



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Exploración geotérmica en el Valle de  
San Juan B. Londó, Loreto, B.C.S,  
mediante técnicas electromagnéticas**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**INGENIERO GEOFÍSICO**

**P R E S E N T A**

Miguel Soberano González

**DIRECTORA DE TESIS**

Dra. Claudia Arango Galván



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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 Padre,*

*“Mientras la bandera esté en alto,*

*nunca estarás ausente”*

## Agradecimientos

A la Dra. Claudia Arango Galván por la paciencia, la orientación y todo el apoyo brindado para la conclusión del presente trabajo.

A todos los miembros del comité, que, gracias a su tiempo dedicado a la lectura y corrección, enriquecieron este texto con sus grandes aportaciones.

Al proyecto P01 "Mapa de flujo de calor de la República Mexicana" del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica 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.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), especialmente al Personal del Departamento de Geofísica Aplicada de la División de Ciencias del Mar y de la Tierra, por su colaboración en adquisición de datos.

Al Mtro. José Luis Salas Corrales, por resolverme infinidad de dudas técnicas tanto en campo como en las aulas.

Al Instituto de Geofísica, por sus magníficas instalaciones que propician un ambiente científico inspirador para los estudiantes.

A mi familia entera y amigos, a mis hermanos, a mi madre, a mis sobrinos, por ser un pilar fundamental en mi vida y en mi trayecto académico-laboral.

A mi padre, Rubén Soberano Hoyos, por enseñarme que la vida no es fácil, sin embargo debemos luchar y mantenernos en alto, pero ser humildes cuando lo logremos todo. ¡Enhorabuena! ¡Lo logramos! ¡Mil y mil gracias, pá! Descansa en Paz.

## Resumen

En la presente tesis se muestran los resultados de la exploración geofísica mediante métodos electromagnéticos en el Valle de San Juan B. Londó, Baja California Sur, con el objetivo de caracterizar geoelectricamente un posible yacimiento geotérmico.

Se instalaron 10 sondeos magnetotelúricos (MT) y 10 sondeos transitorios electromagnéticos (TEM) en una campaña realizada el mes de marzo de 2015; donde hubo participación del Instituto de Geofísica de la UNAM y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Los sondeos MT y TEM se instalaron en el mismo sitio con la finalidad de hacer correcciones por corrimiento estático (*static shift*) y obtener curvas de resistividad aparente más precisas.

El procesamiento e inversión 2D de los datos MT permitió la generación de 3 perfiles geoelectricos, con un error cuadrático (RMS) aceptable, que nos describen la distribución de la resistividad aparente en función de la profundidad. En los 3 perfiles destacamos 2 unidades importantes: la unidad U1, que muestra espesores variables y resistividades notables en decremento hacia el sur de la zona de estudio, y la unidad U2 con resistividades altas que nos permite relacionarla con el basamento granítico regional de la zona.

Dichas unidades, en conjunto con estudios previos de geología y sistemas estructurales, nos permitieron establecer la presencia de fluido geotérmico que asciende a través de la unidad U1, correlacionada con la Formación Comondú, por medio de fracturas y fallas normales; formando así un sistema geotérmico con una posible fuente de calor a profundidad en etapa de enfriamiento.

## Abstract

This thesis shows the results of geophysical exploration using electromagnetic methods in the San Juan B. Londó Valley, Baja California Sur, with the aim of mapping a possible geothermal reservoir.

Ten magnetotelluric soundings (MT) and ten transient electromagnetic (TEM) surveys were acquired in a campaign performed in March 2015; The Instituto de Geofísica at UNAM and the Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) at Ensenada were the institutions leading this project. The MT and TEM soundings were installed at the same site in order to perform the static shift corrections and obtain more accurate apparent resistivity and phase curves.

The 2D processing and inversion of the MT data allowed the generation of 3 geoelectrical profiles, with an acceptable root-mean-square relative error (RMS) lower than 5%, which describe the distribution of the apparent resistivity as a function of depth. In the 3 profiles we highlighted two main units: the geoelectrical unit U1, which shows variable thicknesses along the section and remarkable resistivities decreasing towards the south of the study area. The geoelectrical unit U2, showing higher resistivities that allows us to correlate it to the regional granitic basement outcropping in the northern area.

These units, along with previous studies of geology and structural systems, allowed us to infer the presence of geothermal fluid that ascends through the unit U1, correlated with Comondú Formation, through fractures and normal faults, forming a geothermal system with a possible deep heat source in a cooling phase.

# Índice

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....</b>	<b>1</b>
1.1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.2	OBJETIVOS.....	6
<b>2</b>	<b>ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>7</b>
2.1	LOCALIZACIÓN .....	7
2.2	GEOLOGÍA DEL SITIO DE INTERÉS.....	8
2.3	SISTEMAS ESTRUCTURALES.....	12
2.4	ESTUDIOS GEOFÍSICOS PREVIOS DE LA ZONA.....	14
2.5	HIDROGEOLOGÍA.....	15
2.6	MODELO GEOTÉRMICO PREVIO .....	19
<b>3</b>	<b>FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....</b>	<b>22</b>
3.1	PRINCIPIOS DE TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA .....	22
3.1.1	Ecuaciones de Maxwell.....	22
3.1.2	Relaciones constitutivas .....	23
3.1.3	Ecuación de onda.....	25
3.2	MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.....	30
3.2.1	Antecedentes.....	30
3.2.2	Características de la fuente EM y variantes del método MT .....	31
3.2.3	Premisas del método MT .....	32
3.2.4	Ecuaciones de Maxwell para el método MT .....	33
3.2.5	Skin Depth (penetración nominal).....	33
3.2.6	Tensor de Impedancias y dimensionalidad geoelectrica .....	34
3.2.7	Función de Transferencia Geomagnética .....	38
3.2.8	Modos TE y TM .....	39
3.2.9	Distorsión Electromagnética.....	40
3.2.10	Static Shift (Corrimiento Estático) .....	43
3.3	TRANSITORIO ELECTROMAGNÉTICO (TEM) .....	45
3.3.1	Generalidades del método TEM .....	45
<b>4</b>	<b>ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS .....</b>	<b>47</b>
4.1	ADQUISICIÓN DE DATOS MT .....	47
4.2	PROCESAMIENTO DE DATOS MT.....	52
<b>5</b>	<b>ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS .....</b>	<b>57</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>65</b>
	<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>67</b>

# 1 Introducción y objetivos

## 1.1 Introducción

La generación de energía eléctrica con la quema de combustibles fósiles ha sido la base en el consumo energético mundial, pero las consecuencias ambientales por la producción de energía de esta manera han causado un gran incremento en las emanaciones de CO<sub>2</sub> a la atmósfera, produciendo una aceleración en el calentamiento global. Además, es un hecho que en México cada vez es más costoso extraer hidrocarburos del subsuelo y hacerlo representa una amenaza ecológica; ¿Qué alternativas se tienen al respecto?; entre otras, nos queda la generación de electricidad mediante energías alternativas, las cuales son eficientes y más amigables con el medio ambiente.

Actualmente, 75,88% de la capacidad instalada en el sector eléctrico corresponde a tecnologías que utilizan combustibles fósiles como gas natural, combustóleo, carbón y diésel, mientras que el 24,12% restante se obtienen con fuentes alternas entre las cuales destacan: plantas hidroeléctricas, celdas solares, parques eólicos y geotermia (SENER 2018). La Ley para el Aprovechamiento de las Energías Renovables y el Financiamiento de la Transición Energética, establece que para el año 2024 la participación de las fuentes no fósiles en la generación de electricidad deberá de ser del 35% y para esto la Secretaria de Energía ha tomado diferentes acciones.

Afortunadamente México cuenta con un gran potencial de energías alternativas. En cuanto a energía solar, nuestro territorio forma parte del llamado "cinturón solar" que lo ubica entre los principales países con un alto potencial solar, con lo que podría generar grandes cantidades de energía para autoabastecimiento y exportación. Para potencial eólico, el estado de Oaxaca cuenta con 6,000 MW debido a su ubicación geográfica y favorables condiciones climatológicas y en Baja California se construyen varias instalaciones eólicas, con potencial de entre 4 000 y 8 000 MWe.



Estas dos importantes fuentes de energía dependen totalmente de las condiciones climatológicas presentes durante las diferentes estaciones del año. Por su parte, la energía geotérmica mantiene el flujo de producción constante a lo largo del año, mientras haya agua disponible, y no depende de variaciones estacionales, la Tierra siempre emanará calor; además, tiene un importante potencial de energía de aproximadamente ~47 TW (Davies & Davies, 2010).

En el país se cuenta con una capacidad total instalada de alrededor de 951 MW provenientes de cuatro importantes yacimientos que actualmente se explotan por la Comisión Federal de Electricidad y uno más por la compañía privada Grupo Dragón SA. de CV (Cacho Carranza, 2018), y nos ubica en la sexta posición mundial debajo de Estados Unidos, Indonesia, Filipinas, Turquía y Nueva Zelanda (Figura 1.1). De esta capacidad instalada, la operación efectiva es de solo 910,7 MW, lo que representa aproximadamente 1,3% de la capacidad eléctrica total del país a diciembre de 2016.

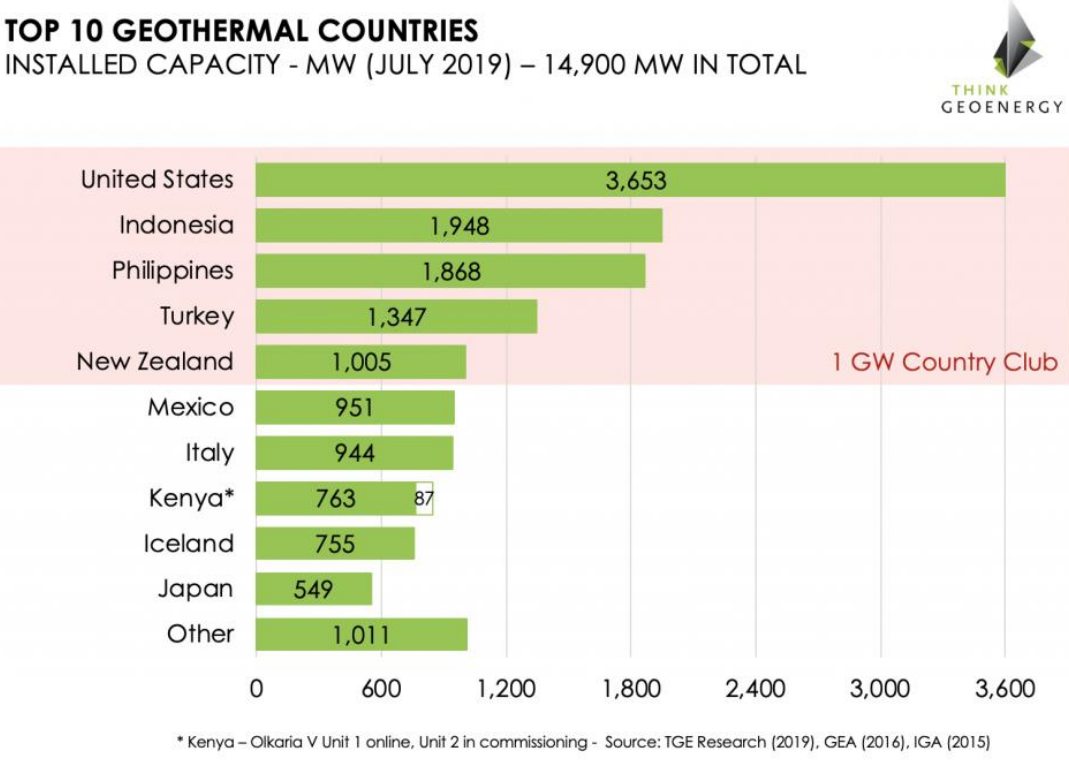


Figura 1.1 – Los 10 principales países productores de energía geotérmica (Richter, 2019).

Los campos productores son los siguientes:

- Cerro Prieto, Baja California, con 570 MW de capacidad instalada neta con cuatro unidades de 110 MW cada una, una unidad de baja presión de 30 MW y cuatro unidades más de 25 MW. Este campo llegó a tener una capacidad instalada de 720 MW, pero debido a su antigüedad, cuatro unidades de 37,5 MW fueron retiradas. Pese a ello sigue siendo el tercer campo geotérmico más grande del mundo. El primero es “Geysers” en California, Estados Unidos de Norte América y el segundo Larderello en Italia.
- Los Azufres, Michoacán, con 247,8 MW de capacidad neta con 6 unidades a condensación a flasheo sencillo: una de 53,4 MW, otra de 50 MW y cuatro de 26,6 MW, siete unidades a contrapresión de 5 MW cada una y dos unidades de ciclo binario de 1,5 MW cada una. A la fecha cuatro unidades a contrapresión y las dos unidades de ciclo binario están fuera de servicio, con lo que la capacidad operativa es de 224,8 MW.
- Los Humeros, Puebla, con 120,4 MW de capacidad neta instalada: integrada por ocho unidades a contrapresión de 5 MW cada una y tres unidades a condensación de 26,8 MW cada una. Sin embargo, las ocho unidades de 5 MW no se operan de manera continua, sino que se utilizan como respaldo cuando alguna de las unidades a condensación debe salir a mantenimiento, con lo cual la capacidad operativa o efectiva del campo es de 80,4 MW.
- Las Tres Vírgenes, Baja California Sur, con 10 MW de capacidad constituida por dos unidades a condensación de 5 MW cada una.
- El campo Domo San Pedro, Nayarit, consta de dos unidades a contrapresión de 5 MW cada una, que están operando comercialmente desde febrero y marzo de 2015. Adicionalmente, en 2016 entró en operación una unidad a condensación de un sólo flasheo de 25,5 MW de capacidad brutos, con lo cual las dos primeras unidades a contrapresión han dejado de operar de manera continua, estando sólo como respaldo de la unidad de 25,5 MW.



**Figura 1.2 – Campos geotérmicos de México en explotación actual (Peláez Zapata, 2017).**

Ante la necesidad de tener un aprovechamiento cada vez mejor de los recursos geotérmicos del país, se necesita de la caracterización de yacimientos, ya explotados o en exploración, mediante estudios científicos multidisciplinarios que nos permitan conocer el potencial de cada campo con la finalidad de que sean generadores de energía eléctrica.

Dentro del marco de Sustentabilidad Energética de SENER-CONACYT (2013) se busca caracterizar nuevos yacimientos con la finalidad de aprovechar el recurso geotérmico. Actualmente, una de las zonas estudiadas será la Península de Baja California que presenta un potencial muy alto en recursos geotérmicos que debieran ser aprovechados (Prol-Ledesma & Arango-Galván, 2017). En este trabajo específicamente se estudiarán sondeos realizados en el Valle de San Juan Londó como parte del proyecto “Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos” a cargo de la Dra. Rosa María Prol-Ledesma, con supervisión de la Dra. Claudia Arango Galván en la parte geofísica.

En México, la península de Baja California tiene un gran potencial geotérmico para la producción de energía eléctrica debido a su actividad tectónica. Aquí se encuentra de geotermoeléctrica más grande a nivel nacional, y la tercera a nivel mundial, que es Cerro

Prieto. Este campo produce 46,37% de toda la energía que se distribuye en el estado y es un tipo de energía alternativa amigable con el ambiente (Martínez, 2012).

Aplicar diferentes técnicas geofísicas para la exploración de recursos naturales y correlacionándolos con modelos geológicos nos permite entender el comportamiento de nuestro recurso en el subsuelo. En geotermia han sido muy efectivos los métodos electromagnéticos y eléctricos debido al aumento en la conductividad del agua, presente en un yacimiento geotérmico, cuando la temperatura aumenta y se disuelven sales en ellas (González, 1998).

Por este motivo se propone hacer sondeos Magnetotelúricos (MT) y Transitorio Electromagnéticos (TEM), estos últimos con la finalidad de hacer correcciones (Pellerin y Hohmann, 1990), en zonas que presenten manifestaciones hidrotermales superficiales con el objetivo de conocer la distribución de resistividades en el subsuelo y generar un modelo geoelectrico que caracterice la zona de estudio.

## 1.2 Objetivos

### Objetivo general

- Caracterizar geoelectricamente un posible prospecto geotermico en la zona de estudio mediante el método magnetotelúrico (MT).

### Objetivos específicos

- Corregir los datos MT de campo con sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM) por corrimiento estático.
- Generar un modelo geoelectrico mediante los datos electromagnéticos de campo ya corregidos.
- Correlacionar el modelo con datos geológicos y geoquímicos para su interpretación

## 2 Área de estudio

### 2.1 Localización

La zona de estudio se localiza al Noroeste del Municipio de Loreto, Baja California Sur, entre las coordenadas, 26°19' y 26°14' de latitud Norte y 111°35' y 111°29' de longitud Oeste, en el Valle de San Juan Londó comprendido entre la Sierra la Giganta y el Complejo Volcánico Mencionares San Juan (Figura 2.1). El acceso a la zona de estudio es por medio de la Carretera Federal 1, sobre el km 34, en el tramo Loreto-Mulegé, inicia una brecha de terracería con dirección al poniente que nos lleva a los diferentes puntos donde se realizaron los sondeos.

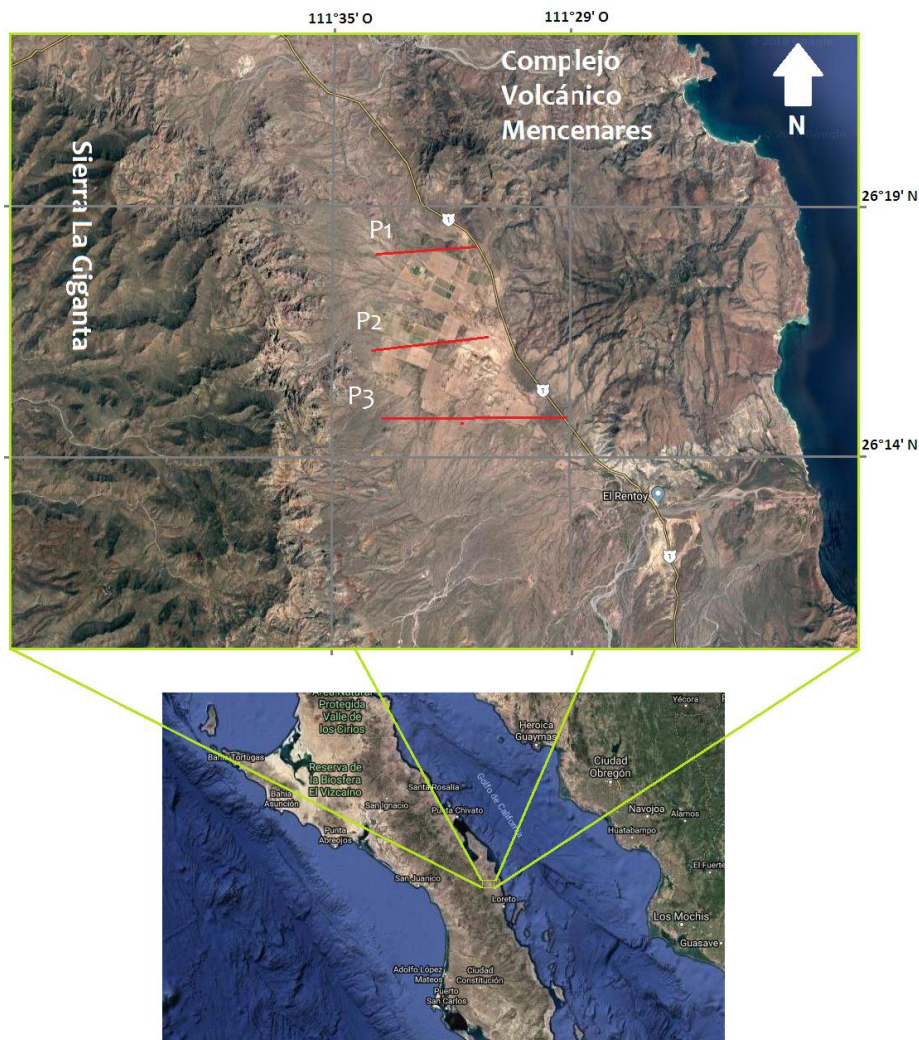


Figura 2.1 – Localización de la zona de estudio.



## 2.2 Geología del sitio de interés

De acuerdo con el mapa geológico realizado por Casarrubias Unzueta (1997) para la Comisión Federal de Electricidad (Figura 2.2) en la zona afloran una serie de rocas volcánicas compuestas por intrusiones graníticas del Cretácico Superior, así como diferentes emisiones vulcano-sedimentarias y depósito de rocas sedimentarias compuestas por calcarenitas, areniscas fosilíferas, terrazas marinas y, por último: se encuentran depósitos aluviales de edad reciente.

