron a través del sistema de fallas normales asociadas con la etapa de *rift estrecho*; en cuanto al flanco oriental, esta escasa infiltración por flujo subterráneo posiblemente se vincule con algunos materiales de baja permeabilidad

asociados con el emplazamiento del CVM y, en la parte sur del complejo volcánico, posiblemente se deba a los depósitos de baja y media permeabilidad de la cuenca de Loreto.

En referente a la extracción de agua, Wurl *et al.* (2013) documentan que a fines de la década de los 70, el valle de SJBL era una importante zona agrícola, no obstante, debido a una sobreexplotación del acuífero, dicha actividad tuvo una reducción significativa. Señalan que esta sobreexplotación provocó un flujo ascendente de agua subterránea (fluido hidrotermal) más profunda, lo que ocasiono un impacto negativo en la calidad de agua subterránea en la porción norte del valle. De acuerdo con la CONAGUA, el extremo norte del valle presenta agua de mala calidad. La porción centro-norte del valle, donde se concentra una zona de riego, los pozos de extracción provocan la formación de un cono piezométrico. De igual manera, la explotación de los pozos que abastecen de agua potable a la ciudad de Loreto (ubicados al sur de la zona de estudio) provoca la formación de una depresión piezométrica. Esta institución afirma que aún y cuando la extracción es reducida, ha existido abatimiento del nivel piezométrico, el cual ha invertido el gradiente hidráulico en el estrechamiento topográfico que une al valle de SJBL con la desembocadura al mar. Consideran este estrechamiento junto al abatimiento ocasiona que actualmente no exista salida por flujo subterráneo, del valle hacia el mar.

La zona conocida como desembocadura de San Bruno (con extensión de 25 km²), se encuentra constituida de materiales granulares de permeabilidad baja y media, en los que almacena agua subterránea. No obstante su importancia es reducida debido a que tiene poca extensión, no tiene conexión hidráulica con el valle de SJBL y presenta intrusión salina a lo largo de la línea de costa (CONAGUA, 2015).

De observaciones de la profundidad al nivel estático en 2006, la CONAGUA reporta valores de entre 20 y 50 m, presentando los valores más bajos en los alrededores del poblado de SJBL, profundizándose hacia el poniente, así como en las zonas norte-centro y sur del valle, donde se ubican los pozos de extracción, figura 2.7. Actualmente al acuífero se le considera no sobreexplotado y sin disponibilidad, con una recarga de 6.7 hm³/anuales y una extracción de 6.3 hm³/anuales (CONAGUA, 2015). En cuanto al abatimiento promedio anual reportan un valor de 0.5 y 1.0 m entre el 2005-2006, en zonas localizadas al norte del valle y alrededor del poblado de SJBL. Acorde con Wurl *et al.* (2013) el principal

riesgo de este acuífero es contaminación por ascenso de agua termal debido a la sobreexplotación, y en menor medida por intrusión de agua marina.

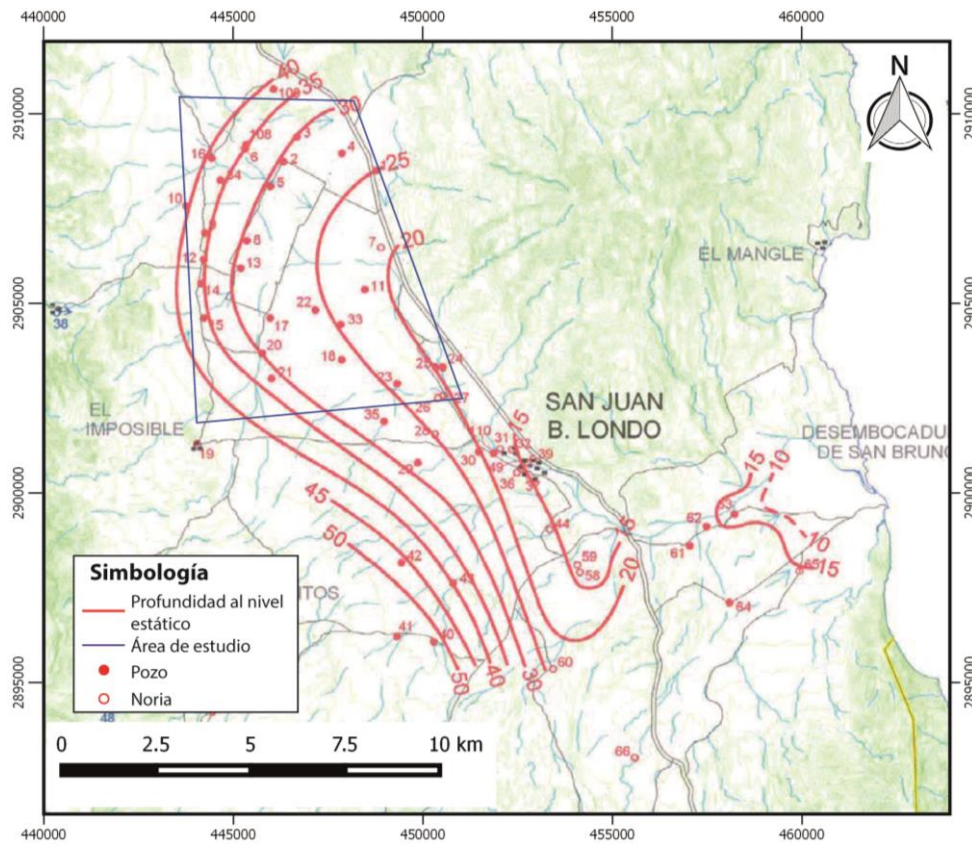


Figura 2.7 Profundidad al nivel estático (CONAGUA, 2015).

2.8 Estratigrafía

Depósitos recientes

De origen fluvial, localizados en los lechos de cauce de río (intermitente) resultado del intemperismo y erosión de unidades adyacentes, se diferencian *en terrazas y pie de monte*, y *aluviones*, por su posición morfológica (González-Abraham *et al.*, 2012). Las terrazas y pie de monte corresponden principalmente a conglomerados poco consolidados, empacados en arena. Afloran en el flanco oeste del valle. Los aluviones se componen de materiales granulares de diferentes tamaños, tales como arena, limos, arcillas, gravas y cantos rodados. Afloran en las partes planas del valle de SJBL (CONAGUA, 2015).

Rocas volcánicas del Plioceno tardío-Pleistoceno

Corresponden a una actividad volcánica polifacética que permitió la construcción del estrato cono Mencenares (volcanismo andesítico-dacítico, formado por una gruesa secuencia de flujos de lava, domos, brechas y depósitos piroclásticos) y el emplazamiento de domos y flujos andesíticos a riolíticos (Bigioggero *et al.*, 1995).

Rocas Sedimentarias del Mioceno tardío-Pleistoceno inferior.

Rocas sedimentarias pertenecientes a la Cuenca de Loreto, se caracterizan por depósitos continentales así como intercalaciones de sedimento marino y terrígeno en un ambiente de transgresión. Se infieren espesores de más de 1000 m. Datación en tobos del CVM sugieren edades para los depósitos marinos de la cuenca de entre 2.6 y 2 Ma (Mark, 2013).

Grupo Comondú

Los depósitos que componen al Grupo Comondú (Unidad media y superior de Umhoefer *et al.*, 2001) se exponen principalmente en la Sierra La Giganta, donde se pueden observar espesores de hasta 1 km en el Escarpe del Golfo. Durán-Calderón (2016) afirma que estos depósitos se van acuñando hasta desaparecer completamente hacia el oeste del EPG. Estos corresponden a depósitos masivos volcanoclásticos como flujos de bloques y cenizas, flujos de lava, domos y diques, así como depósitos vulcanosedimentarios asociados a la removilización de los depósitos volcanoclásticos y de las unidades inmediatamente inferiores. De composición andesítica-dacítica y en menor medida basáltica (intermedia a máfica). Este mismo autor documenta que estos depósitos son consistentes con un ambiente caracterizado por un fuerte gradiente topográfico con presencia de cuerpos de agua y con fuentes locales como domos y diques, los cuales algunas veces se emplazaron a través de sistemas de fallas normales con hundimiento al oeste del Batolito cretácico. Asigna un rango de edad del Mioceno temprano (~19 Ma) a fines del Mioceno medio (~12 Ma).

U. pre Comondú

Facies distales SMO

Afloramientos de estas rocas se observan al oeste de la falla Loreto, subyaciendo a los depósitos del Grupo Comondú. Están constituidas por grandes paquetes de tobos e

ignimbritas silíceas y potentes secuencias de areniscas continentales, asignan un rango de edad de principios del Oligoceno (para tobas e ignimbritas) al Mioceno temprano (para areniscas) (Durán-Calderón, 2016).

Granitoides Cretácicos

Corresponden a rocas plutónicas de los llamados *Batolitos de las Sierras Peninsulares* de Baja California. En la parte norte de la península afloran a todo lo largo de su margen oriental, por otra parte, en la Proción sur, afloran de manera discontinua (Durán-Calderón, 2016). Estos fueron emplazados de oeste a este entre ~140 a ~80 Ma (Sedlock, 2003; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011; Durán-Calderón, 2016); de composición gabroica a monzograníticas en la parte oeste, y de tonalitas a granodioritas en la parte este. De acuerdo con Durán-Calderón (2016) para los granitoides al norte de Loreto se reportan edades de ~105 a ~78 Ma; en cambio para las rocas plutónicas en Bahía Concepción asignan una edad de ~127 Ma.

2.9 Estudios geofísicos previos

En cuanto a los estudios geofísicos realizados en la zona de estudio se distinguen los siguientes.

En 1986, el Instituto de Geofísica de la UNAM realizó un estudio denominado *Estudio Geohidrológico-Geofísico en la Cuenca de San Juan Bautista Londó, Municipio de Comondú, B.C.S. (citado por CONAGUA, 2015)*, donde se realizó un levantamiento geofísico que incluyó gravimetría, magnetometría y prospección eléctrica. Con base en sus resultados identificaron estructuralmente al valle de SJBL, como un hundimiento por fallamiento regional constituido por tres fosas tectónicas principales que contienen un importante relleno sedimentario que conforma el acuífero. Señalan la localización al basamento entre 1.6 y 2.2 kilómetros de profundidad. Asimismo, identificaron un acuífero de tipo libre superior en los depósitos granulares superficiales.

En 2006 la CONAGUA publicó un informe cuyo objetivo fue actualizar el conocimiento de las condiciones geohidrológicas del acuífero, con el objeto de establecer

un diagnóstico de la evolución de los niveles del agua y así contar con la información geohidrológica para determinar la recarga media anual del agua subterránea. Entre las actividades realizadas en el estudio se incluyeron 22 sondeos transitorios en una franja aproximada de 20 x 15 *km* en el valle, con separaciones entre 1 a 3 *km*. Con base en los resultados de los sondeos TEM se identificaron 4 unidades geoelectricas, mismas que se presentan en la figura 2.8, así como su descripción en la tabla 2.1.

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) ha realizado trabajos de geología y evaluación geotérmica en la parte meridional de la región de Bahía Concepción y al noroeste de la población de Loreto, debido a que se identificaron por lo menos cinco localidades de interés con manifestaciones termales, tres de ellas en el área aledaña al suroeste de la localidad de Punta Pulpito, conocidas como Los Volcanes, Saquicisunde y Piedras Rodadas, y señalan dos más (El Centavito y Agua Caliente), de menor interés, localizadas en el valle de SJBL. En la región del Centavito (entre los sondeos SJL24 y SJL25 de este trabajo) esta institución reporta la realización de un pozo exploratorio (CEN-1) a poco más de un kilómetro al oriente de la falla Loreto, a una profundidad de 500 *m*, en el que reconocieron dos unidades litológicas: de cero a 186 *m* observaron depósitos de aluvión y conglomerados, y de 186 a 500 *m* aglomerados volcánicos con fragmentos degradados de granodioritas. Dado que el estudio se enfocó a exploración geotérmica, reportan que los resultados de medición temperatura indicaron que de 20 a 60 *m* ésta se incrementó a 69°C, de 60 a 130 *m* disminuyó alrededor de 3 °C, y después se presentó un incremento gradual hasta la profundidad total con 80 °C. De manera que concluyen que el termalismo se encuentra en el estrato de relleno de la cuenca, donde se ubica el acuífero del valle (entre 60 y 100 *m*) (Casarrubias, 1997; Bigurra, 2000).

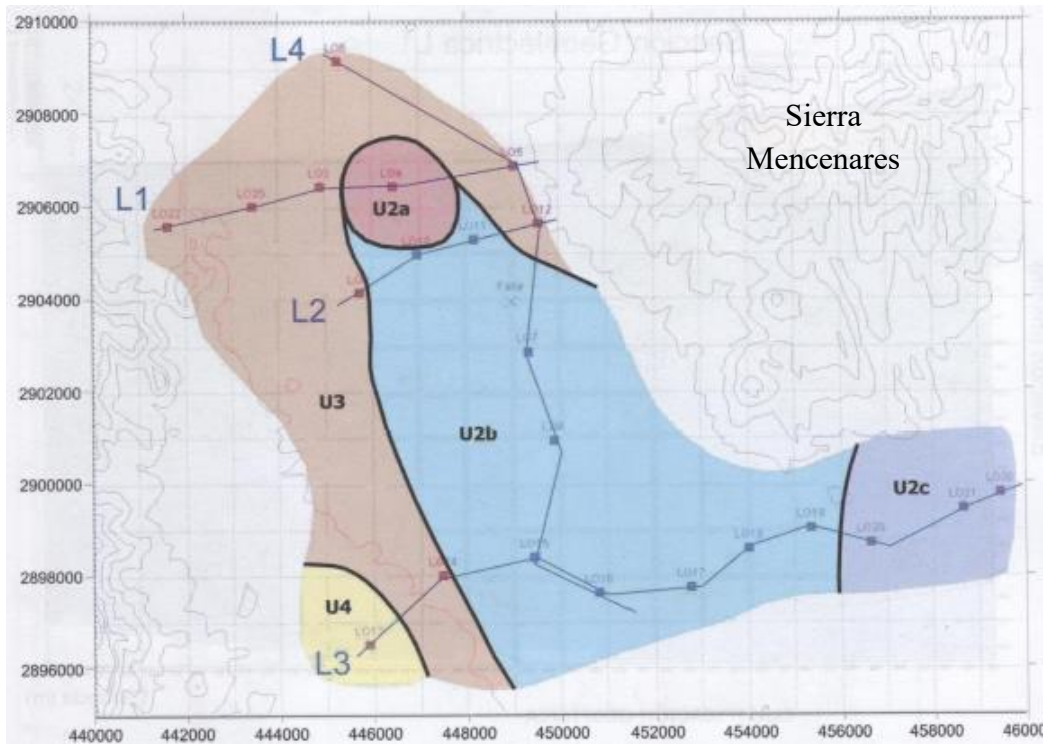


Figura 2.8 Localización de los Sondeos transitorios (rojo), secciones geoelectricas (líneas azules) y caracterización geoelectrica en el valle de SJBL a 100 m bajo el nivel del mar (CONAGUA, 2006).

Tabla 2.1. Descripción de las unidades geoelectricas identificadas en el valle de SJBL (CONAGUA, 2006).

Unidad Geoelectrica	Intervalo resistivo [ohm-m]	Posible Correlación
U1	1 a 80	Capa de Cobertura; Material Arcillo-Arenoso y/o roca.
U2a	menor a 6	Material arcillo-arenoso, permeabilidad media y baja, saturado con agua con pocas sales.
U2b	6 a 13	Material areno-arcillosos, permeabilidad media a baja, saturado con agua de buena calidad. En el U2c incluye cierto contenido salino
U3	13 a 40	Material arenoso y/o roca fracturada de permeabilidad media a baja, saturada con agua de buena calidad.
U4	40 a 120	Roca compacta, aparentemente poco permeable o impermeable.

3. Conceptos teóricos

3.1 Conceptos básicos de teoría electromagnética

Introducción

La esencia de los métodos electromagnéticos inductivos es la variación en tiempo de un campo magnético, denominado campo primario. Acorde a las ecuaciones de Maxwell, este campo genera un flujo de corriente en todos los conductores presentes en el subsuelo. A los campos magnéticos asociados al decaimiento de las corrientes de inducción, a menudo son referidos como el campo secundario (McNeill, 1994; Christiansen *et al.*, 2009, Eyþórsson, 2015). En particular, el campo secundario contiene la mayoría de la información sobre la distribución de resistividad eléctrica en el subsuelo, debido a que las corrientes de inducción son diferentes para los diferentes materiales de la Tierra (Christiansen *et al.*, 2009). Por tanto, el objetivo de estos métodos es extraer esta información y dar una interpretación pertinente de la distribución de resistividad eléctrica en función de la profundidad.

Los métodos geofísicos en corriente variable pueden ser agrupados, ya sea en el dominio de la frecuencia o en el dominio del tiempo. En las técnicas electromagnéticas (EM) en el dominio de la frecuencia, el campo primario es transmitido continuamente, por lo general, como una onda sinusoidal a una frecuencia fija. Este campo y el campo secundario asociado, son registrados con ayuda de un receptor en varios puntos en el espacio. No obstante, a medida que el conductor se encuentre a mayor profundidad, el campo magnético secundario será cada vez más débil, razón por la cual, puede ser complicado detectar un campo secundario en presencia de un campo primario mucho más fuerte. El método EM en el dominio del tiempo (EMDT o TDEM por sus siglas en inglés), también denominado transitorio electromagnético (TEM), es una alternativa muy eficaz para detectar campos secundarios débiles. Esto simplemente, apagando de manera repetitiva la corriente del transmisor y observando el decaimiento del campo secundario (Nabighian y Macnae, 1991; Christiansen *et al.*, 2009; Unsworth, 2014). En un principio, el método transitorio se limitó exclusivamente a la exploración minera (Christiansen *et al.*, 2009), en la actualidad, se utiliza ampliamente para fines geotérmicos e hidrogeológicos, y en el mapeo geológico general.

McNeill (1994) señala que la técnica transitoria fue desarrollada por la comunidad rusa. Por su parte, Nabighian y Macnae (1991) afirman que la primera divulgación de esta técnica fue realizada por Wait (1951, 1953), seguido de McLaughlin and Donald (1962). Además, aseveran que las primeras investigaciones por parte de la URSS comenzaron en el año de 1958, atribuyéndoles, en el año de 1960, la creación de la modalidad *bobina simple*. No obstante, fue hasta mediados de la década de los ochenta que el método se perfecciono más exhaustivamente, como resultado de los avances tecnológicos y a la problemática que presentaban los métodos en el dominio de la frecuencia al penetrar recubrimientos conductores (Christiansen *et al.*, 2009).

Entre las ventajas que ofrecen los sondeos TEM sobre los métodos convencionales de ondas continuas se puede mencionar que: la adquisición en campo es más rápida, posee una mejor resolución lateral, es más sensible a pequeñas variaciones de resistividad, es menos sensible a la topografía, a las heterogeneidades superficiales, y facilita las investigaciones a mayor profundidad. Sin embargo, no exhibe un buen funcionamiento en materiales resistivos muy elevados, y más aún, si son capas muy delgadas (McNeill, 1994; Flores y Velasco, 1998; Eypórsson, 2015).

Ecuaciones de Maxwell

Las leyes que gobiernan el comportamiento de los fenómenos electromagnéticos son descritas por las ecuaciones de Maxwell. Dichas ecuaciones se formulan matemáticamente por dos ecuaciones vectoriales y dos ecuaciones escalares. En el dominio del tiempo se expresan como:

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t}, \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}, \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0, \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = q. \quad (3.4)$$

Donde, \mathbf{b} y \mathbf{h} son el vector de inducción magnética [Wb/m^2 o *Tesla*] y el vector intensidad de campo magnético [A/m]; \mathbf{e} y \mathbf{d} son el vector de intensidad de campo eléctrico [V/m] y el vector de desplazamiento eléctrico [C/m^2]; \mathbf{j} es el vector de densidad de corriente eléctrica [A/m^2]; y q es la densidad de carga eléctrica [C/m^3].

Sin embargo, las ecuaciones 3.1 a 3.4 describen únicamente el comportamiento de los campos EM en cualquier medio de propagación. En particular, para poder establecer una relación directa con las propiedades EM en el medio de interés, en este caso del subsuelo, se recurre a emplear las *relaciones constitutivas*. Estas relaciones, vinculan dos campos vectoriales (\mathbf{e} y \mathbf{h}) con parámetros como la conductividad eléctrica (σ), la permitividad eléctrica (ϵ) y la permeabilidad magnética (μ). Estos parámetros son tensores y pueden no ser lineales, de modo que para simplificarlos y así tener únicamente escalares dependientes de la frecuencia se considera que el medio es homogéneo, lineal e isótropo. En consecuencia, las *relaciones constitutivas* en el dominio del tiempo para un medio no dispersivo son:

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e}, \quad (3.5)$$

$$\mathbf{d} = \epsilon \mathbf{e}, \quad (3.6)$$

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h} \quad (3.7)$$

Donde σ es el tensor de la conductividad eléctrica [S/m], ϵ es el tensor de la permitividad eléctrica [F/m] y μ es la permeabilidad magnética [H/m].

Al aplicar las *relaciones constitutivas* a las ecuaciones 3.1 a 3.4; así como el emplear la transformada de Fourier a las ecuaciones 3.1 y 3.2, se obtiene las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia, definidas por:

$$\nabla \times \mathbf{E} + \hat{\mathbf{z}}H = 0, \quad (3.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \hat{\mathbf{y}}E = 0, \quad (3.9)$$

donde $\hat{\mathbf{z}} = -i\mu\omega$, y $\hat{\mathbf{y}} = \sigma - i\epsilon\omega$.

Las ecuaciones 3.8 y 3.9 son definidas como las ecuaciones homogéneas de Maxwell, sin embargo, estas ecuaciones únicamente se aplican a regiones libres de fuente (Christiansen *et al.*, 2009). En regiones que contienen fuente, estas ecuaciones son remplazadas por las ecuaciones no-homogéneas, dadas por:

$$\nabla \times \mathbf{E} + \hat{\mathbf{z}}H = -\mathbf{J}_m^s, \quad (3.10)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \hat{\mathbf{y}}E = \mathbf{J}_e^s, \quad (3.11)$$

donde \mathbf{J}_m^s es la corriente producida por una fuente magnética y \mathbf{J}_e^s es la corriente generada por una fuente eléctrica. En general, las ecuaciones de Maxwell pueden ser descritas físicamente de la siguiente manera.

