



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO
EN EL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN
POPOCATÉPETL**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Magali Berenice Chávez Cedillo

DIRECTOR DE TESIS

Dra. Claudia Arango Galván



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

Agradecimientos

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN 109114, Estudio de la distribución de resistividad eléctrica debajo del volcán Popocatepetl a partir de datos magnetotelúricos. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

Investigación realizada gracias a la infraestructura proporcionada por el Instituto de Geofísica de la UNAM.

Me gustaría que estas líneas sirvan para agradecer a todas las personas que han formado parte de mi trayectoria.

Académicamente, agradezco a la Dra. Claudia Arango Galván por brindarme la oportunidad de trabajar bajo su dirección en este proyecto de tesis, asesorándome y compartiendo conmigo parte de su conocimiento.

A mis profesores de la Facultad de Ingeniería, quienes me brindaron la oportunidad de mejorar académicamente y en muchas ocasiones como persona. A mi Universidad, mi casa de estudio y motivo de mis últimos años, que no sólo me ha brindado la oportunidad de contar con una carrera profesional, sino que me ha permitido tener un desarrollo cultural, social y deportivo.

De manera más personal, al Ing. José Luis Salas, a quien conocí como asesor pero que ahora considero amigo. Pepe, gracias por todas las asesorías que me brindaste, no sólo académicas sino por todas aquellas charlas que nos llenaron de risa y experiencias.

A mis entrañables amigos de la Facultad, con quienes compartí y comparto momentos inolvidables. Gracias por su valiosa amistad.

A todos mis amigos que no he mencionado y he conocido en diferentes momentos, les agradezco infinitamente su apoyo y confianza, sin ustedes no hubiera sido posible.

Finalmente y no por ser menos importante; sino que todo cierre debe tener fuerza, a mis amados padres, Roberto Chávez y Arcelia Cedillo, a quienes agradezco quien soy, por el apoyo que me han brindado, por guiar cada uno de mis pasos desde el momento en que nací, por estar presentes en cada uno de mis logros y fracasos, por ser mi motor de arranque. Gracias “ma” por cada desvelo que has tenido por cuidar de mi y de mis hermanos, por ser esa persona desprendida y alegre que nos ha mostrado el mejor camino para andar, a través de tus enseñanzas y disciplina. Gracias “pa”, por apoyarnos, confiar en nosotros y sacarnos una sonrisa de formas inesperadas y naturales. Gracias a ambos por ser mi mayor tesoro y brindarme una familia, a mis hermanos a quienes también agradezco. Beto, gracias por confiar en mi y apoyarme en cada momento, por darnos los mejores dos mejores regalos que podríamos pedir. Diana gracias por ser esa hermana mayor que te apoya e impulsa a ser mejor cada día, por compartir conmigo diversas charlas, comidas, viajes y experiencias.

A todos ustedes gracias.

ÍNDICE

ÍNDICE.....	1
RESUMEN	2
ABSTRACT	5
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	5
Capítulo 2. ÁREA DE ESTUDIO.....	9
2.1 Antecedentes.....	9
2.2 Localización	10
2.3 Historia Eruptiva del volcán Popocatepetl	11
2.4 Geología del volcán.....	13
2.4.1 Morfología.....	13
2.4.2 Geología Estructural del Volcán	14
Capítulo 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	16
3.1 Introducción	16
3.2 Teoría Electromagnética.....	16
3.2.1 Ecuaciones de Maxwell	16
3.2.2 Relaciones constitutivas.....	18
3.2.3 Ecuación de onda	20
3.3 Ecuaciones del método Magnetotelúrico (MT)	21
3.3.1 Tensor de Impedancia (Z)	22
3.3.2 Función de transferencia geomagnética o Tipper (T)	24
3.3.3 Profundidad de penetración o Skin Depth (δ)	24
3.4 Distorsión electromagnética.....	25
Capítulo 4. ADQUISICIÓN Y PROCESO DE DATOS.....	26
4.1 Metodología de adquisición	26
4.2 Procesamiento y edición de datos MT	32
4.2.1 Estimación del tensor de impedancia	33
4.2.2 Procesado de las series de tiempo	35
4.2.3 Dimensionalidad geoelectrica	36
4.2.4.1 Modelo dimensional 1D.....	37
4.2.4.2 Modelo dimensional 2D.....	38
4.2.4.3 Modelo dimensional 3D.....	41
4.5 Análisis dimensional y direccional	42
4.6 Modelación de datos.....	46
4.6.1 Inversión 1D	47
4.6.2 Inversión 2D	47
4.6.3 Inversión 3D	49
Capítulo 5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	50
Capítulo 6. CONCLUSIONES	57
BIBLIOGRAFÍA.....	59

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Faja Volcánica Transmexicana; abreviaciones: CM= Ciudad de México, G= Guadalajara, M= Morelia, P=Puebla, AVCH= Arco Volcánico Chiapaneco, AVCA= Arco Volcánico de Centro América (Modificada de Garza, 2014)	9
Figura 2.2 Emplazamiento de los edificios volcánicos Nexpayantla y Popocatépetl (Muñoz, 2007)	14
Figura 3.1 Diagrama que muestra el efecto galvánico en las curvas de resistividad aparente y en la curva de fase (Jiracek, 1990)	26
Figura 4.1 Esquema de configuración de un levantamiento de datos de conductividad mediante MT (Gabàs, 2003)	29
Figura 4.2 Área de estudio y ubicación de los sondeos MT en coordenadas UTM.....	31
Figura 4.3 Ejemplo de las curvas de resistividad y fase correspondientes al sondeo 8 del área de estudio, los elementos rojos corresponden a la componente xy, mientras que los elementos azules corresponden a la componente yx	36
Figura 4.4 Modelo de Dimensionalidad Geoeléctrica 1D (Martí, 2006)	37
Figura 4.5 Modelo de Dimensionalidad Geoeléctrica 2D (Martí, 2006)	39
Figura 4.6 Modelo de Dimensionalidad Geoeléctrica 3D (Martí, 2006)	42
Figura 5.1 Ubicación de los sondeos MT correspondientes al perfil geoeléctrico del área de estudio en coordenadas UTM	50
Figura 5.2 Curva de resistividad correspondiente al sondeo 1, estimada en 20 frecuencias	51
Figura 5.3 Ubicación de fisuras y fallas propuestas por De Cserna <i>et al.</i> (1988)	52