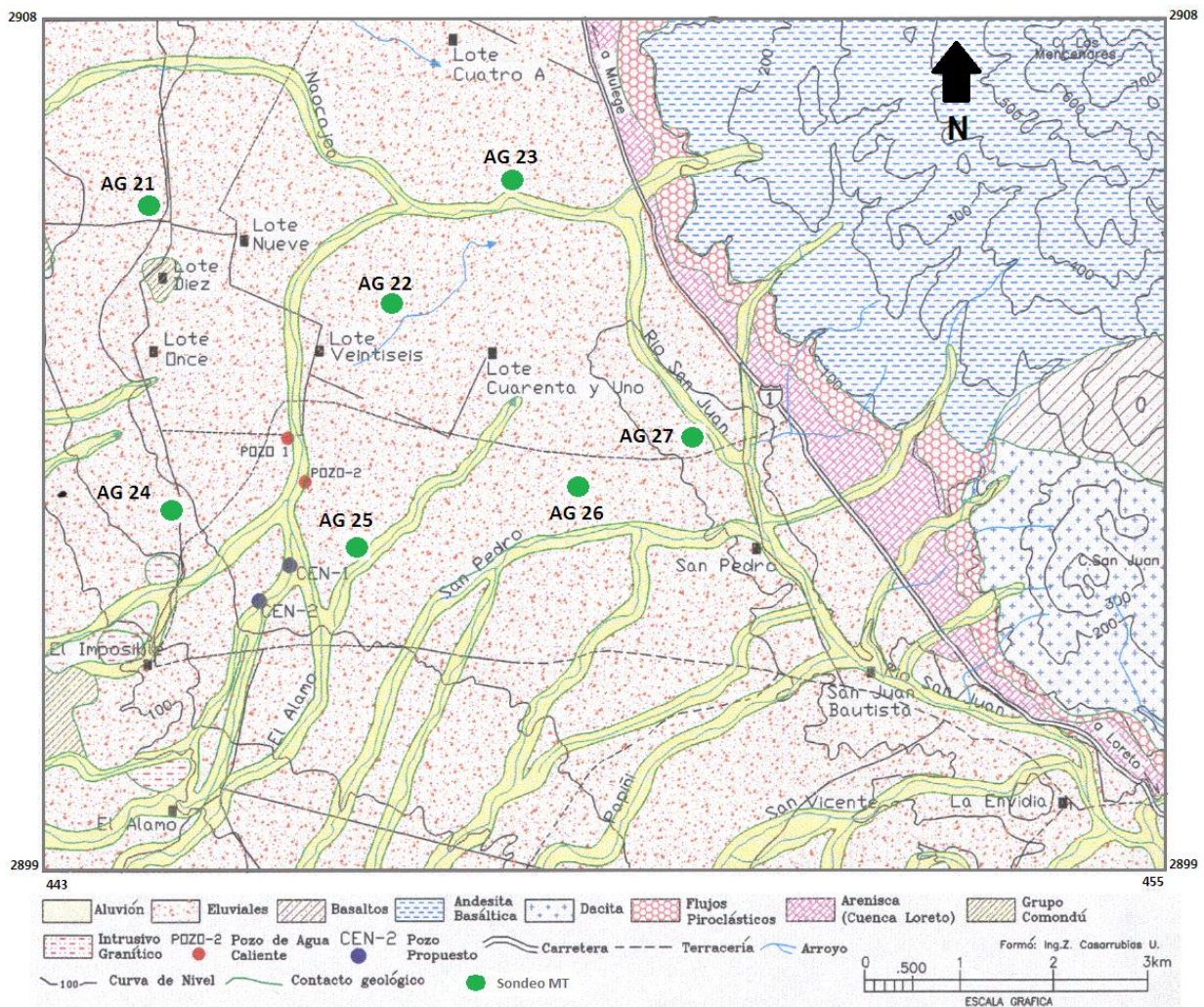


Figura 2.2 – Mapa geológico de la zona de estudio (Casarrubias, 1997).

A continuación, se describirá la litología y las características de las rocas que componen las diferentes unidades, comenzando de la más antigua a la más reciente:

## **INTRUSIVOS GRANÍTICOS**

Esta roca se constituye por un batolito de composición granítica y cuarzo-monzonítico que forma parte del basamento regional del Cretácico Superior, en la zona se encuentran intrusiones localizadas en la base de la Sierra la Giganta, en el Cerro el Imposible y El Centavito, las rocas de estas intrusiones presentan un color gris claro, compacta de una textura fanerítica que contienen cuarzo, feldespatos y biotita, la roca se observa fracturada y selladas por arcillas con presencia de material volcánico de andesitas de edad reciente (Casarrubias, 1997).

## **FORMACIÓN EL SALTO**

La Formación El Salto cubre al basamento de granito en forma discordante. Está compuesta por areniscas con estratificación cruzada y alternancia de tobas soldadas (ignimbríticas), en su conjunto tienen un color rojizo. Estos depósitos son considerados como las facies distales del vulcanismo explosivo del Oligoceno (ignimbrítico) de la Sierra Madre Occidental (González, 1998).

## **GRUPO COMONDÚ**

El Grupo Comondú es una secuencia volcánica, vulcano-clástica y vulcano-sedimentaria del Oligoceno tardío al Mioceno medio que se depositó en la margen Occidental de México cuando Baja California aún estaba unida al continente (Durán, 2016).

Se compone de areniscas y conglomerados que afloran en las cercanías del poblado de Comondú y por flujos de lava y brechas que conforman a la Sierra la Giganta. Los estudios de Umhoefer *et al.* (2001); McFall (1968), subdividen a esta formación en tres unidades principales: 1) Unidad Clástica Inferior, 2) Unidad Media: Brechas y Flujos de lava y 3) Unidad Superior: Flujos de lava y brechas:

### **1) Unidad Clástica Inferior**

De composición predominantemente silícica, esta unidad está constituida por secuencias clásticas de areniscas fluviales y eólicas, areniscas derivadas de tobas volcánicas (re-sedimentadas o depositadas), conglomerados e intercalaciones de tobas.



## 2) **Unidad Media de brechas y flujos de lava**

Está constituida principalmente por potentes capas de brecha sedimentaria masiva de origen volcánico, algunos flujos de lava y domos, de composición intermedia (dacítico-andesítica); también presenta abundantes diques de composición intermedia, entre los que predominan los diques de dacitas porfídicas con fenocristales de hornblenda, piroxeno y plagioclasa. La unidad media está expuesta principalmente en la Sierra La Giganta, donde se pueden observar hasta 700 m de brechas vulcano-sedimentarias y flujos de lava.

## 3) **Unidad Superior de flujos de lava y brecha**

Está compuesta predominantemente por lavas y en menor proporción brechas sedimentarias de origen volcánico, así como diques y domos. La composición de las lavas es intermedia, dominando las andesitas. Es diferenciada de la unidad media principalmente porque presenta una mayor cantidad de coladas de lavas.

El Grupo Comondú está afectado por un sistema de fallas predominante NW-SE que generan porosidad secundaria, haciéndola así una unidad importante para contener fluido a temperaturas altas en zonas determinadas

## **FORMACIÓN SALADA**

Está constituido por un conjunto de sedimentos poco consolidados, depositados en ambientes marinos someros de edad Plioceno (Heim, 1922). Está compuesto por tobas arenosas de grano fino y conglomerados semi consolidados de color gris, con algunos fósiles marinos, tobas de ceniza (con partículas del tamaño de las acillas y los limos) de color gris claro y amarillo con vetillas de yeso en algunas partes. También se le observan tobas de pómez (pumicíticas), con horizontes interestratificados. Esta secuencia está coronada por un espesor de 8 a 10 metros de areniscas y conglomerados con fósiles. Su contacto con la Formación Comondú es de una discordancia angular. Sus rasgos estructurales conforman un anticlinal buzante al norte con echados que varían de 10° a 50° y con el eje orientado al NNW-SSE, que sigue muy de cerca el curso de la carretera de Loreto-San Juan Londó.

Por la constitución litológica de esta secuencia estratigráfica, se considera que el ambiente de depósito corresponde a una cuenca marina de profundidad somera, que posteriormente por efectos descompresivos de la región fue sometida a un seccionamiento en bloques, formando una estructura de fosas y pilares con orientación NW-SE.

### **COMPLEJO VOLCÁNICO MENCENARES**

Es una serie de eventos volcánicos Plio-cuaternarios que formaron los Cerros Mencenares y volcán San Juan, que están compuestos de fragmentos piroclásticos (riolitas, dacitas y derrames andesítico-basáltico).

A continuación, se describe la secuencia de eventos volcánicos del más antiguo al más reciente:

Los depósitos piroclásticos están compuestos por fragmentos de pómez y considerados como la primera emisión del evento volcánico y se encuentran sobrepuestos a la cuenca de Loreto. Sobre los piroclásticos, se depositó un evento volcánico compuesto por una serie de dacitas de textura fanerítica con fenocristales de plagioclasas y sanidino, estas rocas se encuentran al sur y norte del Cerro Mencenares que forman parte del volcán San Juan, a esta unidad se estima un espesor de 350 m .

Se presentó otra emisión volcánica con derrames de andesitas basálticas de color gris claro, poco compacta de textura microcristalina, que se encuentra aflorando en la mayor parte del Complejo Mencenares. Sobre este derrame andesítico se depositaron productos volcánicos compuestos por derrames basálticos de textura microcristalina con abundantes fenocristales de plagioclasas, hornblenda y alteración por oxidación, este se encuentra en forma de lavas, consideradas como las últimas emisiones del evento volcánico del Cerro Mencenares.

### **DEPOSITOS ELUVIALES**

Posteriormente se produjeron depósitos eluviales formados por fragmentos de degradación de las rocas y están compuestos por arenas de grano grueso y mediano, y se localizan sobre el valle de San Juan Londó.

### **SUELOS RESIDUALES**

Son materiales detríticos producto de la erosión eólica y de corrientes fluviales provenientes de las partes altas. Sus fragmentos son de diferente composición, contenidos en una matriz arenosa sin consolidar. En el centro del valle estos materiales forman depósitos eólicos y también los suelos agrícolas de la región.

### **DEPOSITOS ALUVIALES**

Como producto del intemperismo y la erosión de las rocas que conforman las elevaciones topográficas, se formaron los depósitos aluviales compuestos por materiales granulares de diferentes tamaños con una permeabilidad media. Es material transportado y depositado sobre las partes planas del Valle de San Juan Londó, sobre arroyos y en la desembocadura de los mismos, formando abanicos aluviales con espesores entre 3 y 5 m, en estos depósitos son los más recientes en el área y debido a su permeabilidad permiten la formación de un acuífero libre.

## **2.3 Sistemas estructurales**

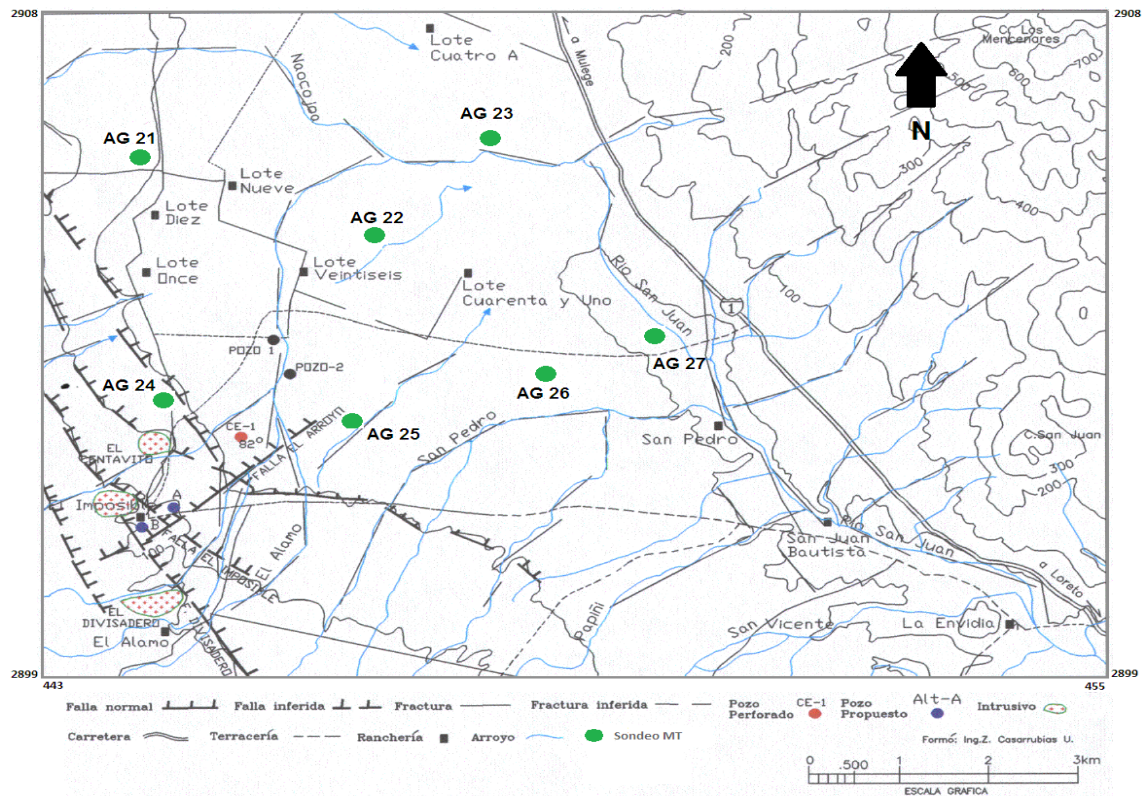
De acuerdo con el estudio de Casarrubias Unzueta para CFE (1997) se reconocen tres sistemas estructurales con diferentes etapas de deformación presentes en la zona de estudio y que se describen a continuación:

La etapa más antigua es una fase de extensión que originaron las fallas normales orientadas E-W y presentan un desplazamiento normal con echado hacia el sur, estas fracturas afectaron a los intrusivos graníticos y a las rocas del Grupo Comondú.

La segunda etapa también fue de carácter extensional que generó fallas y fracturas con dirección NE-SW que afectaron a los intrusivos graníticos y al Grupo Comondú. Las fallas

no presentan un desplazamiento importante, aunque se considera que este sistema se reactivó y tal vez continúe activo. En la Sierra La Giganta este sistema tiene dirección NNE-SSW; se observa internándose en el Valle de San Juan Londó y controla la dirección de parte de los arroyos intermitentes que se encuentran en la zona

La tercera etapa de deformación fue extensional como las anteriores, solo que esta se relaciona con el sistema de fallas normales de dirección NW-SE, que dio origen al Proto Golfo de California en el Mioceno Medio, este periodo de extensión formó un escalonamiento con echado hacia el NE, que se reactivaron al finalizar el Mioceno y produjeron fallas normales con echado al W, formando el Valle de San Juan Londó y la Bahía de Concepción.



**Figura 2.3 – Mapa estructural de la zona de estudio (Casarrubias, 1997).**

De acuerdo con el informe de Casarrubias Unzueta se pueden remarcar tres alineamientos estructurales (Figura 2.3), una con dirección N55°E, denominado el Arroyo, con desnivel topográfico en la margen izquierda sin observar su echado. Otra estructura es en dirección

60° NW-SE denominada falla Divisadero con una inclinación promedio las fracturas de 80° al NE, sobre esta estructura se encuentran alineados y afectados los intrusivos El Imposible localizado al NW y el Divisadero ubicado al SE. La tercera estructura con dirección N35°W corta al intrusivo El Imposible, con una inclinación promedio de 85° buzando hacia el NE.

#### 2.4 Estudios geofísicos previos de la zona

Se tiene como antecedente un estudio geoelectrico del proyecto geotermico "El Centavito" por parte de la Comisión Federal de Electricidad (IGM, 1996). El trabajo tuvo como objetivo determinar las características geotérmicas del subsuelo, con la finalidad de delimitar sitios favorables para la exploración directa mediante pozos; empleando un total de 15 Sondeos Eléctricos Verticales (Figura 2.4).

De los resultados obtenidos se destacan las siguientes unidades geoelectricas:

##### **UNIDAD C**

Se detectó con resistividades de 7 a 31  $\Omega$ -m. Se asocia con depósitos de arcilla, limos, arenas y gravas, correlacionables con la Formación Salada, de permeabilidad variable. Se registró en toda el área de estudio, con espesores entre 25 y 200 metros. Esta unidad presenta permeabilidad de tipo secundario, principalmente en los horizontes de arenas y gravas semi consolidadas que están afectadas por la gran cantidad de fracturas de la zona. Se correlaciona con el acuífero actualmente explotado por medio de pozos profundos (60 a 100 m), que extraen agua con baja temperatura.

##### **UNIDAD D2**

Se detectó en toda el área de estudio, con resistividades de 2 a 7  $\Omega$ -m, se asocian con intercalaciones de areniscas, conglomerados, tobas y brechas, que cubren a rocas volcánicas (Formación Comondú); se encuentra debajo de la Formación Salada y cubre al granito. Por correlación de los datos obtenidos de los pozos termales, se infiere su baja resistividad debido al alto contenido de sales y que pudiera estar almacenando fluido hidrotermal principalmente en las estructuras falladas. Las rocas forman fallas escalonadas con orientación NW-SE, con caídos hacia el oriente y un posible horst en la



porción central del área de estudio. Los espesores más importantes se observan en los sondeos 14 y 15 (600 metros).

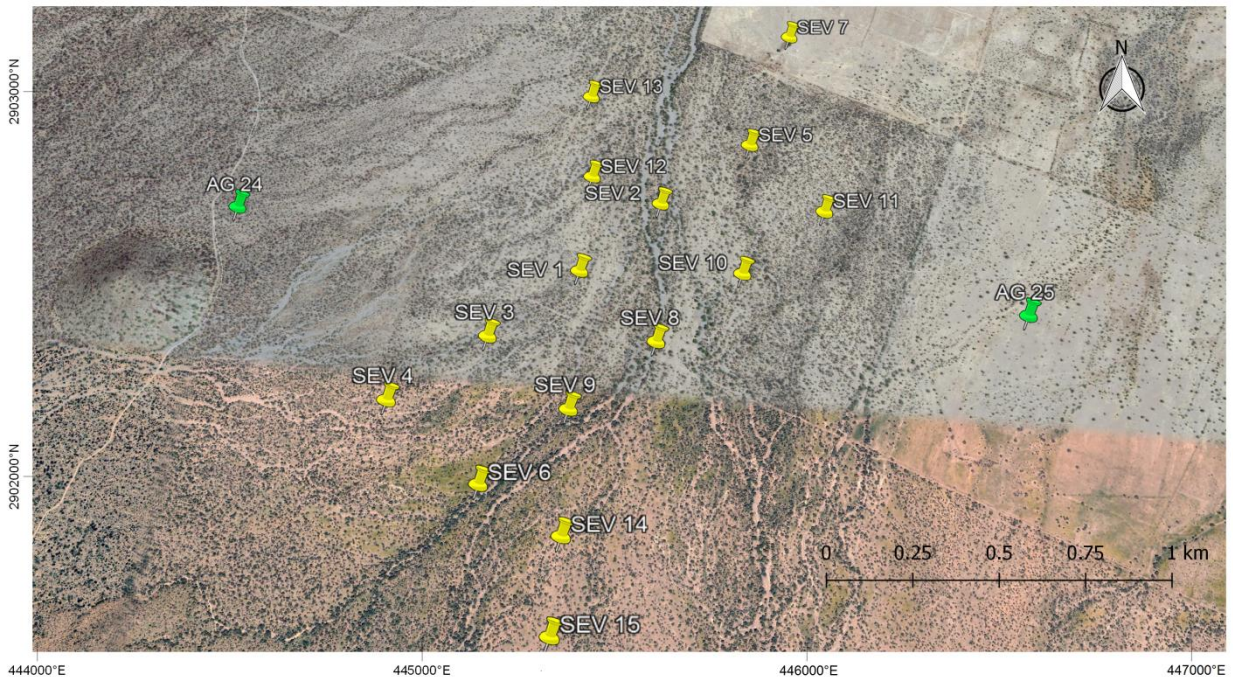


Figura 2.4 – Sondeos eléctricos verticales realizados por CFE en la zona de “El Centavito” en 1996.

### UNIDAD E

Se detectó con resistividades de 100 a 800  $\Omega$ -m; se correlaciona con el intrusivo (granito y granodiorita). Esta unidad es la que se registró como base de la secuencia estratigráfica descrita anteriormente; los puntos más someros (200 m) donde se presentó el intrusivo es en los sondeos 3 y 4; los más profundos (800 m) en los sondeos 14 y 15. Las zonas de anomalía asociadas con fracturas, pueden permitir la transmisión de calor proveniente de la fuente profunda.

### 2.5 Hidrogeología

El acuífero del Valle de San Juan Londó corresponde a un valle inter montano constituido por materiales granulares depositados una fosa tectónica, delimitado por fallas normales, los cuales alcanzan espesores de más de 300 metros de acuerdo con exploraciones geofísicas. Estos materiales granulares presentan una permeabilidad media y permiten la

formación de un acuífero de tipo libre con un nivel relativamente cercano a la superficie (Figura 2.5). La recarga se realiza principalmente en los extremos norte y sur del valle, a través de flujo subterráneo procedente de infiltración de agua de lluvia sobre las sierras (CONAGUA, 2015).

Las rocas de la formación Comondú, debido a que presentan fracturas y fallas, representan otra unidad acuífera susceptible de aprovecharse en el flanco occidental del valle, tal como sucede en el Acuífero Loreto, donde se han perforado los mejores pozos de la zona en esta unidad.