Ley de Faraday o de la inducción EM

Ley que describe como los campos magnéticos variables en el tiempo inducen fluctuaciones correspondientes en el campo eléctrico que fluye en un circuito cerrado (ec. 3.1). En otras palabras, como los campos eléctricos pueden ser generados por la variación en tiempo de los campos magnéticos de inducción (Zhdanov, 2009; Simpson y Bahr, 2005).

Ley de Ampere

La ecuación 3.2 representa la *Ley de Ampere*, fenómeno descubierto por Oersted y más tarde reformulado por Maxwell. Esta ley afirma que cualquier circuito cerrado de corrientes eléctricas tendrá un campo magnético asociado de magnitud proporcional al flujo de corriente total (Zhdanov, 2009; Simpson y Bahr, 2005), esto es, un campo magnético surgirá como consecuencia de las corrientes que fluyen libremente (\mathbf{j}) o de las que sufren variaciones en el tiempo (\mathbf{d}).

Ley de Gauss

La ecuación 3.3 es referida a la *Ley de Gauss para campos magnéticos*, expresa que el flujo magnético a través de una superficie cerrada es cero, es decir, el número de líneas de campo magnético que entran a la superficie es igual al número de líneas que salen. Esto refleja el hecho de que no se sabe que existan cargas magnéticas libres, dicho de otra manera, indica la no existencia de monopolos magnéticos (Wangsness, 2006).

Por otro lado, la *Ley de Gauss para campo eléctrico*, ecuación 3.4, afirma que el flujo eléctrico total a través de cualquier superficie cerrada es proporcional a la carga neta encerrada por la superficie. Es decir, describe la variación del desplazamiento eléctrico que produce una densidad de carga eléctrica.

Potenciales de Schelkunoff

Si se describen a J_m^s y J_e^s es posible resolver las ecuaciones 3.10 y 3.11 para regiones homogéneas. Un mecanismo para obtener estas soluciones es el expresar a los campos eléctrico y magnético en términos de potenciales (Ward y Hohmann, 1988). Solución que facilita la derivación del campo eléctrico y el campo magnético por diferenciación.

En cada región homogénea los campos eléctricos y magnéticos son descritos como una superposición de fuentes de tipo eléctrico y de tipo magnético, de ahí que:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_m + \mathbf{E}_e \quad ; \quad \mathbf{H} = \mathbf{H}_m + \mathbf{H}_e. \quad (3.12)$$

Así, el campo electromagnético es definido por pares de funciones vectoriales $\mathbf{E}_m, \mathbf{H}_m$ y $\mathbf{E}_e, \mathbf{H}_e$. Para $\mathbf{E}_m, \mathbf{H}_m$ se asume que J_e^s es cero, mientras que para $\mathbf{E}_e, \mathbf{H}_e$ se asume que J_m^s es cero. De lo anterior se puede intuir que la corriente de fuente eléctrica es cero para campos eléctricos y magnéticos generados por una fuente magnética, y viceversa (Christiansen *et al.*, 2009). Estas ecuaciones son válidas, en general, para los métodos EM. En particular, en la metodología TEM se considera el utilizar una fuente magnética J_m^s transmitiendo un campo eléctrico transversal. Por tanto, únicamente se recurre al potencial vectorial \mathbf{A}^* para la solución a la ecuación 3.10. Por cuestiones de comodidad se define al potencial \mathbf{A}^* como:

$$\mathbf{E}_m \equiv \nabla \times \mathbf{A}^* \quad (3.13)$$

Utilizando la relación 3.13 en las ecuaciones 3.10 y 3.11; recurrir a la condición de Lorentz dada por $\nabla \cdot \mathbf{A}^* = i\omega\mu_0\mathbf{u}^*$; y además, realizar alguna manipulación matemática, se obtiene la ecuación de Helmholtz no homogénea

$$\nabla^2 \mathbf{A}^* + \gamma^2 \mathbf{A}^* = -\mathbf{J}_m^s, \quad (3.14)$$

donde γ^2 es la constante de propagación, la cual es definida bajo la aproximación cuasiestática

$$\gamma^2 = i\mu_0\sigma\omega, \quad (3.15)$$

es decir, en donde las corrientes de desplazamiento son despreciables en comparación con las corrientes de conducción, y suponer que la permeabilidad magnética es la del espacio libre ($\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} [H/m]$).

Los campos totales eléctricos y magnéticos debidos a una fuente magnética, pueden ser obtenidos utilizando el potencial \mathbf{A}^*

$$\mathbf{E}_m = \nabla \times \mathbf{A}^* \quad (3.16)$$

$$\mathbf{H}_m = \hat{y}\mathbf{A}^* - \frac{1}{\hat{z}}\nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}^*). \quad (3.17)$$

Bajo el supuesto de una tierra estratificada 1D, el potencial vectorial \mathbf{A}^* únicamente consiste de solo una componente, de tal forma:

$$\mathbf{A}^* = A_z^* \mathbf{u}_z \quad ; \quad TE_z, \quad (3.18)$$

donde A_z^* es una función escalar de x , y y z , mientras que \mathbf{u}_z es el vector unitario en la dirección de z , TE_z indica el campo eléctrico transverso. Al sustituir la ecuación 3.18 dentro de las ecuaciones 3.16 y 3.17 se obtiene la expresión de las componentes de campo, dadas por:

$$\begin{aligned} H_x &= -\frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 A_z^*}{\partial x \partial z} & E_x &= \frac{\partial A_z^*}{\partial y} \\ H_y &= -\frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 A_z^*}{\partial y \partial z} & E_y &= -\frac{\partial A_z^*}{\partial x} \\ H_z &= -\frac{1}{\hat{z}} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \gamma^2 \right) A_z^* & E_z &= 0 \end{aligned} \quad (3.19)$$

Respuesta transitoria de una bobina horizontal grande

A continuación, se presentan las expresiones para el cálculo de la respuesta transitoria en el centro de una bobina transmisora (bobina-Tx) circular con radio a y corriente I , colocada sobre un subsuelo homogéneo y estratificado.

Caso de un subsuelo homogéneo

Christiansen *et al.* (2009) afirman que la respuesta transitoria en el dominio de la frecuencia se obtiene: al definir las características de fuente del potencial A^* , esto es, con la integral del dipolo magnético vertical sobre el área de la bobina; sustituir la solución del potencial A^* con características de la fuente dentro de la ecuación 3.17; y considerar que la señal registrada por él receptor se ubique en el centro de la bobina-Tx. La integral resultante de esta serie de procesos se le conoce como transformada o integral de Hankel, integral que se puede simplificar al considerar que la señal se registre en la superficie de un semiespacio homogéneo de conductividad σ ; de cuya solución analítica se obtiene:

$$H_z = \frac{I}{\gamma^2 a^3} [3 - (3 - 3\gamma a + \gamma^2 a^2) e^{\gamma a}]. \quad (3.20)$$

Dividiendo 3.20 entre $i\omega$ y aplicando la Transformada inversa de Laplace se obtiene la respuesta transitoria de una señal tipo escalón en el dominio del tiempo, dada por:

$$h_z = \frac{I}{2a} \left[\frac{3}{\sqrt{\pi}\theta a} e^{-(\theta a)^2} + \left(1 - \frac{3}{2(\theta a)^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right], \quad (3.21)$$

donde $\theta = (\mu_0 \sigma / 4t)^{1/2}$ y erf es la función de error.

El término $I/2a$ se refiere al campo magnético presente en el espacio libre antes de que la corriente se apague, al multiplicarlo por el término entre corchetes otorga el decaimiento del campo magnético debido a las corrientes que fluyen en la tierra conductora (Ward y Hohmann, 1988). Si se aplica la derivada temporal a la respuesta de una señal tipo escalón se obtiene la respuesta de una señal de tipo impulso, expresada como:

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} \left[3 \text{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2(\theta a)^2) e^{-(\theta a)^2} \right] \quad (3.22)$$

Puesto que el receptor consiste de una bobina horizontal, lo que realmente interesa conocer es la fuerza electromotriz inducida por la variación temporal de la componente vertical del campo magnético secundario. Este voltaje inducido se obtiene de la siguiente expresión:

$$v_z^e(t) = -\mu_0 A \frac{\partial h_z(t)}{\partial t}, \quad (3.23)$$

donde, A=área efectiva de la bobina receptora (bobina-Rx).

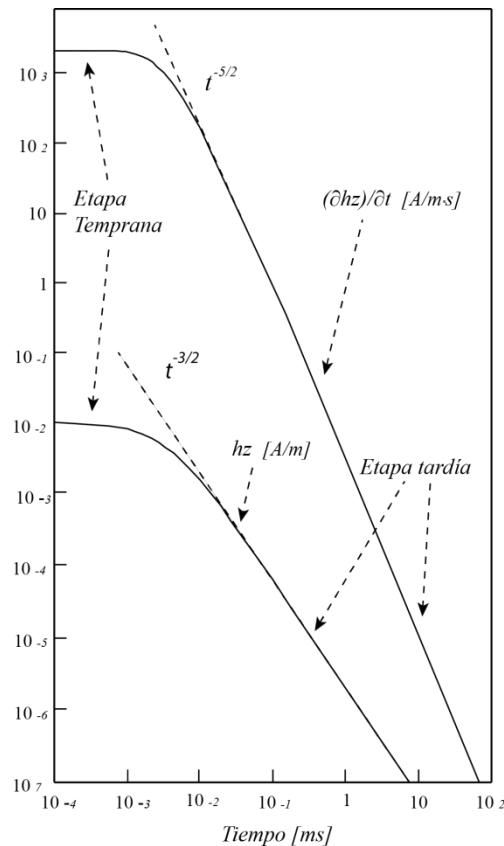


Figura 3. 1 Decaimiento del campo magnético vertical y de su derivada temporal en un semiespacio homogéneo (Ward y Hohmann, 1988).

Ward y Hohmann (1988) afirman que generalmente las respuestas transitorias son una función compleja de conductividad y tiempo, no obstante, durante la etapa tardía del fenómeno las ecuaciones matemáticas se simplifican considerablemente. Así, para tiempos largos, el campo magnético y su derivada respecto al tiempo se aproximan a:

$$h_z(t) \approx \frac{I(\mu_0\sigma)^{\frac{3}{2}}a^2}{30\pi^{1/2}} t^{-\frac{3}{2}}, \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial h_z(t)}{\partial t} \approx -\frac{I(\mu_0\sigma)^{\frac{3}{2}}a^2}{20\pi^{1/2}} t^{-\frac{5}{2}}. \quad (3.25)$$

Al representar gráficamente el decaimiento de la componente vertical del campo magnético y su derivada temporal en una escala log-log, figura 3.1, es posible identificar tres etapas dentro del proceso transitorio. A estas etapas se les denomina: etapa temprana, etapa intermedia y etapa tardía. En particular, en los tiempos cortos (etapa temprana) se distingue una respuesta constante con el tiempo. En cambio, las respuestas en los tiempos largos (etapa tardía) muestran un decaimiento con una pendiente fija de $t^{-3/2}$ y $t^{-5/2}$ respectivamente (Ward y Hohmann, 1988). Las dos últimas ecuaciones son medulares en la metodología TDEM. De manera puntual, de la ecuación 3.25, es donde se obtiene la resistividad aparente.

Caso de un subsuelo estratificado

En el caso de un subsuelo compuesto de n capas horizontales de resistividades $\rho_j, j=1, \dots, n$ y espesores $e_j, j=1, \dots, n-1$, la expresión del voltaje transitorio (Gonzales-Morales, 1998; Flores-Luna, 2000) es:

$$v^e(t) = -\frac{2\mu_0 A}{\pi} \int_0^\infty \text{Im}[H_z(\omega)] \text{sen}(\omega t) d\omega, \quad (3.26)$$

donde v^e es el voltaje en el receptor cuando la corriente inyectada en la bobina transmisora es un escalón teórico que se apaga instantáneamente en $t=0$, figura 3.2a.

La primera etapa del cálculo numérico para obtener esta expresión consiste en determinar la componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias, expresada por la Transformada de Hankel (Flores-Luna, 2000):

$$H_z(\omega) = \frac{Ia}{2} \int_0^\infty K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) J_1(\lambda a) d\lambda, \quad (3.27)$$

donde, I es la intensidad de la corriente continua en el transmisor antes del corte, a es el radio de la espira, λ es la variable de integración, K es el kernel de la transformada, ω es la frecuencia angular, ρ_j y e_j son las resistividades y espesores de las N capas del modelo, y $J_1(\cdot)$ es la función de Bessel de primer orden.

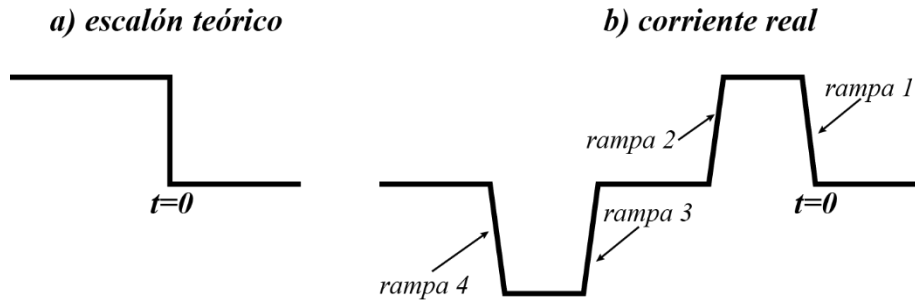


Figura 3.2 Efecto de la corrección de rampas. (a) Corriente teórica, (b) corriente real inyectada por el instrumento (Flores-Luna, 2000).

Acorde con Flores-Luna (2000), para evaluar numéricamente la integral 3.27 se recurre a la técnica de convolución o filtrado digital, en donde, mediante un cambio de variables, la transformada de Hankel se transforma a una integral de convolución, cuya versión discreta es:

$$H_j = \sum_i K_{j-i} W_i, \quad (3.28)$$

de donde, W_i son los coeficientes del filtro asociado a la función de Bessel y K representa al kernel discretizado. Para dar solución a esta convolución se recurre al uso del filtro y la rutina de cálculo propuesto por Anderson (1979; citado por Flores-Luna, 2000).

La respuesta en el dominio del tiempo se obtiene al aplicar la transformada inversa seno de Fourier a $H_z(\omega)$, en donde, para evaluarla se efectúa de nueva cuenta con un filtro por convolución (Anderson, 1975; citado por Gonzales-Morales, 1998 y Flores-Luna, 2000). Al derivar respecto al tiempo y recurrir a la expresión 3.23 se obtiene el voltaje transitorio inducido en la bobina receptora, ecuación 3.26. No obstante, esta ecuación corresponde a la respuesta de la corriente teórica, corriente caracterizada por ser aperiódica y de apagado instantáneo en $t=0$. El efecto de la corriente real (corriente inyectada por el instrumento que se caracteriza por ser periódica, y de apagados y encendidos en forma de

rampas lineales de ancho t_r , figura 3.2b) en $v^e(t)$ se obtiene al considerar el método de convolución de Fitterman y Anderson (1987; citado por Gonzales-Morales, 1998 y Flores-Luna, 2000). En dicho método se demuestra que el efecto en $v^e(t)$ de la corriente trapezoidal es la suma de los efectos de todas las rampas anteriores al tiempo cero, esto es:

$$v(t) = \sum_{i=1}^{\infty} P_i(v_z(t)), \quad (3.29)$$

donde P_i es un promedio de $v_z(t)$ en una ventana de ancho t_r , dado por la integral

$$P_i(v_z(t)) = \frac{1}{t_r} \int_{t_a}^{t_a+t_r} v_z(\tau) d\tau. \quad (3.30)$$

3.2 Principios básicos del método TEM

Los sondeos TEM se caracterizan por hacer pasar una fuerte corriente directa a través de una bobina transmisora (bobina-Tx) cuadrada o rectangular, esta corriente es periódicamente apagada, y el campo magnético secundario generado por el sistema de corrientes inducidas es medido con un receptor en ausencia del campo primario. Como se ha mencionado, la forma de onda de la corriente inyectada en la bobina transmisora, figura 3.3a, se distingue por ser una señal de tipo escalón, trapezoidal, bipolar y periódica.

La ley de Ampere describe como la corriente inyectada en la bobina-Tx produce un campo magnético estático primario. Una vez que la corriente se irrumpe, el campo primario decae inmediatamente a cero e induce, de acuerdo a la Ley de Faraday (ecuación 3.1), un pulso de voltaje de corta duración en el subsuelo, que resulta en un flujo de corriente en las proximidades de la bobina transmisora, figura 3.4a. La corriente inducida se puede considerar como una imagen en el subsuelo de la corriente en la bobina-Tx, en forma e intensidad, cuya intención es tratar de mantener el flujo magnético como lo era antes de apagar la corriente en el transmisor. No obstante, debido a la pérdida óhmica, la corriente inmediatamente comenzará a perder energía. Con el tiempo, la corriente inducida y el campo magnético asociado decaerán, y a su vez, inducirán corriente y un campo magnético

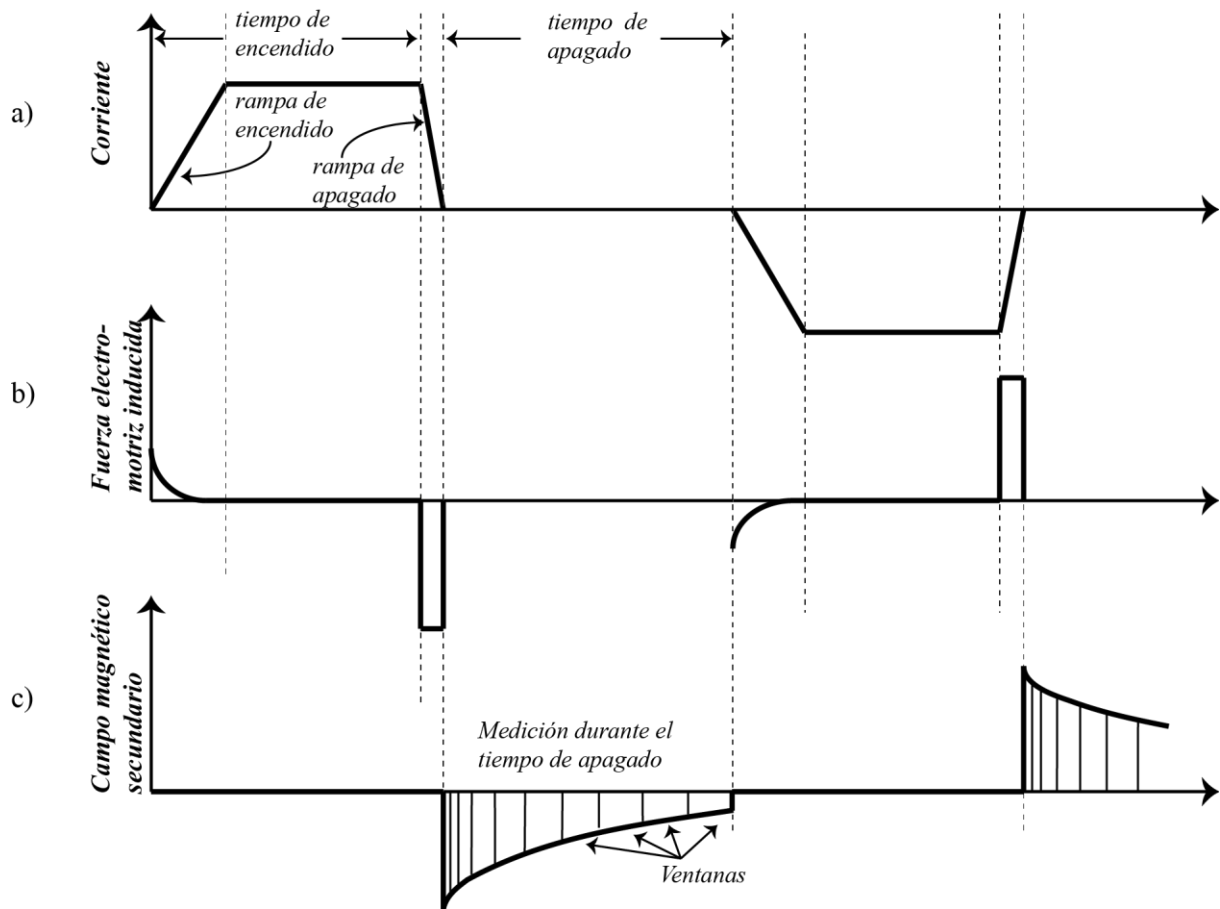


Figura 3. 3 Nomenclatura básica y principios de los sondeos EMDT: a) características de la corriente inyectada en la bobina-Tx, con valores típicos de la *rampa de encendido* de 50 a 200 μs , de 1-40 ms del *tiempo de encendido*, de 1-30 μs de la *rampa de apagado* y de 1-40 ms del *tiempo de apagado*; b) fuerza electromotriz inducida en el subsuelo; c) campo magnético secundario medido en la bobina receptora (Christiansen *et al.*, 2009).

a mayor profundidad, figura 3.4b. De igual modo, este flujo de corriente más profundo decaerá debido a la resistividad finita del subsuelo, induciendo incluso, un flujo de corriente a mayor profundidad, y así sucesivamente (Fig. 3.4c-d) (McNeill, 1994; Christiansen *et al.*, 2009; Unsworth, 2014; Eypórsson, 2015). En un semiespacio homogéneo, las corrientes se moverán con una trayectoria simétrica y cilíndrica respecto al eje vertical del centro de la bobina-Tx; similar al patrón de propagación de anillos de humo, figura 3.4.