Figura 5.4 Modelo geoelectrico generado con REBOCC, correspondiente a cinco sondeos ubicados en la zona oriental del área de estudio **53**

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de la historia eruptiva del volcán Popocatépetl (modificada de Martín-Del Pozzo *et al.*, 2016) **12**

Tabla 2. Coordenadas UTM de los ocho sitios de adquisición **30**

Tabla 3. Parámetros de adquisición de cada sitio **31**

Tabla 4. Información obtenida a partir del tensor de fase, en el análisis dimensional y direccional del área de estudio **44**

Tabla 5. Asociación geológica de las unidades geoelectricas del área de estudio **56**

RESUMEN

El presente trabajo tiene como objetivo, caracterizar geoelectricamente una porción del flanco norte del volcán Popocatepetl mediante la implementación del método Magnetotelúrico, al ser uno de los métodos electromagnéticos de mayor eficacia en la obtención de la distribución de resistividad en estructuras volcánicas.

La caracterización geoelectrica de la zona de estudio fue generada para un perfil trazado a los largo de cinco sitios de adquisición de datos obtenidos en una campaña MT realizada en el 2013. El perfil geoelectrico, presenta una orientación NE-SW, con una longitud de aproximadamente 4800 m.

El modelo geoelectrico correspondiente al perfil, fue generado con el algoritmo de inversión REBOCC, mismo que permite realizar la inversión del medio sin la premisa del *strike*, empleando como herramienta al determinante del tensor de impedancias. El modelo geoelectrico, muestra la distribución de resistividad del área de estudio, en el se observa la existencia de cuatro capas geoelectricas que fueron denominadas como R1, R2, R3 y C1. La capa R1 presenta una resistividad alta, en un rango de valores mayores a 300 ohm.m. Subyaciendo esta capa, se encuentra la capa conductiva C1, que cuenta con un rango de resistividad entre 2 y 100 ohm.m. En la zona más profunda del modelo, pero en la parte occidental se observa la capa de resistividad intermedia R2, con un valor de resistividad alrededor de 50 ohm.m, mientras que en la parte oriental, se presenta la capa R3 con valores de resistividad mayores a los 50 ohm.m.

ABSTRACT

The main goal of this work is the geoelectrical characterization of a small portion of the northern flank of the Popocatepetl volcano, using the Magnetotelluric method, since this methodology is one of the most efficient to infer the electrical resistivity distribution in volcanic structures.

The geoelectrical characterization was performed along a NE-SW 5 km profile with 5 MT soundings. The acquisition campaign was carried out in 2013.

The geoelectrical model was computed using the REBOCC inversion algorithm, which allows us to perform the inversion with no strike value.

Geoelectrical layers were identified: R1, R2, R3 and C1. The layer R1 shows high resistivity values larger than 300 ohm.m. Underlying this horizon, there is a conductive layer C1, that shows resistivity values range from 2 to 100 ohm.m. In the deepest zone of the model, into the western area, the resistivity layer R2 is observed showing a resistivity value about 50 ohm.m, on the opposite zone, in the eastern area of the profile the layer R3 is showing resistivity values larger than 50 ohm.m.

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

La zona volcánica de la parte central de México, conocida como Faja Volcánica Transmexicana (FVT), forma parte de uno de los rasgos geológicos característicos de México. Está conformada por grandes volcanes poligenéticos y campos monogenéticos. Además, cuenta con aproximadamente una docena de estratovolcanes activos, siendo los más conocidos el volcán Colima, Ceboruco, Popocatepetl y Pico de Orizaba (Demant, 1978).

Uno de los estratovolcanes más activos es el volcán Popocatepetl que se localiza en la zona central de la FVT con una elevación de aproximadamente 5450 msnm, siendo el segundo volcán más alto dentro del territorio mexicano (Robin, 1984). Es considerado como uno de los volcanes de mayor riesgo para nuestro país (Siebe *et al.*, 1996).

Según cifras del CENAPRED (2012), aproximadamente 25 millones de personas habitan en los alrededores del edificio volcánico, por lo que las erupciones del Popocatepetl pueden afectar a los habitantes. Por otra parte, se conoce que a lo largo de los últimos años el volcán ha presentado etapas efusivas y explosivas, en las que sus emisiones de ceniza han alcanzado las ciudades de Puebla y México.

Debido al riesgo geológico que representa la actividad volcánica, muchos estudios se han centrado en los volcanes que representan un mayor riesgo para la población (Macías, 2005).

Así, la exploración geofísica se ha convertido en una de las herramientas más empleadas para el monitoreo de los volcanes, específicamente con métodos sísmicos, que han sido de gran ayuda en el estudio y comprensión de la actividad volcánica. De forma que existe un gran número de estudios relacionados a la actividad sísmica del volcán Popocatepetl como se muestra en los trabajos de De la Rosa *et al.* (2003), Berger *et al.* (2011); Lermo *et al.*, (2006), Arámbula (2007), Arcienega-Ceballos *et al.* (2008), Arámbula *et al.*, (2010), entre otros.

Sin embargo, los métodos electromagnéticos han probado ser de gran utilidad en la exploración volcánica. En particular con el método magnetotelúrico, como se muestra en los trabajos de Hisashi y Takafumi (1990), Bertrand *et al.*, (2012), Aizawa *et al.*, (2013), se logró definir los contrastes de resistividad en estructuras volcánicas.

El método magnetotelúrico consiste en medir las fluctuaciones de los campos eléctrico y magnético en sus cinco componentes. Tres de éstas, hacen referencia a las componentes del campo magnético, mientras que las dos restantes hacen referencia a las fluctuaciones del campo eléctrico (Vozoff, 1972). La relación lineal que existe entre ambos campos se denomina impedancia y depende de las características electromagnéticas del subsuelo (Marcuello y Pous, 2003).

Por lo anteriormente expuesto, el presente trabajo tiene como finalidad mostrar la caracterización de la distribución de la resistividad eléctrica en una porción del flanco norte del volcán Popocatepetl donde en mayo de 2013, se registró el sismo volcánico tectónico de mayor magnitud registrado por la instrumentación en el volcán.

En este sentido, los objetivos de esta tesis quedan definidos a continuación:

Objetivo general

Obtener la caracterización geoelectrica de una porción del flanco norte del volcán Popocatepetl, a partir del análisis de datos magnetotelúricos.