En la porción centro-norte del valle se encuentra una zona de riego donde se explotan 10 pozos concentrados en una pequeña extensión de terreno, los cuales provocan la formación de un cono piezométrico. Por otra parte, en el extremo sur del valle se encuentran 4 pozos que se utilizan para el abastecimiento de agua potable a la Ciudad de Loreto a través de una conducción de casi 30 km de longitud.

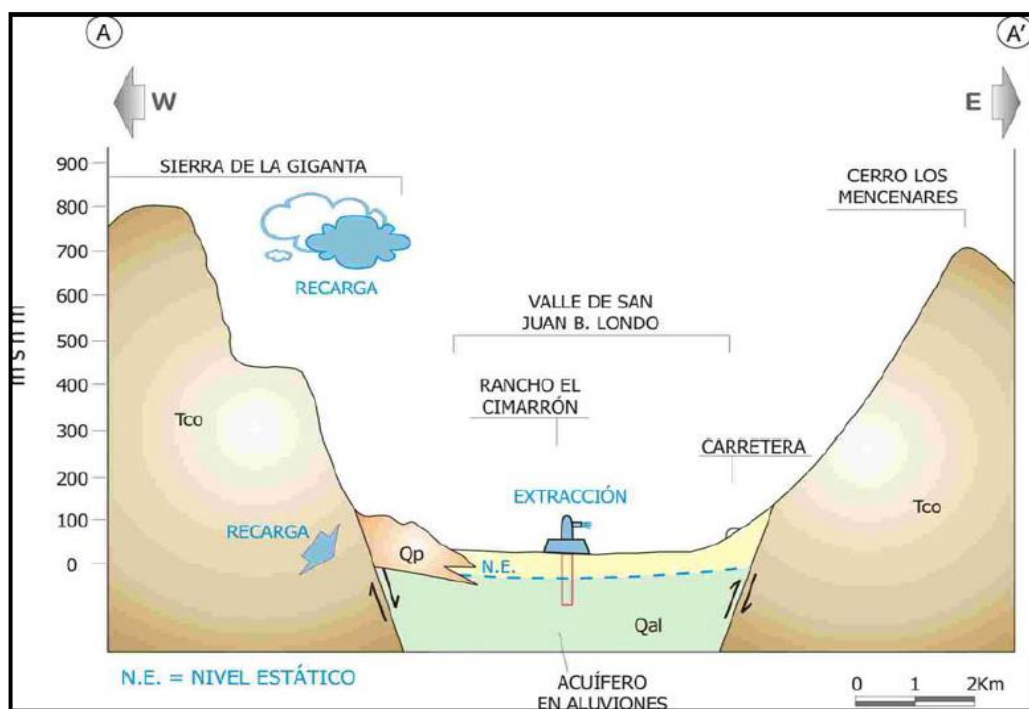


Figura 2.5 – Sección geológica esquemática que muestra el funcionamiento del acuífero (CONAGUA, 2015).

Estos 4 pozos han provocado la formación de una depresión piezométrico en la porción sur del valle. Aún y cuando la extracción de agua es reducida, ha existido abatimiento del nivel piezométrico (CONAGUA, 2015). De igual manera, con el objeto de comparar los valores de abatimiento anual se elaboró la configuración de la evolución 2005-2006, obteniéndose abatimientos anuales entre 0,5 y 1,0 metros en zonas localizadas al norte del valle y alrededor del poblado de San Juan B. Londó

De acuerdo con el censo de aprovechamientos realizado en el 2006, de las 70 obras censadas 37 corresponden a pozos, 28 norias y 5 a manantiales. Los usos al que se destina el agua de los aprovechamientos en este acuífero son los siguientes:

Tipo	Total	Abrevadero	Potable	Agrícola	Sin uso	Sin información
Pozos	37	2	4	12	18	1
Norias	28	9	0	4	12	3
Manantiales	5	1	0	0	1	3
<b>Suma</b>	70	12	4	16	31	7

**Tabla 1 – Tipo de aprovechamiento por usos (CONAGUA, 2015).**

La disponibilidad para este acuífero se calculó mediante el procedimiento establecido por la Norma Oficial Mexicana NOM-011-CNA-2000 denominado: “*Conservación del recurso agua, que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales*”; en el cual que establece la metodología para el cálculo de la disponibilidad media anual de las aguas nacionales; en su fracción relativa a las aguas subterráneas, menciona que la disponibilidad se determina por medio de la expresión siguiente:

$$DAS = Rt - DNCOM - VCAS \quad (2.1)$$

Dónde:

*DAS* = Disponibilidad media anual de agua subterránea en una unidad hidrogeológica.

*Rt* = Recarga total media anual.

*DNCOM* = Descarga natural comprometida.

*VCAS* = Volumen de agua subterránea concesionado e inscrito en el REPD.



La recarga total media anual que recibe el acuífero ( $R_t$ ), corresponde con la suma de todos los volúmenes que ingresan al acuífero, tanto en forma de recarga natural como inducida. Para el caso del acuífero del Valle, su valor es de  $6,7 \text{ hm}^3/\text{año}$ .

La descarga natural comprometida se determina sumando los volúmenes de agua concesionados de los manantiales y del caudal base de los ríos que está comprometido como agua superficial, alimentados por el acuífero, más las descargas que se deben conservar para no afectar a los acuíferos adyacentes; sostener el gasto ecológico y prevenir la migración de agua de mala calidad hacia el acuífero. Para el caso del acuífero San Juan B. Londó, sólo existen descargas por concepto de flujo subterráneo hacia el mar, y de los  $1,2 \text{ hm}^3/\text{año}$  calculados se estimó que al menos  $1,0 \text{ hm}^3/\text{año}$  deben dejarse escapar para mantener la posición de la interface salina.

El volumen anual de extracción, de acuerdo con los títulos de concesión inscritos en el Registro Público de Derechos de Agua (REPGA), de la Subdirección General de Administración del Agua, con fecha de corte al 31 de diciembre de 2015 es de  $7\ 645\ 272 \text{ m}^3/\text{año}$ .

Con base en lo anterior y sustituyendo valores en la ecuación (2.1):

$$DAS = 6,7 - 1,0 - 7,645272 = -1,945272 \text{ [hm}^3/\text{año]}$$

Este resultado indica que no existe disponibilidad de agua subterránea por lo que no existe autorización para nuevas concesiones de uso, explotación y aprovechamiento del recurso ya que cualquier incremento de la extracción provocará efectos perjudiciales y afectará su vida útil.

## 2.6 Modelo geotérmico previo

En la zona de El Centavito se encuentran perforados dos pozos, denominados Centavito 1 y Centavito 2, con profundidades de 85 m y 90 m respectivamente, estos pozos registraron una temperatura de 42°C (Figura 2.6) cada uno, geoquímicamente el agua es de tipo clorurado-sódico, los geotermómetros de K-Mg indica temperaturas de 115°C a 119°C, el de K-Na de 259°C a 262°C y el de Na-K-Ca definió temperaturas de 215°C a 218°C (Casarrubias Unzueta, 1997).

Posteriormente se perforó un tercer pozo por CFE hasta 500 m, llamado CE-1, en el cual se identificaron depósitos de aluvión y conglomerados de 0 a 186 m y de 186 m a 500 m se presentaron aglomerados volcánicos (Grupo Comondú) con fragmentos de degradación de una roca de composición granodiorítica, correspondiente al basamento regional de la zona. De igual manera se realizaron una serie de registros de presión y temperatura con 7, 12 y 18 horas de reposo, obteniéndose una presión máxima de 50 Bar y una temperatura de 80°C a la profundidad de 495 m.

Con esta información la Comisión Federal de Electricidad interpretó que en esta zona existe un aporte de fluido geotérmico, que al combinarse con el acuífero del Valle de San Juan Londó, forma un sistema geotérmico de agua caliente, que es originado por la existencia de una fuente de calor a profundidad en etapa de enfriamiento que con el sistema de fallas con dirección NW-SE, el fluido asciende por convección, permitiendo disipar el calor por las fracturas abiertas, teniendo una dirección del flujo geotérmico alineado con el fallamiento NW-SE de los intrusivos granodioríticos (Figura 2.7).

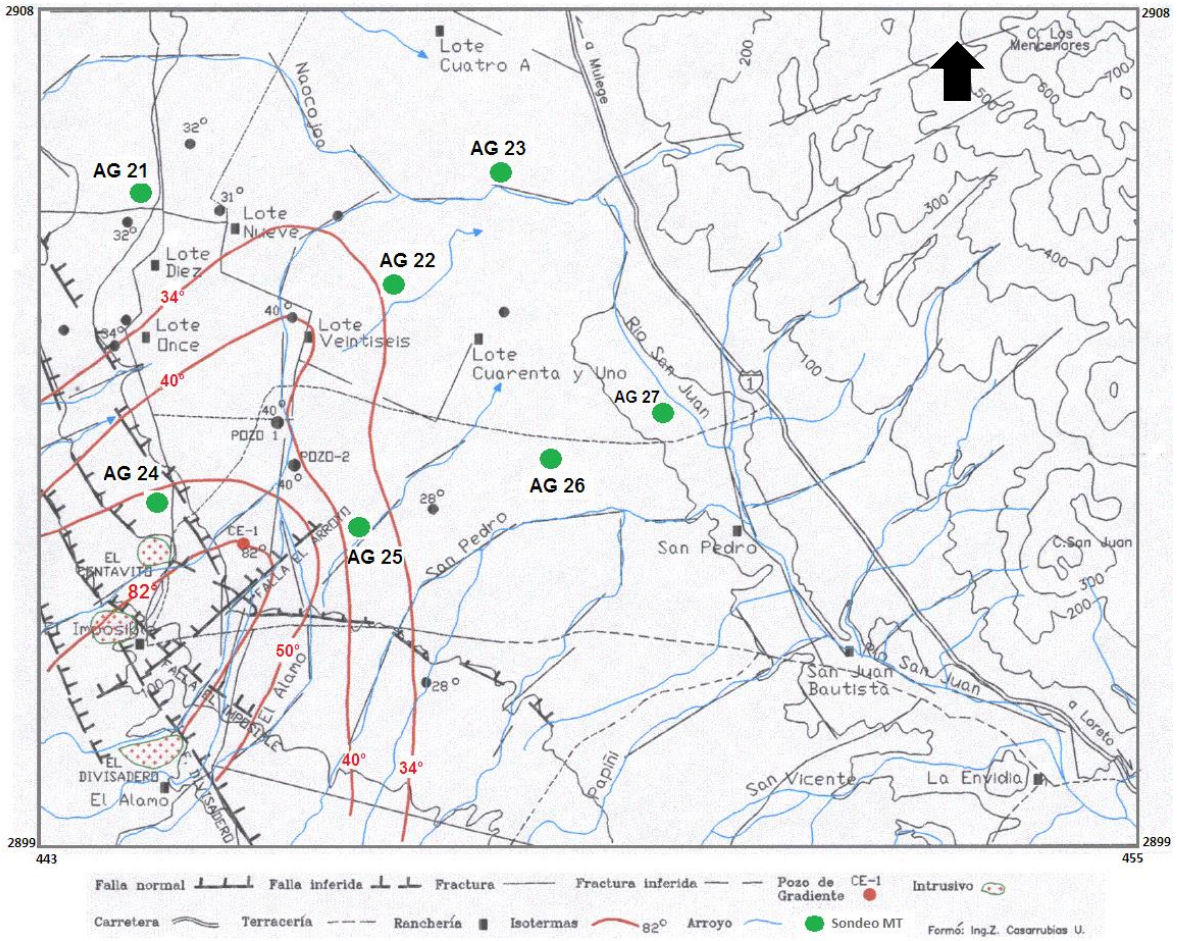


Figura 2.6 – Mapa de isotermas en la zona geotérmica El Centavito, BCS (Casarrubias, 1997).



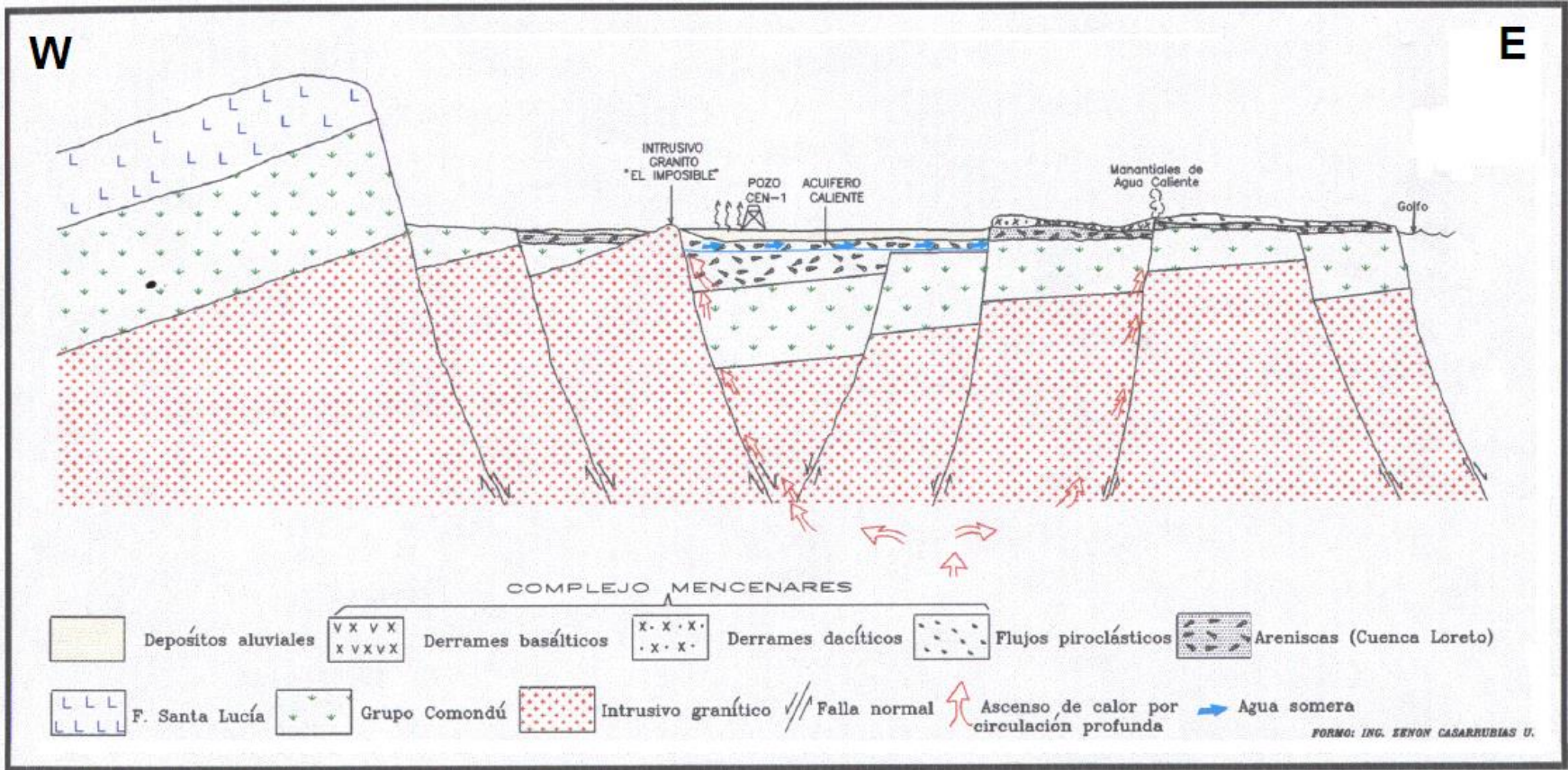


Figura 2.7 – Sistema geotérmico de El Centavito, BCS (Casarrubias Unzueta, 1997).

## 3 Fundamentos Teóricos

### 3.1 Principios de teoría electromagnética

#### 3.1.1 Ecuaciones de Maxwell

Para comprender las bases que rigen los métodos de prospección geoelectrica es necesario entender algunos principios de teoría electromagnética ya que todo fenómeno electromagnético está regido por las ecuaciones de Maxwell.

El comportamiento de los campos electromagnéticos en el dominio del tiempo, para un medio polarizable y magnetizable, se describen con las siguientes ecuaciones (Simpson y Bahr, 2005):

$$\nabla \times e + \frac{\partial b}{\partial t} = 0 \quad (3.1)$$

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

$$\nabla \cdot b = 0 \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot d = q_e \quad (3.4)$$

Las ecuaciones **3.1 a la 3.4** son las ecuaciones de Maxwell en su forma convencional que se basan en experimentos, como los de Faraday o Ampere, y describen el comportamiento de los fenómenos electromagnéticos, donde:

$e$ : Intensidad de campo eléctrico V/m

$b$ : Vector de inducción magnética Tesla

$h$ : Intensidad de campo magnético A/m

$d$ : Vector de desplazamiento eléctrico C/m<sup>2</sup>

$j$ : Densidad de corriente A/m<sup>2</sup>

$q_e$ : Densidad de carga eléctrica C/m<sup>3</sup>

La ecuación (3.1) es la Ley de Faraday o Ley de Inducción Electromagnética y nos indica que una variación espacial de campo eléctrico influirá un vector de inducción magnética variable en tiempo.

La siguiente ecuación (3.2) corresponde a la Ley de Ampere; la cual, explica que la circulación de la intensidad del campo magnético en un contorno cerrado es igual a la corriente que recorre dicho contorno.

Por último, la Ley de Gauss para campo magnético y eléctrico (3.3 y 3.4, respectivamente). Para el caso magnético, el flujo magnético que atraviesa una superficie cerrada es cero, lo que nos lleva a la conclusión de la inexistencia de monopolos magnéticos. En el caso eléctrico, el flujo del campo eléctrico a través de cualquier superficie cerrada es igual a la carga  $q$  contenida dentro de la superficie dividida por la constante  $\epsilon_0$ .

### 3.1.2 Relaciones constitutivas

Una vez conocidas las ecuaciones que describen los fenómenos electromagnéticos es necesario ligarlas con el medio de propagación introduciendo las relaciones constitutivas. Estas relaciones describen la relación entre el comportamiento de los campos y las propiedades, eléctricas y magnéticas, del medio de propagación.

Si nos encontramos en un medio no homogéneo, las relaciones se comportarán como tensores dependientes de la posición y dirección, mientras que para un medio homogéneo serán escalares dependientes de la frecuencia.

Como la Tierra resulta un medio complejo para estudiarse, consideramos que se trata de un medio homogéneo, lineal e isótropo (Serway, 2009), así las relaciones constitutivas son casos puntuales de las ecuaciones de Maxwell donde las propiedades del medio serán parámetros escalares y son las siguientes:

- $\sigma(\omega)$  Conductividad eléctrica  $S/m$
- $\epsilon(\omega)$  Permitividad eléctrica  $F/m$

- $\mu(w)$  Permeabilidad magnética H/m

Al asumir que se trabaja en un medio lineal, homogéneo e isótropo, las propiedades electromagnéticas ( $\mu$ ,  $\epsilon$  y  $\sigma$ ) pasan de ser funciones dependientes del tiempo y espacio a ser constantes.

Además, existe paralelismo entre el vector de desplazamiento eléctrico con el campo eléctrico, el vector de inducción magnética al de intensidad de campo magnético y la densidad de corriente al campo eléctrico:

$$d \parallel e, \quad b \parallel h, \quad j \parallel e$$

Por lo tanto, se pueden definir a las relaciones constitutivas de la siguiente manera:

### 1ª Relación Constitutiva

$$b = \mu h \quad (3.5)$$

Existe una relación lineal entre el vector de inducción magnética y la intensidad de campo magnético por medio de una constante de proporcionalidad que es  $\mu$ , la permeabilidad magnética expresada en términos de la permeabilidad del vacío:

$$\mu = \mu_r \mu_0$$

Donde  $\mu_r$  es la permeabilidad magnética perteneciente al medio de propagación, o también llamada permeabilidad relativa. Si la permeabilidad relativa es igual a 1, la permeabilidad quedaría en función de la permeabilidad del vacío ( $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  H/m).

La permeabilidad magnética determina la capacidad de magnetización de un material, es decir, la respuesta del material al exponerse a un campo magnético

### 2ª Relación Constitutiva

$$d = \epsilon e \quad (3.6)$$

La ecuación de la segunda relación constitutiva relaciona la constante de permitividad eléctrica con el campo eléctrico. Donde la permitividad es la capacidad del material a polarizarse en presencia de un campo eléctrico y al igual que la permeabilidad, puede expresarse en términos del vacío:

$$\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0$$

$\varepsilon_r$  es la constante dieléctrica del material o permitividad relativa que tiende a uno, excepto en materiales dieléctricos, y  $\varepsilon_0$  la permitividad del vacío con un valor de  $8,85 \times 10^{-12}$  F/m.

### 3ª Relación Constitutiva

$$\mathbf{j} = \boldsymbol{\sigma} \mathbf{e} \quad (3.7)$$

Esta última relación también es conocida como Ley de Ohm. La conductividad eléctrica, propiedad de un cuerpo para permitir el paso de una corriente a través de este, funciona como una constante de proporcionalidad (para un medio homogéneo e isótropo, el tensor  $\boldsymbol{\sigma}$  solo tendrá valores en su diagonal principal:  $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$ ) que relaciona linealmente a la densidad de corriente  $\mathbf{j}$  con el campo eléctrico  $\mathbf{e}$ .