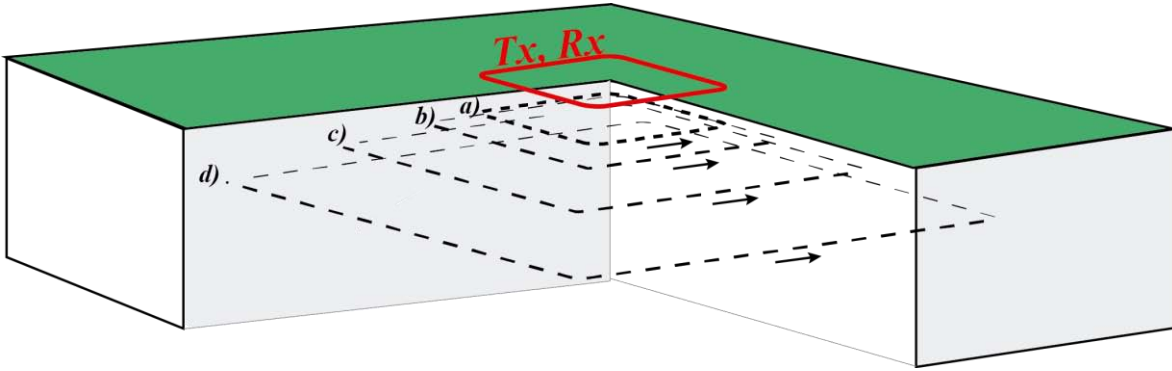


Figura 3.4 Corrientes generadas por el fenómeno de inducción electromagnética, bobina transmisora y receptora, Tx y Rx, respectivamente: a) corriente inmediatamente después de apagar el transmisor, b)- en adelante, flujo de corriente para tiempos posteriores de apagar el transmisor.

Puesto que la forma como se propagan las corrientes de inducción es función de la resistividad del subsuelo, el campo magnético secundario, también dependerá de esta conductividad. Al colocar una bobina de inducción en la superficie (bobina-Rx), es posible registrar la variación temporal del vector de inducción magnético vertical como una función de tiempo durante el transitorio (McNeill, 1994). Esto, debido a que el decaimiento del campo secundario inducirá una fuerza electromotriz en la bobina-Rx. De manera que el voltaje inducido que registra el receptor se puede expresar para tiempos tardíos como:

$$v_z(t) = \frac{MA}{20} \left(\frac{\sigma}{\pi}\right)^{3/2} \left(\frac{\mu_0}{t}\right)^{5/2}, \quad (3.31)$$

donde $v_z(t)$ es el voltaje inducido en la bobina receptora, M es el momento magnético del transmisor y A , el área efectiva de la bobina receptora.

La distribución de la corriente inducida, en un principio estará confinada únicamente en la superficie del conductor y será independiente de la estructura resistiva del subsuelo. En cambio, para tiempos inmediatamente posteriores, las corrientes comenzarán a disiparse y dependerán de esta estructura conductiva. Por otro lado, dado que el método TEM es altamente sensible a capas conductivas, la velocidad de difusión dependerá de la resistividad de las capas, es decir, para capas de alta resistividad la velocidad de difusión será alta, en caso contrario, se tendrá un comportamiento inverso. La figura 3.5, muestra el comportamiento del decaimiento de voltaje para medios pocos o muy conductores.

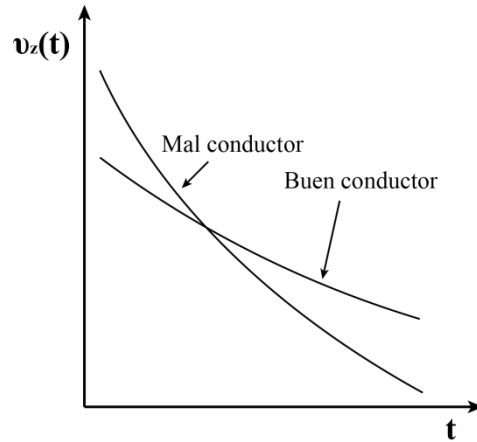


Figura 3.5 En una capa de baja resistividad, el decaimiento será relativamente bajo; en cambio, en una capa alta resistiva, el decaimiento será relativamente rápido (Nabighian y Macnae, 1991).

Spies (1989) y McNeill (1994) afirman que para medir con precisión las características del voltaje de salida, es necesario que el receptor mida la señal transitoria en diferentes ventanas de tiempo, seguido de un promediado de los valores de las ventanas (apilado). Estas, se disponen con una longitud logarítmicamente creciente respecto al tiempo (Fig. 3.3c), con la finalidad de mejorar la relación señal/ruido en la etapa tardía (Christiansen *et al.*, 2009). Además, dado que la respuesta transitoria de un simple pulso es extremadamente pequeña y con la finalidad de mejorar la relación señal/ruido, es necesario realizar la medición en varios miles de respuestas transitorias (McNeill, 1994).

Resistividad aparente

La observación de la curva de decaimiento del campo magnético no es muy explicativa. En cambio, es más ilustrativa una representación gráfica de la resistividad aparente tardía, ρ_a . Este valor se obtiene de la aproximación al voltaje inducido en la bobina receptora para tiempos tardíos, ecuación 3.31, definida por:

$$\rho_a = \frac{1}{\pi} \left(\frac{MA}{20 \cdot v_z(t)} \right)^{2/3} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3}, \quad (3.32)$$

En la figura 3.6 se presenta la respuesta impulso para diversas resistividades de un semiespacio. Además, se ilustran las mismas curvas convertidas a ρ_a . En el caso particular de un semiespacio estratificado, las curvas de resistividad aparente tardía (resistividad

aparente de ahora en adelante) se caracterizan por subir antes de bajar y viceversa (Christiansen *et al.*, 2009).

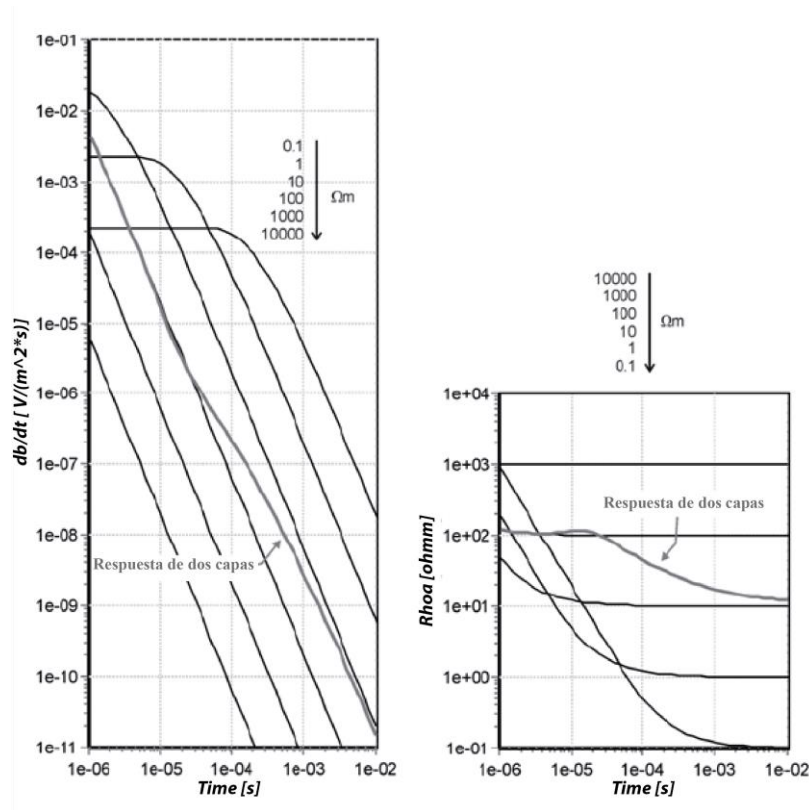


Figura 3.6 Izquierda: Las líneas negras muestran la respuesta impulso (db/dt) para un semiespacio homogéneo con diferentes resistividades. **Derecha:** Las mismas curvas convertidas a curvas de resistividad aparente (ρ_a). La línea gris es la respuesta de un subsuelo de dos capas con 100 Ωm en la primera capa (40 m de espesor) y 10 Ωm en la segunda (Christiansen *et al.*, 2009).

Profundidad de investigación

En efecto, estimar la profundidad de investigación es de suma importancia para planear e interpretar los sondeos electromagnéticos. No obstante, existen diferentes parámetros, que como sugiere Spies (1989), controlan la profundidad de investigación, como por ejemplo: la precisión y sensibilidad del instrumento, la complejidad de la sección geológica, la intensidad de la señal y el nivel de ruido ambiental.

La máxima profundidad de investigación en los sondeos TEM está limitada por el tiempo en el cual la señal decae al nivel de ruido, el momento de la fuente y la resistividad

del subsuelo (Spies, 1989; Flores *et al.*, 2013). La expresión de esta profundidad se obtiene a partir de la ecuación de la profundidad de difusión, definida como:

$$z_d = \sqrt{\frac{2t}{\mu_0\sigma}} [m], \quad (3.33)$$

despejando el tiempo de la ecuación anterior se obtiene el valor de tiempo, en el cual, la corriente se ha propagado a una cierta profundidad:

$$t_d = \frac{\mu_0\sigma z_d^2}{2} [\mu s]. \quad (3.34)$$

Asimismo, si se utiliza la expresión dada por la ecuación 3.31; con el fin de poder establecer una relación, entre la señal de ruido, v_{ruido} , y el último tiempo, t_L , en el que se puede realizar una medición (Christiansen *et al.*, 2009), esto es:

$$v_{ruido} = v_z(t) = \frac{MA}{20} \left(\frac{\sigma}{\pi}\right)^{3/2} \left(\frac{\mu_0}{t_L}\right)^{5/2} \quad (3.35)$$

Despejando t_L de la ecuación 3.35, e igualando el resultado con el tiempo de difusión (ec. 3.34), se tiene:

$$t_L = t_d = \mu_0 \left(\frac{MA}{20v_{ruido}}\right)^{2/5} \left(\frac{\sigma}{\pi}\right)^{3/5} = \frac{\mu_0\sigma z_d^2}{2}, \quad (3.36)$$

finalmente, al despejar a z_d de la ecuación 3.36, resulta:

$$z_d = 0.551 \left(\frac{MA}{\sigma v_{ruido}}\right)^{1/5}. \quad (3.37)$$

La ecuación 3.37 define la máxima profundidad de investigación, que es una medida de la profundidad de penetración (Christiansen *et al.*, 2009). En ella se verifica que la única manera de aumentar la profundidad de penetración es el incrementar el momento del transmisor o disminuir el nivel de ruido. M es el momento magnético del transmisor y A , el área efectiva de la bobina receptora.

Fuentes de ruido

Spies (1989), McNeill (1994) y Christiansen *et al.* (2009) afirman que el ruido EM que afecta a los sondeos TEM proviene de diversas fuentes, como son: fluctuaciones en el campo magnético de la Tierra originado por el viento solar; campos EM generados por los relámpagos de las tormentas eléctricas; sistemas de suministro eléctrico e instalaciones eléctricas; campos debidos a equipos de comunicación (radio, TV, teléfonos); corrientes inducidas en las estructuras metálicas cercanas; y el ocasionado por la electrónica del instrumento. Sin embargo, es el mismo McNeill (1994) quien sugiere otra fuente de ruido, originada por efectos electroquímicos que pueden ocurrir en el subsuelo (polarización inducida). A continuación, se describirán las fuentes de ruido EM más relevantes y su posible solución.

La fuente principal de ruido natural que afecta a los sondeos EMDT es el generado por transitorios EM asociados a las descargas de las tormentas eléctricas en cualquier parte sobre la Tierra, especialmente en áreas tropicales. Este tipo de ruido tiene un carácter aleatorio y es más intenso en el día que durante la noche, y mucho más fuerte en verano a comparación del invierno (Christiansen *et al.*, 2009). Los campos EM radiados por estas fuentes se propagan por múltiples reflexiones, y de una manera muy eficiente, en la guía de ondas entre la superficie de la tierra y la ionosfera (Flores *et al.*, 2013). McNeill (1994) sugiere que para reducir estas anomalías en los datos puede ser necesario incrementar el número de integración (apilamiento), o incluso, en casos muy severos, discontinuar el estudio hasta que concluya la tormenta.

Por otro lado, los sistemas de suministro eléctrico, en particular, las líneas de alta tensión 50 o 60 Hz generan intensos campos magnéticos que pueden llegar a causar serios errores al momento de la medición. Esto se soluciona simplemente al mover el arreglo más lejos de la fuente de ruido, puesto que la señal inducida en el receptor producto de estos campos decae de forma más o menos lineal con la distancia, McNeill (1994).

En cuanto a la respuesta de estructuras metálicas (basura metálica enterrada, tuberías o incluso las mismas líneas de alta tensión, etc.) puede ser muy grande comparada con la respuesta del subsuelo. Este tipo de ruido aparece debido a las corrientes inducidas

en las estructuras y así mismo presentar problemas. Por lo cual, será necesario elegir otro sitio de sondeo.

Finalmente, se encuentran los efectos electroquímicos en el subsuelo, particularmente en suelos arcillosos. La rápida interrupción de la corriente del transmisor puede cargar por unos instantes las interfases del suelo. Esto es debido a que el subsuelo almacena parte de la corriente aplicada como una carga que se disipa después de la retirada de la corriente. Esta descarga produce flujo de corriente en dirección opuesta a las corrientes de inducción generadas por el campo magnético secundario. Si es el caso, en donde el efecto sea muy severo, puede provocar que la respuesta transitoria se convierta en negativa durante algún intervalo del tiempo de medición.

En general, la razón señal ruido en el método TEM es con frecuencia muy buena sobre la mayoría de los rangos de tiempo. Sin embargo, como la respuesta transitoria decae extremadamente rápido (del orden de $t^{-5/2}$), los datos de la última parte del transitorio pueden llegar a ser extremadamente ruidosos (McNeill, 1994).

3.3 Conceptos básicos de Teoría de Inversión

A menudo como geofísicos nos enfrentamos a la siguiente situación, se tiene un conjunto limitado de mediciones de algún campo físico (campo magnético en la superficie, mediciones de gravedad, voltaje de decaimiento) en la superficie de la tierra, y lo que se quiere es conocer la distribución de una o más propiedades físicas en el interior de la misma (susceptibilidad magnética, distribución de masa, resistividad eléctrica). Teoría inversa es un método matemático para inferir las propiedades físicas desconocidas (*modelo de parámetros*) a partir de las mediciones (*datos*) (Richardson y Zandt, 2003; Prieto, 2011). Esto requiere de un conocimiento del *modelo directo* capaz de predecir datos, si el *modelo de parámetros* fuera, de hecho, ya conocido (Richardson y Zandt, 2003).

Dado que la teoría inversa es inherentemente matemática, como tal tiene sus limitaciones. Es adecuada para estimar los valores numéricos del *modelo de parámetros* para algún *modelo* matemático conocido o asumido. Por el contrario, es menos adecuado para proporcionar los fundamentos matemáticos o físicos del *modelo* en sí (Richardson y

Zandt, 2003). Definiciones de los conceptos tratados previamente se presentan a continuación.

Modelo, es la relación matemática entre el *modelo de parámetros* y los *datos*. Este puede ser lineal o no lineal.

Modelo de parámetros, son las cantidades numéricas o incógnitas que se están intentando estimar. Generalmente la elección del modelo de parámetros es dependiente del problema, y con frecuencia es arbitrario.

Teoría o problema directo, es el proceso (matemático) de predecir datos, basado en algún *modelo* físico o matemático, con un conjunto dado del *modelo de parámetros* (Richardson y Zandt, 2003), esquemáticamente esto es:

$$\mathbf{modelo\ de\ parámetros} \rightarrow \mathbf{modelo} \rightarrow \mathbf{predicción\ de\ datos}$$

El *problema directo* explícito lineal se representa como:

$$\mathbf{G}_i(\mathbf{m}) = \mathbf{d}_i, \quad (3.38)$$

donde de un campo conocido $\mathbf{m}(x, t, \dots)$, o vector del *modelo de parámetros* M-dimensional, se pueden predecir las observaciones \mathbf{d}_i . Si existe un número finito de N observaciones, entonces \mathbf{d}_i representa un vector de datos N-dimensional. \mathbf{G} es la teoría que predice los datos del modelo \mathbf{m} y es una matriz $N \times M$ que contiene solo coeficientes constantes. Matemáticamente, $\mathbf{G}(\mathbf{m})$ representa un funcional, es decir, una regla de correspondencia que asigna inequívocamente un único número real a un elemento de un espacio vectorial (Richardson y Zandt, 2003; Prieto, 2011). La matriz \mathbf{G} algunas veces se le denomina *kernel* o *kernel de datos*, o incluso la función de Green, debido a su analogía con el caso de la función continua:

$$\mathbf{d}(x) = \int \mathbf{G}(x, t) \mathbf{m}(t) dt. \quad (3.39)$$

Teoría o problema inverso, es el proceso de predecir o estimar valores numéricos de un conjunto del *modelo de parámetros* de un *modelo* asumido, basado en un conjunto de *datos* observados, esquemáticamente esto es:

datos* → *modelo* → *modelo de parámetros predicho o estimado

Así el *problema inverso* intenta invertir el operador G para conseguir un estimado del modelo de parámetros:

$$\mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{inversa} \mathbf{d}, \quad (3.40)$$

La solución al *problema inverso* usualmente es más difícil que el *problema directo*, una simple razón a ello es que se tiene un número finito de mediciones, por tanto de precisión limitada. La propiedad desconocida que se busca es función de la posición o tiempo, y en principio requiere un número infinito de parámetros para describirla. Lo que lleva a la cuestión de que el *problema inverso* sea *no-único*. *No unicidad* significa que más de una solución puede reproducir los *datos*. Así, un número finito de *datos* (\mathbf{d}_i), no nos permite estimar una función que podría tomar un número infinito de coeficientes para describir. Por lo cual, se debe de tener una buena idea del *modelo directo* aplicable, con la finalidad de tomar ventaja de la teoría inversa (Prieto, 2011).

La teoría inversa es capaz, al menos cuando es propiamente aplicada, de hacer mucho más que la estimación del modelo de parámetros (Richardson y Zandt, 2003). Esto es, puede ser utilizada para estimar la calidad del modelo de parámetros predicho; se puede utilizar para determinar cuál modelo de parámetros, o cuales combinaciones del modelo de parámetros, están mejor determinadas; para determinar cuáles datos son más importantes al restringir el modelo de parámetros estimado; así mismo, puede ayudar a determinar el efecto de datos ruidosos en la estabilidad de la solución.

Modelado en teoría electromagnética

Para poder interpretar los datos EM medidos en campo en referente a entes geológicos en función de la posición y profundidad, en primera instancia es necesario llevar a cabo un tratamiento preliminar a los datos crudos antes de llevar a cabo el proceso de inversión. Hecho esto se recurre a algún algoritmo de inversión que genere modelos de capas horizontales unidimensionales (1D) que mejor ajusten a los datos (Eypórrsson, 2015). En esta interpretación la resistividad varia sólo con la profundidad, pero no en direcciones

horizontales, donde, normalmente se asume que cada capa es homogénea e isotrópica (Árnason y Wameyo, 2009). Generalmente para interpretar mediciones de sondeos EM con dimensionalidad geoelectrica 1D se recurre al algoritmo de inversión propuesto por Constable *et al.* (1987), caracterizado por ser numéricamente estable y de rápida convergencia. Estas cualidades hacen que el algoritmo *Occam* trate de simplificar el problema de la no unicidad, ya que se busca un modelo geoelectrico tan simple o suavizado como sea posible, cuyas características sean en cierto modo, esenciales de cualquiera de las posibles soluciones; una de las cuales sea la estructura verdadera. Al recurrir a la inversión *Occam*, se busca un modelo con suavizado máximo, con el fin de reducir la sobreinterpretación de los datos y la eliminación de discontinuidades arbitrarias en los modelos de capas simples (Constable *et al.*, 1987).

A partir de los modelos geoelectricos que mejor ajusten a los datos y el conocimiento de la geología del área de estudio, es posible construir perfiles apropiados que permitan dar una interpretación pertinente sobre el comportamiento y distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo (Ruíz-Aguilar, 2010).

En la inversión de datos de sondeos TEM, este proceso matemático tiene la finalidad de generar un modelo geoelectrico cuya respuesta sea cercana a la observada, dicho proceso se realiza de iterativamente por medio del algoritmo *Occam* y la inversión lineal de modelos de capas simples. De esta manera se pretende obtener datos de utilidad, es decir, estimar la distribución de la resistividad como una función de la profundidad a partir de un modelo físico conocido, basado en los valores medidos de voltaje inducido en la bobina receptora. En teoría, el cálculo de la respuesta en superficie dado un arreglo Tx-Rx y un modelo estratificado (respuesta transitoria de una bobina horizontal grande), es decir, resolver el problema directo implicito en la inversion, se realiza mediante el método de convolución que Flores-Luna (2000) sintetiza en tres etapas secuenciales: Transformada de Hankel, Transformada inversa de Fourier y correccion de rampas, ver sección 3.1.

4. Implementación en campo

Como se ha mencionado previamente, el objetivo es caracterizar geoelectricamente el subsuelo para relacionarlo con el acuífero presente en la zona de estudio. Por ende, se utilizaron diez sondeos TEM adquiridos en la campaña que se llevó al cabo en marzo de 2015, en el marco del proyecto EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS GEOTÉRMICOS DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA: CONTINENTALES, COSTEROS Y SUBMARINOS financiado por el programa de Sustentabilidad Energética SENER-CONACYT, con un equipo TerraTEM de la compañía Alpha Geoscience. La configuración adoptada dada su versatilidad en campo fue la de *bobina simple*, con dimensiones de 50 m por lado para cada sondeo. En este arreglo, tanto la bobina transmisora como la receptora son la misma bobina (Fig. 4.1).