Objetivos particulares

- ✚ Realizar el análisis de dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica del área de estudio.

- ✚ Generar un modelo geoelectrico correspondiente a una porción del flanco norte del volcán Popocatepetl.

Capítulo 2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Antecedentes

Gran parte de la actividad volcánica en México se localiza en la zona central del territorio, en la llamada Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), que atraviesa el país desde las costas del Pacífico hasta el Golfo de México como resultado de la subducción de la Placa Norteamericana con las Placas de Cocos y Rivera (Ferrari, 2000) (Fig. 2.1).



Fig.2.1 Faja Volcánica Transmexicana; abreviaciones: CM=Ciudad de México, G=Guadalajara, M=Morelia, P=Puebla, AVCH=Arco Volcánico Chiapaneco, AVCA=Arco Volcánico de Centro América (Modificado de Garza, 2014).

La FVTM cuenta con aproximadamente una docena de estratovolcanes activos: Colima, Ceboruco, Popocatepetl, Pico de Orizaba, entre otros (Macías, 2005).

El volcán Popocatepetl comenzó a mostrar signos de reactivación en la década de los 90, generando un incremento en la sismicidad bajo su cráter, desgasificación y emisiones de ceniza. El día 21 de diciembre de 1994, generó una serie de erupciones de ceniza que cayeron sobre la ciudad de Puebla (Martín-Del Pozzo et al., 2003).

2.2 Localización

El volcán Popocatepetl es uno de los estratovolcanes más grandes del país con una edad aproximada de 730,000 años, se localiza a 60 km al sureste de la Ciudad de México y a 40 km al oeste de la ciudad de Puebla, tiene una elevación de aproximadamente 5452 msnm. Colinda con el volcán Iztaccíhuatl al norte que divide los valles de México y Puebla (Espíndola *et al.*, 2002). Su edificio cubre un área de 500 km² abarcando los estados de Puebla, México y Morelos y su cráter cuenta con 900 m de diámetro (Aparicio, 2010).

A partir de la erupción ocurrida en el volcán, el día 21 de diciembre de 1994, se inicio un nuevo periodo eruptivo en el edificio volcánico. La actividad volcánica desarrollada en el Popocatepetl, se caracteriza por contar con eventos explosivos y pequeñas erupciones de ceniza (Martín del Pozzo *et al.*, 2003). Sus emisiones de ceniza han alcanzado las ciudades de Puebla y México, mientras que los fragmentos incandescentes lanzados durante sus

explosiones han alcanzado distancias de casi 5 km a partir del cráter y a unos 3.5 km de las poblaciones más cercanas al volcán (Martín del Pozzo *et al.* , 2008).

2.3 Historia Eruptiva del volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl ha presentado diversos periodos dentro de su historia eruptiva. Según Siebe *et al.* (1996), ocurrieron tres eventos de erupciones Plinianas alrededor del 11 000, 9 000 y 7 000 años antes de nuestra era, sin embargo, se tiene registro de la ocurrencia de por lo menos una explosión ocurrida cada siglo.

La actividad volcánica actual en el volcán, se caracteriza por explosiones y emisiones de ceniza que han tenido lugar desde el 21 de diciembre de 1994. Sin embargo, a partir de marzo de 1996, se observó el emplazamiento y destrucción de domos al interior del cráter del volcán que continua hasta la fecha, acompañado por la sismicidad volcánica y emisiones de ceniza (Martín-Del Pozzo *et al.* , 2003).

Actualmente, se cuenta con información detallada acerca sobre la historia eruptiva del volcán. La siguiente tabla, muestra un resumen de la historia de la actividad volcánica del Popocatépetl.

Tabla 1. Resumen de la historia eruptiva del volcán Popocatepetl, modificada de Martín-Del Pozzo *et al.*, 2016.

Año	Actividad Volcánica en el Popocatepetl	Fuente
800 AD	Erupción Pliniana.	Siebe et al., 1996.
1363	Emisiones de ceniza.	Chimalpahin, 1612.
1512	Emisiones de cenizas y fumarolas.	Orozco y Berra, 1880.
1519	Erupción con balísticos, emisiones de ceniza y fumarolas.	Cortes, 1520; Chavero, 1892; Sahagún, 1577.
1539	Erupción con balísticos, emisiones de cenizas, fumarolas y sismicidad volcánica.	Díaz del Castillo, 1575.
1579	Emisiones de cenizas y fumarolas.	Paso y Troncoso, 1890.
1580	Erupción con balísticos y emisiones de cenizas.	Acuña, 1986.
1663 –1664	Erupción con balísticos, emisiones de ceniza, fumarolas y sismicidad volcánica.	Vetancurt, 1679.
1697	Erupción con balísticos, emisión de cenizas.	Alamán, 1844; Berra, 1886.
1919-1921	Erupción con balísticos, emisiones de ceniza, fumarolas y sismicidad volcánica.	Camacho, 1925; Murillo, 1939.
1925- 1927	Erupción con balísticos, emisiones de ceniza, fumarolas y sismicidad volcánica.	Camacho, 1925; Murillo, 1939.
1994	Erupción con balísticos, emisiones de ceniza, fumarolas y sismicidad volcánica.	Martín-Del Pozzo et al., 1995
03/1996	Inicio de emplazamiento y destrucción de domos, dentro del cráter, erupción con balísticos, emisiones de ceniza, fumarolas y sismicidad volcánica.	Yokoyoma, 2005.
2001	Erupción con balísticos, emisiones de ceniza, fumarolas y sismicidad volcánica.	Capra et al., 2004.
2011-2013	Erupción con balísticos, emisiones de ceniza, fumarolas y sismicidad volcánica.	Nieto et al., 2014

2.4 Geología del volcán

El origen y evolución del volcán Popocatépetl se caracteriza por la acumulación de flujos de lava y depósitos piroclásticos, que han determinado diversas formas de relieve, haciendo de este edificio volcánico una superficie compleja, desde el punto de vista geomorfológico, geológico, estructural y volcánico (Franco, 2009).

La formación del volcán Popocatépetl está asociado a la actividad tectónica, la subducción de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana (Mooser *et al.*, 1996).