Al cumplirse la condición de homogeneidad e isotropía, la conductividad será escalar; de tal forma que:

$$\sigma = \frac{j}{e}$$

#### 3.1.3 Ecuación de onda

Tomando el rotacional de las ecuaciones de Maxwell 3.1 y 3.2 con las relaciones constitutivas incluidas (Ward y Hohmann, 1988).

Introduciendo las relaciones constitutivas:



$$\nabla \times e + \mu \frac{\partial}{\partial t} h = 0 \quad (3.8)$$

$$\nabla \times h - \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} e = \sigma e \quad (3.9)$$

Y ahora aplicando el rotacional:

$$\nabla \times (\nabla \times e) + \mu \left[ \nabla \times \left( \frac{\partial}{\partial t} h \right) \right] = 0 \quad (3.10)$$

$$\nabla \times (\nabla \times h) - \varepsilon \left[ \nabla \times \left( \frac{\partial}{\partial t} e \right) \right] = \sigma (\nabla \times e) \quad (3.11)$$

Si tomamos la propiedad vectorial y la aplicamos a las ecuaciones 3.10 y 3.11:

$$\nabla \times (\nabla \times F) = (\nabla \cdot \nabla F) - \nabla^2 F \quad \text{Donde F puede ser cualquier vector}$$

Se obtiene lo siguiente:

$$(\nabla \cdot \nabla h) - \nabla^2 h + \sigma \mu \frac{\partial}{\partial t} h + \varepsilon \mu \frac{\partial^2}{\partial t^2} h = 0 \quad (3.12)$$

$$(\nabla \cdot \nabla e) - \nabla^2 e + \sigma \mu \frac{\partial}{\partial t} e + \varepsilon \mu \frac{\partial^2}{\partial t^2} e = 0 \quad (3.13)$$

El término  $(\nabla \cdot \nabla h)$  serán cero debido a que las líneas de fuerza del campo magnético siempre son cerradas y los polos magnéticos no existen independientemente; siempre

que hay un polo Norte ha de aparecer un polo Sur. Igualmente,  $(\nabla \cdot \nabla e)$  serán cero por la porque no hay acumulación de cargas, el medio no posee fuentes de energía.

Por lo tanto las ecuaciones de onda para campo eléctrico y magnético, en el dominio del tiempo, serán:

$$\nabla^2 h - \sigma\mu \frac{\partial}{\partial t} h - \varepsilon\mu \frac{\partial^2}{\partial t^2} h = 0 \quad (3.14)$$

$$\nabla^2 e - \sigma\mu \frac{\partial}{\partial t} e - \varepsilon\mu \frac{\partial^2}{\partial t^2} e = 0 \quad (3.15)$$

Si aplicamos la Transformada de Fourier a las ecuaciones 3.14 y 3.15 se obtienen a las ecuaciones de onda en el dominio de la frecuencia:

$$\nabla^2 E + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\sigma\mu\omega)E = 0 \quad (3.16)$$

$$\nabla^2 H + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\sigma\mu\omega)H = 0 \quad (3.17)$$

Y si definimos al número de onda  $k^2 = \varepsilon\mu\omega^2 - i\sigma\mu\omega$ :

$$\nabla^2 E + k^2 E = 0 \quad (3.18)$$

$$\nabla^2 H + k^2 H = 0 \quad (3.19)$$

Las ecuaciones **3.16 a 3.19** son comúnmente conocidas como ecuaciones de Helmholtz para campo eléctrico y magnético. Si establecemos, para ecuaciones 3.16 y 3.17, que  $\varepsilon\mu\omega^2 \ll \sigma\mu\omega$  para materiales presentes en la Tierra a frecuencias menores de  $10^5$  Hz, es

decir, que las corrientes de desplazamiento son despreciables a comparación las corrientes de conducción, se pueden reescribir las ecuaciones de la siguiente manera:

$$\nabla^2 E - i\sigma\mu\omega E = 0 \quad (3.20)$$

$$\nabla^2 H - i\sigma\mu\omega H = 0 \quad (3.21)$$

Donde el número de onda:  $k^2 = -i\sigma\mu\omega$

Ecuaciones 3.20 y 3.21 representan las ecuaciones de difusión y aplican para materiales reales presentes en la Tierra e igualmente se pueden expresar en su versión 1-D:

$$\frac{\partial E}{\partial z^2} - i\sigma\mu\omega E = 0 \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} - i\sigma\mu\omega H = 0 \quad (3.23)$$

### 3.1.3.1 Solución de la ecuación de onda

Para dar solución a las ecuaciones de onda se expresarán dependientes del tiempo, es decir:

$$\frac{\partial^2 e}{\partial z^2} - \sigma\mu \frac{\partial e}{\partial t} = 0 \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial^2 e}{\partial z^2} - \sigma\mu \frac{\partial e}{\partial t} = 0 \quad (3.25)$$

Por lo tanto definiremos una solución sinusoidal dependiente del tiempo  $e^{i\omega t}$

$$\mathbf{e} = \mathbf{e}_0^+ e^{-i(kz-\omega t)} + \mathbf{e}_0^- e^{-i(kz+\omega t)} \quad (3.26)$$

$$\mathbf{h} = \mathbf{h}_0^+ e^{-i(kz-\omega t)} + \mathbf{h}_0^- e^{-i(kz+\omega t)} \quad (3.27)$$

Y el número de onda, al ser un número complejo, se escribe:  $k = \alpha - i\beta$  donde las cantidades  $\alpha$  y  $\beta$  son reales (Stratton, 1941):

$$\alpha = \omega \left\{ \frac{\mu\varepsilon}{2} \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} + 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.28)$$

$$\beta = \omega \left\{ \frac{\mu\varepsilon}{2} \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.29)$$

En el caso que las corrientes de conducción dominan sobre las corrientes de desplazamiento, los valores  $\alpha$  y  $\beta$  serán iguales:

$$\alpha = \beta = \left( \frac{\mu\sigma\omega}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.30)$$

Entonces la solución a las ecuaciones 3.26 y 3.27, que decaerán en la dirección positiva de  $z$ , serán:

$$\mathbf{e} = \mathbf{e}_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad (3.31)$$

$$\mathbf{h} = \mathbf{h}_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad (3.32)$$

## 3.2 Método Magnetotelúrico

### 3.2.1 Antecedentes

El método Magnetotelúrico (MT) es una técnica de exploración pasiva, que utiliza un amplio espectro de las variaciones geomagnéticas naturales como fuente de poder para detectar propiedades eléctricas del subsuelo, por lo que lo hace distinto de los métodos en los cuales debe inyectarse una corriente al medio para generar conducción y hacer mediciones (Simpson y Bahr, 2005).

El MT resulta de la combinación de: el sondeo geomagnético profundo (GDS), técnica desarrollada a finales del siglo XIX la cual utilizaba observaciones de campo magnético tomadas en observatorios geomagnéticos para conocer la distribución de conductividad eléctrica a profundidad, y el método telúrico, el cual emplea dipolos eléctricos horizontales para medir cambios en la conductividad en el subsuelo.

En los años 50, Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) descubrieron que, si se miden simultáneamente las variaciones de campo magnético y eléctrico, se pueden obtener relaciones complejas que describen la penetración de los campos electromagnéticos en la Tierra. La profundidad de penetración de dichos campos dependerá de los periodos de medición de los sondeos, así como de la conductividad del medio (Vozoff, 1972). Originalmente, el método fue diseñado para estudiar ambientes sedimentarios donde podría predominar la estratificación horizontal y fue hasta la década de los 70's cuando se empleó en la exploración petrolera donde no tuvo mucho éxito debido a que la reflexión sísmica presentaba mejores resultados por su avance tecnológico hasta el momento.

Sin embargo, en la década de los años 80, la especialización de las técnicas de procesamiento e interpretación de datos MT, así como en el desarrollo de los instrumentos de medición, mejoraron la resolución del método y comenzó a utilizarse en ambientes geológicos más complejos. (Corbo, 2006). Actualmente se puede alcanzar una profundidad desde decenas de metros hasta el orden de kilómetros, lo cual es ideal para nuestro recurso geotérmico a estudiar.

### 3.2.2 Características de la fuente EM y variantes del método MT

Como se mencionó anteriormente, el método MT es una técnica pasiva de exploración que mide, simultáneamente, las variaciones de campo magnético H y campo eléctrico E que fluyen en el subsuelo debido a las variaciones naturales del campo electromagnético con la finalidad de conocer la distribución de la conductividad en el subsuelo a profundidades de decenas de metros hasta cientos de kilómetros.

La fuente de campo EM a la que nos referimos tiene dos orígenes: el primero proviene de la interacción del viento solar con la ionósfera que generan campos con frecuencias menores a 1 Hz. La ionósfera es la región de la atmósfera que está expuesta a radiación y bombardeo de partículas solares, razón por la cual existe una gran cantidad de iones cuya trayectoria es afectada por el campo geomagnético. La ionización provoca un desplazamiento horizontal de las líneas de campo magnético terrestre, que al ser deformadas genera corrientes eléctricas. Las corrientes generadas perturban a la Tierra, la cual se comporta como un conductor, por lo que se inducen en ella corrientes en las mismas frecuencias (Rionda, 1999); la segunda fuente son los fenómenos meteorológicos generados en la atmósfera y son los responsables de los campos con frecuencias mayores a 1 Hz. Dichos campos tienen origen en las tormentas eléctricas donde se generan descargas eléctricas que tocan tierra e inducen corrientes y campos magnéticos que pueden alcanzar hasta los 10 kHz.

Para clasificar las variantes del método tomamos en cuenta el rango de frecuencia de la fuente EM y si es natural o artificial. En la siguiente tabla se presentan estas variantes, donde se encuentran los métodos MT y AMT (Audio Magneto-Telúrico) emplean fuente natural, y los métodos CSAMT (AMT con fuente controlada) y RMT (Radio Magneto-Telúrico) usan fuente artificial:

FUENTE NATURAL		
Método	Frecuencia de trabajo Hz	Profundidad de estudio Km
Magnetotelúrico	$10^{-4} - 10$	1 - 250
Audio Magneto-Telúrico	$10 - 10^4$	0,1 - 250
FUENTE CONTROLADA		
Audiomagnetotelúrico fuente controlada (CSAMT)	$10^3 - 10^5$	0,01 - 1,5
Radio Magneto-telúrico (RMT)	$10^5 - 10^6$	0,01 - 5

**Tabla 2 – Clasificación de los Métodos Magnetotelúricos de fuente natural de acuerdo a la variación de la frecuencia (Álvarez, 2011).**

### 3.2.3 Premisas del método MT

Premisas planteadas por Simpson y Bahr (2005) que sustentan la teoría del método MT:

- La Tierra no genera energía electromagnética, sólo la disipa o la absorbe, por lo que se trata de un medio pasivo.
- Todos los campos son tratados como conservativos y analíticos lejos de la fuente.
- El campo electromagnético considerado como fuente se haya lo suficientemente lejos para asumir el comportamiento de onda plana.
- Se asume que no hay acumulación de cargas libres en el subsuelo por lo que la ley de Gauss para el campo eléctrico vale cero.

$$\nabla \cdot E = 0$$

Sin embargo, en el campo si se manifiestan pequeñas acumulaciones de cargas, las cuales generan el fenómeno de *static shift*.

- Para las frecuencias en las que trabaja el método magnetotelúrico se considera la aproximación cuasi estática, es decir, que las corrientes de desplazamiento pueden ser despreciadas comparadas con las corrientes de conducción.

$$\nabla \times H = J$$

- Las variaciones que pudiera experimentar la conductividad son de magnitud mayor que las que pudiera experimentar la permitividad eléctrica o la permeabilidad magnética de las rocas.

- Finalmente se asume que los campos eléctricos y magnéticos varían en el tiempo (tienen dependencia temporal) es decir:

$$e(r, t) = E(r, t)e^{i\omega t} \quad h(r, t) = H(r, t)e^{i\omega t}$$

- Se considera el dominio de la zona lejana, que es la relación que guardan las componentes respecto a la distancia (r) a la que se encuentran separadas la fuente y el punto de muestreo, de igual manera se involucran las propiedades del medio así como de la frecuencia, lo cual se puede ver como la relación que se tiene entre la fuente y la distancia “r” de separación al punto de muestreo o la profundidad de penetración  $\delta$ .

$$|\gamma R| \gg 1 \quad \text{numero de inducción mayor a 1}$$

### 3.2.4 Ecuaciones de Maxwell para el método MT

Con base en las asunciones de Simpson y Bahr (2005), las relaciones constitutivas y asumiendo un modelo cuasi estacionario (corrientes de desplazamiento despreciables), las ecuaciones de Maxwell se pueden simplificar para que respondan al método MT en el dominio de la frecuencia, expresadas de la siguiente manera:

$$\nabla \times H = \sigma E \quad (3.33)$$

$$\nabla \times E = -i\omega\mu H \quad (3.34)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (3.35)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (3.36)$$

### 3.2.5 Skin Depth (penetración nominal)

La penetración nominal describe el decaimiento exponencial de los campos electromagnéticos a medida que se propagan en un medio:

$$\delta(T) = (T/\pi\mu\bar{\sigma})^{1/2} \quad (3.37)$$

Donde  $\delta(T)$  es el “Skin Depth” en metros a un determinado periodo T,  $\bar{\sigma}$  es el promedio de la conductividad del medio penetrado y  $\mu$  la permeabilidad magnética. A una



profundidad  $\delta(T)$  la amplitud de los campos electromagnéticos se atenúan en un factor de  $e^{-1}$  de su valor en superficie (Orellana, 1974). Si definimos a la Permeabilidad Magnética del Medio cómo la del vacío, la ecuación 3.37 toma la siguiente forma para el método MT:

$$\delta(T) = 503\sqrt{T\rho_a} \text{ m} \quad (3.38)$$

En términos de la frecuencia:

$$\delta(f) = 503\sqrt{\rho_a/f} \text{ [m]} \quad \text{o} \quad \delta(f) = \frac{1}{2}\sqrt{\rho_a/f} \text{ [km]} \quad (3.39)$$

### 3.2.6 Tensor de Impedancias y dimensionalidad geoelectrica

La impedancia electromagnética  $Z(\omega)$  es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales de campos eléctrico y magnético, y que en función del periodo (o frecuencia) contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades (Vozoff, 1972). De forma lineal, expresamos la impedancia como:

$$Z = \frac{|\hat{E}|}{|\hat{H}|} \quad (3.40)$$

Y de forma matricial:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (3.41)$$

Los campos medidos, al igual que impedancia, son magnitudes complejas que poseen parte real e imaginaria y por tanto tendrán magnitud y fase. Entonces, a partir de la estimación de la impedancia mediante los campos E y H medidos, para cada una de las frecuencias, se puede calcular la resistividad aparente y el ángulo de fase, utilizando las expresiones (Vozoff, 1972):

$$\rho_{a ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_i(\omega)}{H_j(\omega)} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \Omega \cdot m \quad (3.42)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right] \quad ^\circ \quad (3.43)$$

La resistividad eléctrica de los materiales presentes en la Tierra tiene una amplia variación (Figura 3.1) y es sensible a pequeños cambios en los componentes de la roca (Martí, 2006). En las capas superficiales de la corteza la conducción eléctrica es de tipo iónico y las diferencias de resistividad están asociadas al tipo de roca y sus características respecto al fluido intersticial (generalmente agua) que contienen. A partir de cierta profundidad (algunos pocos km) la concentración de sales es elevada, lo cual hace disminuir considerablemente la resistividad efectiva de la roca. Medidas de la resistividad eléctrica realizadas en laboratorio indican que los constituyentes de la corteza (seca) tienen resistividades superiores a  $10^7 \Omega m$ . En cambio, la presencia de agua salina en los poros hace disminuir la resistividad varios órdenes de magnitud, en función de la concentración, porosidad y conexión entre poros (Pous y Marcuello, 2003).

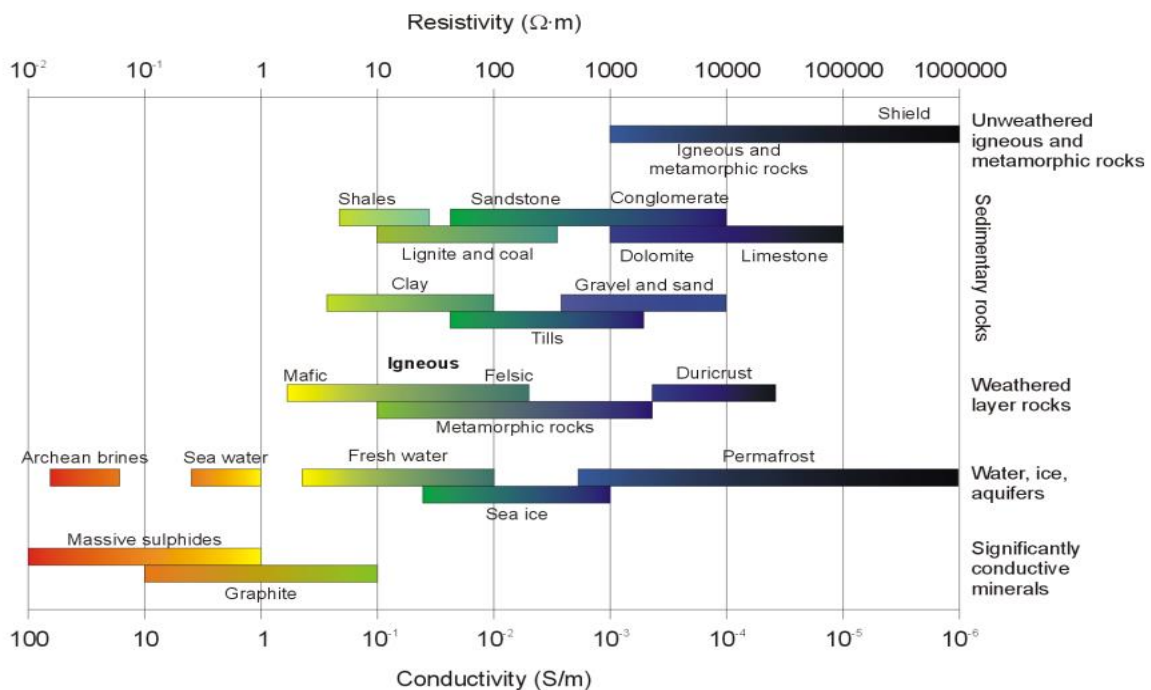


Figura 3.1 – Resistividad eléctrica de las rocas (Modificada por Martí (2006) de Palacky (1987)).

Retomando a la impedancia  $Z(\omega)$ , este al ser un tensor, nos permite determinar la dimensionalidad de estructuras geoelectricas en el subsuelo, teniendo tres posibilidades: 1D, 2D y 3D.

El caso unidimensional es el más simple, se trata de un medio estratificado y homogéneo en el cual la distribución de la resistividad únicamente está en función de la profundidad. Las componentes de la diagonal principal del tensor serán igual a cero  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$  y las componentes  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  serán “iguales”, pero de signo distinto, por lo que nuestro tensor quedará expresado como:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.44)$$

El signo negativo es una convención e indica que las fases están desplazadas  $180^\circ$ .

Algo importante a resaltar es la presencia de cuerpos que pudieran distorsionar los sondeos y nos generen una interpretación de la dimensionalidad errónea. Estos efectos son denominados distorsiones galvánicas y se describirán más adelante. Como consecuencia de la distorsión, el tensor de impedancias medido puede arrojar resultados que sugieren una estructura 3D (Figura 3.2), a pesar de ser extraer información de estructuras regionales 1D o 2D (Escobedo, 2013).

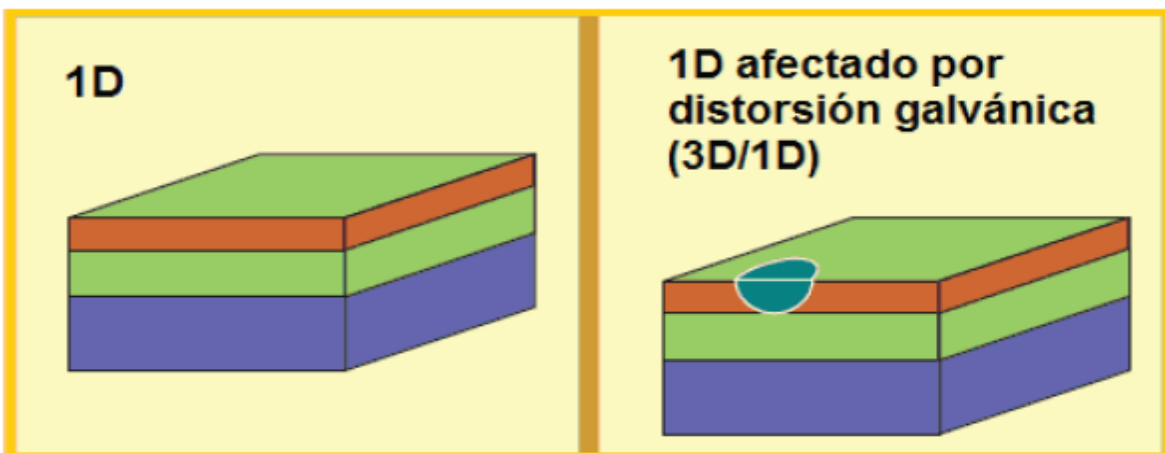


Figura 3.2 – Modelo geoelectrico 1D (Martí, 2006).