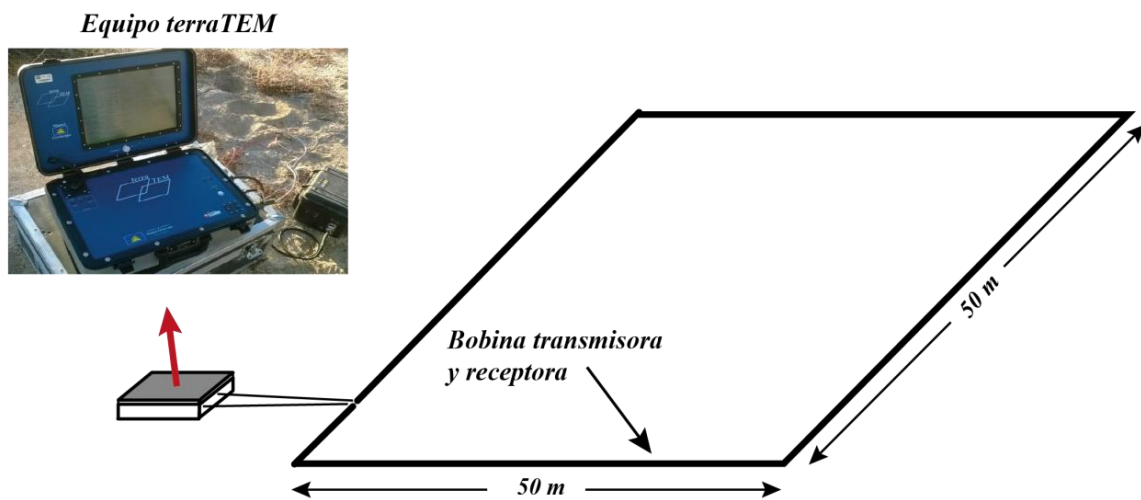


Figura 4.1 Arreglo bobina simple y equipo terraTEM.

En cada sitio de trabajo se inyectó aproximadamente una corriente de 9 A, y se midieron cinco curvas de decaimiento de voltaje empleando un muestreo temporal de ventanas cortas (*binning*) denominado High Resolution (HR) del sistema terraTEM. En cada curva se variaron parámetros como el número de ventanas, incrementando o disminuyendo el tiempo total de adquisición, así como la ganancia. Por otro lado, el número de decaimientos apilados se fijó con un valor de 512. La variación de estos parámetros tiene la finalidad de mejorar la calidad en la estadística de los datos y optimizar

la relación señal/ruido en los tiempos largos. Se utilizó un incremento de las ventanas en múltiplos de 8.333 ms, con el objetivo de rechazar la interferencia de 60 Hz.

La figura 4.2 muestra la ubicación de los sondeos TEM en coordenadas absolutas UTM. Los sondeos fueron distribuidos a lo largo de tres líneas occidente-orientales en términos prácticos perpendiculares a las estructuras geológicas de la región (fallas normales, de deslizamiento dextral y oblicuas con orientación NNO-SSE y NO-SE) y a la costa, con una separación promedio cercana a 2 km entre cada sondeo. En referente a las elevaciones, dichas se obtuvieron del modelo de elevaciones del portal de la INEGI. La Tabla 4.1 presenta las coordenadas de cada uno de los sondeos.

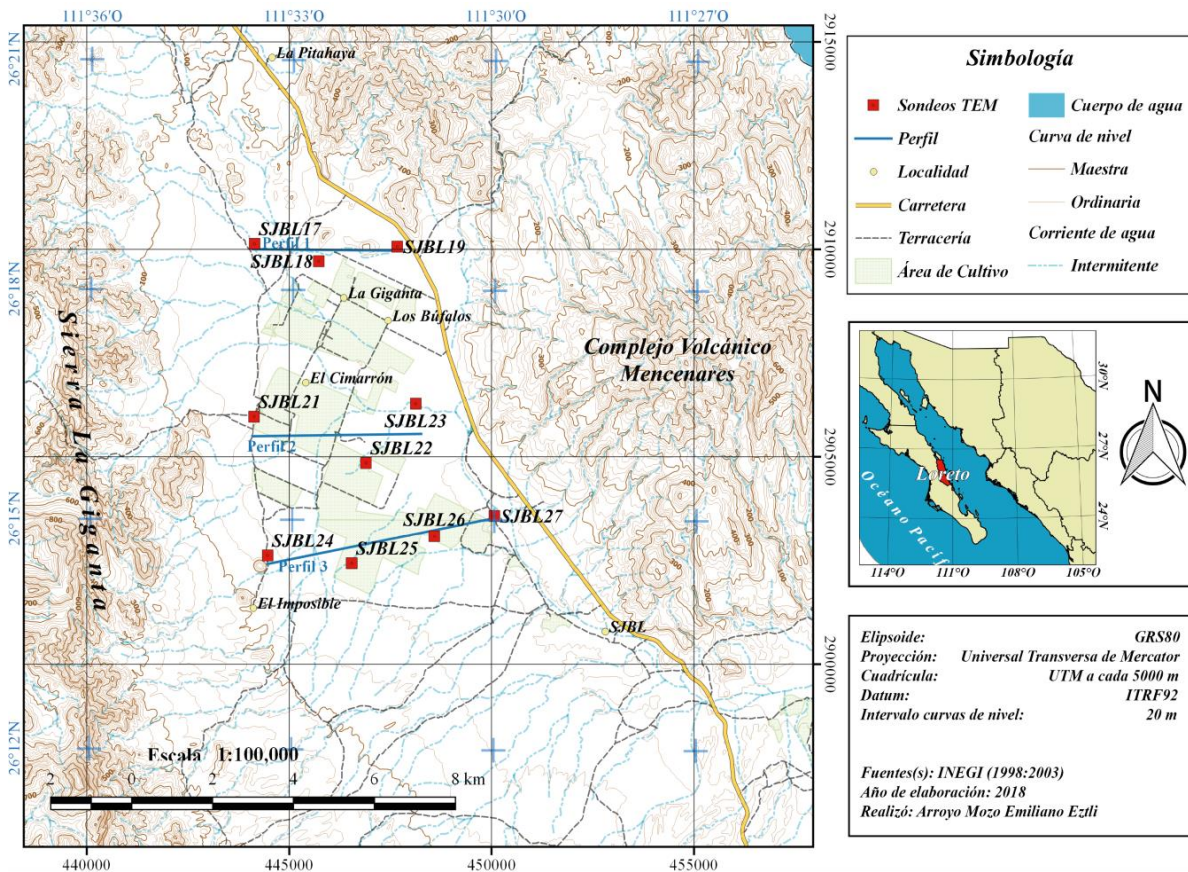


Figura 4.2 Localización de los sondeos TEM

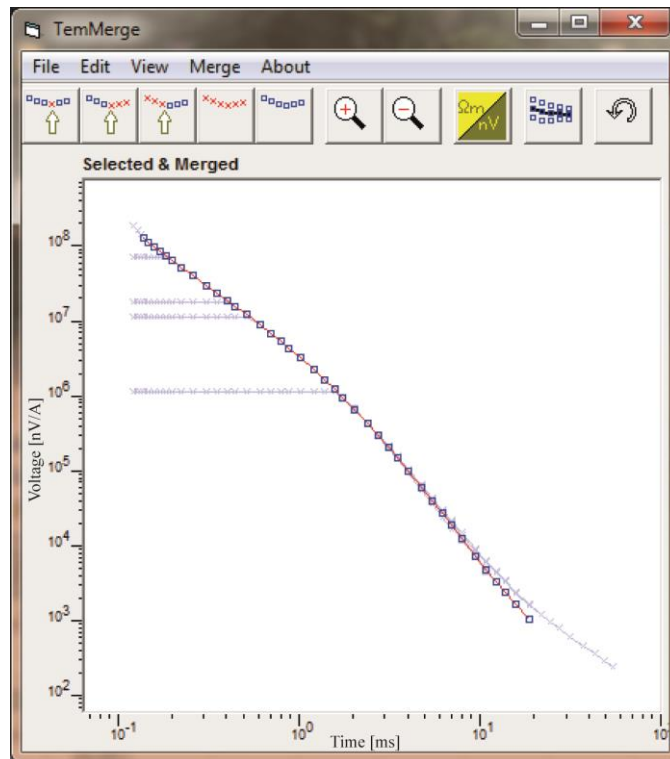
Tabla 4. 1. Coordenadas UTM de los sitios de trabajo.

Sitio	X (m)	Y (m)	Z (msnm)	Sitio	X (m)	Y (m)	Z (msnm)
SJBL17	444142.1	2910132	68	SJBL23	448122.7	2906284	37
SJBL18	445728.3	2909714	57	SJBL24	444465	2902620	62
SJBL19	447666.8	2910066	40	SJBL25	446543.3	2902433	49
SJBL21	444129.4	2905970	68	SJBL26	448584.8	2903087	37
SJBL22	446896.4	2904849	39	SJBL27	450064.8	2903576	36

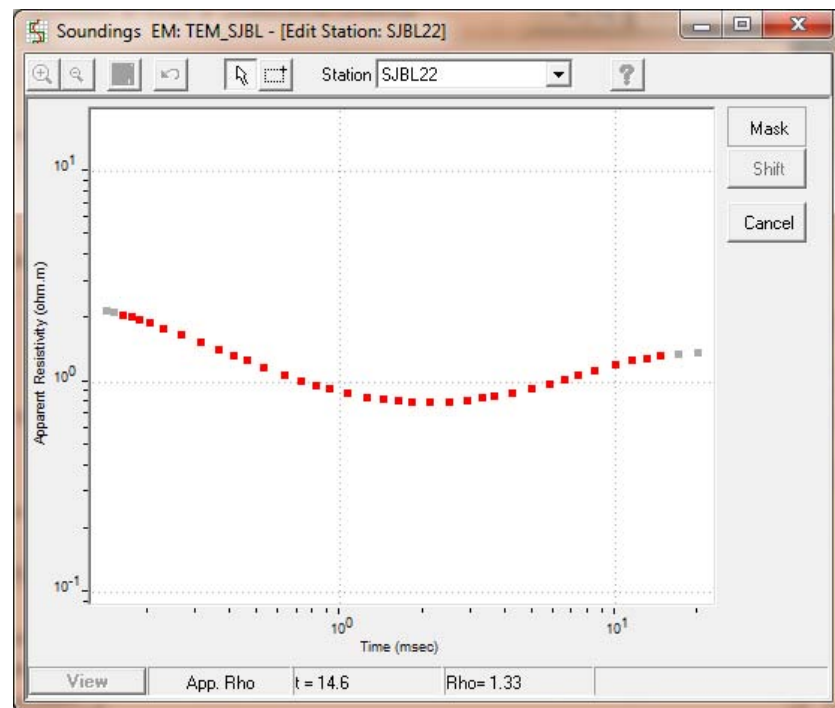
5. Procesamiento y análisis de los datos

El procesamiento de datos geofísicos es un procedimiento que tiene como objetivo transformar las mediciones de campo o lecturas crudas, a una distribución de las propiedades físicas en el subsuelo. El procesamiento de datos TDEM inicia con el traslado de las lecturas adquiridas en campo, del equipo terraTEM a una computadora. Estas mediciones, contenidas en archivos codificados en binario, se convirtieron en archivos con extensión *.sir* para su posterior tratamiento. Con la ayuda de la herramienta TemMerge implementada en el programa WinGLink, Geosystem SRL., se procedió a la visualización, la edición y el promediado (*merge*) de los *voltajes transitorios* tomados con diferentes parámetros para cada sitio de estudio, figura 5.1a. Por consiguiente, para cada sondeo, se obtuvo una sola curva de voltaje inducido en función de tiempo; curva que es transformada por la misma herramienta a una curva de resistividad aparente dependiente del tiempo.

Posteriormente, las curvas de decaimiento de voltaje y resistividad aparente de cada sondeo se cargaron a un proyecto de trabajo en el mismo software, en donde, a cada curva se le aplicó un segundo proceso de edición para erradicar los voltajes asociados con resistividades aparentes fuera de tendencia, figura 5.1b. Hecho esto, se obtuvo un total de diez curvas de resistividad aparente en función del tiempo, dichas alcanzaron valores promedio de *7.9 ms*, con un máximo de *20 ms* para el sondeo SJBL23 y un mínimo de *4.3 ms* en el sitio SJBL27.



a)



b)

Figura 5.1 a) Visualización, edición y promediado de los voltajes transitorios tomados con diferentes parámetros para el sondeo SJBL22; b) segundo proceso de edición con objeto de erradicar los voltajes asociados con resistividades aparentes fuera de tendencia. Ambos procedimientos se realizaron con ayuda del programa WingLink Geosystem SRL.

Los valores finales de resistividad aparente de cada sondeo se invirtieron suponiendo modelos unidimensionales suavizados y de capas, obteniendo un modelo para cada sondeo de la distribución de resistividad eléctrica con respecto a la profundidad, figura 5.2.

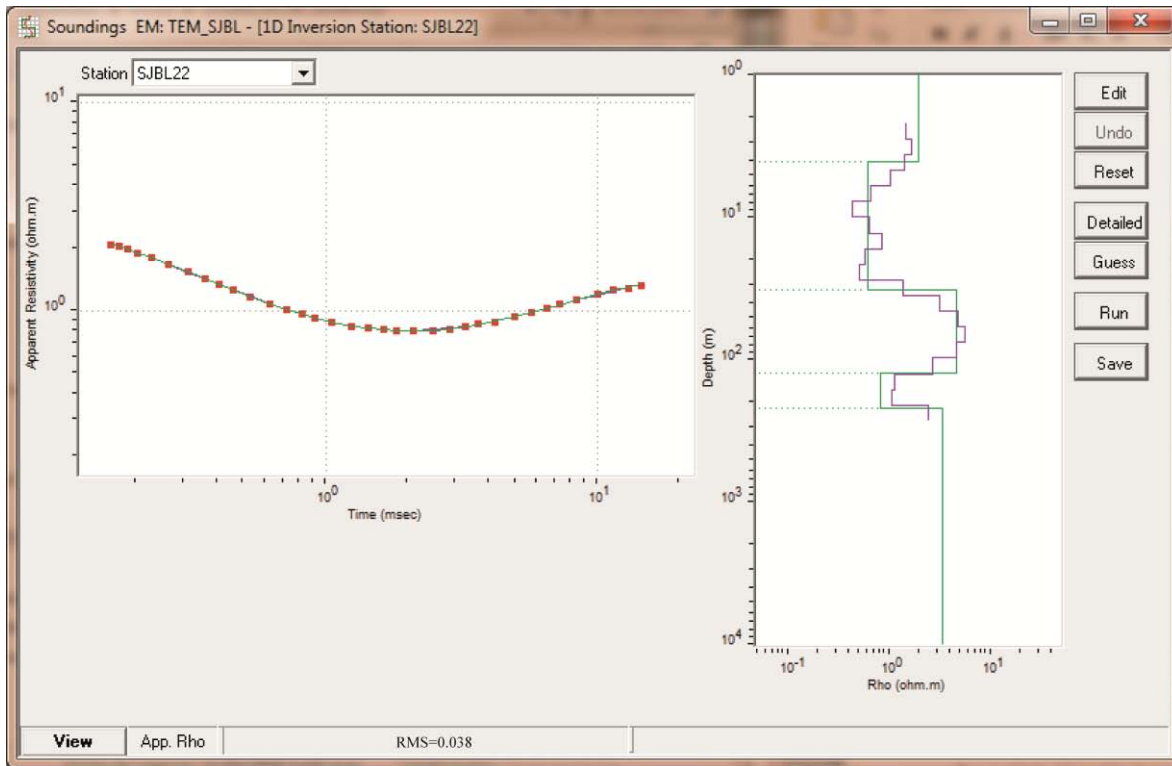


Figura 5.2 Representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas para el sondeo SJBL22, izquierda.

Para el cálculo del modelo de inversión suave, WinGLink recurre al algoritmo de *Occam* (Constable *et al.*, 1987), el cual únicamente invierte para estimar las resistividades de las capas, más no para sus espesores, los cuales se mantienen fijos durante la inversión y se generan automáticamente de acuerdo a una secuencia logarítmica (González-Morales, 1998; Eypórrsson, 2015). Para iniciar el cálculo es necesario definir el número de capas (máximo 20), el valor de la resistividad inicial y los valores de la profundidad inicial y final. El modelo suavizado resultante ayuda a sugerir un modelo inicial (caracterizado por un bajo número de capas) para la rutina de inversión de capas (GEOSYSTEM SRL, 2003), para ello, de acuerdo con González-Morales (1998), se definen las profundidades en los modelos *Occam* donde existen los saltos logarítmicos de resistividad más importantes,

definiendo ahí las profundidades de las interfases de las capas. Finalmente se ejecuta la inversión de capas, en donde a partir del modelo preliminar, en forma iterativa se estima el *modelo de parámetros* (resistividad como función de la profundidad) para que la respuesta calculada del *modelo* ajuste a la respuesta observada en términos de error cuadrático medio (Flores-Luna, 2000). Hay que tener en cuenta que un elevado número de capas también podría ajustar a los datos, pero con el objetivo de no generar una interpretación errónea, se elige el modelo más simple que ajuste a los datos sobre un grado apropiado (Christiansen *et al.*, 2009).

Los modelos de suavizado máximo se obtuvieron usando 17 capas logarítmicamente espaciadas, eligiendo la opción de los valores de resistividad inicial, profundidad inicial y final, de manera automática otorgada por el programa. El error cuadrático medio (RMS por sus siglas en inglés) de ajuste presentó un valor máximo de 6.4 %, para el sondeo SJBL24, y un mínimo de 5 %, para el sondeo SJBL23, con un promedio de 5.6%. En lo que respecta al número de capas simples, la mayoría de los modelos mostraron seis capas, a excepción de los sitios SJBL 18, 21, 22 y 23, los que presentaron cinco. Los errores de ajuste RMS para la rutina de capas mostraron valores respectivos máximos y mínimos de 3.9 % (sitio SJBL23) y 2.3 % (sitio SJBL19), con un promedio de 3.3%; obteniendo valores satisfactorios de ajuste entre las respuestas calculadas de los modelos y las mediciones de campo.

De la variedad relativa de los modelos resultantes del proceso de inversión se observó un rasgo dominante en la estructura geoelectrica de la zona, que consistió en una secuencia de unidades resistivo-conductor-resistivo. Por otra parte, todos los modelos coincidieron en mostrar un mínimo resistivo a una profundidad media de 195 *m* aproximadamente, de los cuales, los sondeos ubicados en el extremo oriental de la zona expusieron una mayor potencia. En referente a la profundidad de investigación se obtuvieron valores máximos del orden de 250 *m* en los sondeos SJBL 17, 18, 19, 24, 26 y 27, y un mínimo de ~190 *m* para el sitio SJBL25, con un promedio de ~230 *m*. En el Anexo A, se presentan las curvas de decaimiento de voltaje, resistividad aparente y los modelos *ID* de cada sondeo.

Análisis de resultados

A partir de la interpolación de los modelos geoelectricos unidimensionales obtenidos a partir de la inversión de datos de transitorio electromagnético se construyeron tres perfiles, con la finalidad de observar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo. En estas secciones se ubica en el eje de las ordenadas la elevación (*msnm*) y en el de las abscisas la distancia (*m*), además en todas ellas se observa la variación de la resistividad (*ohm-m*) en función de la profundidad. Los perfiles uno y dos quedaron integrados por los sondeos SJBL 17, 18 y 19, y SJBL 21, 22 y 23, respectivamente. El perfil tres por los sitios SJBL 24, 25, 26 y 27 (Fig. 4.2). De las secciones resultantes se dedujeron cuatro unidades geoelectricas (*UG1*, *UG2*, *UG3* y *UG4*), las cuales se describen a continuación para cada perfil.

Perfil geoelectrico 1

En la región centro-occidental del perfil se observa un cuerpo resistivo superficial con valores de resistividad por encima de los 30 *ohm-m* (*UG1*) y una mayor potencia en los alrededores del sondeo SJBL18, de aproximadamente 25 *m*, esta última disminuye lateralmente en dirección al sondeo SJBL17, donde presenta una potencia menor a los 10 *m*, figura 5.3. La unidad *UG1* cambia lateral y verticalmente a una unidad de resistividades medias que aflora en el extremo oriental del perfil. Dicho cuerpo presenta un intervalo de resistividades de entre 4 y 25 *ohm-m* (*UG2a*) y un espesor promedio de alrededor 150 *m*, con un máximo de ~160 *m* bajo el sondeo SJBL17 y un mínimo de ~145 *m* por debajo del sondeo SJBL18.

Subyaciendo a la unidad *UG2a*, a unos -145 *msnm*, se observa un horizonte mínimo resistivo que muestra valores de resistividad menores a los 3 *ohm-m* (*UG3*), siendo ligeramente más conductor y de mayor espesor bajo el sondeo SJBL19. Este espesor disminuye de manera gradual de este a oeste, de un valor máximo de ~100 *m* en el extremo oriental del perfil a un mínimo de ~40 *m* por debajo del sitio SJBL17. Finalmente, la unidad anterior descansa sobre otra cuya firma resistiva se sitúa por encima de los 5 *ohm-m* (*UG4*), la cual puede apreciarse a profundidades posteriores a los 240 *m* en los sitios SJBL 17 y 18, y a los 270 *m* en el sondeo SJBL19.

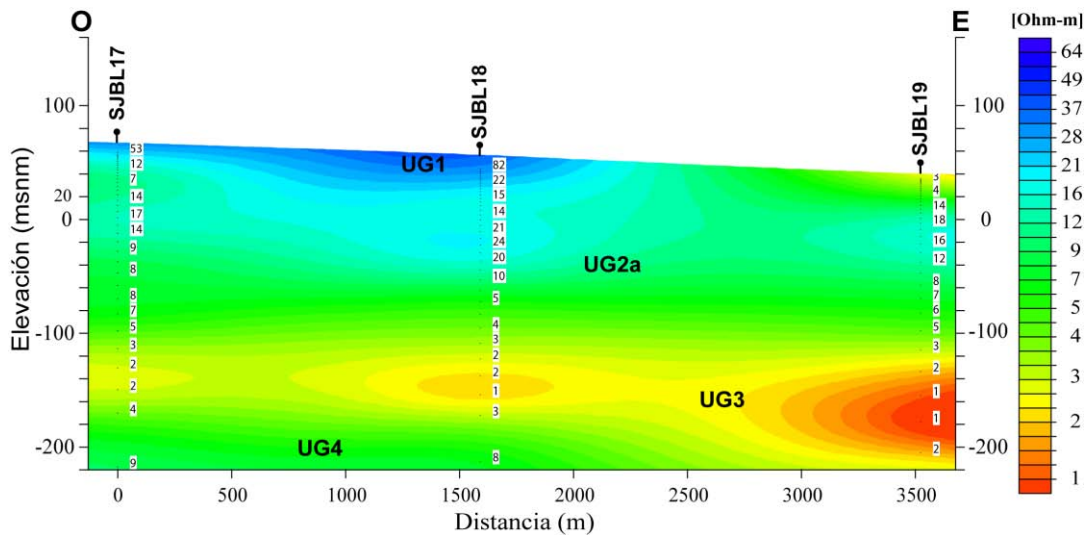


Figura 5.3 Perfil geoelectrico 1.