2.4.1 Morfología

Según Robin (1984), existen dos estructuras volcánicas pre- Popo. La más antigua, conocida como Nexpayantla colapsó casi en su totalidad, generando una avalancha localizada al sur del cono actual. Dicha avalancha cuenta con un espesor de aproximadamente 15 m, cubriendo una superficie total de 600 km² (Macías *et al.*, 1996). La segunda estructura que Robin (1984) denomina “El Fraile”, fue destruida por la ocurrencia de dos explosiones en los años 4 900 y 4 300 AP.

El actual Popocatépetl se construyó sobre estructuras volcánicas más antiguas, por lo que presenta una forma asimétrica. Su cráter es elíptico, de aproximadamente 900 m de eje mayor y 750 m de eje menor (Fig. 2.2). En el

interior del cráter existen diversas fumarolas que sirven de respiradero al volcán, así como áreas de derrumbes, lomas y rampas (Macías, 2005).

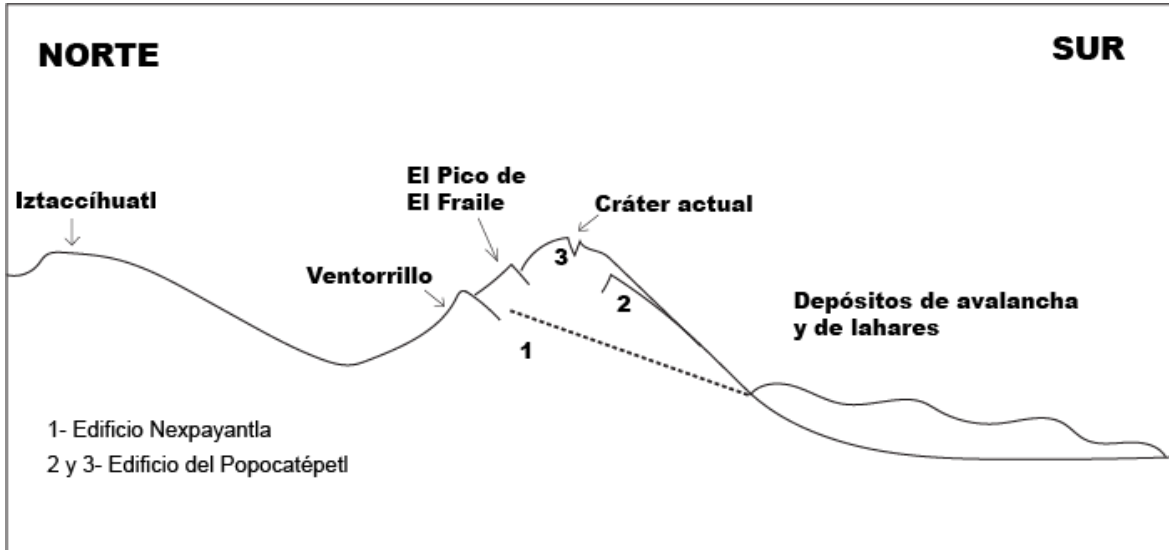


Fig.2.2 Emplazamiento de los edificios volcánicos Nexpayantla y Popocatépetl (Muñoz, 2007).

2.4.2 Geología Estructural del Volcán

Los edificios volcánicos localizados en la FVTM se disponen sobre varios sistemas de fallas (De Cserna et al., 1988).

El volcán Popocatépetl está asociado a dichos sistemas, lo que ocasiona que el edificio volcánico se encuentre sometido a un estado de esfuerzos regional. Según Arámbula (2002), la dirección preferencial de los ejes de presión se encuentra entre $S70^{\circ}W$ a $N70^{\circ}E$ más menos 10° , mientras que la dirección preferencial de los ejes de tensión es de $S30^{\circ}E$ a $N30^{\circ}W$.

Las estructuras geológicas sometidas a esfuerzos pueden llegar a presentar deformaciones e inclusive fallamiento. Según Arámbula (2002), la estructura del volcán Popocatepetl presenta zonas de fallas, el 36.67% de éstas son de tipo normal, mientras que el 25.37% son de tipo inverso.

Capítulo 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

3.1 Introducción

Los métodos electromagnéticos han probado ser de gran utilidad en las caracterizaciones geoelectricas de estructuras volcánicas, en especial el método Magnetotelúrico (MT).

Este método involucra la medición simultánea de los campos eléctrico y magnético, inducidos por fuentes naturales, cuyo origen se asocia a los fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetosfera, así como a la actividad meteorológica desarrollada en la atmósfera del planeta. Se asume que existe una relación lineal entre ambos campos, denominada como impedancia, que permite conocer la distribución de la conductividad en el subsuelo.

3.2 Teoría Electromagnética

3.2.1 Ecuaciones de Maxwell

La base de los métodos electromagnéticos se fundamenta en el fenómeno de inducción y propagación de las ondas electromagnéticas, descritas a partir de las ecuaciones de Maxwell (Nabighian, 1991).

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (3.1)$$

$$\nabla \times H = j + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot D = \rho_t \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (3.4)$$

Donde E [V/m] es el campo eléctrico, H [A/m] es la intensidad de campo magnético, B [Wb/m² o Tesla] es el vector inducción magnética, D [C/m²] es el vector desplazamiento eléctrico, J [A/m²] es el vector densidad de corriente eléctrica y ρ_t es la densidad de carga volumétrica. Todos los elementos de las ecuaciones son descritos en unidades del Sistema Internacional.

La ecuación (3.1) es conocida como Ley de Faraday o de la Inducción, establece que la variación en tiempo de un campo magnético produce una fuerza electromotriz capaz de generar una corriente en un circuito cerrado (Hayt y Buck, 2010).

Por otra parte, la ecuación (3.2) conocida como Ley de Ampere o de las corrientes, establece que para cualquier espira cerrada, la corriente tendrá asociado un campo magnético de magnitud proporcional al flujo de corriente total.

Las dos ecuaciones restantes permanecen sin cambio, siempre y cuando deje de existir una dependencia temporal, de forma que la ecuación (3.3) conocida como Ley de Gauss caso eléctrico, establece que la densidad de carga es una fuente de las líneas de flujo eléctrico, mientras que la ecuación (3.4) conocida como Ley de Gauss caso magnético, reconoce el hecho de que se desconoce la existencia de “cargas magnéticas” o polos, por lo que el flujo magnético siempre se encuentra en circuitos cerrados y nunca diverge de una fuente

puntual (Moreno *et al.*, 2008).