En el caso 2D se tiene variación de la resistividad en dos sentidos, a profundidad y en alguna dirección horizontal (x o y). Las componentes  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  serán de igual magnitud pero de diferente signo ( $Z_{xx} = -Z_{yy}$ ), mientras que  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  serán diferentes y de signo contrario ( $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$ ).

En este caso particular, habrá una dirección de estructura principal conocida como strike (Figura 3.3). Si la dirección del strike coincide con alguna de las direcciones de medición de los campos, las componentes  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  serán iguales a cero:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.45)$$

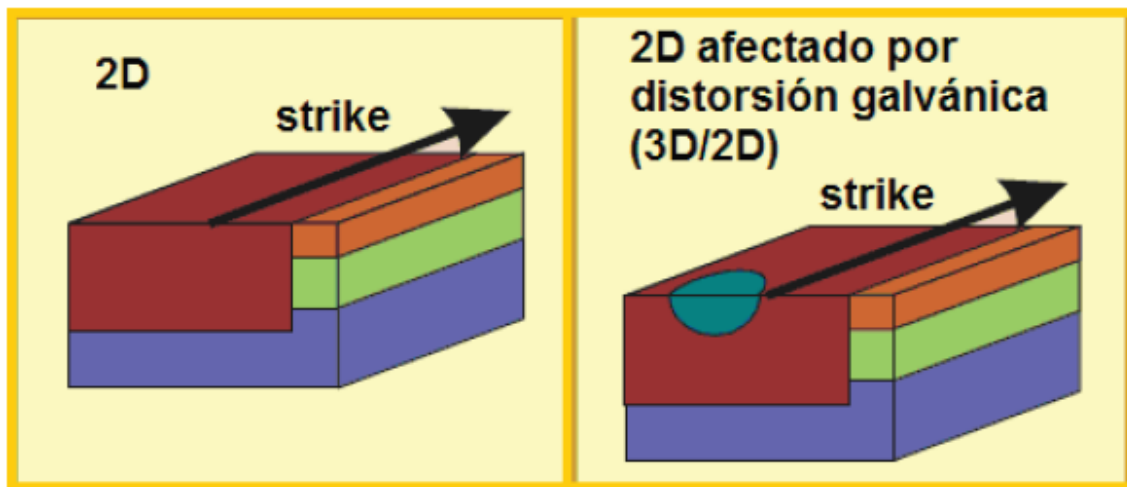


Figura 3.3 – Modelo geoelectrico 2D. El strike es la dirección preferencial de la estructura geológica (Martí, 2006).

Para el caso 3D, la resistividad quedará en función de las tres direcciones (x, y, z) que serán diferentes entre sí y ninguna será igual a cero, se habla de intrusivos masivos o deformaciones que hacen que el medio se comporte de manera anisotrópica en todas direcciones, provocando que la señal se distorsione. En la práctica los casos de medios tridimensionales van desde pequeñas anomalías en la conductividad aisladas (distorsión tridimensional local), hasta estructuras a gran escala.

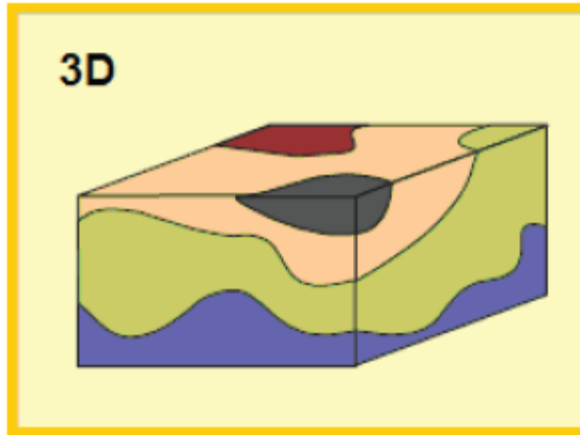


Figura 3.4 – Modelo Geoelectrico 3D (Martí, 2006).

### 3.2.7 Función de Transferencia Geomagnética

Conocido como “*Tipper*” o función de transferencia geomagnética relaciona la componente vertical de campo ( $H_z$ ) magnético con las componentes horizontales ( $H_x$  y  $H_y$ ) en cualquier frecuencia.

$$H_z = [T_x T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (3.46)$$

Generalmente, se asume que la componente vertical del vector de intensidad de campo magnético tiende a cero ( $H_z \approx 0$ ), excepto para casos en los que existen cambios laterales de la conductividad. Esta función de respuesta es un elemento adicional para la determinación de las características de la estructura geoelectrica, dado que es válida en condiciones de contraste lateral de la conductividad (Acosta, 2007).

$T_x$  y  $T_y$  son las funciones de transferencia geomagnética y son magnitudes complejas que dependerán de la conductividad eléctrica del medio. Las partes real e imaginaria de las funciones definen vectores en el plano cuya magnitud y orientación representan características del subsuelo. Tomando los vectores estimados a partir de la parte real del “*Tipper*”, denominados vectores de inducción, estos apuntarán hacia zonas más conductivas de acuerdo con la convención de Parkinson.

### 3.2.8 Modos TE y TM

La definición de un modo TE o TM dependerá de la dimensionalidad de nuestro medio geológico. Al tener una estructura 2D se presenta una dirección preferencial (strike), si el campo eléctrico primario ( $E_x$ ) es perpendicular al strike, se define una polarización H. Por otro lado, si el campo  $E_x$  es paralelo al strike entonces se define una polarización E (Berbesi, 2005).

En la polarización E, también llamado modo TE (transverso eléctrico). El campo eléctrico horizontal ( $E_x$ ) cambia continuamente a través de la interface, es decir,  $E_x$  es paralelo al rumbo y no hay cargas inducidas. Además, el campo magnético horizontal ( $H_y$ ) cambia sobre el contacto. Caso contrario a la polarización H, la densidad de corriente cambia continuamente a través de la interface (Persson, 2001).

Las respuestas de la polarización H, también llamada TM (transverso magnético), no muestran variaciones en el campo magnético horizontal ( $H_y$ ) sobre el contacto. Además, la densidad de corriente es continua (Persson, 2001). El modo dependerá de si las corrientes de campo electromagnético fluyen paralelas o a través de la estructura principal y se expresa en el tensor de impedancia bidimensional:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.47)$$

$$\text{Donde } Z_{TE} = \frac{E_x}{H_y} \text{ y } Z_{TM} = \frac{E_y}{H_x}$$

En la figura 3.5 se muestra cómo se comportan la resistividad aparente y fase para los diferentes modos. El modo TE es capaz de unir conductores aislados. Mientras que el modo TM es capaz de modelar los límites donde aparecen los principales cambios de resistividad (Berbesi, 2005).

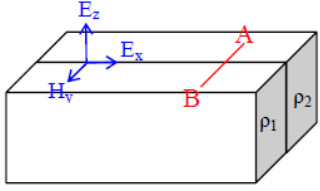
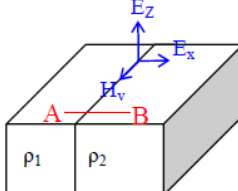
	Modo TE o polarización E	Modo TM o polarización H								
<b>Resistividad Aparente</b>	Decae de forma continua sobre el contacto. Este decaimiento se hace más rápido si la frecuencia aumenta.	Decae de forma abrupta sobre el contacto. La tasa de decaimiento se determina por el skin-depth								
<b>Diferencia de fase</b>	 <p style="text-align: center;"><math>\rho_1 &gt; \rho_2</math></p> <table border="1" style="width: 100%; text-align: center;"> <tr> <td>Izquierda del perfil AB</td> <td>Derecha del perfil AB</td> </tr> <tr> <td><math>\sigma</math> aumenta <math>\Phi &gt; 45^\circ</math></td> <td><math>\rho</math> aumenta <math>\Phi &lt; 45^\circ</math></td> </tr> </table>	Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB	$\sigma$ aumenta $\Phi > 45^\circ$	$\rho$ aumenta $\Phi < 45^\circ$	 <p style="text-align: center;"><math>\rho_1 &gt; \rho_2</math></p> <table border="1" style="width: 100%; text-align: center;"> <tr> <td>Izquierda del perfil AB</td> <td>Derecha del perfil AB</td> </tr> <tr> <td><math>\rho</math> increases <math>\Phi &lt; 45^\circ</math></td> <td><math>\sigma</math> increases <math>\Phi &gt; 45^\circ</math></td> </tr> </table>	Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB	$\rho$ increases $\Phi < 45^\circ$	$\sigma$ increases $\Phi > 45^\circ$
Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB									
$\sigma$ aumenta $\Phi > 45^\circ$	$\rho$ aumenta $\Phi < 45^\circ$									
Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB									
$\rho$ increases $\Phi < 45^\circ$	$\sigma$ increases $\Phi > 45^\circ$									

Figura 3.5 – Comparación entre los Modos TE y TM (Berbesi, 2005).

### 3.2.9 Distorsión Electromagnética

El objetivo final en los métodos electromagnéticos es generar un modelo geoelectrico preciso que muestre la distribución de la resistividad en el área de estudio y para cumplir este objetivo es necesario que los datos durante la adquisición sean altamente fiables, libres de distorsión, para su buen procesamiento e interpretación.

La distorsión electromagnética es un fenómeno producido por la presencia de cuerpos someros, heterogeneidades, o la misma topografía, que alteran la respuesta inductiva regional provocada por distribuciones de carga y corrientes inducidas generadas en la zona de discontinuidad de dichos cuerpos (Martí, 2006; Corbo, 2013). El efecto de los cuerpos persiste en frecuencias bajas arbitrarias, causando una distorsión de la curva de resistividad aparente del sondeo MT en un amplio rango de frecuencias (Pellerin, 1990).

La clasificación más práctica del fenómeno de distorsión es la propuesta por Berdichevsky *et al.* (1976) en dos efectos, galvánicos e inductivos, basados en un modelo de tierra “normal”, estratificado, que es distorsionado.



El efecto galvánico se debe principalmente a la acumulación de cargas superficiales por la presencia de cuerpos o estructuras tridimensionales muy someros, proviene del campo eléctrico principal que genera cargas eléctricas y que se acumulan en los límites de las estructuras superficiales.

Este proceso crea un campo eléctrico local que modifica significativamente los valores de resistividad aparente a lo largo del rango de frecuencias y por su magnitud debe considerarse su corrección. Este segundo campo, creado por el exceso de carga se suma vectorialmente al primario para entender mejor el comportamiento de los campos distorsionados. (Jiracek, 1990).

Para visualizar este efecto se puede observar la Figura 3.6. La relación espacial entre el campo eléctrico primario  $E_p$ , el campo eléctrico secundario  $E_s$  asociado, y la corriente total son presentados. En las figuras 1a y 1b el campo primario es orientado a lo largo del eje mayor de una figura elíptica.

En el ejemplo 1a es el caso de un cuerpo conductor, contrariamente al ejemplo 1b donde se trata de un cuerpo resistivo. La polaridad de las cargas resulta en un segundo campo opuesto (restando) al primario; en el caso del conductor, y en el caso resistivo el campo será adicionado al primario. Asumiendo esta suma vectorial de los campos, se estima el sentido que tendría la distorsión en los campos resultantes totales (Jiracek, 1990).

Con un cuerpo conductivo, el campo total se reduce directamente sobre el cuerpo, mejora en los extremos y decrecerá a lo largo de los lados. En el caso resistivo, el campo total aumenta directamente sobre la superficie del cuerpo, decrece sobre los bordes y presenta un aumento a lo largo de los lados.

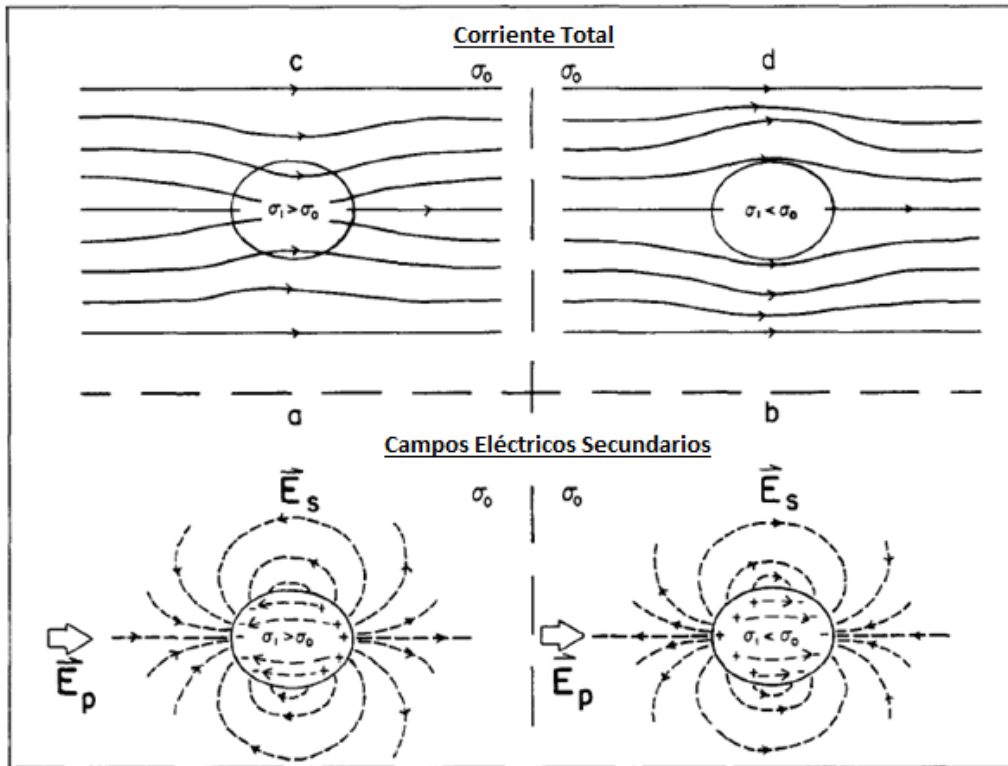


Figura 3.6 – Efecto Galvánico. a) Efecto en un cuerpo conductor. b) Efecto en un cuerpo resistivo (Jiracek, 1990).

En el fenómeno inductivo se crea un voltaje a partir de la variación del campo magnético primario en el tiempo, siguiendo la Ley de Faraday, que a su vez induce una corriente de vórtice. Estas corrientes fluyen en un “loops” cerrados creando campos secundarios que se adicionan vectorialmente al campo principal. La relación espacial y el resultado del campo magnético secundario  $H_s$  se muestra en la Figura 3.7.

A diferencia del efecto galvánico, donde el campo eléctrico secundario está en fase con el primario, el efecto inductivo presenta al campo magnético secundario con una fase entre 0 y  $\pi/2$  respecto al campo magnético primario. La magnitud de los efectos inductivos aumentará en dirección de la saturación cuando la frecuencia aumente; contrario al efecto galvánico el cual incrementa en dirección de la saturación cuando la frecuencia disminuye (Jiracek, 1990).

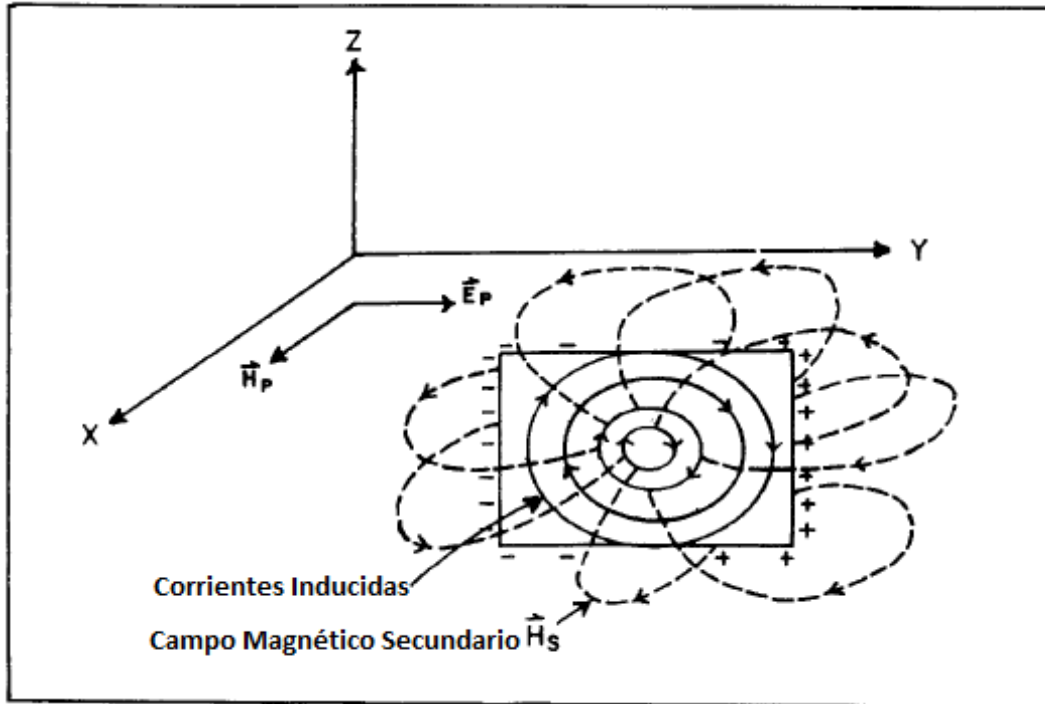


Figura 3.7 – Efecto inductivo. Corriente de vórtice en un conductor plano vertical que produce un campo magnético dipolar secundario  $H_s$  (Jiraceck, 1990).

### 3.2.10 Static Shift (Corrimiento Estático)

El corrimiento estático es un efecto galvánico producido por la presencia de cuerpos superficiales en el subsuelo, se detecta al observar las curvas log-log de resistividad donde es posible apreciar un desplazamiento vertical paralelo entre una curva y otra de las diferentes polarizaciones (Pellerin y Hohmann, 1990).

Las curvas se ven afectadas por un factor de escala real que no es posible determinar a partir de los datos registrados. Tomando la ecuación 3.41 y 3.42, el factor de escala queda representado como:

$$\rho_{a ij}(\omega) == \frac{1}{\omega \mu_0} a^2 |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \Omega \cdot m \quad (3.48)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im } aZ_{ij}(\omega)}{\text{Re } aZ_{ij}(\omega)} \right] = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right] \quad ^\circ \quad (3.49)$$

Donde  $\alpha$  es el factor de corrimiento y al no depender de la frecuencia no afecta a la fase.

Existen diferentes maneras para corregir las curvas de resistividad:

- Por un promedio espacial (Berdichevsky, 1976) pero se necesitarían gran cantidad de sondeos por lo que el procedimiento sería muy costoso.
- Mediante el método EMAP, un filtro pasa-bajas que usa mediciones continuas del campo eléctrico a lo largo un perfil perpendicular al strike geoelectrico. Este método es empleado para un estudio detallado lo que eleva también el costo de un proyecto.
- Correcciones por medio de sondeos TEM (Pellerin y Hohmann, 1990), los datos TEM son transformados a datos de MT para una comparación directa entre dos curvas.

En el presente trabajo se empleó esta última técnica para la corrección de los datos.

### 3.3 Transitorio electromagnético (TEM)

Se emplearán datos de sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM) para la corrección por “*Static Shift*” a las curvas de resistividad MT; se obtendrá una curva de resistividades mediante TEMs, que caracterizan mejor la parte somera del subsuelo, la curva MT se ajustará de tal modo que se suprima el desplazamiento de la resistividad (Pellerin y Hohmann, 1990).

#### 3.3.1 Generalidades del método TEM

El método consiste en hacer circular una corriente continua por una espira, la cual produce un campo magnético primario. Un corte abrupto de esta corriente ocasiona la interrupción del campo primario, lo que produce, por la Ley de Faraday, la inducción electromagnética de una corriente eléctrica en el subsuelo. A su vez, esta corriente genera un campo magnético secundario transitorio. Los cambios decrecientes del campo secundario con el tiempo inducen un voltaje en la bobina receptora conocido como transitorio. La forma del decaimiento de este voltaje contiene información sobre la distribución de la resistividad del terreno debido a que la magnitud y distribución de la corriente inducida depende de él (McNeill, 1994)

La función respuesta que tendremos en nuestro receptor se puede dividir en tres etapas. La primer etapa o etapa temprana donde nuestra respuesta se mantiene constante con el tiempo, una etapa intermedia donde las corrientes inducidas comenzarán a fluir en el medio y una etapa tardía donde las corrientes inducidas serán casi invariantes en el tiempo, teniendo una amplitud de decaimiento.