Perfil Geoelectrico 2

En la parte superficial de la sección se distinguen dos unidades geoelectricas contrastantes, figura 5.4. En la zona más occidental se observa un cuerpo relativamente medio resistivo que presenta valores de resistividad que van de los 4 a los 25 *ohm-m* (*UG2a*), una potencia máxima entre los sondeos SJBL 21 y 22 de aproximadamente 120 *m* y una mínima de ~70 *m* en la porción más oriental del perfil. Embebido en esta unidad bajo los sondeos SJBL 22 y 23 se observa una anomalía máxima conductiva, con valores de resistividad menores a los 3 *ohm-m* (*UG2b*), que exhibe una longitud aproximada a los 2 *km* y un espesor promedio ~40 *m*.

Debajo de la unidad *UG2* se puede observar un horizonte conductivo de espesor variable que muestra una zona de resistividades inferior a los 3 *ohm-m* (*UG3*) a una profundidad media de 170 *m*. Este horizonte presenta un valor mínimo resistivo en la parte media del perfil y una potencia mínima de alrededor 80 *m* bajo el sondeo SJBL21; esta potencia se incrementa gradualmente hacia la parte oriental de dicha sección sin poder ser definida. Por último, se muestra una capa poco más resistiva bajo el sondeo SJBL21 con valores por encima de los 5 *ohm-m* (*UG4*). En lo que respecta a los otros dos sondeos, dicho fenómeno no puede apreciarse.

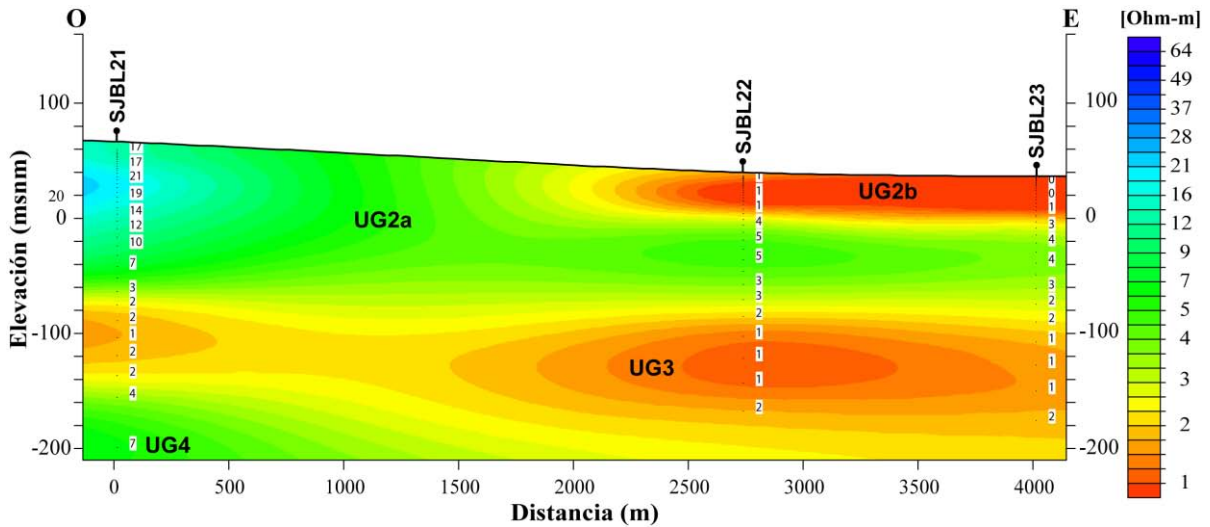


Figura 5.4 Perfil geoelectrico 2.

Perfil Geoelectrico 3

En orden descendente y de occidente a oriente, la figura 5.5 muestra un cuerpo máximo resistivo con valores de resistividad mayores a 30 $ohm\cdot m$ ($UG1$), de geometría irregular y mayor potencia bajo el sondeo SJBL24, de $\sim 110 m$. Esta potencia disminuye de manera considerable en dirección al sondeo SJBL25, presentando probablemente un valor menor a los 10 m bajo este sondeo. La unidad geoelectrica $UG1$ cambia a profundidad y lateralmente a otra de relativa resistividad media ($UG2a$) que particularmente aflora en el extremo oriental del perfil. Dicho cuerpo presenta valores de resistividad que oscilan entre 4 y 25 $ohm\cdot m$ y espesores que van de 50 m a 170 m . Un horizonte lateralmente más continuo yace bajo la unidad descrita previamente a unos -150 $msnm$, la cual presenta valores de resistividad de entre 1 y 3 $ohm\cdot m$ y una mayor potencia hacia los extremos del perfil ($UG3$). Esta unidad exhibe un espesor mínimo entre los sondeos SJBL 25 y 26 de aproximadamente 55 m a una profundidad media 170 m . Finalmente, en la parte central del perfil se observa como el valor de la resistividad de la unidad $UG3$ incremento su valor de manera paulatina a profundidad. Hasta que, debido a las características de los datos, no fue posible determinar el comportamiento de la conductividad a mayor profundidad. Este fenómeno solo puede ser observado por debajo de los sondeos SJBL 25 y 26 ($UG4$), con valores de resistividad por encima de los 5 $ohm\cdot m$ a una profundidad respectiva posterior a 190 m (SJBL25) y de 250 m (SJBL26). La tabla 5.1 sintetiza las unidades geoelectricas antes descritas con sus respectivos valores de resistividad eléctrica y espesores.

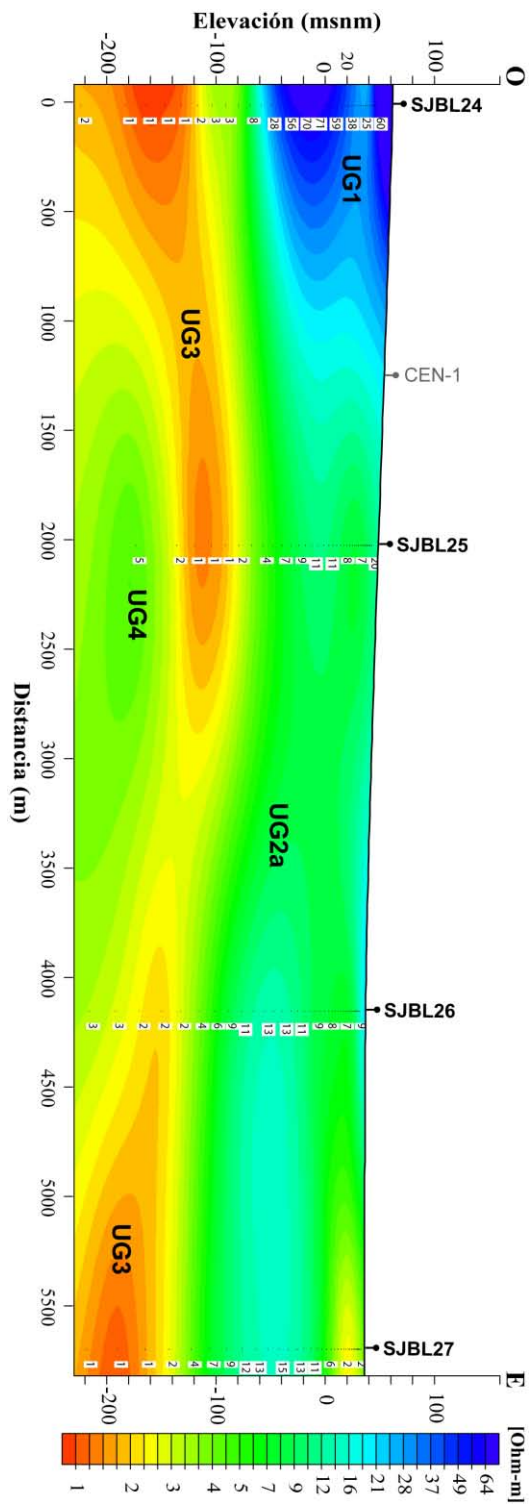


Figura 5.5 Perfil geoelectrico 3.

Tabla 5.1. Unidades geoelectricas y espesores deducidos a partir de los sondeos TEM.

Unidad geoelectrica	Intervalo de resistividad [Ohm-m]	Espesor [m]
UG1	> 30	10 a 110
UG2	UG2a	4 a 25
	UG2b	< 3
UG3	< 3	> 40
UG4	> 5	∞

6. Discusión y Conclusiones

Con base en las unidades geoelectricas deducidas a partir de los perfiles y la información geológica disponible de la zona de estudio se logró correlacionar con cierto grado de incertidumbre dichas unidades con los materiales geológicos presentes en el valle. Así, interpretando de las unidades más recientes a las más antiguas (de techo a base), podemos relacionar a la unidad geoelectrica *UG1* con la presencia de material poco consolidado, lo cual concuerda con el valor de resistividad observado, pues al haber poca competencia, hay poca cohesividad lo que disminuye el contacto eléctrico y, por tanto, la conductividad. Estos materiales han sido descritos por el SGM (2009; 2016) como depósitos continentales de grava-arena y arena-limo que son el producto de la denudación y degradación de las rocas preexistentes. En la porción norte y oeste del área de estudio estos depósitos cubren discordantemente a sedimentos que comprenden de terrazas aluviales y pie de monte correspondientes a conglomerados poco consolidados empacados en arenas del Plioceno tardío-Pleistoceno temprano (Umhoefer *et al.*, 2002; SGM, 2009 y 2016; CONAGUA, 2015). Hidrogeológicamente esta unidad se estaría comportando por encima de la zona de saturación como la zona vadosa, es decir, la unidad que tiene la finalidad de permitir el ingreso del agua captada por lluvia o escurrimiento para infiltrarse al acuífero de la región.

Luego, la unidad *UG2a* la podemos relacionar con la presencia de materiales semiconsolidados de permeabilidad variable. Los materiales encontrados en la parte superior de dicha unidad han sido descritos por el SGM (2009; 2016) como depósitos continentales de arena-limo y aluvión, los que rellenan planicies y causes de arroyos. Por lo

que la relativa baja resistividad observada en esta parte superficial, posiblemente se deba al incremento gradual en el contenido de material arcilloso hacia la región centro-oriental del área de estudio, ya que se conoce que el incremento del contenido de arcilla en material no consolidado conduce al decremento de la resistividad (Kirsch, 2009); y no a la respuesta eléctrica asociada a la completa saturación de agua de estos depósitos sedimentarios. Puesto que para el valle de SJBL, la CONAGUA documenta la profundidad al nivel freático variable entre 20 y 50 m en el 2006, presentando los valores más bajos en los alrededores del poblado de San Juan B. Londó, profundizándose hacia el occidente del valle y en las zonas de aprovechamiento del recurso hídrico. Un caso particular de este posible incremento en el contenido de material arcilloso puede asociarse con el cuerpo mínimo resistivo *UG2b*, el cual hidrogeológicamente se estaría comportando como una capa semiconfinante.

Para el resto de la unidad *UG2a*, el ligero decremento en la conductividad (visto más claramente bajo los sondeos SJBL 19, 21, 22, 23, 26 y 27), y su posterior incremento a profundidad, así como hacia la región centro-oriental del área de estudio (bajo los sondeos SJBL 22 y 23), posiblemente se vincule con cambios en la litología, la permeabilidad y a un incremento paulatino en el contenido de iones disueltos (salinidad) en el agua intersticial. El comportamiento de la resistividad ante el posible incremento lateral de salinidad es consistente con lo reportado por la CONAGUA, ya que identificaron agua subterránea de mala calidad con concentraciones medias de sales para la porción norte del valle, la cual presenta un máximo de concentración a pocos cientos de metros al NE del sondeo SJBL23. En cuanto a la litología, Biggiogero *et al.* (1995), Umhoefer *et al.* (2002) y Mark (2013) señalan que la cubierta superficial descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias marinas del Plioceno superior-Pleistoceno inferior (alternancia de arenisca-limonita de acuerdo con el SGM, 2016), compuesta de depósitos delta en abanico, dominada por flujo de detritos, los cuales se gradúan lateralmente y hacia arriba en areniscas fosilíferas marinas. Así mismo, documentan que estos depósitos se intercalan con numerosas tobas del Complejo Volcánico Mencenares.

Hidrogeológicamente se asume que la unidad *UG2* se estaría comportando en su parte más superficial, pasando radialmente del norte y occidente a la porción centro-oriental

del área de estudio, de la zona vadosa a una semi-confinada, a medida del posible incremento del material arcilloso en estos materiales granulares. En lo referente a la unidad *UG2a* consideramos se estaría comportando en su mayoría como la zona saturada.

La firma eléctrica de la unidad *UG3* podría relacionarse con la presencia de material arcilloso, el cual estaría actuando como la frontera hidráulica (acuicludo) de la unidad acuífera suprayacente. La posible existencia de este cuerpo de baja permeabilidad concuerda en cierta medida con los valores de conductividad observados, puesto que la relativa baja resistividad característica de los materiales arcillosos se debe a los minerales de arcilla, ya que estos son iónicamente activos por lo cual conducen bien la electricidad, incluso si se encuentran ligeramente húmedos (Milsom, 2003).

Sin embargo, la interpretación de un horizonte arcilloso presenta algunas dificultades. En primera instancia se encuentra lo relacionado al agua con concentraciones intermedias de sales para la región de estudio (CONAGUA, 2015; Wurl *et al.*, 2013) y, además, de su relativa mayor concentración a medida del incremento de la profundidad. Acorde con Orellana (1982), la resistividad de las rocas sedimentarias que contienen agua dulce incrementa con el tamaño de grano (arcilla, limo, arena, grava), por el contrario, si es agua salada se tendría un comportamiento inverso. Ello se explica porque cuando el agua se encuentra cargada de iones, parte de estos son retenidos por las partículas de arcilla, con pérdida de su movilidad y su consecuente incremento de la resistividad. Así, si el tamaño de grano disminuye, crece la superficie de contacto y con ella el número de iones retenidos. De esta manera, se esperaría que la respuesta eléctrica de un horizonte arcilloso exhiba valores de resistividad ligeramente mayores a los observados teniendo en cuenta al agua de mala calidad documentada para la porción norte del valle. Ahora bien, la CONAGUA no reporta la existencia de alguna frontera hidráulica de relativa gran dimensión a profundidades de aproximadamente 200 *m*, sino más bien afirman que los materiales granulares que alojan al acuífero SJBL presentan una permeabilidad media y un espesor superior a los 300 *m*, donde consideran que las fronteras y barreras del flujo subterráneo están representadas por las areniscas y limolitas del relleno de la cuenca, las rocas graníticas y las rocas de la Formación Comondú, cuando éstas no presentan permeabilidad secundaria. Por lo cual, el asumir a la unidad *UG3* como un material arcilloso y, por tanto,

de baja permeabilidad, no concordaría con lo reportado por dicha institución. Finalmente, se encuentra lo relacionado con la evolución geológica de la cuenca de Loreto, puesto que los materiales que la rellenan se depositaron en una cuenca tectónicamente activa (Umhoefer *et al.*, 2002; Mark, 2013). Por tal motivo, dichos sedimentos fueron fracturados y fallados como resultado de la última etapa de deformación del Golfo, incrementando así su permeabilidad. Esto se traduce en que la unidad *UG3* posiblemente no sea un horizonte continuo de baja permeabilidad, sino una estructura de tipo fosas y pilar tectónicas. En donde, algunas de las fallas que limitan a estas estructuras probablemente se vinculen con los conductos que permiten el ascenso de agua termal al acuífero de la localidad, que acorde con Wurl *et al.* (2013), dicho fenómeno es el principal factor de la contaminación del agua subterránea debido a la sobreexplotación.

Según Umhoefer *et al.* (2002) los depósitos que subyacen a los sedimentos marinos de la cuenca de Loreto, y los que sobreyacen a los depósitos del Grupo Comondú se caracterizan por ser completamente no marinos y del Plioceno. De acuerdo con Mark (2013) estos depósitos se componen de conglomerado clástico cercano a la falla, interpretados como depósitos de flujo de detritos y corrientes entrecruzadas sobre abanicos aluviales. Este mismo autor señala que los depósitos de la cuenca presentan un espesor inferido de ~1.5 a ~1.8 km en la parte más profunda de la cuenca, inmediatamente al este de la falla Loreto. En contraste, la CFE (Casarrubias, 1997; Bigurra, 2000) reporta del análisis litológico del pozo exploratorio *CEN-1* (ubicado entre los sondeos SJBL24 y 25) que el relleno exhibe un espesor de 186 m, representado por secuencias de aluvión y conglomerado, seguidas de depósitos de aglomerados volcánicos que asocian con el Grupo Comondú, observados hasta los 500 m de profundidad que tiene el pozo.

Dado la falta de información sobre los sedimentos que componen el relleno de la cuenca, el desacuerdo con respecto a la profundidad a la base de la misma, y las limitaciones espaciales por la adquisición de los datos transitorios, pues se tienen diez sondeos para una superficie de alrededor 35 km², consideramos que es muy aventurado tratar de asociar este cuerpo geoeléctrico, así como a la unidad *UG4*, con algunos de los entes geológicos de la localidad. No obstante, resulta curioso que la interfase litológica de los depósitos del relleno de la cuenca y del grupo Comondú documentada por la CFE,

coincida en cierta medida con la interfase geoelectrica de las unidades *UG3* y *UG4*. De esta manera, si el análisis de los datos del pozo exploratorio *CEN-1* fuese correcto, la firma eléctrica de la unidad *UG3* posiblemente se asocie con la presencia de material consolidado, fracturado y fallado, probablemente compuesto en su mayoría de partículas del tamaño de arenas y gravas con una pequeña contribución de arcillas, encontrándose saturados de agua ligeramente salobre y, por tanto, aun siendo parte del acuífero de la localidad.

Finalmente, siguiendo la suposición de que la interfase geoelectrica *UG3-UG4* concuerda con la interfase litológica del pozo exploratorio *CEN-1*, podemos relacionar a la unidad *UG4* con los depósitos miocénicos que coronan al Grupo Comondú. Acorde con Durán-Calderón (2016) el grupo Comondú se compone por secuencias masivas volcanoclásticas (como flujos de bloques y ceniza, flujos de lava, domos y diques), así como depósitos volcanosedimentarios asociados a la removilización de los depósitos volcanoclásticos y de las unidades inmediatamente inferiores (depósitos distales de la SMO y el basamento cretácico). En este sentido, podemos asumir que la expresión eléctrica de estos materiales coincide con la respuesta observada, puesto que estos depósitos de igual manera fueron fracturados y fallados por los procesos tectónicos del *rift* del Goyo de California, favoreciendo así la permeabilidad de la roca original. Razón que explicaría, aunada a la posible saturación de agua con concentraciones medias de sales e inclusive la probable existencia de agua termal transportada a través de algunas de las fallas, el incremento en la movilidad de los portadores de carga (iones disueltos) y, por ende, el decremento de la resistividad.

En caso contrario, todas las unidades geoelectricas observadas en los perfiles (hasta los 250 *m* de profundidad media de investigación que presentan los sondeos), corresponderían a la respuesta eléctrica de una fracción de los materiales del relleno de la cuenca, que como se mencionó previamente tendrían un espesor inferido de alrededor 1.5 a 1.8 *km* de profundidad, inmediatamente al oriente de la falla Loreto. Donde, las variaciones de resistividad observadas se vincularían con cambios en la permeabilidad, saturación, salinidad y litología de estas secuencias sedimentarias. En la tabla 6.1 se presentan las

unidades geoelectrica deducidas junto con su posible asociación hidrogeológica y litológica.

Tabla 5.2. Unidades geoelectricas deducidas con TEM y su posible asociación hidrogeológica y litológica.

Unidad geoelectrica	Intervalo de resistividad [Ohm-m]	Posible asociación hidrogeológica	Posible asociación litológica	
<i>UG1</i>	> 30	Dependiendo de su ubicación espacial, de zona vadosa a saturada (acuifero granular).	Depósitos poco consolidados integrados por grava-arena y arena-limo.	
<i>UG2</i>	<i>UG2a</i>	4 a 25	Dependiendo de su ubicación, zona vadosa, zona parcialmente confinante (acuifardo) y zona saturada con agua ligeramente salobre (acuifero granular).	Materiales semiconsolidados de permeabilidad variable. La parte más superficial correspondería a depósitos continentales de arena-limo y aluvión con poco contenido de arcillas, los cuales descansan discordantemente sobre alternancias de arenisca-limolita de origen marino (posiblemente fracturadas y falladas), con intercalaciones de tobas del CVM.
	<i>UG2b</i>	< 3	Zona semiconfinante (acuicludo).	Materiales semiconsolidados de baja permeabilidad, compuestos de arena-limo, posiblemente con una mayor contribución de material arcilloso.
<i>UG3</i>	< 3	Acuifero, zona saturada de agua con concentraciones medias de sales.	Material consolidado de relativa mayor permeabilidad (fracturado y fallado) compuesto de partículas de tamaño de arenas-gravas, con poco contenido de arcillas.	
<i>UG4</i>	> 5	Zona saturada con agua ligeramente salobre (acuifero en un medio fracturado).	Depósitos miocénicos que coronan al Grupo Comondú.	

En cuanto al límite superior de la zona de saturación (acuífero) suponemos presentó un valor máximo de ~ 30 *msnm* para los sondeos SJBL 18, 19 y 24, lo cual cae dentro del intervalo documentado por la CONAGUA (entre 50 y 20 *m*), a excepción del sondeo 19, quien consideramos presentó un valor al nivel freático de ~ 15 *m*. Los valores inferidos para los sondeos SJBL 22 y 23 no corresponden con lo reportado por dicha institución, de ~ 26 y ~ 22 *m* respectivamente, puesto que sugerimos se ubica bajo la unidad *UG2b*, con valores respectivos de ~ 8 y ~ 3 *msnm*. De manera que el nivel documentado por la CONAGUA en esta unidad geoelectrica podría corresponder a un nivel piezométrico. Para el resto de los sitios de estudio (SJBL 17, 21, 25, 26 y 27), no fue posible deducir la cima del acuífero, dado que los materiales no saturados como los saturados, no mostraron un contraste suficiente de resistividades.