Las cuatro ecuaciones antes descritas son la base de la teoría electromagnética. Son ecuaciones diferenciales parciales que relacionan el campo magnético y eléctrico entre sí y con sus fuentes, cargas y densidades de corriente.

3.2.2 Relaciones constitutivas

Se conoce como relaciones constitutivas a las ecuaciones auxiliares que relacionan D , E y J con las propiedades electromagnéticas del medio de propagación, enlistadas a continuación.

$$D = \varepsilon E \quad (3.5)$$

$$B = \mu H \quad (3.6)$$

$$J = \sigma E \quad (3.7)$$

Estas ecuaciones son dependientes de la frecuencia y las características del medio a través del cual se propagan las ondas electromagnéticas, en las que sus tensores describen la permitividad eléctrica, permeabilidad magnética y conductividad eléctrica respectivamente (Nabighian, 1991).

La ecuación (3.5) describe la relación que existe entre el vector desplazamiento D y el vector campo eléctrico E , mediante la permitividad eléctrica. La permitividad eléctrica es una medida que indica el cambio de un medio al absorber energía cuando está sujeto a un campo eléctrico, es definida como una permitividad relativa ε_r , o constante dieléctrica, normalizada a la

permitividad del vacío , ϵ_0 , tal que

$$\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0 \quad (3.8)$$

Donde

$$\epsilon_0 = 8.85419 \times 10^{-12} \text{ [F/m]} \quad (3.9)$$

La ecuación (3.6), describe la relación que existe entre el vector inducción magnética B , y el vector intensidad magnética H , a través de la permeabilidad magnética, definiendo a la permeabilidad magnética como la capacidad de los materiales a ser magnetizados (Hayt y Buck, 2010). De manera similar a la permitividad eléctrica, la permeabilidad magnética en un medio puede ser definida como una permeabilidad relativa normalizada a la permeabilidad del vacío, tal que

$$\mu = \mu_r \mu_0 \quad (3.10)$$

Donde

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ [H/m]} \quad (3.11)$$

Finalmente, la ecuación (3.7) conocida como Ley de Ohm, muestra la relación que existe entre el vector densidad de corriente eléctrica J y el vector campo eléctrico E , mediante la conductividad eléctrica, siendo esta última, la capacidad de un cuerpo de permitir el paso de la corriente eléctrica a través de sí mismo.

Para un medio homogéneo e isótropo, las componentes de la diagonal principal del tensor conductividad eléctrica son iguales ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$), mientras que las demás componentes corresponden a un valor cero. De tal manera, la conductividad eléctrica se define como escalar mediante la expresión (3.12).

$$\sigma = J/E \text{ [S/m]} \quad (3.12)$$

Las propiedades electromagnéticas pueden ser función del tiempo y el espacio; no obstante, se consideran constantes en medios lineales, isótropos y homogéneos (Nabighian, 1991).

3.2.3 Ecuación de onda

Maxwell propuso la existencia de ondas electromagnéticas empleando las cuatro ecuaciones fundamentales de la teoría electromagnética antes descritas, al demostrar que las ecuaciones del campo electromagnético se podían combinar para originar una ecuación de onda que satisfacía los vectores de campo eléctrico y magnético (Moreno *et al.*, 2008).

En el MT se considera una incidencia de onda plana en los campos medidos en superficie, por lo que se debe considerar las leyes que rigen la propagación de ondas electromagnéticas con comportamiento plano a través de un medio horizontalmente estratificado.

$$\nabla^2 E = \mu\epsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (3.13)$$

$$\nabla^2 H = \mu\epsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \quad (3.14)$$

Las ecuaciones (3.13) y (3.14), corresponden a las ecuaciones de onda para el campo eléctrico y el campo magnético respectivamente (Nabighian, 1991).

3.3 Ecuaciones del método Magnetotelúrico (MT)

El método Magnetotelúrico se fundamenta en las ecuaciones de Maxwell, adecuadas a las aseveraciones bajo las que se rige el método (Simpson y Bahr, 2005).

- ✚ Los campos inducidos en el MT por la magnetosfera y la ionosfera presentan un comportamiento de ondas planas y uniformes que inciden de manera vertical a la superficie de la Tierra.
- ✚ La Tierra es considerada como un medio uniforme y horizontalmente estratificado.
- ✚ El desplazamiento de las corrientes puede ser despreciado, por lo que no existe acumulación de cargas libres dentro de la Tierra.
- ✚ La carga es conservada, por lo que la Tierra es considerada como un conductor.
- ✚ En los periodos abarcados en el MT, el campo de desplazamiento eléctrico es

cuasi estacionario, por lo que las corrientes de desplazamiento deben ser despreciadas.

✚ La permeabilidad magnética de las rocas se asume prácticamente constante, considerando así la permeabilidad del vacío, μ_0 (Vozoff, 1991).

Adequando las ecuaciones de Maxwell a las aseveraciones antes descritas, se tiene que:

$$\nabla \times H = J \quad (3.15)$$

$$\nabla \times E = -i\omega B \quad (3.16)$$

$$\nabla \cdot D = 0 \quad (3.17)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (3.18)$$

Para conocer la relación entre los campos eléctrico y magnético, se cuenta con funciones de respuesta del medio como son el tensor de impedancias (Z) y la función de transferencia geomagnética (T) o Tipper (Vozoff, 1991).

3.3.1 Tensor de Impedancia (Z)

Como se ha mencionado, se conoce como impedancia Z_{ij} a la relación lineal que existe entre los campos E_i y H_j en cada frecuencia. Debido a que los campos E y H se encuentran generalmente desfasados, los valores de Z_{ij} son números complejos (Vozoff, 1972).

Así, la impedancia queda definida como:

$$Z_{xy} = E_x(z) / H_y(z) \quad (3.19)$$

$$Z_{yx} = E_y(z) / H_x(z) \quad (3.20)$$

La magnitud de las componentes de las ecuaciones (3.19) y (3.20) constituyen las componentes de un tensor 2x2 denominado como tensor de impedancias.

El tensor de impedancias depende de las características electromagnéticas del medio, principalmente de la conductividad eléctrica. Es empleado para caracterizar la estructura geoelectrica de la Tierra mediante la observación de su espectro de frecuencias (Zhdanov, 2009).