Esta función es una expresión compleja del voltaje que depende de la conductividad y del tiempo (McNeill, 1994) y haciendo una simplificación matemática queda presentada de la siguiente forma:

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} \quad (3.50)$$

Dónde:

$e(t)$ : es la salida de voltaje para un receptor de area  $1 \text{ m}^2$

$k_1$ : es una constante

$M$ : es el momento de la bobina transmisora definido como el producto del area de la bobina por la corriente que circula en ella  $A \cdot \text{m}^2$

$\sigma$ : Conductividad del medio Siemens  $\cdot \text{m}$

$t$ : tiempo segundos

La resistividad aparente se obtiene a partir de esta expresión que representa el voltaje registrado por el receptor, la cual varía según el comportamiento del decaimiento de campo magnético. Por lo tanto, la resistividad aparente del medio estará definida por:

$$\rho_a(t) = \frac{k_1 M^{2/3}}{e(t)^{2/3} t^{5/3}} \quad (3.51)$$

## 4 Adquisición y procesamiento de datos

### 4.1 Adquisición de datos MT

Los sondeos se obtuvieron durante la campaña realizada en el mes de marzo de 2015 por el Instituto de Geofísica de la UNAM en colaboración con el CICESE, se adquiriendo datos de MT y TEM en 23 sitios, de los cuales se tomaron 10 sondeos, tanto de MT como TEMs para la realización de este trabajo, con las ubicaciones mostradas en la figura 4.1 y la Tabla 3.

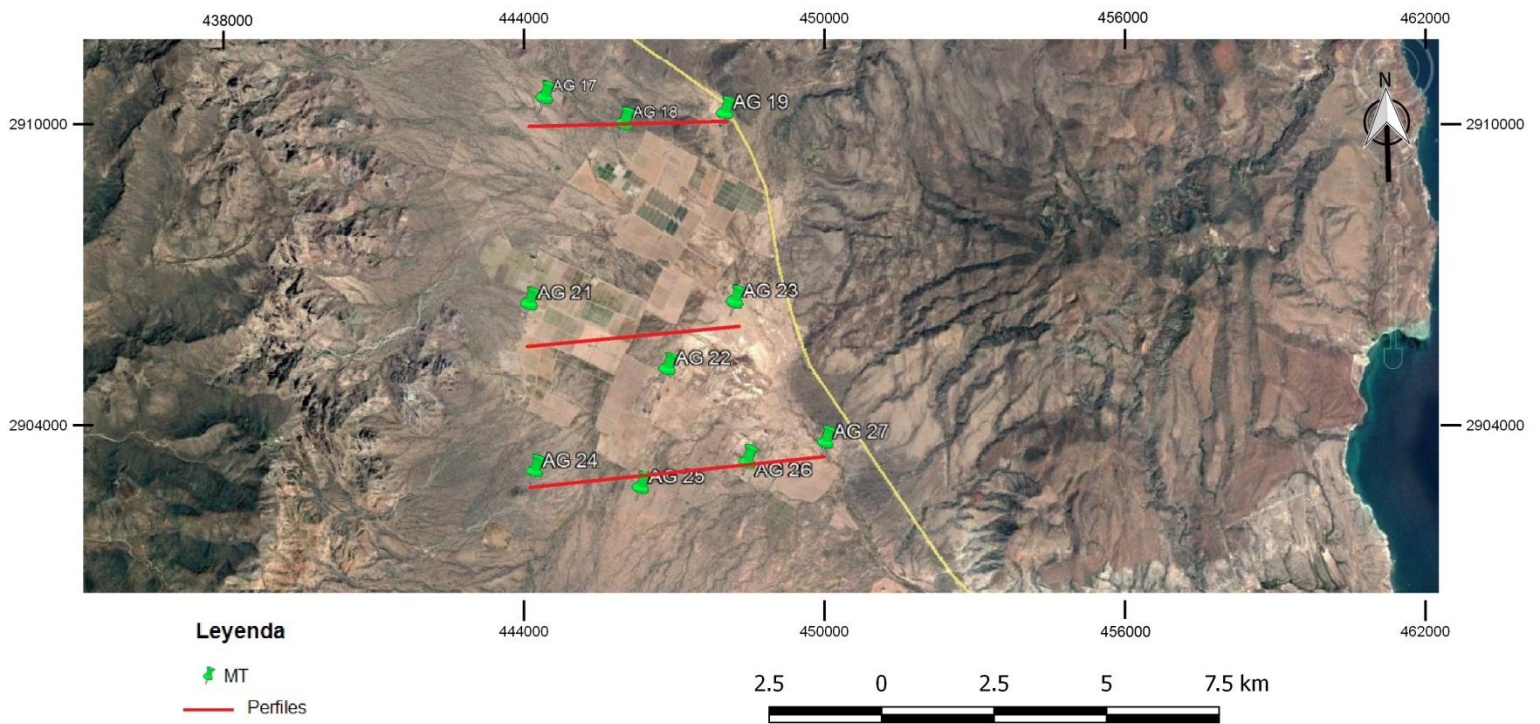


Figura 4.1 – Ubicación de los sondeos y perfiles trazados.



ID	X	Y	Lon.	La.t	Alt.
AG 17	2910131,72	444142,113	-111,559	26,3099	2,2
AG 18	2909714,24	445728,305	-111,543	26,3062	18,66
AG 19	2910065,87	447666,809	-111,524	26,309	44,68
AG 21	2905970,21	444129,381	-111,559	26,272	26,9
AG 22	2904849,17	446896,449	-111,531	26,262	31,47
AG 23	2906283,98	448122,709	-111,519	26,275	30,99
AG 24	2902620,03	444465,032	-111,556	26,2421	12,51
AG 25	2902433,46	446543,343	-111,535	26,2405	4,2
AG 26	2903086,62	448584,82	-111,514	26,246	56,84
AG 27	2903575,52	450064,81	-111,500	26,250	62,73

Tabla 3 – Coordenadas de los 10 sondeos MT en el Valle de San Juan Londó, BCS.

El equipo empleado para la adquisición de los datos magnetoteléuricos es un Metronix ADU-07e, se compone de 5 electrodos EFP-06 de Pb/PbCl<sub>2</sub> y tres bobinas de inducción modelo MFS-06 (Figura 4.2).



Figura 4.2 – Equipo Metronix modelo ADU-07e.

En campo, la consola será el centro del arreglo (Figura 4.3), del cual se alinean dipolos con dirección norte-sur y este-oeste compuestos de 2 electrodos, cada uno, a una distancia de 50 m de la consola, cada. Estos dipolos medirán, a través de una diferencia de potencial, el



campo eléctrico en direcciones  $E_x$  y  $E_y$ . Los electrodos se entierran a una profundidad de 20 cm y se cubrirán con una mezcla lodosa del mismo material extraído (Figura 4.4), esto con el fin de mantener una resistencia de contacto baja, una temperatura constante y lograr mantener estable las condiciones de medición. Un quinto electrodo se conecta a un costado de la consola para protección del instrumento; funcionando como una descarga a tierra.

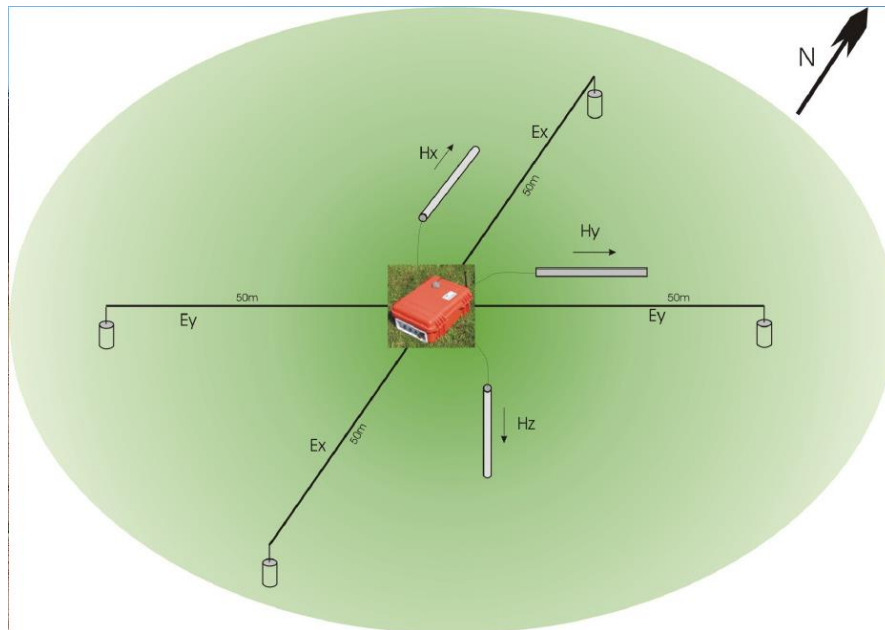


Figura 4.3 – Instalación en campo del equipo ADU-07e (Matzander, 2014).

Las bobinas de inducción de igual manera se entierran y alinean para medir las variaciones de campo magnético, dos de ellas se colocarán de manera horizontal en los cuadrantes del arreglo dipolar para obtener mediciones en dirección  $H_x$  y  $H_y$ ; la tercera bobina medirá la dirección  $H_z$  del campo, por lo que se entierra de manera vertical hasta la mitad de su longitud. En el presente estudio, debido a la falla de una bobina, solamente se realizaron mediciones de campo magnético en direcciones  $H_x$  y  $H_y$ .



Figura 4.4 – Colocación de un electrodo en campo.

Por lo tanto, el diseño de adquisición de los sondeos MT se registró de la siguiente manera:

- 1 dipolo dirección N-S de 100 m de largo que registrará las variaciones de campo eléctrico en dirección X por medio de dos electrodos ( $E_x$ ).
- 1 dipolo dirección E-O de 100 metros de largo que medirá las variaciones de campo eléctrico en dirección Y por medio de dos electrodos ( $E_y$ ).
- 1 bobina paralela al dipolo N-S que medirá las variaciones del campo magnético en dirección X ( $H_x$ ).
- 1 bobina paralela al dipolo E-O que medirá las variaciones del campo magnético en dirección Y ( $H_y$ ).



**Figura 4.5 – Consola ADU-07e instalada en campo.**

Los parámetros de adquisición fueron propuestos bajo las condiciones previas que conocemos del subsuelo. Se busca tener un barrido de frecuencias continuo que nos permitan el cálculo de las curvas de resistividad aparente y fase que caractericen el medio en las profundidades deseadas.

Partiendo del conocimiento de que el valle de San Juan Londó está compuesto de materiales sedimentarios con una resistividad aparente de 50 ohm-m y que nuestro objetivo geotérmico debe aproximarse a 4 km. Se sustituyen los valores en la ecuación 3.39 para el “*Skin Depth*” donde tenemos como resultado un rango de frecuencias de 4096 Hz a 1 Hz para obtener una profundidad mínima de 50 m y máximas de 4 km con un tiempo de medición promedio de para cada sondeo MT de 10 horas.

## 4.2 Procesamiento de datos MT

El procesamiento de datos nos dará como resultado un perfil geoelectrico representativo de cada perfil trazado, resultado de una inversión de los datos; por lo que debemos seguir una serie de pasos que nos guiarán a la generación de un buen modelo geoelectrico.

La primera parte consiste en hacer una limpieza manual de las series de tiempo con el Programa Mapros (2007), este software permite observar las señales medidas de campos eléctricos y magnéticos con diferentes ventanas, lo que nos permite seleccionar segmentos de la serie los cuales presenten ruido local que afecte a nuestra señal y pueda ser suprimido (Figura 4.4).



Figura 4.6 – Ruido local afectando a los campos eléctricos y magnéticos.

Concluida la limpieza de las series de tiempo, proseguiremos con el cálculo del tensor de impedancias, parámetro que nuevamente el software Mapros realiza calculando una transformada rápida de Fourier, en algunos sondeos se aplicó una referencia remota (Goubau *et al.*, 1980) para disminuir la influencia del ruido. Con las impedancias calculadas se generan las curvas de resistividad y fase para cada banda (Figura 4.5), de las cuales discriminaremos puntos que no tengan coherencia con la tendencia de nuestra curva. Con las curvas finales realizaremos un analisis de dimensionalidad y direccionalidad.

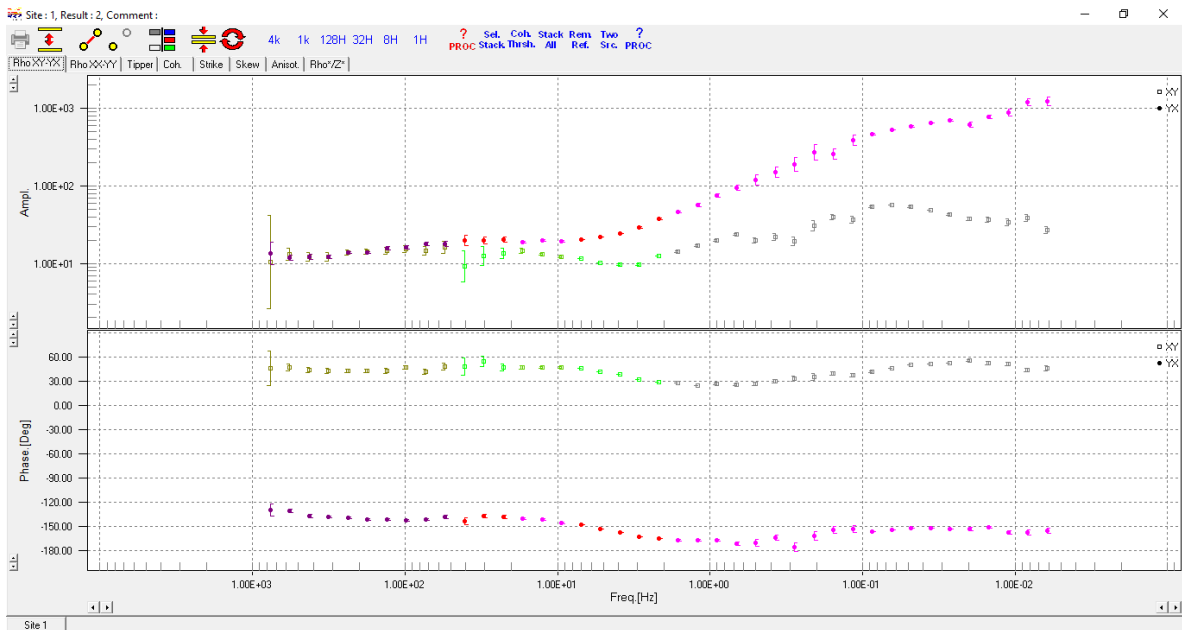


Figura 4.7 – Curva de resistividad y fase calculadas con Mapros.

Para conocer la complejidad de nuestra zona de estudio realizaremos un analisis del tensor de fases. De acuerdo con Caldwell *et al.* (2004), este tensor está compuesto por una parte real y una parte imaginaria, así como de parametros que permiten el calculo de la dimensaionalidad geoelectrica y la direccionalidad, además de no verse afectado por la distorsión galvánica.

Al ser un tensor de segundo orden y asimetrico puede representarse gráficamente mediante una elipse, donde los ejes mayor y menor representan los ejes y valores principales del tensor de fases con una orientación al eje mayor dado por el ángulo  $\alpha-\beta$  (Figura 4.6).

Donde:

$\beta$ : Ángulo de rotación y medida de la asimetría del tensor.

$\alpha$ : Dependencia del tensor con el sistema coordenado.

$\Phi_{\max}$ : Fase máxima del tensor.

$\Phi_{\min}$ : Fase mínima del tensor.

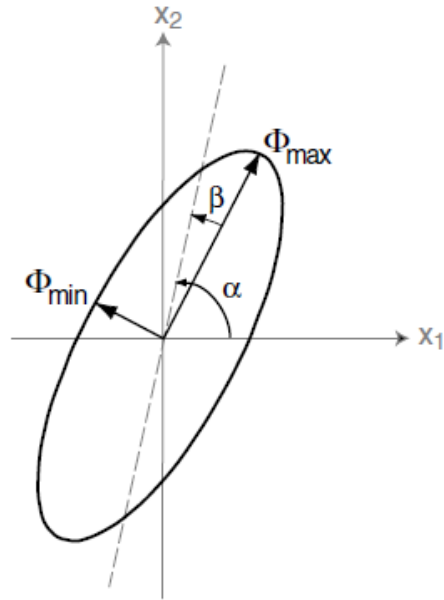


Figura 4.8 – Representación gráfica del tensor de fases (Caldwell, 2004).

De acuerdo con una interpretación visual de las elipses obtenidas para nuestros 10 sondeos, se llegó a la conclusión que el medio se comporta como un 2D por lo que también se calculó un ángulo de strike dando como resultado un ángulo de 70° promedio.

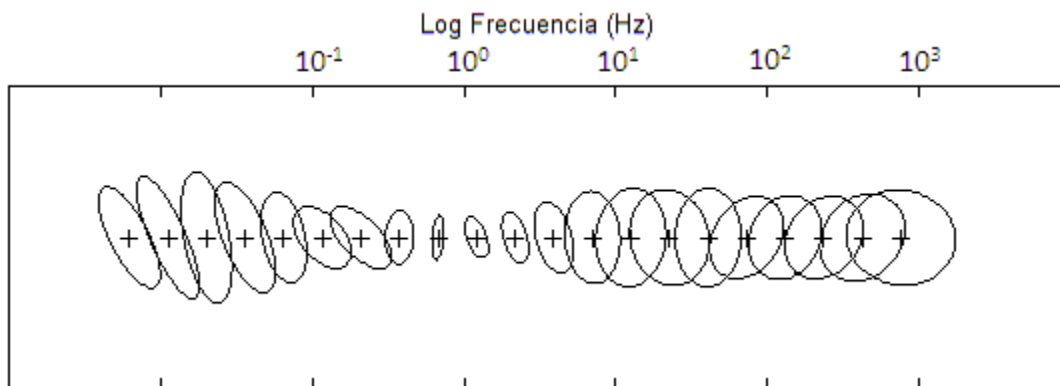
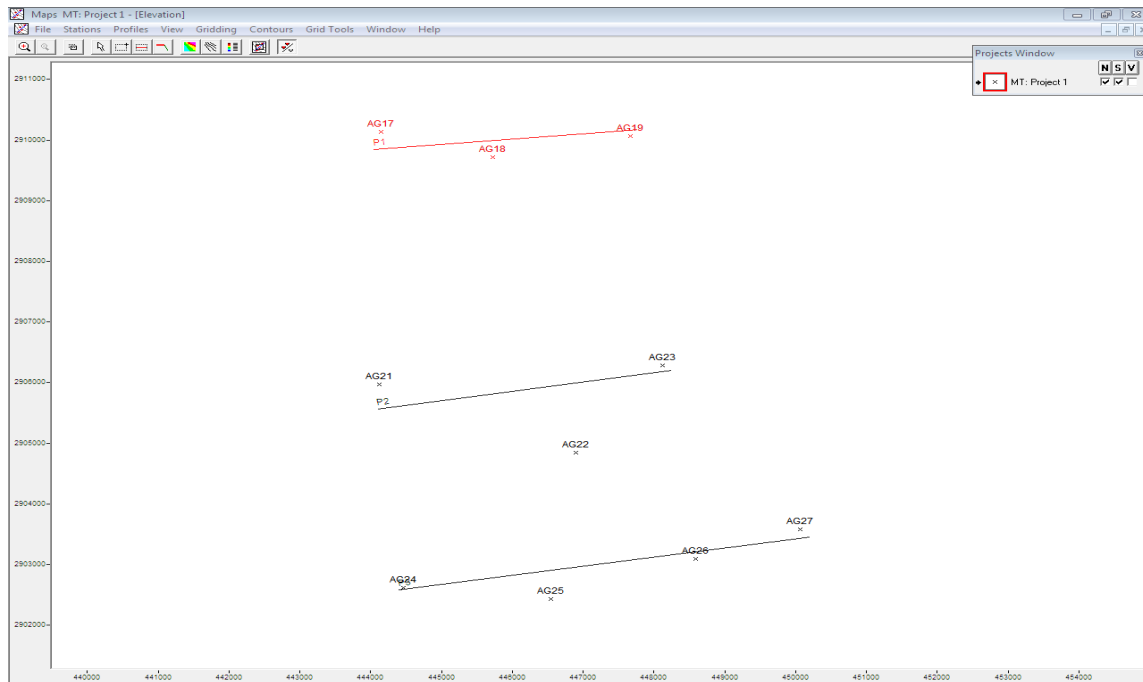


Figura 4.9 – Elipses calculadas para el sondeo MT AG17.

La segunda parte del procesado se realiza con el apoyo del software WinGLink (2003), aquí se cargarán las curvas y se generará la base de datos con la información de cada sondeo (TEM y MT) para el trazado de los perfiles. En la figura 4.8 visualizamos la dirección de nuestros perfiles así como los sondeos que se incluyeron para cada trazo.





**Figura 4.10 – Dirección y sondeos contenidos en cada perfil trazado.**

Cada sondeo fue rotado y sometido al ajuste de “*Static Shift*”, el cual se corrigió sobreponiendo los sondeos TEM con los MT en la misma ventana de edición de WinGLink y verificar si ocurrió un desplazamiento de las curvas en la parte somera de las mediciones (Figura 4.9). De ser así, se editan las curvas MT para tener coherencia con la tendencia del sondeo TEM (Pellerin y Hohmann, 1990).