Se observaron valores máximos de profundidad de investigación de 286 y 270 *m* bajo los sondeos SJBL 17 y 18, respectivamente, y mínimos respectivos por debajo de los sitios SJBL 22 y 23, de 207 y 213 *m*, con una media de 247 *m*. Consideramos válidos dichos valores de profundidad puesto que en general los momentos de la fuente fueron bastante intensos, del orden de $22,375$ *Am²*. Así mismo, se presentaron valores de voltaje de nivel de ruido relativamente bajos, de aproximadamente 1×10^{-8} *V/m²*, lo cual cae dentro del intervalo señalado por Flores *et al.* (2013) para el nivel de ruido natural después de promediar los voltajes inducidos, de 10^{-10} a 10^{-8} *V/m²*. Por lo cual, asumimos que la buena intensidad de los momentos y el poco nivel de ruido electromagnético existente en la zona de estudio (dado que se encuentra en una región relativamente aislada de influencia antrópica), contribuyeron de manera sustancial en la profundidad de investigación.

Los valores de profundidad observados fueron corroborados mediante la ecuación de máxima profundidad de investigación (ecu. 3.37), siendo en su mayoría consistentes con las profundidades observadas. Consideramos además que la profundidad de investigación se vio limitada por la presencia de las unidades geoelectricas mínimas resistivas *UG2b* y *UG3*. Ello, debido a que las corrientes inducidas en el subsuelo suelen propagarse por el medio que les presente una menor oposición, casi no penetrando debajo de él (González-Morales, 1998), como por ejemplo bajo los sitios SJBL 19, 22, 23, 24 y 27. Así, la posible existencia de un cuerpo ligeramente más resistivo (*UG4*) yaciendo bajo la unidad *UG3* resultó en una caída del voltaje de decaimiento más rápida, alcanzándose el nivel de

sensibilidad del instrumento en las ventanas de los tiempos más largos, y por ende, finalizando el transitorio.

Finalmente, en términos de los objetivos descritos se puede concluir que la estructura eléctrica del subsuelo de la porción norte del valle de San Juan Bautista Londó, BCS, obtenida a partir del análisis de datos de sondeos de transitorio electromagnético, está conformada por cuatro unidades geoelectricas, las cuales en referente al contexto geológico se logró asociar con los materiales del subsuelo que presentan diferentes niveles de saturación.

Estas unidades, deducidas a partir de la interpolación de los modelos geoelectricos resultantes de la inversión de los datos de TEM, se constituyen por una unidad resistiva superficial *UG1* que puede ser observada en la porción norte y occidente del área de estudio, con valores por encima de 30 *ohm-m* y espesores en un intervalo de 10 a 100 *m*. Dicha unidad descansa discordantemente sobre un horizonte de resistividades medias *UG2a* que exhibe espesores de 50 a 170 *m*, y valores de resistividad de 4 a 25 *ohm-m*. Embebido en esta unidad se presenta un cuerpo máximo conductor *UG2b* que aflora en la porción centro-oriental de la región de estudio, con valores por debajo de los 3 *ohm-m* y un espesor promedio de aproximadamente 40 *m*. A una profundidad media de -145 *msnm* se observa a lo largo de los tres perfiles una anomalía conductiva *UG3* con valores menores a los 3 *ohm-m* y un espesor por encima de los 40 *m*. Finalmente, subyaciendo a esta unidad se distingue un cuerpo ligeramente más resistivo *UG4* con valores mayores a los 5 *ohm-m*, del cual no fue posible determinar su espesor debido a las características de adquisición.

La profundidad de investigación alcanzada con dichos sondeos fue de aproximadamente 247 *m*, con bobinas de 50 *m* de lado. A pesar de presentar un área de la bobina transmisora relativamente pequeña, mostró buenos resultados al caracterizar un subsuelo moderadamente conductor, lo que pone de manifiesto el potencial de la metodológica transitoria. Por lo cual, consideramos que la respuesta favorable de la profundidad de investigación se debió principalmente a la buena intensidad del momento de la fuente y a los bajos niveles de ruido electromagnético.

Con la información geológica e hidrogeológica recabada en el transcurso del proyecto fue posible correlacionar con cierto grado de incertidumbre las unidades geoelectricas con los materiales presentes en el subsuelo de la localidad, y por ende, establecer las unidades hidrogeológicas que caracterizan al acuífero SJBL. Por lo cual, las altas resistividades de la unidad *UG1*, observadas por encima del nivel de saturación, se pueden asociar con la presencia de depósitos poco consolidados de grava-arena y arena-limo, que hidrogeológicamente se estarían comportando como la zona vadosa. Esta zona, de acuerdo a los valores de resistividad de la unidad *UG2*, posiblemente pase en forma radial de norte y occidente a la porción centro-oriental del área de estudio a una zona semiconfinante (*UG2a* y *UG2b*), a medida del posible incremento en el contenido de material arcilloso en los depósitos poco consolidados de arena-limo que forman parte de la cubierta superficial del valle.

Por otro lado, asumimos que la cima del nivel de saturación se localiza entre los 29 y los 3 *msnm*, siendo los valores más elevados los pertenecientes a las regiones norte y oeste del área de estudio y, los más profundos a la porción centro-oriental. Consideramos, además, teniendo en cuenta la falta de información sobre los sedimentos que componen el relleno la cuenca Loreto y las limitaciones espaciales por la adquisición de los datos de TEM, que el resto de las unidades geoelectricas (*UG1*, *UG2a*, *UG3* y *UG4*) ubicadas por debajo de la superficie de saturación posiblemente formen parte del acuífero de la localidad. De estas unidades, la *UG3* y *UG4*, asociadas con un conjunto de unidades litológicas más permeables permite explicar cualitativamente la presencia del acuífero. De esta manera, concluimos que el acuífero de la región de estudio podría estar representado por un acuífero emplazado en un medio granular y fracturado en condiciones libres a semiconfinadas, presentando un espesor superior a los 210 *m*.

Cabe señalar que la realización de un estudio geocronológico y estructural detallado en la totalidad del valle San Juan Bautista Londó, así como la realización de una campaña de adquisición de datos TEM más densificada contribuirán a resolver las interrogantes planteadas en esta tesis para los materiales del relleno de la cuenca Loreto. Se sugiere además la implementación de este tipo de sondeos para dar seguimiento a la calidad del agua subterránea del presente acuífero, puesto que el incremento o disminución en el

contenido de iones disueltos se verá meramente reflejado en los valores de resistividad. Por último, se recomienda, dado la existencia del incremento en la salinidad del acuífero, hacer un uso óptimo del agua dulce con la que actualmente se dispone.

Por último, debe mencionarse que el estudio aquí descrito ha contribuido a incrementar el conocimiento de la conformación hidrogeológica del valle SJBL. Así, la finalidad de este tipo de estudio no tiene otra intención que proveer a los especialistas de información valiosa para una gestión adecuada del recurso hídrico, sobre todo en zonas con poca disponibilidad por la baja tasa de recarga existente por las condiciones climáticas de la región.

Referencias

- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., y Rangin, C. (1981). Fault tectonics of Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology* 3(4), 347-357. doi: 10.1016/0191-8141(81)90035-3
- Árnason, K., y Wameyo, P. (2009). Processing and interpretation of TEM and MT data. *ISOR Iceland Geosurvey*. Recuperado de https://orkustofnun.is/gogn/flytja/JHS-Skjol/Kenya%202008/31a_Arnason.pdf
- Arvizu, H. E., e Iriondo A. (2015). Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67(3), 545-586. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222015000300016&lng=es&tlng=es
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Solís-Pichardo, G., ..., y Lozano-Santa Cruz, R. (2009). Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26(3), 709-728. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742009000300013&lng=es&tlng=es
- Atwater, T. (2000-2011). Educational Multimedia Visualization Center: Downloads. U.C.S.B. *Department of Earth Science*. Recuperado de http://emvc.geol.ucsb.edu/1_DownloadPage/Download_Page.html
- Atwater, T. M. (1998). Plate tectonic history of southern California with emphasis on the western Transverse Ranges and northern Channel Islands. En P. W. Weigand (Ed.), *Contributions to the geology of the Northern Channel Islands, Southern California* (p. 1-8). Santa Barbara, CA: American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section, Miscellaneous Publication 45. Recuperado de www.researchgate.net
- Bigioggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A., y Vezzoli, L. (1995). The cerro Mencenares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin* 107(9), 1108-1122. doi:10.1130/0016-7606(1995)107<1108:TCMVCB>2.3CO;2
- Bigurra, P.E. (2000). El Centavito, BCS. *Reporte-GF-CE-05-00*. CFE.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R., y Lugo-Zazueta, R. (2011). Cap. 7 Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico. En T. Calmus (Ed), *Panorama de la Geología de Sonora, México*

- (227-266). Universidad Nacional Autónoma de México: Boletín del Instituto de Geología 118. Recuperado de <http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/difusion-y-divulgacion/publicaciones/boletin-del-instituto-de-geologia/579-boletin-118>
- Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Casarrubias, U. Z. (1997). Evaluación Geotérmica del pozo de gradiente CE-1, P.G. El Centavito, BCS. *Reporte GG-CE-18/97*. CFE.
- Christensen, N. B. (1995). 1D imaging of central loop transient electromagnetic soundings. *JEEG*, 53-66. Recuperado de http://www.hgg.geo.au.dk/ref_manager/CHRISTENSEN1995C.pdf
- Christiansen, A. V., Auken, E. y Sorensen, K. (2009). Cap. 6 The transient electromagnetic method. En Kirsch, R. (Ed.). *Groundwater Geophysics, A Tool for Hydrogeology*. (pp. 179-224). doi:10.1007/978-3-540-88405-7
- Comisión Nacional del Agua. (2006). *Sinopsis del estudio, actualización geohidrológica de los acuíferos de San Juan B. Londo y Loreto, B.C.S.* Lesser y Asociados, S.A. de C.V. Contrato: SGT-PBC-BCS-06-GAS-005-RF-LP. México, 67 pp.
- Comisión Nacional del Agua. (2015). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero San Juan B. Londó (0329), Estado de Baja California Sur. *Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos*. México CDMX, 26 pp. Recuperado de https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/102843/DR_0329.pdf
- Comisión Nacional del Agua. (2016). *CONAGUA: Sistema Nacional de Información del Agua (SINA)*. México. Recuperado de <https://www.gob.mx/conagua>
- Constable, S.C., Parker, R.L. y Constable C.G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Durán-Calderón, J. (2016). *Estratigrafía regional y significado tectónico del Grupo Comondú en Baja California Sur, México* (Tesis de Maestría). Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Eyþórsson, E. (2015). *The transient electromagnetic method (TEM) in geothermal exploration. Processing and 1D inversion of a TEM sounding from Reykjanes, SW-Iceland* (Tesis de Licenciatura). School of Engineering and Natural Sciences, University of Iceland, Reykjavik, Iceland.

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S., López-Martínez, M. y Silva-Fragoso, A. (2017). Cenozoic magmatism and extensión in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews* (2017), doi:10.1016/j.earscirev.2017.04.006
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., y Solari, L. (2013). Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, México: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, October 9(5), 1161-1200. doi: 10.1130/GES00925.1
- Flores, C. y Velasco, N. (1998). A comparative analysis between transient electromagnetic soundings and resistivity soundings in the Tres Virgenes geothermal zone, Mexico. *Geofísica Internacional*, 37(3), 183-199.
- Flores, C., Romo J. M. y Vega, M. (2013). On the estimation of the maximum depth of investigation of transient electromagnetic soundings: the case of the Vizcaino transect, Mexico. *Geofísica Internacional*, 52(2), 159-172.
- Flores-Luna, C. (2000). La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios. *Geos*, 20(2), 70-88. Recuperado de <http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos00-2/Flores-Luna00-2.pdf>
- GEOSYSTEM SRL. (2003). *A guide to usung WinGLink, release 2.1.1*. Milan, Italia.
- González-Abraham, A., Fagundo-Castillo, J. R., Carrillo-Rivera, J. J., Rodríguez-Estrella, R. (2012). Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcánicas de Loreto, BCS, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 319-333.
- González-Morales, C.A. (1998). *Exploración electromagnética de la zona geotérmica de San Siquismunde-Los Volcanes, B.C.S., México* (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California.
- Guerrero-Mothelet, V. (2006). Agua, el recurso más valioso. *¿cómoves?*, 88. Recuperado de <http://www.comoves.unam.mx/numeros/articulo/88/agua-el-recurso-mas-valioso>
- Hausback, B. (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. En: Frizzel, V. A. Jr., (ed.). *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section SEPM, 39, 219–236.
- Kirsch, R. (Ed.). (2009). *Groundwater Geophysics: A tool for Hydrogeology*. doi:10.1007/978-3-540-88405-7

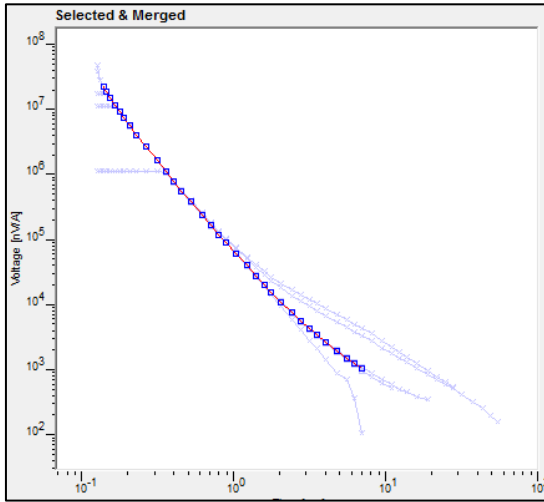
- León, R. (2010, 30 de marzo). Padece BCS la mayor falta de agua potable en México. *La Jornada*. Recuperado de <http://www.jornada.unam.mx/2010/03/30/estados/026n1est>
- Mark, C. (2013). Landscape evolution at a young rifted margin: the Loreto region of Baja California Sur, Mexico. Tesis de Doctorado. Imperial College London, Department of Earth Science and Engineering.
- Mazari, M. (2003). El agua como recurso. *¿cómoves?*, 54. Recuperado de <http://www.comoves.unam.mx/numeros/articulo/54/el-agua-como-recurso>
- McNeill, J. D. (1994). *Technical Note TN-27, Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding*. Geonics Limited.
- Michaud, F., Calmus, T., Marc, S., Royer, J. Y., Bourgeois, J., Chabert, A., ..., y Dymont, J. (2005). La zona de falla Tosco-Abrejos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 53-64. Recuperado de www.researchgate.net
- Milsom, John. (2003). *Field geophysics*. Inglaterra, Gran Bretaña: Wiley.
- Nabighian, M. N. y Macnae, J. C. (1991). Cap. 6 Time domain electromagnetic prospecting methods. En Misac N. Nabighian (Ed.). *Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol 2, Application, Part A*. (427-479). Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.
- Orellana, E. (1982). *Prospección geoeléctrica en corriente continua*. Madrid, España: Paraninfo.
- Ortega-Rivera, M. A. (2008, primavera). *La hidrósfera*. [Versión electrónica]. *Nuestra Tierra*. (9), 15-25. <http://www.geologia-son.unam.mx/images/nuestratierra/primavera2008.pdf>
- Pinder, G. F. y Celia, M. A. (2006). *Subsurface Hydrology*. Estados Unidos de América: John Wiley-Interscience. Recuperado de <http://wznews.com/IMG2/book/Hydrology%20and%20Hydrogeology/Subsurface%20Hydrology,George%20F.%20Pinder%20and%20Michael%20a.%20celia/Subsurface%20Hydrology.pdf>
- Plattner, C., Malservisi, R., y Govers, R. (2009). On the plate boundary forces that drive and resist Baja California motion. *Geology*, 37(4), 359-362. doi: 10.1130/G25360A.1
- Prieto, G.A. (2011). *Geophysical Inverse Theory*. Universidad de los Andes. Recuperado de http://www.prof.uniandes.edu.co/~gprieto/classes/compufis/inverse/inverse_theory.pdf
- Richardson, R.M. y Zandt, G. (2003). *Inverse problems in geophysics*. *Geosciences* 567. Universidad de Arizona, Tucson, Arizona. Recuperado de <http://math.oregonstate.edu/~restrepo/577/Richardsons.pdf>

- Rodríguez-Díaz, A.A. (2009). *Metalogenia del área mineralizada en manganeso de Bahía Concepción, Baja California Sur* (Tesis de Maestría). Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ruiz Aguilar, D. (2010). *Estudio geofísico para la evaluación hidrogeológica de una zona del acuífero Alfajayucan-Chapantongo* (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Sedlock, R. L. (2003). Geology and tectonics of the Baja California Peninsula and adjacent areas. En S. E. Johnson, S. R. Paterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough, A. Martín-Barajas (Eds), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA*. Boulder, Colorado: *Geological Society of America, Special Paper 374*, 1-42. doi: 10.1130/0-8137-2374-4.1
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.
- Servicio Geológico Mexicano (2008). *Monografía geológico-minera del estado de Baja California Sur*. Recuperado de https://mapserver.sgm.gob.mx/inf_tecnicos8/T032008SEGM0001_01.PDF
- Servicio Geológico Mexicano. (2009). *Carta geológico-minera: Loreto, G12-A88, BCS*. Recuperado de http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/273_G12-A88_GM.pdf
- Servicio Geológico Mexicano. (2016). *Carta geológico-minera: Santa Rosa, G12-A78, BCS*. Recuperado de http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/272_G12-A78_GM.pdf
- Simpson, F. y Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Spies, B. R. (1989). Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54(7), 872-888. Recuperado de <http://library.seg.org/doi/pdf/10.1190/1.1442716>
- Spies, B. R. y Eggers, D. E. (1986). The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *Geophysics*, 51(7), 1465-1471. Recuperado de <http://library.seg.org/doi/pdf/10.1190/1.1442194>
- Torres, R., Ruiz, J., y Patchet, P. J. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Geological Society of America, Special Paper 340*, 191-196. doi: 10.1130/0-8137-2340-X.191
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., Willsey, S., Mayer, L., y Renne, P. (2001). Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144, 125–147. doi: 10.1016/S0037-0738(01)00138-5
- Umhoefer, P. J., Mayer, L., Dorsey, R. J. (2002). Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico. *Geological Society of America*, 114 (7), 849-868.

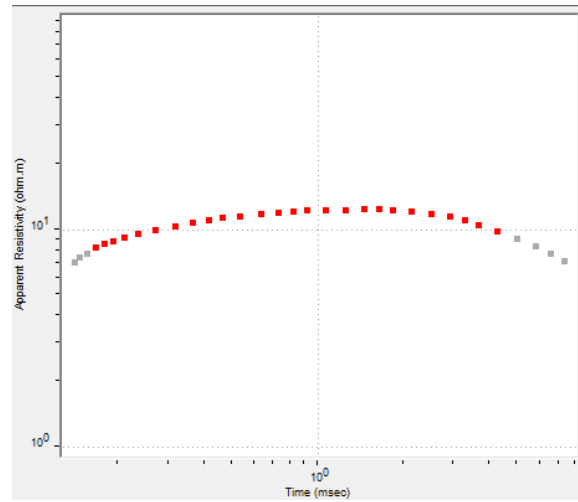
- Unsworth, M. (2014). F: Time-domain EM methods. *Geophysics 424 - Electromagnetic and potential field methods*. Universidad de Alberta, Canadá. Recuperado de <https://sites.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/424/notes424-2016.html>
- Valencia-Moreno, M., y Ortega-Rivera, A. (2011). Cap 6 Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide). En T. Calmus (Ed.), *Panorama de la geología de Sonora, México* (p. 201-226). Universidad Nacional Autónoma de México: Boletín del Instituto de Geología 118. Recuperado de <http://www.geologia.unam.mx:8080/jgl/index.php/difusion-y-divulgacion/publicaciones/boletin-del-instituto-de-geologia/579-boletin-118>
- Wangsness, R. K. (2006). *Campos electromagnéticos*. México: Limusa.
- Ward, S. H. y Hohmann, G. W. (1988). Cap. 4 Electromagnetic theory for geophysical applications. En Misac N. Nabighian (Ed.). *Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol 1, Theory*. (pp. 131-308). Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.
- West, G. F. y Macnae, J. C. (1991). Cap.1 Physics of the electromagnetic induction exploration method. En Misac N. Nabighian (Ed.). *Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol 2, Application, Part A*. (pp. 5-6).Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.
- Wurl, J. Méndez Rodríguez, L. C., Cassassuce, F., Martínez Gutiérrez, G., Ramos Velázquez, E. (2013). Geothermal water in the San Juan Bautista Londó aquifer, BCS, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 900-903. Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S., López-Martínez, M. y Silva-Fragoso, A. (2017). Cenozoic magmatism and extensión in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews* (2017), doi:10.1016/j.earscirev.2017.04.006
- Zhdanov, M. S. (2009). *Geophysical electromagnetic theory and methods*. Recuperado de http://www.downage.org/ebooks-list/geophysical-electromagnetic-theory-and-methods_sodm.html