A partir de las componentes del tensor de impedancias se define, para cada frecuencia, la resistividad aparente y el ángulo de fase de las ecuaciones (3.21) y (3.22), enlistadas a continuación.

$$\rho_{a, ij}(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}|^2 \quad (3.21)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{Im \{Z_{ij}\}}{Re \{Z_{ij}\}} \right) \quad (3.22)$$

3.3.2 Función de transferencia geomagnética o Tipper (T)

La componente vertical del campo magnético generalmente tiende a cero, sin embargo, en medios con cambios laterales en conductividad, los valores de H_z tienen un comportamiento diferente (Vozoff, 1991).

En el dominio de la frecuencia la componente vertical del campo magnético H_z esta relacionada con las componentes horizontales de la siguiente manera:

$$H_z(\omega) = [T_x(\omega) \ T_y(\omega)] \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (3.23)$$

Donde T_x y T_y son las funciones de transferencia geomagnética o Tipper (T). Son magnitudes complejas que dependen de la conductividad eléctrica del medio, sensibles a sus variaciones laterales.

El módulo de T generalmente presenta valores menores a uno, entre 0.1 y 0.5, sin embargo en medios con dimensionalidad geoelectrica 1D, su valor es cero (Marcuello y Pous, 2003).

3.3.3 Profundidad de penetración o Skin Depth (δ)

El MT depende de la penetración de la energía electromagnética en la Tierra. En una Tierra uniforme los campos eléctrico y magnético decaen de manera proporcional a la profundidad de penetración, que depende de las características electromagnéticas del medio.

$$\delta \approx \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \text{ [m]} \quad (3.24)$$

La ecuación (3.24) representa el skin depth, donde f es la frecuencia, $\omega = 2\pi f$ y μ es la permeabilidad magnética. De tal ecuación se deduce que en medios alto conductivos la capacidad de penetración tiene un decremento (Vozoff, 1972).

3.4 Distorsión electromagnética

Se conoce como distorsión electromagnética a las alteraciones ocurridas en las señales de respuesta, ocasionadas por la acumulación de cargas eléctricas a lo largo de las superficies con variaciones laterales de conductividad (Torquil, 1997). Dichas distorsiones pueden ser agrupadas en dos tipos, el primero de estos corresponde al corrimiento estático, también conocido como distorsión galvánica, mientras que el segundo hace referencia al fenómeno de inducción electromagnética.

El efecto ocasionado por la distorsión galvánica se percibe en las curvas de resistividad, experimentando un desplazamiento vertical a lo largo de todo el rango de frecuencias (Fig. 3.1) (Jiracek, 1990).

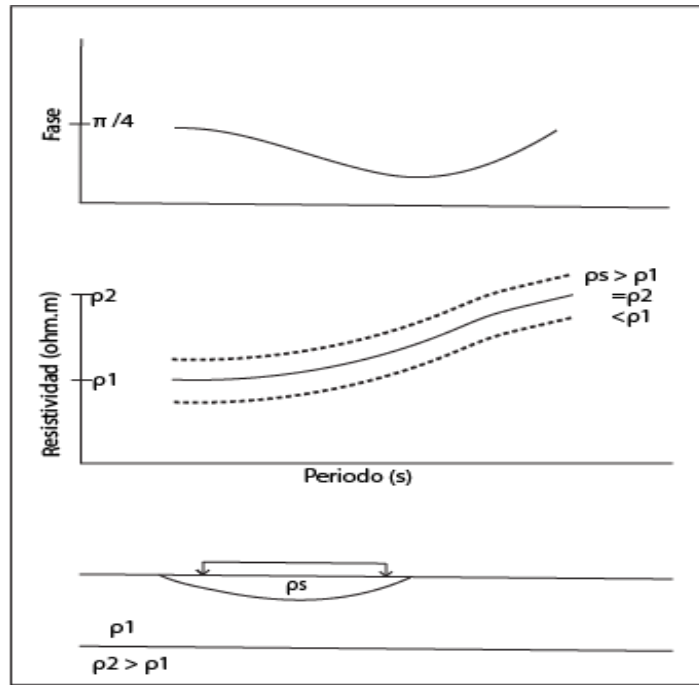


Fig 3.1 Diagrama que muestra el efecto galvánico en las curvas de resistividad aparente y en la curva de fase (Jiracek, 1990).

Los efectos ocasionados por inducción electromagnética son considerados de menor importancia porque disminuyen conforme la frecuencia decrementa (Jiracek, 1990).

Capítulo 4. ADQUISICIÓN Y PROCESO DE DATOS

4.1 Metodología de adquisición

La metodología implementada en campo requiere de una precisión y atención detallada al problema a resolver, desde la planeación de costos hasta la correcta adquisición de datos mediante MT (Vozoff, 1972).

Durante una adquisición, se debe medir las fluctuaciones de los campos eléctrico y magnético en sus cinco componentes. Tres de estas mediciones

hacen referencia a las componentes del campo magnético empleando bobinas de inducción.

Las bobinas de inducción constan de una bobina de alambre de cobre enrollado sobre un núcleo con permeabilidad alta, sellado dentro de una carcasa resistente a golpes. El voltaje de respuesta de la bobina de inducción es directamente proporcional al número de vueltas del cable, así como del área de su sección transversal. Según Simpson y Bahr (2005), las bobinas de inducción presentan una mejor respuesta a variaciones rápidas en el campo magnético, por lo que son empleadas para medir periodos cortos que van de 0.001 s a 3600 s. Durante la adquisición de datos, se requiere de un conjunto de tres bobinas de inducción que deben ser alineadas con la finalidad de medir las tres componentes del campo magnético.

Las dos mediciones restantes corresponden a las fluctuaciones del campo eléctrico, determinadas mediante una diferencia de potencial entre un par de electrodos conectados con un cable, formando así un dipolo. Los electrodos deben ser de un material impolarizable que proporcione una resistencia baja al estar en contacto con el medio (Shan, 2014).

El par de dipolos, generalmente, se dispone de manera ortogonal, uno de ellos fue orientado en la dirección N-S del campo magnético, mientras que el segundo fue orientado en la dirección E-W (Vozoff, 1972). Las bobinas fueron orientadas en dirección E-W, N-S y en dirección z.