Una vez hechas las correcciones y rotaciones, continuamos con la inversión de los datos. WinGLink contiene una rutina de inversión para un modelo suavizado, el cual calcula soluciones para el problema bidimensional de los datos magnetoteléuricos usando el método de gradientes conjugados no lineales.

Se tiene que elegir un mallado para cada perfil, afinando las columnas donde se encuentran localizados los sondeos y dejando espacios más amplios donde no se encuentra información. Teniendo la malla indicada, se ajustan los parámetros de inversión y se realizaron diferentes iteraciones hasta encontrar el modelo que mejor se ajuste con nuestros datos y tenga un error cuadrático medio (RMS) bajo (Ver Anexo 1 las curvas corregidas y resultados de inversión de cada sondeo).

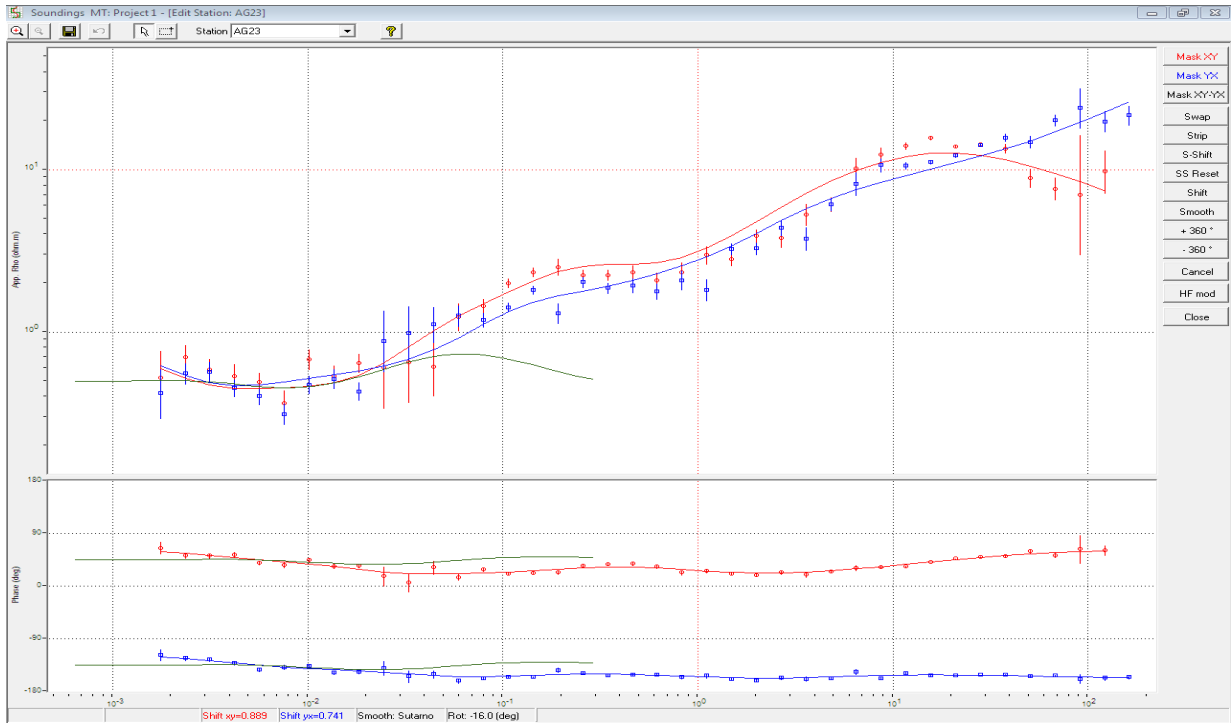


Figura 4.11 – Corrección del sondeo AG23 por “Static Shift”.



## 5 Análisis de los resultados

Los modelos geoelectricos obtenidos mediante la inversión 2D de los datos magnetotelúricos corregidos se describirán de acuerdo a los perfiles trazados, cada perfil muestra la distribución de resistividad aparente en el subsuelo. A pesar de la bondad que presenta el método MT en cuanto a la profundidad de investigación, cada perfil fue acotado a los primeros 4 km debido a que nuestro enfoque geotérmico se encuentra dentro de este rango.

### **Perfil geoelectrico P1**

En la parte norte de la zona de estudio se encuentra el primer perfil, nombrado P1. Tiene una dirección NE-SW y una longitud de 3600 m, está compuesto por los sondeos AG 17, AG 18 y AG 19 y tuvo como resultado de la inversión 2D un RMS de 1,27 con lo que consideramos que el ajuste del modelo fue bueno. En este perfil se observan y delimitan dos unidades geoelectricas.

La primera unidad cuenta con diferentes valores de resistividad debido a su composición litológica heterogénea, en la parte muy somera del sondeo AG 19 se encuentra una capa delgada de muy baja resistividad entre 3-12 Ohm-m y espesor promedio de 30 m. Con valores de resistividad ligeramente más altos, entre 20 a 50 Ohm-m, se observa una capa a lo largo de todo el perfil con espesor mínimo de 800 m entre los sondeos AG 17 y AG 18, y un espesor máximo de 1600 m entre los sitios AG 18 y AG 19.

La segunda unidad se presenta con resistividades más altas, U2 demuestra valores de resistividad entre 50 y 600 Ohm-m así como espesores, mínimos y máximos, de 2400 y 3000 m a lo largo de todo el perfil. Esta unidad la podríamos asociar con el basamento regional.

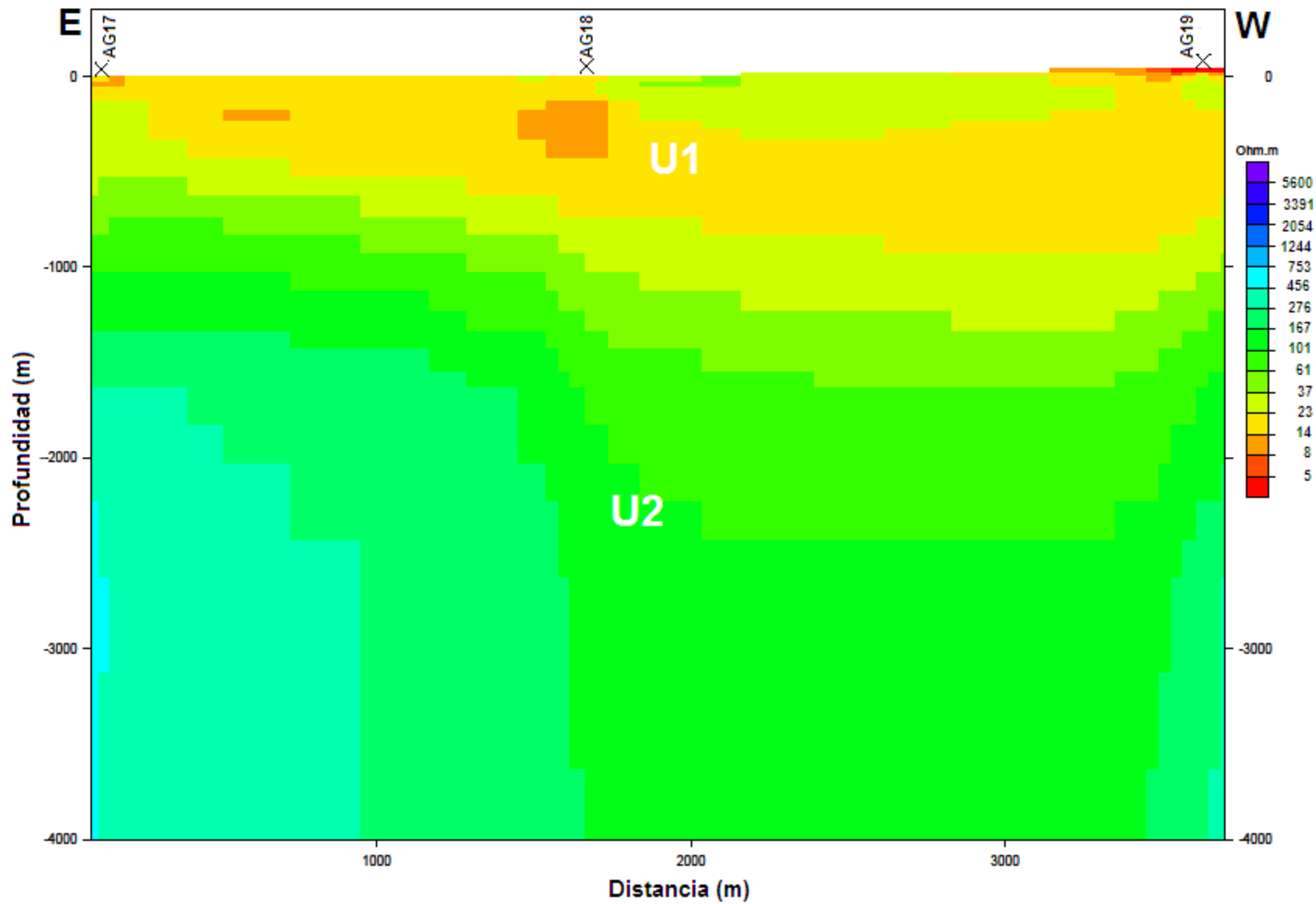


Figura 5.1 – Perfil geoelectrico P1.

## **Perfil geoelectrico P2**

En la zona central del estudio se localiza el segundo perfil, nombrado P2. Este perfil está orientado NE-SW, conformado por los sitios AG 21, AG 22 y AG 23 y con una longitud de aproximadamente 4 km. El proceso de inversión 2D arrojó un RMS de 1,28, considerándose un buen ajuste del modelo.

En el perfil P2 se delimitan nuevamente dos unidades. La unidad U1 continúa con su rasgo principal de componentes heterogéneos; entre los sondeos AG 21 y AG 22 se observa una capa somera de baja resistividad, entre 15 y 120 Ohm-m, con un espesor aproximado de 100 m.

La siguiente capa que se observa de U1 se presenta lo largo de todo el perfil con resistividades de 4 a 60 Ohm-m. En el sitio AG22 el espesor de la capa geoelectrica alcanza los 1900 m y en dirección al sondeo AG21 se reduce a 400m aproximadamente. Esta unidad, a diferencia de la presentada en el perfil P1, muestra un decremento considerable de resistividad que puede asociarse a que el nivel de saturación y la temperatura del fluido aumentan en esta zona.

La unidad U2 continúa con resistividades altas en este perfil, entre 100 y 900 Ohm-m, con espesores importantes de hasta 3200 m en el sondeo AG21 y presente a lo largo de todo el perfil.

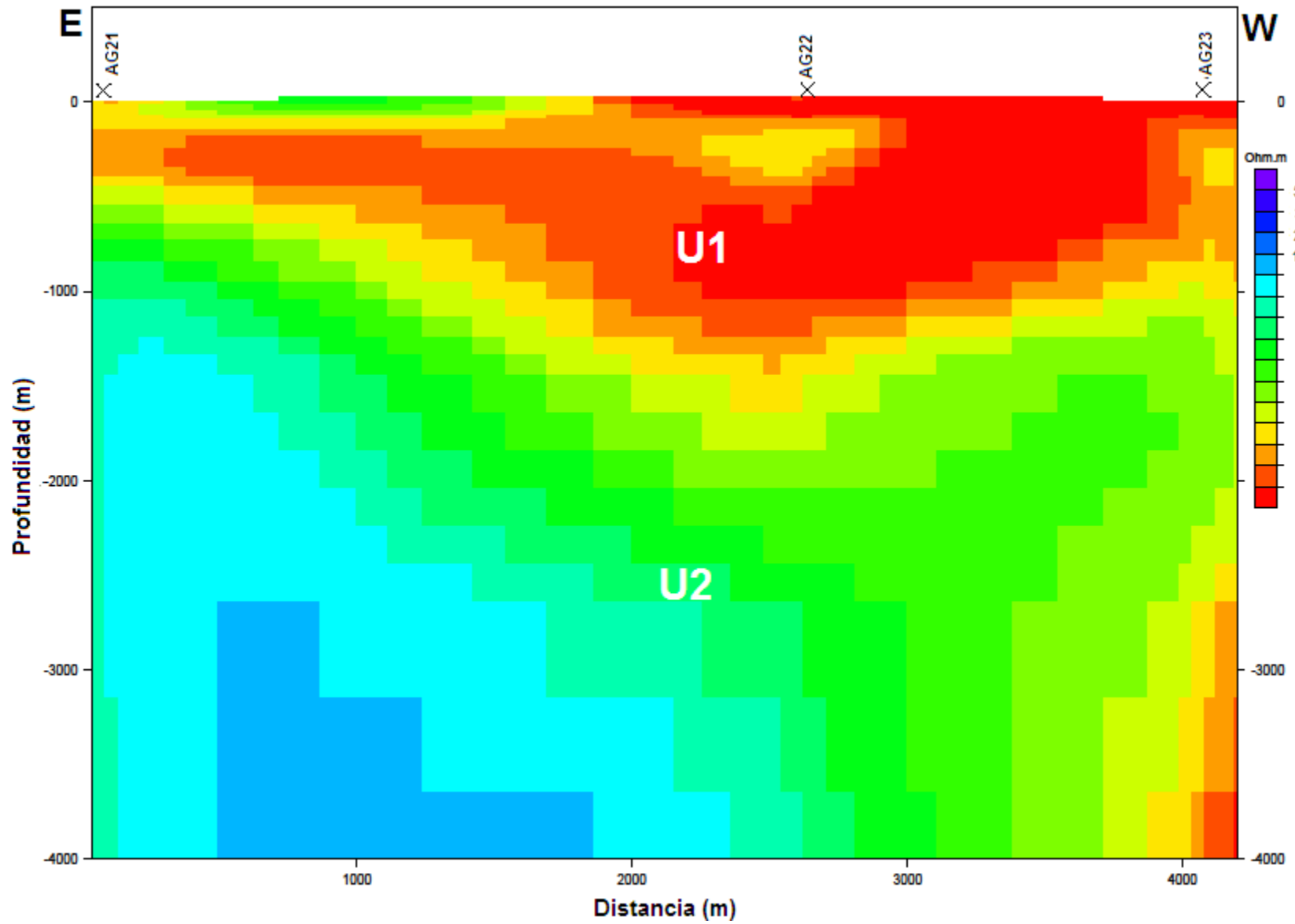


Figura 5.2 – Perfil geoelectrico P2.

### **Perfil geoelectrico P3**

El tercer perfil se ubica al sur de la zona de estudio. Fue trazado con los sondeos AG 24, AG 25, AG 26 y AG 27. El trazo del perfil se encuentra orientado NE-SW y tiene 5700 m de longitud aproximadamente. El valor de RMS de la inversión resultó en 1,11 lo que indica un buen ajuste del modelo.

En este perfil se nota a la unidad U1 con un espesor más notable, entre los sondeos AG 25 y AG26 llega aproximadamente 2500 m y un espesor mínimo en el sitio AG 27 de 750m. De igual manera esta unidad sigue demostrando su principal rasgo de composición heterogénea resaltando una capa delgada entre los sondeos AG 25 y AG 26, de aproximadamente 150 m y resistividades entre 15 y 30 Ohm-m, y una capa siguiente la cual contrasta con sus bajas resistividades, de 1 a 12 Ohm-m y espesores variables.

La unidad basamento U2 tiene presencia con un espesor menos notable en comparación a los anteriores perfiles con grosores de no más de 2000 m. De la misma forma que U1, las resistividades en esta zona se han reducido trascendentalmente llegando a tener un máximo de 55 Ohm-m.

Este perfil en particular demuestra una clara anomalía que afecta a ambas unidades, haciendo que sus resistividades se vean disminuidas considerablemente por la presencia de algún fluido, posiblemente a temperaturas altas, que podría confirmar la presencia de un sistema geotérmico.

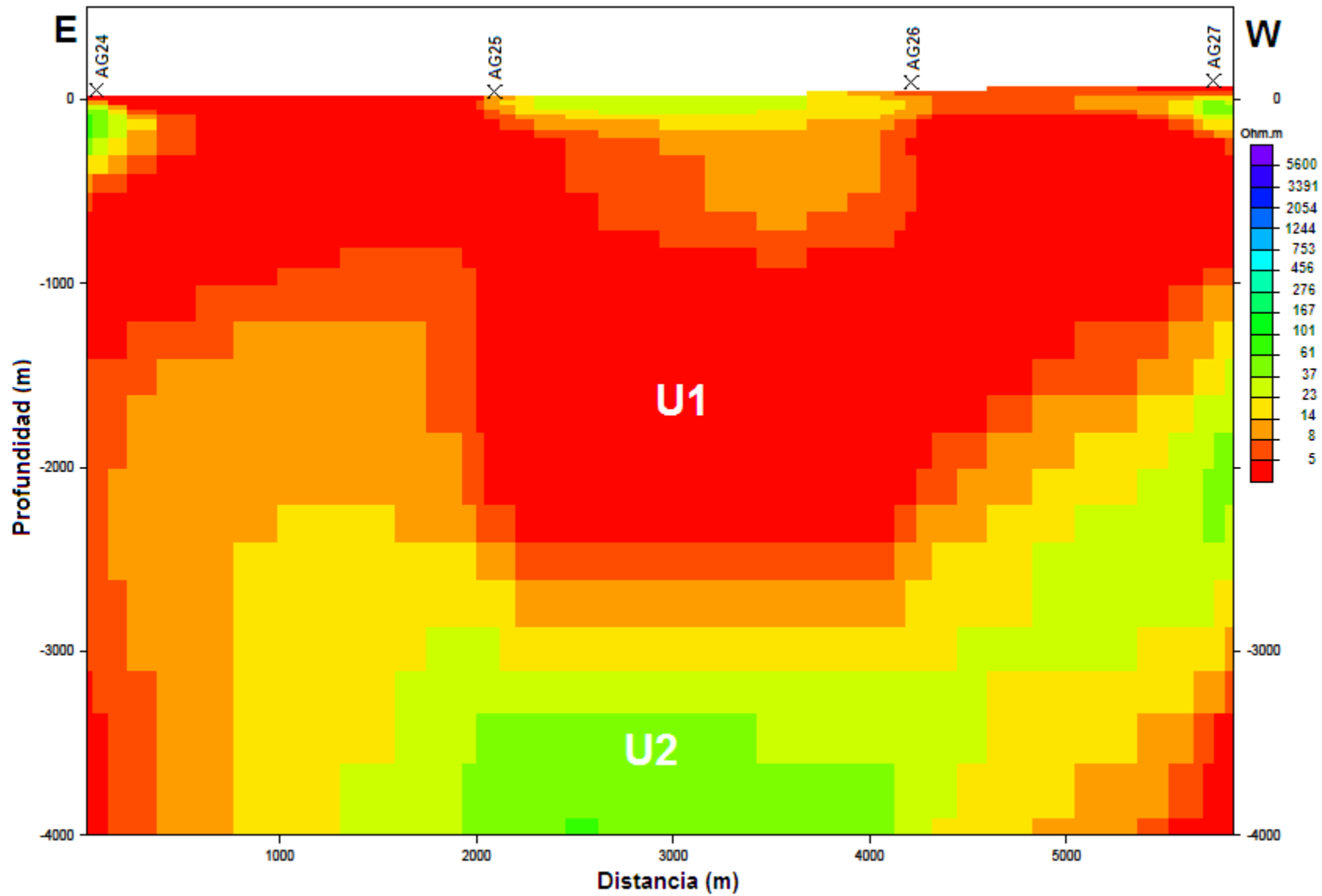


Figura 5.3 – Perfil geoelectrico P3.

Adicionalmente se tienen parámetros de físico-químicos medidos en campo (Figura 5.4). La geoquímica de las manifestaciones hidrotermales cercanas a la zona de estudio muestra temperaturas superficiales altas, entre los sondeos AG24 y AG25 (El Centavito), y hacia el sur del complejo volcánico de los Mencenares; con temperaturas de 47 °C y 52°C respectivamente (Figura 5.5).