Anexo 1

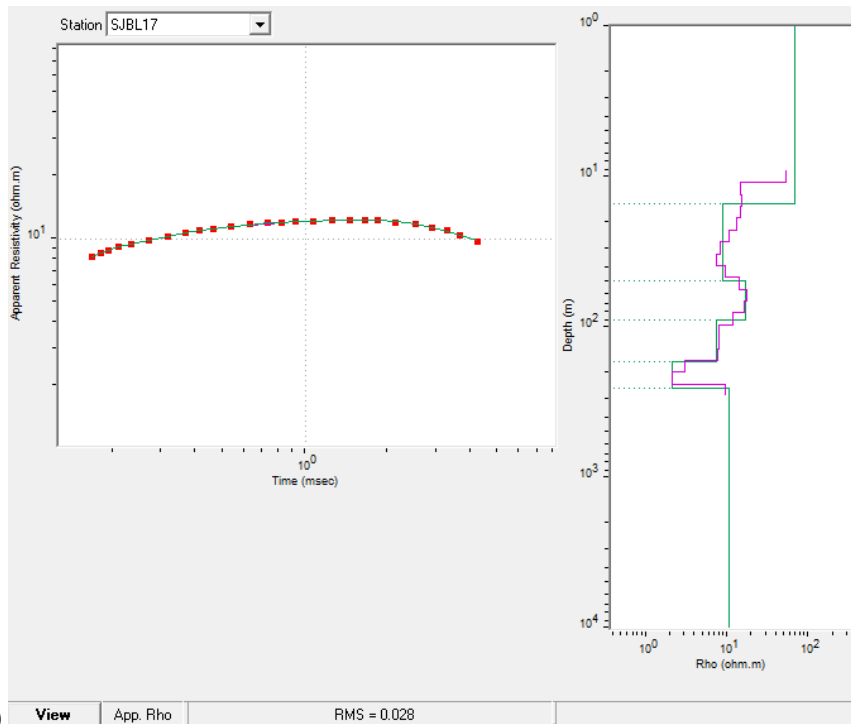
A continuación, se presenta las curvas de decaimiento de voltaje (*merged*), resistividad aparente editada y los modelos unidireccionales finales obtenidos mediante la inversión de *Occam* y de *capas*, para cada sondeo.



a)

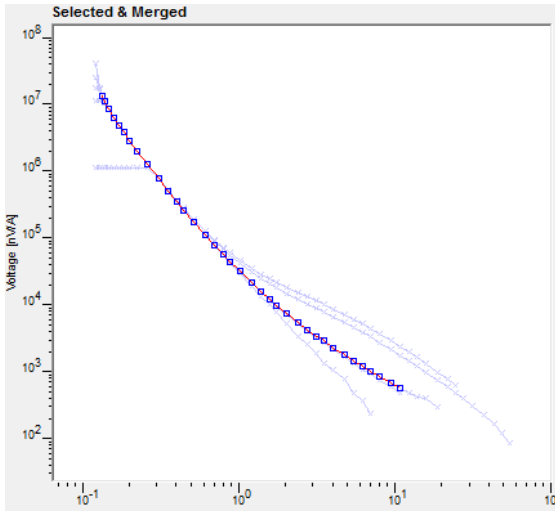


b)

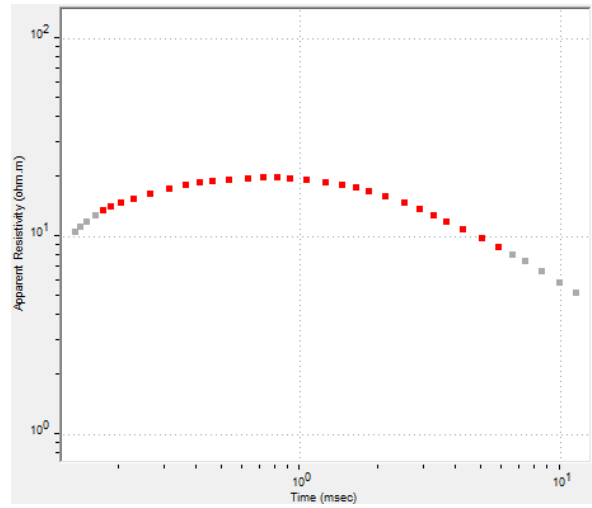


c)

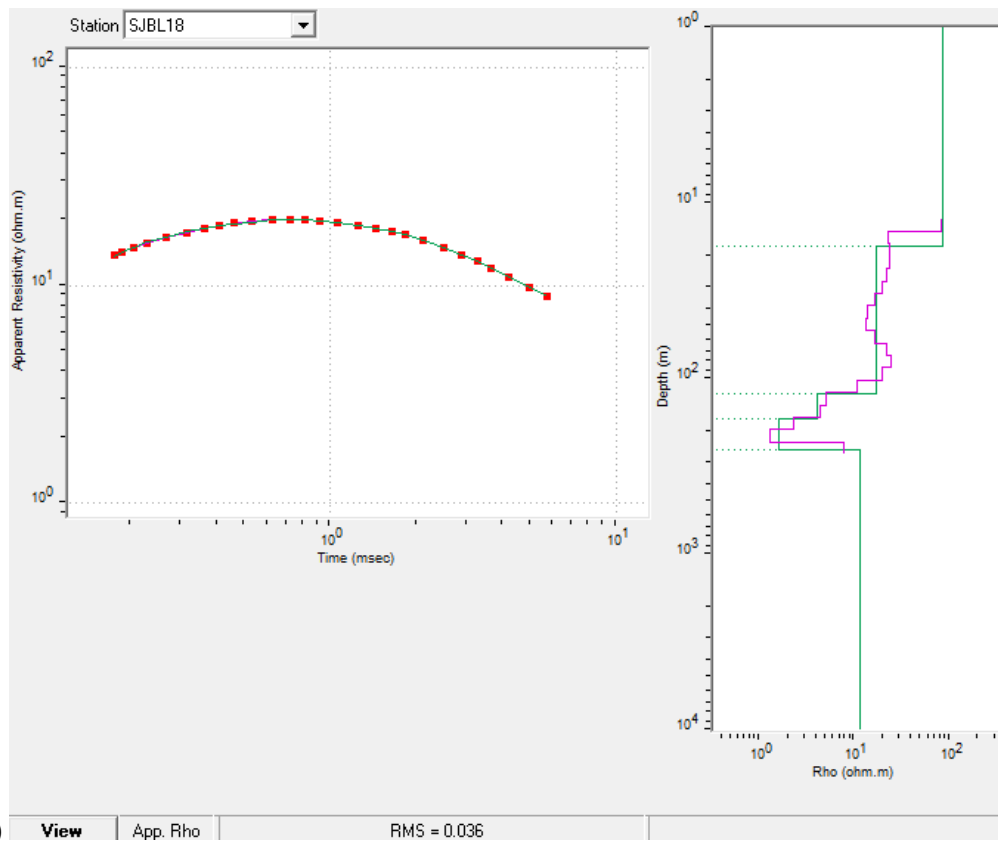
Figura 1.1. Sondeo SJBL17, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

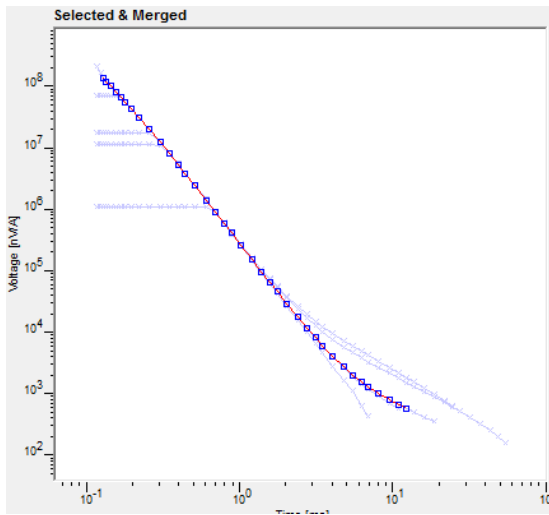


b)

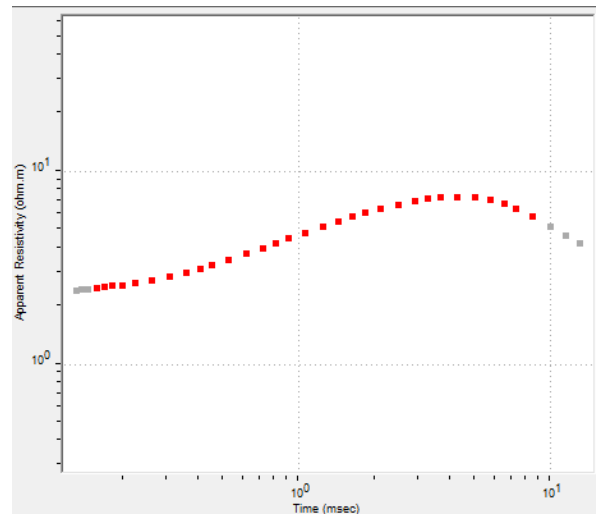


c)

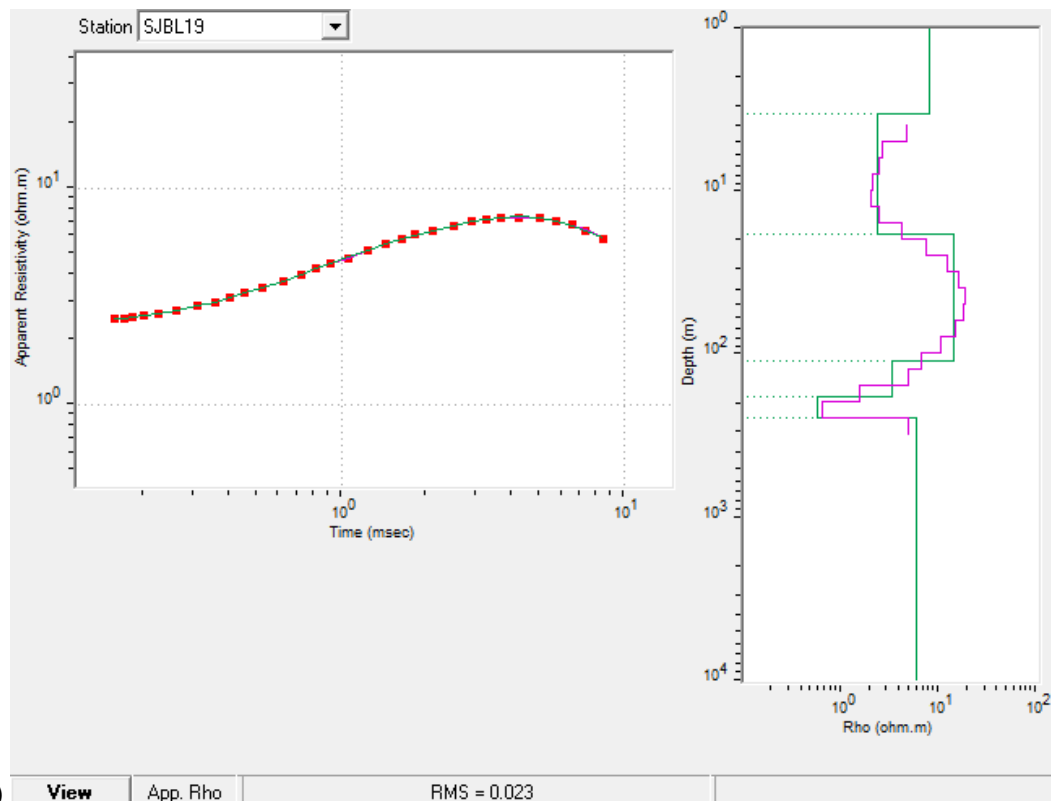
Figura 1.2. Sondeo SJBL18, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

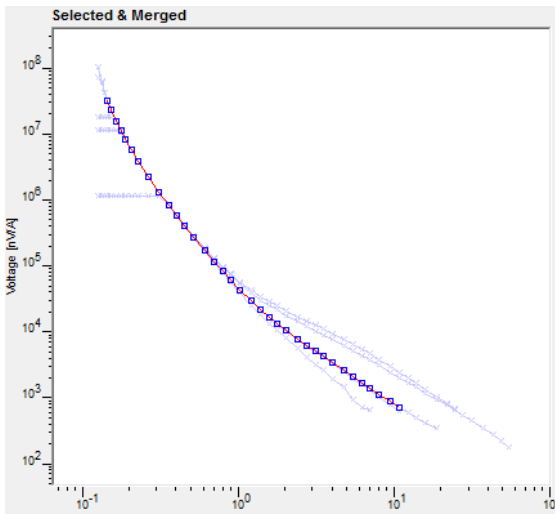


b)

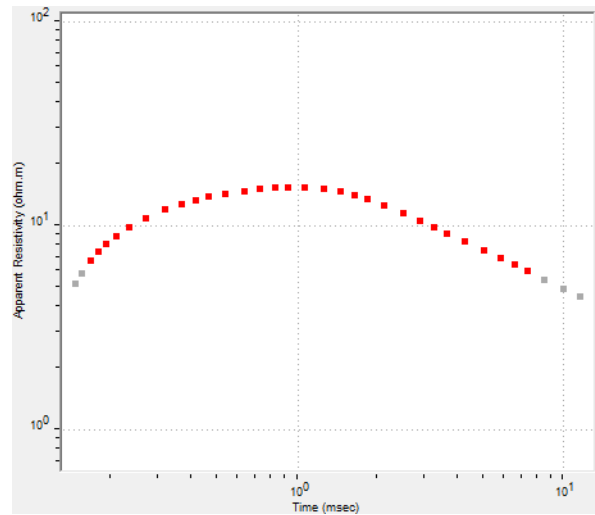


c)

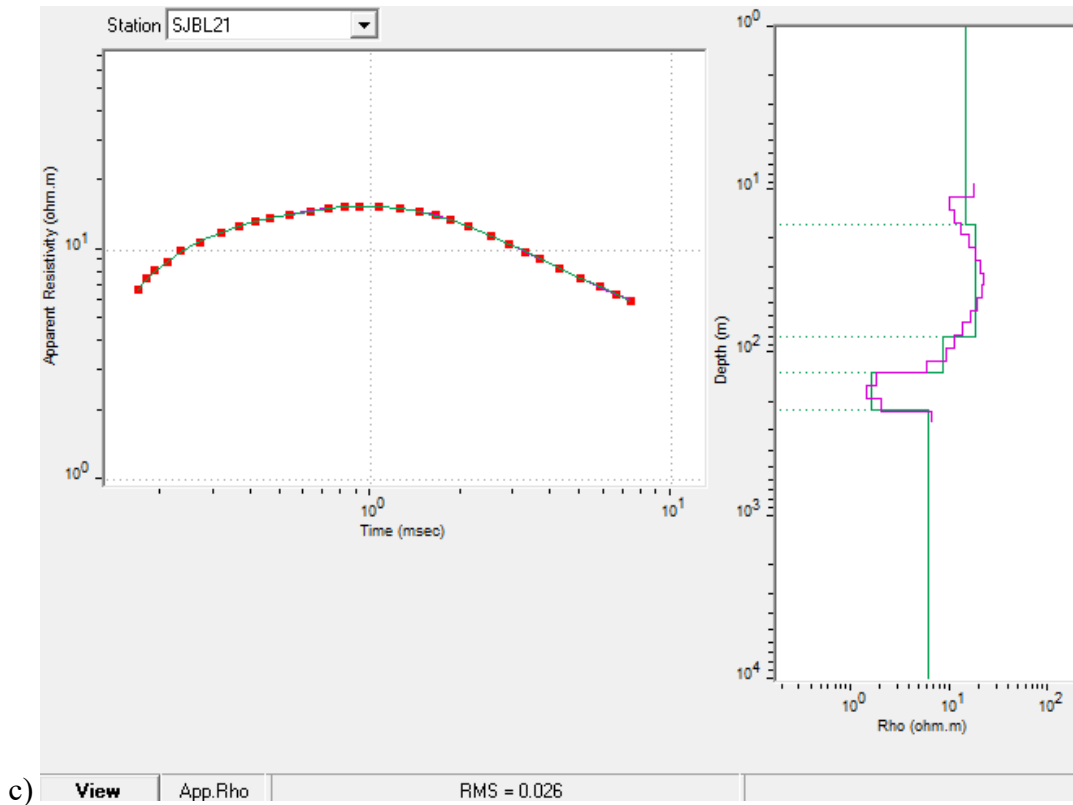
Figura 1.3. Sondeo SJBL19, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

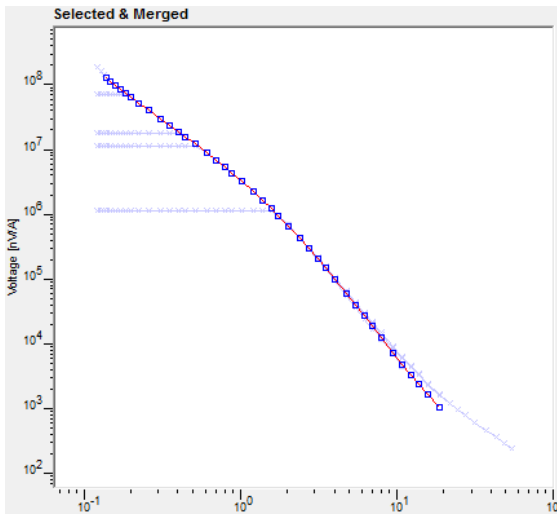


b)

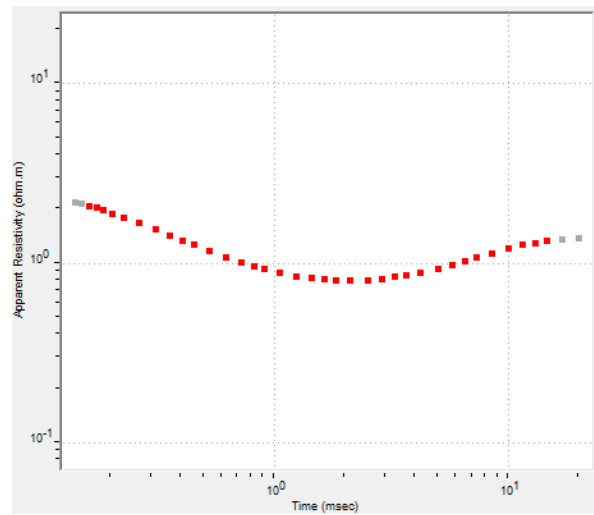


c)

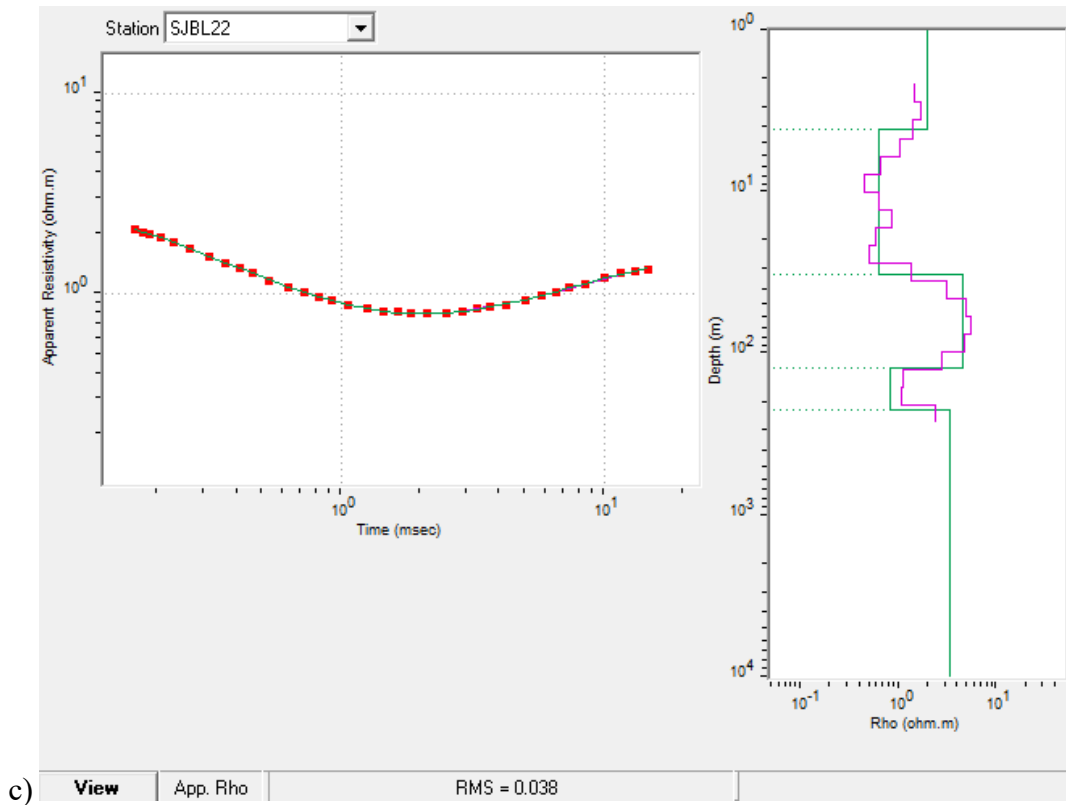
Figura 1.4. Sondeo SJBL21, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

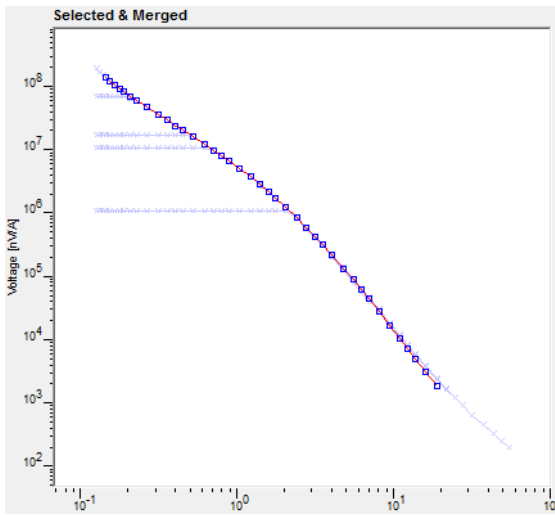


b)

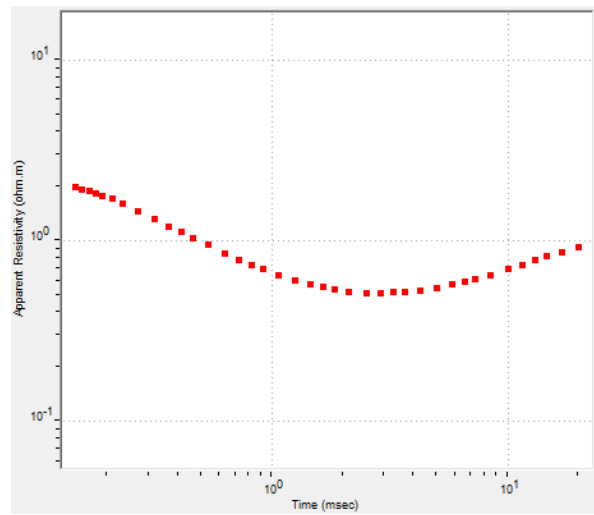


c)