La instrumentación antes descrita es empleada para medir las fluctuaciones de los campos eléctrico y magnético. Sin embargo, para que dichas mediciones sean registradas se requiere de un sistema de adquisición de datos diseñado e implementado para usos geofísicos. De tal forma que durante la adquisición de datos MT se debe contar con los siguientes elementos:

- ✚ Un sistema que registre los datos adquiridos (consola).
- ✚ Tres bobinas de inducción magnética.
- ✚ Cuatro electrodos.
- ✚ Cuatro cables.
- ✚ Tres cables para las bobinas de inducción.
- ✚ Una estaca de metal (como electrodo de tierra).
- ✚ Un Sistema de Posicionamiento Global (GPS)
- ✚ Una fuente externa de energía (batería).

En caso de querer descargar los datos en campo, se requiere del empleo de una computadora portátil (Simpson y Bahr, 2005).

En el siguiente esquema (Fig. 4.1), se muestra la disposición que debe tener cada elemento empleado en el MT.

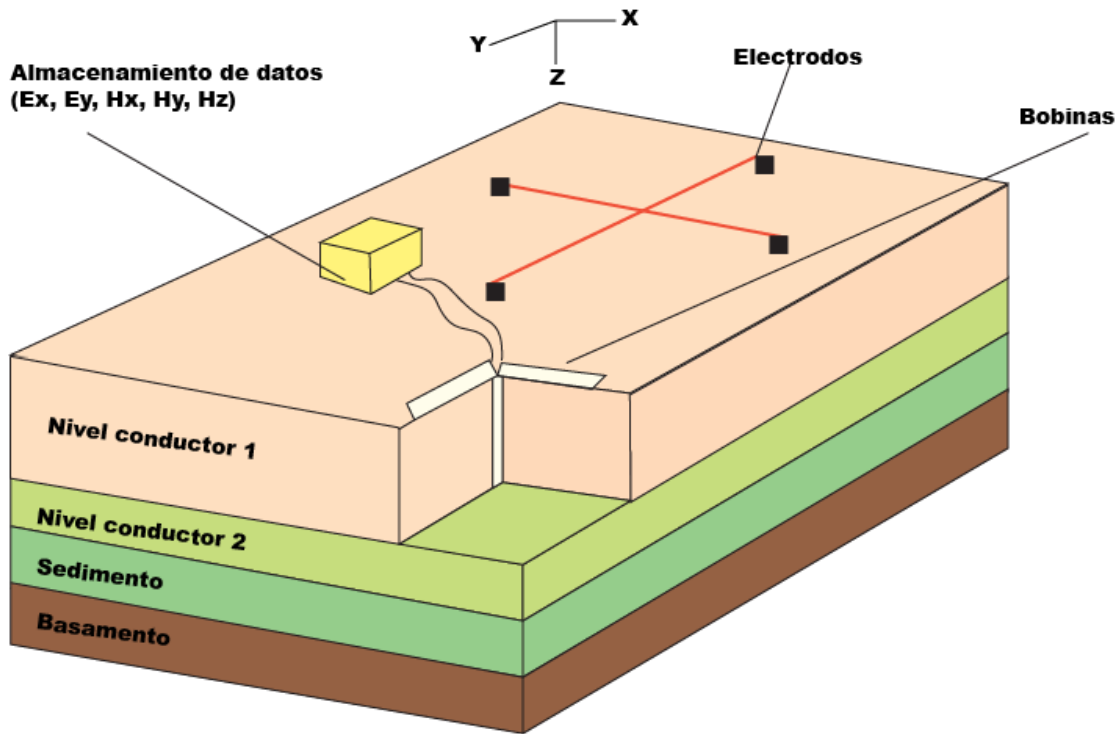


Fig.4.1 Esquema de configuración de un levantamiento de datos de conductividad mediante MT (Modificado de Gabàs, 2003).

Durante la campaña de adquisición del presente trabajo, realizada en febrero de 2015, se instalaron ocho sitios MT ubicados dentro de una porción del flanco norte del volcán Popocatépetl.

La elección de cada sitio dependió en gran medida de las características del terreno, que debía estar despejado de fuentes de ruido, además de ser caracterizado por una topografía tal que permitiese asegurar la horizontalidad de las bobinas y los dipolos eléctricos.

Las coordenadas UTM correspondientes a cada sitio de adquisición se muestran en la tabla 2, mientras que su disposición geográfica se muestra en la figura 4.2.

Tabla 2. Coordenadas UTM de los ocho sitios de adquisición.

Sitios	Este [m]	Norte [m]
Pop001	541829.56	2109970.19
Pop002	5409117.7	2109674.81
Pop003	540372.88	2108654.29
Pop004	538509.93	2109023.64
Pop005	538378.41	2107109
Pop006	536727.7	2107638.42
Pop007	535037.2	2108418.43
Pop008	534275.92	2109037.53