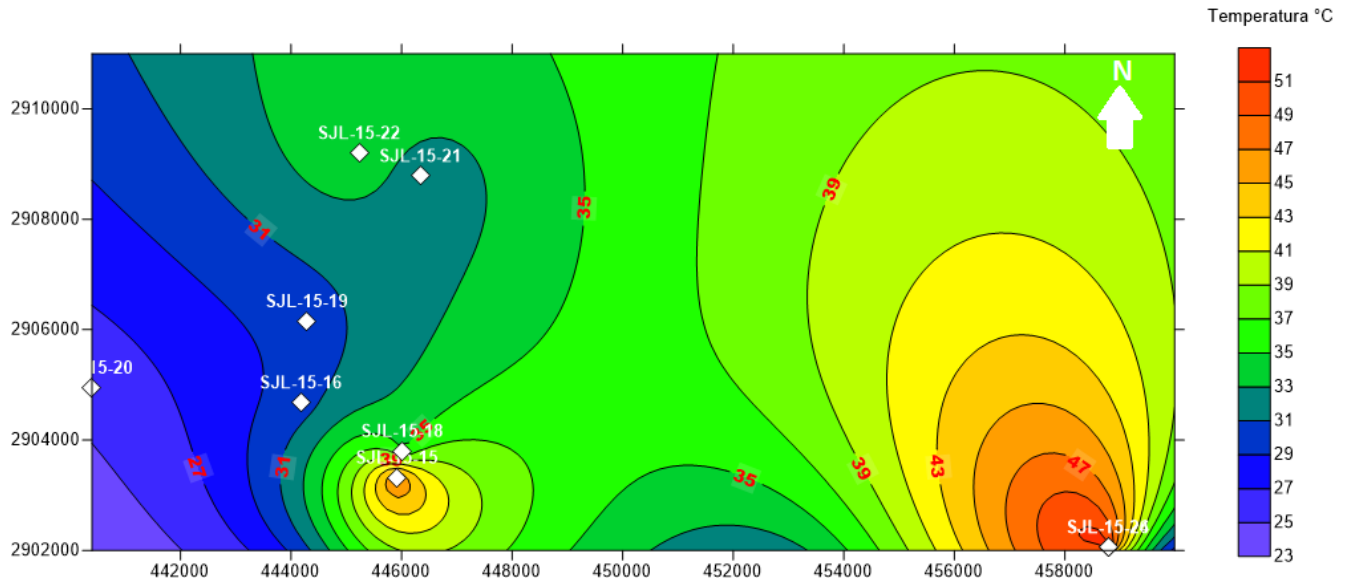


Figura 5.4 – Mapa de isotermas y ubicaciones de las muestras tomadas en el Valle de San Juan Londó.

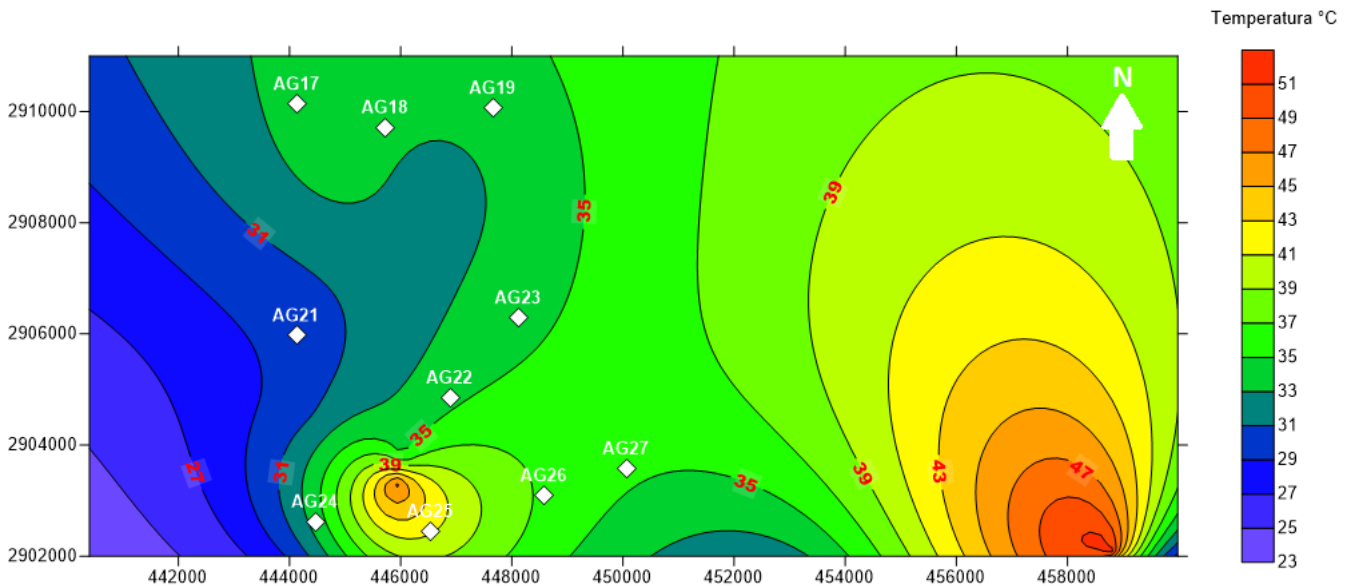


Figura 5.5 – Mapa de isotermas y ubicaciones de los sondeos MT instalados en el Valle de San Juan Londó.

De igual manera se calcularon temperaturas con geotermómetros (Na/K), teniendo como resultado posibles temperaturas a profundidad de 199°C (Prol-Ledesma *et al.* 2017). ; remarcando nuevamente nuestra anomalía conductiva, por posible presencia de fluido geotérmico, mostrada en los perfiles geoelectricos hacia el sur del Valle de San Juan Londó.

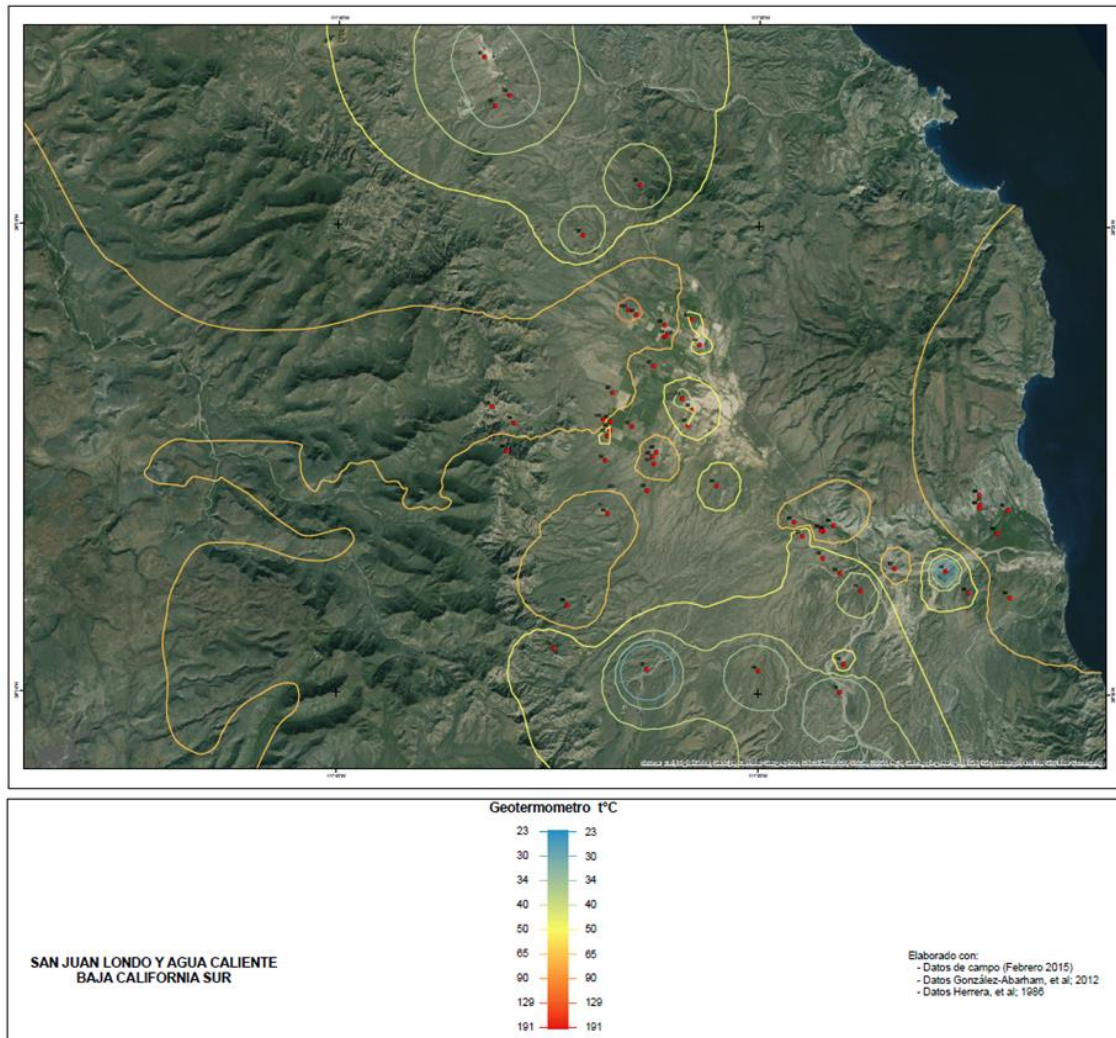


Figura 5.6 – Mapa de isotermas con datos de geotermómetros calculados para el Valle de San Juan Londó.



## 6 Conclusiones y recomendaciones

La zona de estudio se concentró en la parte central del Valle de San Juan Londó el cual es casi plano, con una ligera pendiente al SE; está circundado la Sierra La Giganta, al poniente y, al oriente, con el complejo volcánico de los Mancenares; donde conforman así una fosa tectónica regida por fallas normales predominantes en la dirección NW-SE.

Esta fosa tectónica aloja el acuífero San Juan Londó, que tiene depósitos granulares, con espesores de más de 300 metros; estos materiales tienen permeabilidad media y conforman un acuífero de tipo libre con un nivel freático relativamente cercano a la superficie. Las rocas de la formación Comondú, debido a que presentan fracturas y fallas, representan otra unidad acuífera susceptible de aprovecharse en el flanco occidental del valle.

Para caracterizar geoelectricamente esta zona se recurrió al método magnetoteléurico, una técnica geofísica que ha demostrado su eficacia en cuanto a la exploración geotérmica ya que el principal objetivo a encontrar son reservorios de agua con temperatura alta y en ocasiones con sales disueltas que generan una anomalía de resistividad bastante notable.

Los datos MT se sometieron a un procesamiento detallado y fueron corregidos exitosamente por *“Static Shift* utilizando mediciones de Transitorio Electromagnético (TEM), generando así una mayor precisión de los modelos geoelectricos que permitieron conocer detalladamente la distribución de resistividad eléctrica de la zona. Si bien el método MT tiene la capacidad mostrar comportamiento de resistividad a gran profundidad, los perfiles se limitaron a 4 km de profundidad, los necesarios para nuestro enfoque geotérmico.

Los 10 sondeos utilizados en este trabajo permitieron generar 3 perfiles que delimitaron nuestra zona de estudio. En parte de la campaña de campo hubo problemas técnicos que dejaron fuera una bobina de medición de campo magnético vertical (Hz), la cual se requería para obtener información y realizar más análisis sobre la localización de cuerpos resistivos; sin embargo, los datos obtenidos presentaron una calidad buena.

La interpretación de los perfiles permite obtener una clara anomalía de resistividad hacia el sur de la zona de estudio. En esta se observa un decremento considerable en la resistividad, así como un incremento en el grosor de la unidad denominada U1 hacia el sur, que se podría relacionar con unidades litológicas de la Formación Comondú. La unidad U2 se correlaciona con el basamento granítico regional, los intrusivos: El Centavito, El Imposible y El Divisadero, los cuales afloran en la zona de estudio.

El comportamiento de la anomalía conductiva podría estar asociado a la interacción del medio con fluido geotérmico originado por la existencia de un sistema de alimentación magmática a profundidad en posible etapa de enfriamiento asociado a la presencia del volcán Mancenares.

El fluido geotérmico asciende por convección a través de fracturas y fallas normales del Sistema NW-SE; lo que permite disipar el calor por las fracturas abiertas, que al combinarse con el acuífero del Valle de San Juan Londó, forman un sistema geotérmico con temperaturas de 60°C en superficie (Agua Caliente) y 80°C a 500 m (pozo el Centavito) en unidades del grupo Comondú y que podría alcanzar de 215 a 265°C a profundidad de acuerdo con los geotermómetros.

De acuerdo con Cumming (2009), para la elaboración de un modelo geotérmico conceptual consistente se requieren de datos precisos que ayuden a entender el comportamiento de las anomalías que afectan a nuestro sistema.

La información del estudio electromagnético y geoquímico es prometedora, sin embargo se requiere de mayor resolución espacial de los datos EM para proponer un modelo conceptual completo donde se muestre la dinámica de los fluidos en el yacimiento.

Por lo que es recomendable estudios geofísicos a menor escala como TEMs y complementarlos con métodos potenciales (magnetometría); con la finalidad de complementar los datos de resistividad, temperatura y también localizar la posible fuente de calor que alimenta el sistema y generar un modelo conceptual preciso.

## Referencias

- **Acosta Solís, T.** (2007). *El método MT para la prospección de las estructuras superficiales*. Tesis de Licenciatura, UNAM-Facultad de Ingeniería, México.
- **Álvarez Elizalde, D.J.** (2011). *Estudio geofísico para la zona de evaluación hidrogeológica de una zona del acuífero de Iguala, Guerrero*. Tesis de licenciatura. UNAM-Facultad de Ingeniería, México.
- **Berbesi, A.L.** (2005). *Comparación entre inversión SB e inversión REBOCC para una medición 2-D RMT+CSTMT en Skediga, Suecia*. Tesis de Licenciatura. Ilustre Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.
- **Berdichevsky, M. & Dmitriev, V.I.** (1976). *Distortion of magnetic and electrical fields by near-surface lateral inhomogeneities*. Acta Geod. Geophys. Mont., Acad. Sci. Hung., 11, 447-483.
- **Cacho Carranza, Y.** (2018). *Estado de la Energía Geotérmica en México*. Petroquimex, Edición 96 Noviembre - Diciembre 2018, 11-17.
- **Cagniard, L.** (1953). *Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting*. Geophysics, 18, 605-635.
- **Caldwell T. G., Hugh M. Bibby, Colin Brown** (2004). *The magnetotelluric phase tensor*. Geophysical Journal International, 158, 457-469.
- **Casarrubias Unzueta, Z.** (1997). *Propuesta para la localización de pozos de gradiente en El Centavito, Agua Caliente y Santispac, BC*. Reporte GG-CBI-19/96, CFE, México.
- **Casarrubias Unzueta, Z.** (1997). *Resultados de la verificación estructural en la zona geotérmica El Centavito, B.C.S*, Reporte GG-CE-13/97, CFE, México.
- **Casarrubias Unzueta, Z.** (1997). *Evaluación geotérmica del pozo de gradiente CE-1, P.G. El Centavito, B.C.S*. Reporte GG-CE-18/97, CFE, México.
- **CONAGUA**, (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero San Juan B. Londó (0329), Estado de Baja California Sur*. Diario Federal de la Nación, México.
- **Corbo Camargo, F.** (2006). *Modelo geofísico del acuífero guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina*. Tesis de Maestría, UNAM-Centro de Geociencias, Noviembre, Querétaro.

- **Corbo Camargo, F.** (2013). *Estudio de la subducción y su relación con la presencia de fluidos a partir de sondeos magnetotéluricos en el bloque de Jalisco y Oaxaca*. Tesis de Doctorado, UNAM-Centro de Geociencias, Junio, Querétaro.
- **Cumming, W.** (2009). *Geothermal resource conceptual models using surface exploration data*. Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California.
- **Davies, J. H. y Davies, D. R.** (2010). *Earth's surface heat flux*. *Solid Earth* 1 (1), 5–24, doi:10.5194/se-1-5-2010
- **Durán Calderón, J. I.** (2016). *Estratigrafía regional y significado tectónico del Grupo Comondú en Baja California Sur, México*. UNAM-Centro de Geociencias, Querétaro.
- **Escobedo Molina, J.** (2013). *Estudio Magnetotélurico en el valle de Aguascalientes: Aplicación de las técnicas de análisis de distorsión*. Tesis de Licenciatura, Junio, UNAM-Facultad de Ingeniería, México.
- **Fernández Vergara, M.** (2013). *Análisis de la dimensionalidad geoelectrica de datos magnetotéluricos*. Tesis de Licenciatura, UNAM-Facultad de Ingeniería, Agosto, México.
- **González Morales, C.A.** (1998). *Exploración electromagnética de la zona geotérmica de San Siquismunde-Los volcanes, B. C. S., México*. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, Baja California.
- **Goubau, W.M.** (1980). Referenced magnetotellurics at Cerro Prieto. *Geothermics*, Vol. 9, 49-63 pp.
- **Heim, A.** (1922). *Notes on the Tertiary of Southern Lower California*. *Geological Magazine*, 59(12), 529-547.
- **Investigaciones Geofísicas de México S.A. de C.V.** (1996). *Estudio de resistividad y gravimetría en la zona de Santispac, El Centavito, B.C.S. y Santiago Papasquiaro, Dgo*, Informe final, Morelia, Michoacán.
- **Jiracek, G. R.** (1990). *Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction*. *Surveys in Geophysics*, vol. 11, p. 163-203.
- **Mapros** (0.9.100000.47) [Software] (2007), Software de procesamiento magnetotélurico de Metronix.
- **Martínez, E** (2012). *Planta de Energía Geotérmica de Cerro Prieto*. De Servicios en Mexicali Sitio web: <http://mexicali.org/planta-de-energia-geotermica-de-cerro-prieto/>

- **Matzander, U.** (2014) *ADU-07e - An Introduction*, Metronics Geophysics. Alemania.
- **McFall, C. C.** (1968). *Reconnaissance geology of the Concepción Bay area, Baja California, Mexico*. *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 10 (5), 1-25.
- **McNeill, J. D.** (1994). *Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding*. Technical Note TN-27, Geonics Limited, Ontario, Canada.
- **Pareja López, M.** (1998). *Estudio geoelectrico de la interfase de las placas de Cocos y Norteamérica a lo largo del transecto magnetotelúrico Acapulco-Cuernavaca*. Tesis de Maestría, UNAM-Instituto de Geofísica, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Junio, México.
- **Peláez Zapata, R.** (2017). *Geotermia en México, Un Potencial de Energía "Inagotable"*. Petroquimex, Edición 88 Julio - Agosto 2017, 10-12.
- **Pellerin L. y Hohmann G.W.** (1990). *Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts*. *Geophysic*, 55(9): 1242-1250 pp.
- **Persson, L.** (2001). *Plane wave electromagnetic measurements for imaging fracture zones*. *Ph. D. Tesis*. ISBN 91-554-5028-8. Uppsala University.
- **Pous, J. y Marcuello A.** (2003). *El método magnetotelúrico: descripción aportaciones en investigaciones de ámbito regional*. *Boletín Geológico y Minero*, 114, 5-16.
- **Prol-Ledesma, R.M. y Arango-Galván, C.** (2017). *Sistemas Geotérmicos de la Península de Baja California*. Monografías, Instituto de Geofísica-UNAM, México.
- **Richter, Alexander.** (2019). *Global geothermal capacity reaches 14,900 MW – new Top 10 ranking of geothermal countries*. Julio 2019, de ThinkGeoEnergy Sitio web: <http://www.thinkgeoenergy.com/global-geothermal-capacity-reaches-14900-mw-new-top10-ranking/>
- **Rionda, Morfín** (1999). *Análisis de la distorsión del perfil MT Ixtepeji, Oax-Talcotalpan, Ver.* Tesis de Licenciatura, UNAM-Facultad de Ingeniería, México.
- **Ruiz Aguilar, D.** (2010). *Estudio geofísico para la evaluación hidrogeológica de una zona del acuífero Alfajayucan-Chapantongo*. Tesis de Licenciatura, UNAM-Facultad de Ingeniería, México.

- **SENER, CONACYT** (2013). *Fondo Sectorial CONACYT-SENER Sustentabilidad Energética*. Convocatoria: Centros Mexicanos de Innovación de Energía Geotérmica. De CONACYT Sitio web: <https://www.conacyt.gob.mx/index.php/sni/convocatorias-conacyt/convocatorias-fondos-sectoriales-constituidos/convocatoria-sener-conacyt-sustentabilidad-energetica/convocatorias-cerradas-sener-conacyt-sustentabilidad-energetica/convocatoria-2013-01-3/9749-bases-de-convocatoria-2013-01-cemie-geo/file>
- **SENER**. (2015). *SENER y CONAGUA fortalecen la capacidad de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en geotermia*. Boletín de prensa 070, de SENER Sitio web: <https://www.gob.mx/sener/prensa/sener-y-conagua-fortalecen-la-capacidad-de-la-comision-federal-de-electricidad-cfe-en-geotermia>
- **SENER**, (2018). Reporte de Avance de Energías Limpias. Primer Semestre 2018. Reporte Federal, México.
- **Simpson, F.** y Bahr. K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge. 254 pp.
- **Stratton, J. A.** (1941). *Electromagnetic Theory*. Massachusetts Institute of Technology, McGraw-Hill Book Co.
- **Tikhonov, A.N.** (1950). *On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust*. Doklady, 73, 295-29.
- **Umhoefer, Paul & Dorsey, Rebecca & Willsey, Shawn & Mayer, Larry & Renne, Paul,** (2001). *Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur Mexico*. Sedimentary Geology, 144, 125-147.
- **Vozoff, K.** (1972). *The Magnetotelluric Method in the Exploration of the Sedimentary Basins*. Geophysics 37(1): 98-141 pp.
- **Ward, S. H.** y Hohmann G. W. (1988). Cap. 4 *Electromagnetic theory for geophysical applications*. Incluido En: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods Applied to Geophysics, V1*.
- **WinGLink** (2.2.01) [Software] (2003), Software de interpretación geofísica de Schlumberger.