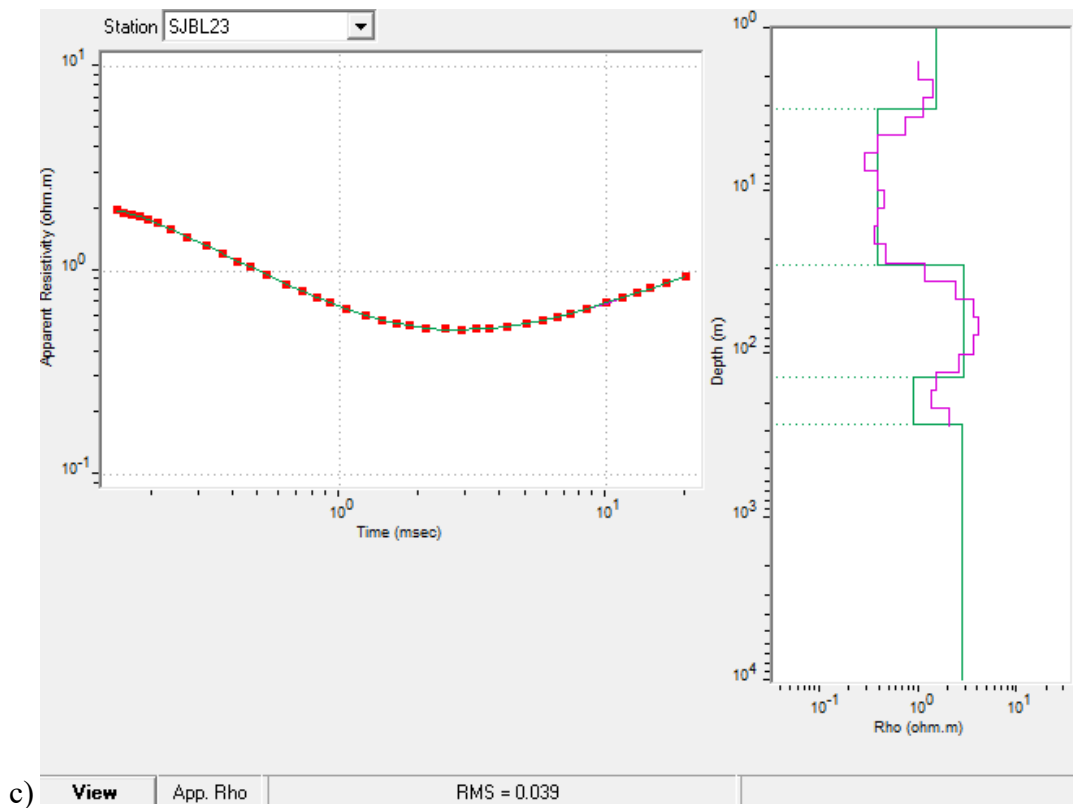
Figura 1.5. Sondeo SJBL22, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

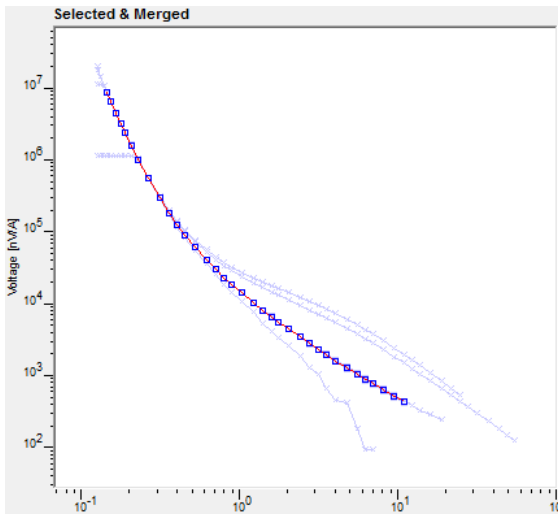


b)

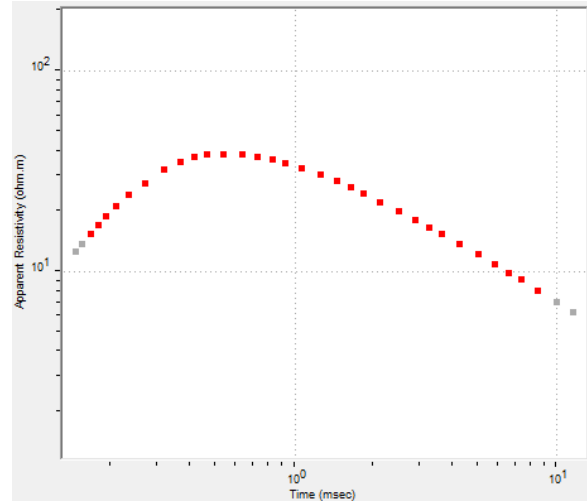


c)

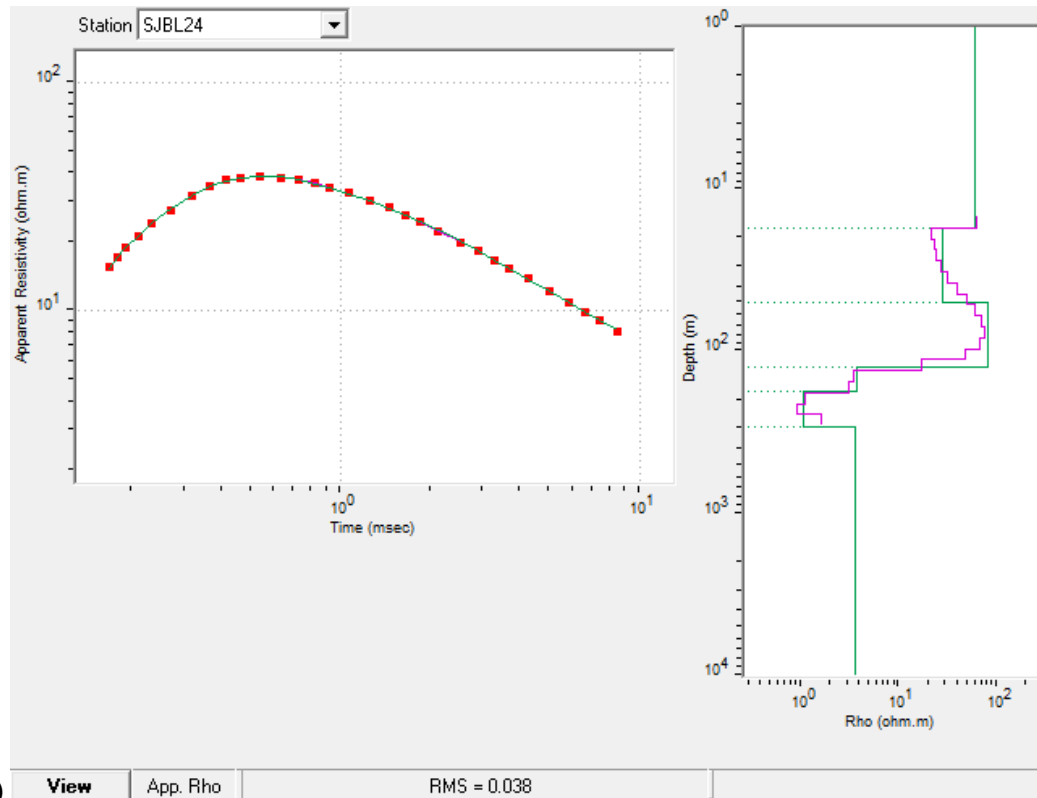
Figura 1.6. Sondeo SJBL23, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

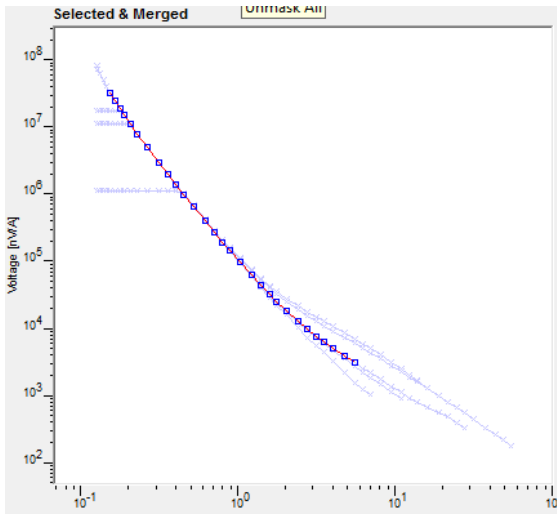


b)

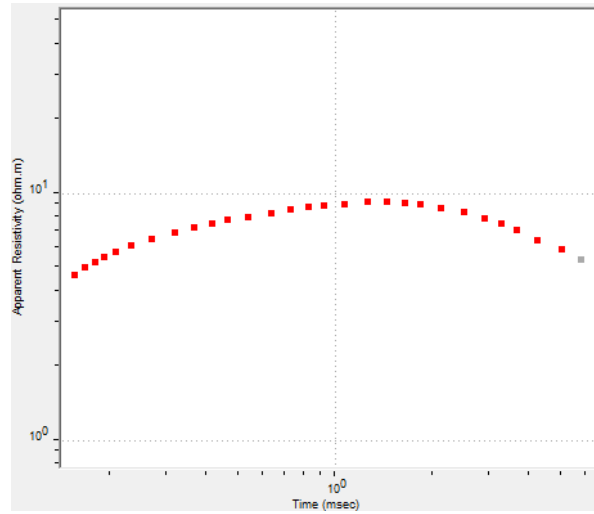


c)

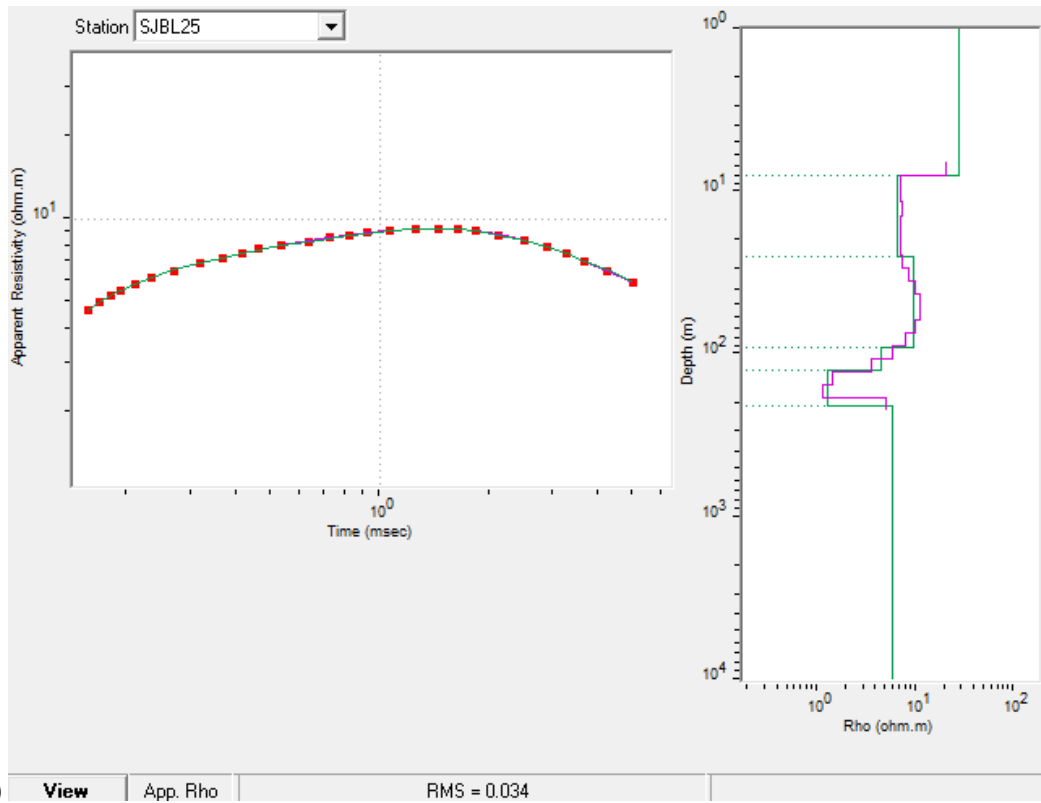
Figura 1.7. Sondeo SJBL24, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

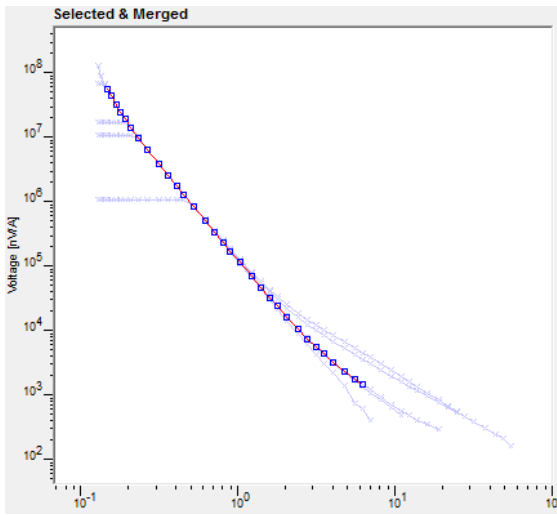


b)

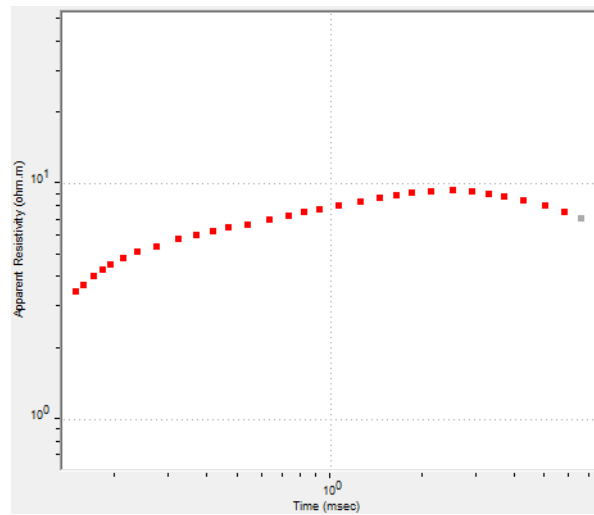


c)

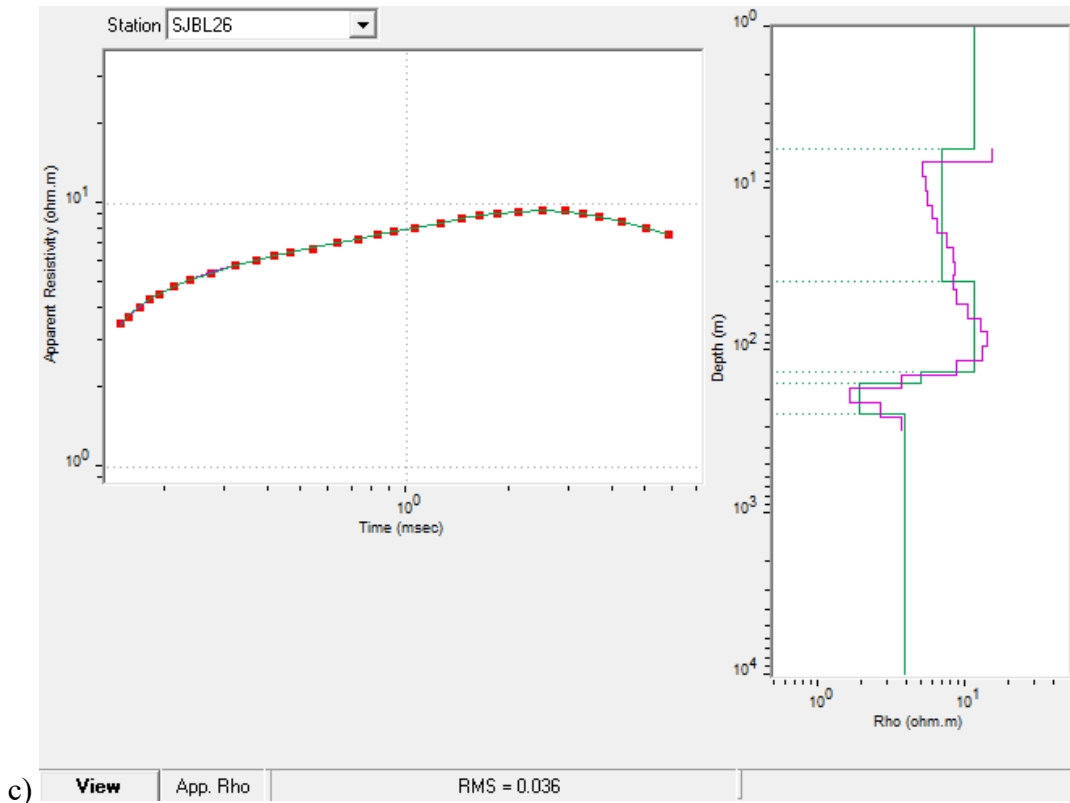
Figura 1.8. Sondeo SJBL25, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)

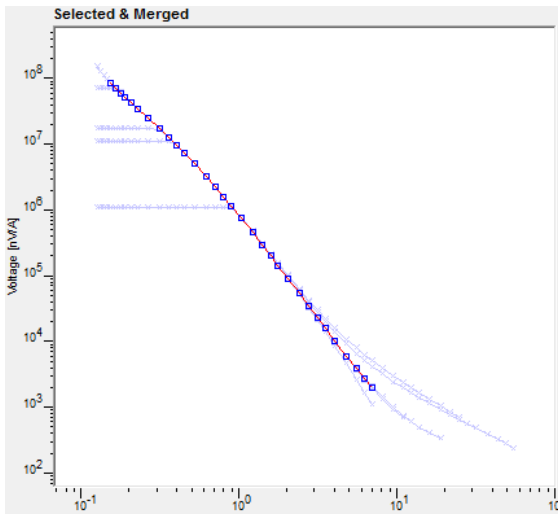


b)

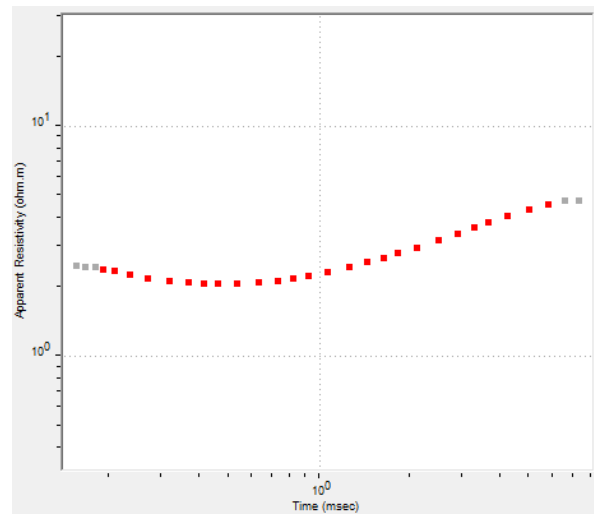


c)

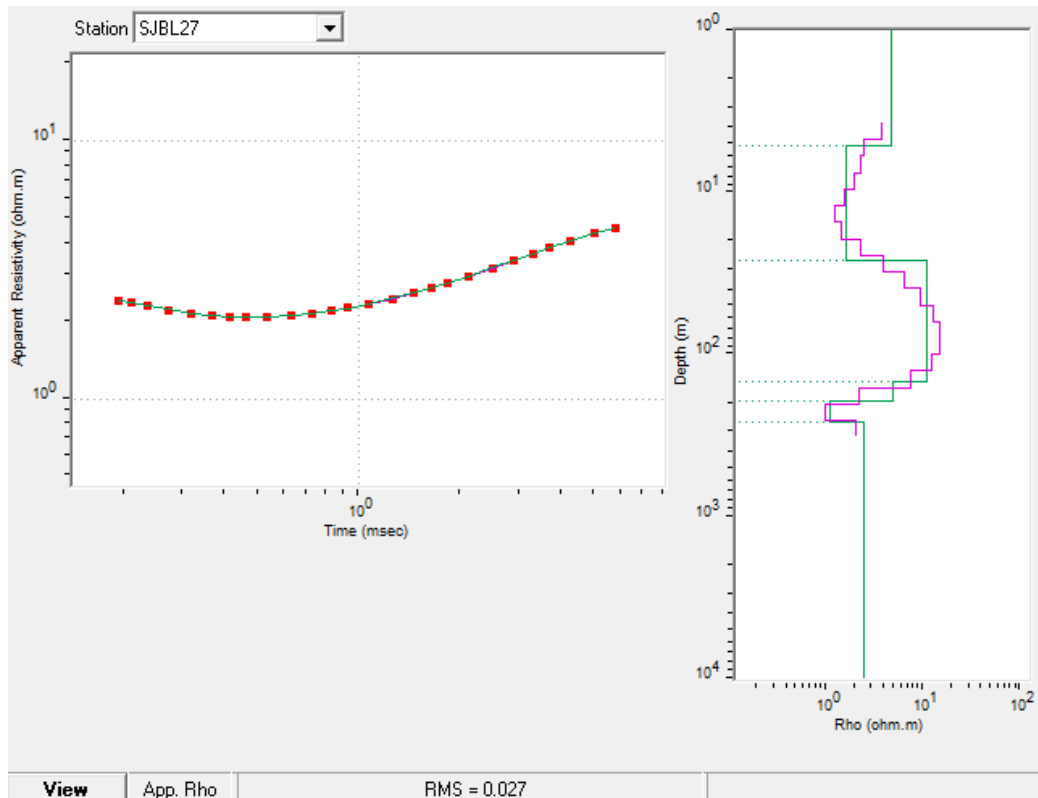
Figura 1.9. Sondeo SJBL26, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.



a)



b)



b)

Figura 1.10. Sondeo SJBL27, a) *Merged* de los datos observados de decaimiento de voltaje tomados con diferentes parámetros, b) Curva final de resistividad aparente, c) representación gráfica del modelo final de la variación de la resistividad respecto a la profundidad, derecha; comparación entre las resistividades aparentes observadas y calculadas, izquierda.