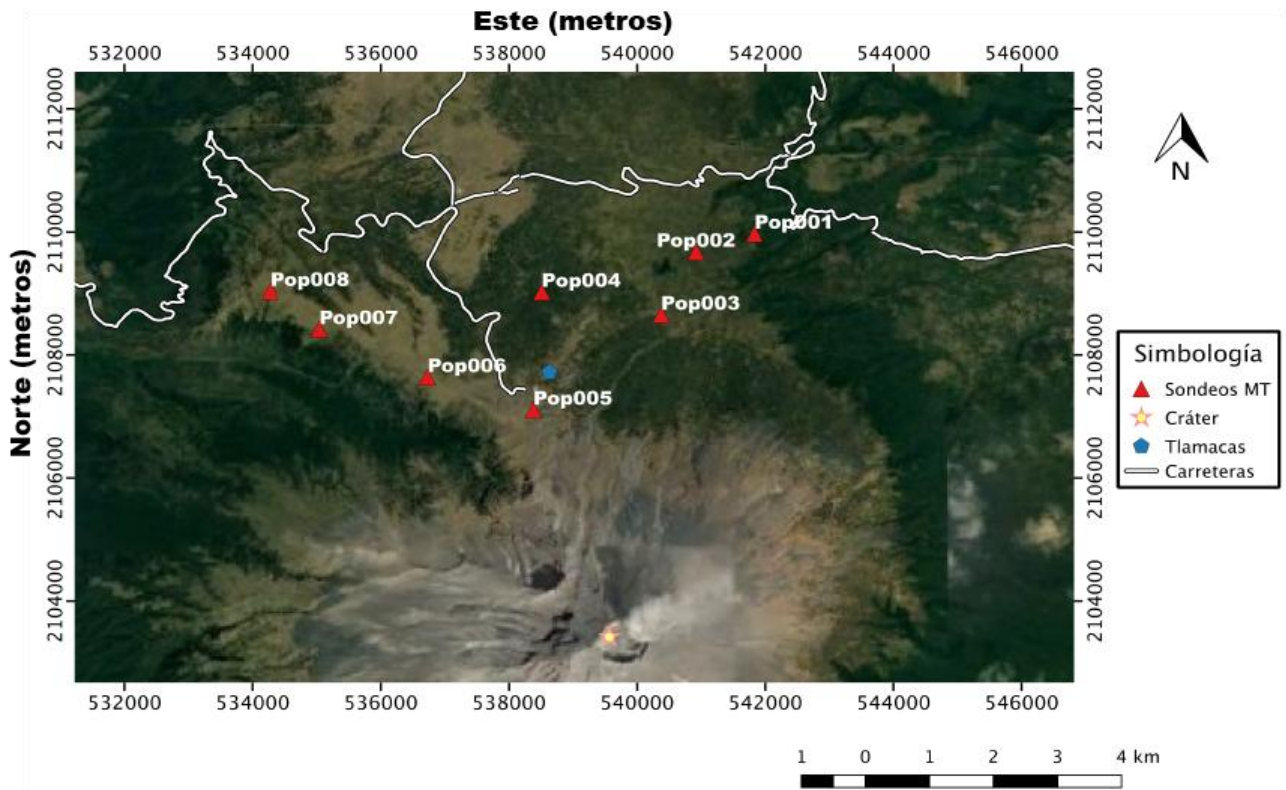


Fig 4.2 Área de estudio y ubicación de los sondeos MT en coordenadas UTM.

Los parámetros de adquisición para cada sitio se muestran en la tabla 4.

Tabla 3. Parámetros de adquisición de cada sitio.

Sondeos	Tiempo [horas]	Nº de Frec.
Pop001	12	31
Pop002	10	29
Pop003	11	39
Pop004	8	38
Pop005	6	37
Pop006	8	36
Pop007	6	35
Pop008	7	32

La duración de la medición de cada sitio esta en función de logísticas de adquisición.

4.2 Procesamiento y edición de datos MT

Una vez que las señales electromagnéticas han sido registradas, deben ser procesadas e invertidas. El propósito del análisis de datos consiste en extraer información del medio a través de sus funciones de respuesta (función de transferencia geomagnética y el tensor de impedancias) (Vozoff, 1991).

El procesamiento inicia con una edición de las señales adquiridas, debido a que los registros de las fluctuaciones de los campos electromagnéticos están formados por una parte de señal y otra de ruido.

El procesamiento de datos generalmente se realiza en el dominio de la frecuencia, por lo tanto, se debe aplicar la Transformada de Fourier a cada componente de los campos electromagnéticos. Una vez realizado el procesado de las series temporales se obtiene los valores del tensor de impedancia y a partir de este se estiman las resistividades aparentes y fases para cada frecuencia involucrada (Vozoff, 1972).

4.2.1 Estimación del tensor de impedancia

El tensor de impedancia Z se encuentra relacionado linealmente con los campos eléctrico y magnético (Ecuación (4.1)). Es una propiedad estable de la estructura de conductividad eléctrica del subsuelo (Booker, 2012).

$$E = ZH \quad (4.1)$$

No obstante, en el MT se busca conocer los valores de las fluctuaciones de los campos electromagnéticos descritos mediante las ecuaciones (4.2) y (4.3).

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega) \quad (4.2)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega) \quad (4.3)$$

Tratándose así de un sistema de dos ecuaciones con cuatro incógnitas, debido a que los elementos del tensor son números complejos relacionados con los campos eléctrico y magnético a través de sus magnitudes y desplazamientos.

Cuando los valores de las fluctuaciones de los campos eléctrico y magnético corresponden a mediciones reales, las ecuaciones (4.1), (4.2) y (4.3) son inexactas, pues presentan errores de medición, además de estar sujetas a la suposición de incidencia de onda plana. Se debe realizar una estimación del tensor de impedancias a partir de datos imperfectos, convirtiendo a la estimación en un problema estadístico (Chave y Thomson, 1989).

La estimación del tensor de impedancias involucra parámetros estadísticos que relacionan las fluctuaciones de Z con fluctuaciones de los campos E y H a través de diferentes ventanas de tiempo, por lo que es importante disponer de un número elevado de segmentos para mejorar la estimación.

La solución estadística del sistema ha sido desarrollada mediante diversas metodologías, en el trabajo de Chave y Thomson (1989) se describe una de ellas. Sin embargo, en las herramientas computacionales se proponen las expresiones enlistadas a continuación (Vozoff, 1972).

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle E_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle H_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle} \quad (4.4)$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle - \langle E_x B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle}{\langle H_y A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle - \langle H_y B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle} \quad (4.5)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle E_y B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle H_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle} \quad (4.6)$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle - \langle E_y B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle}{\langle H_y A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle - \langle H_y B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle} \quad (4.7)$$

Donde A^* y B^* son los complejos conjugados de cada componente del campo EM transformados al dominio de la frecuencia.

4.2.2 Procesado de las series de tiempo

Para dar inicio a la etapa de procesamiento, se realizó la transferencia de los datos del equipo de medición a una computadora. El primer paso llevado a cabo fue la transformación de las series de tiempo a un espacio de frecuencia, esto, a través del programa MAPROS.

Una vez que se tuvieron las señales en forma espectral, se realizó el cálculo de los productos cruzados entre las componentes H_y y E_x y entre las componentes H_x y E_y , con la finalidad de obtener los valores del tensor de impedancia, descrito en el subtema anterior.

Como se ha mencionado, la estimación del tensor de impedancias permite realizar la caracterización geoelectrica correspondiente al área de estudio a partir del cálculo de las curvas de resistividad y de fase. Dichas curvas deben ser corregidas previamente a la etapa de inversión. En la figura 4.2, se muestra un ejemplo de las curvas de resistividad y fase correspondientes a un sitio de adquisición del área de estudio.

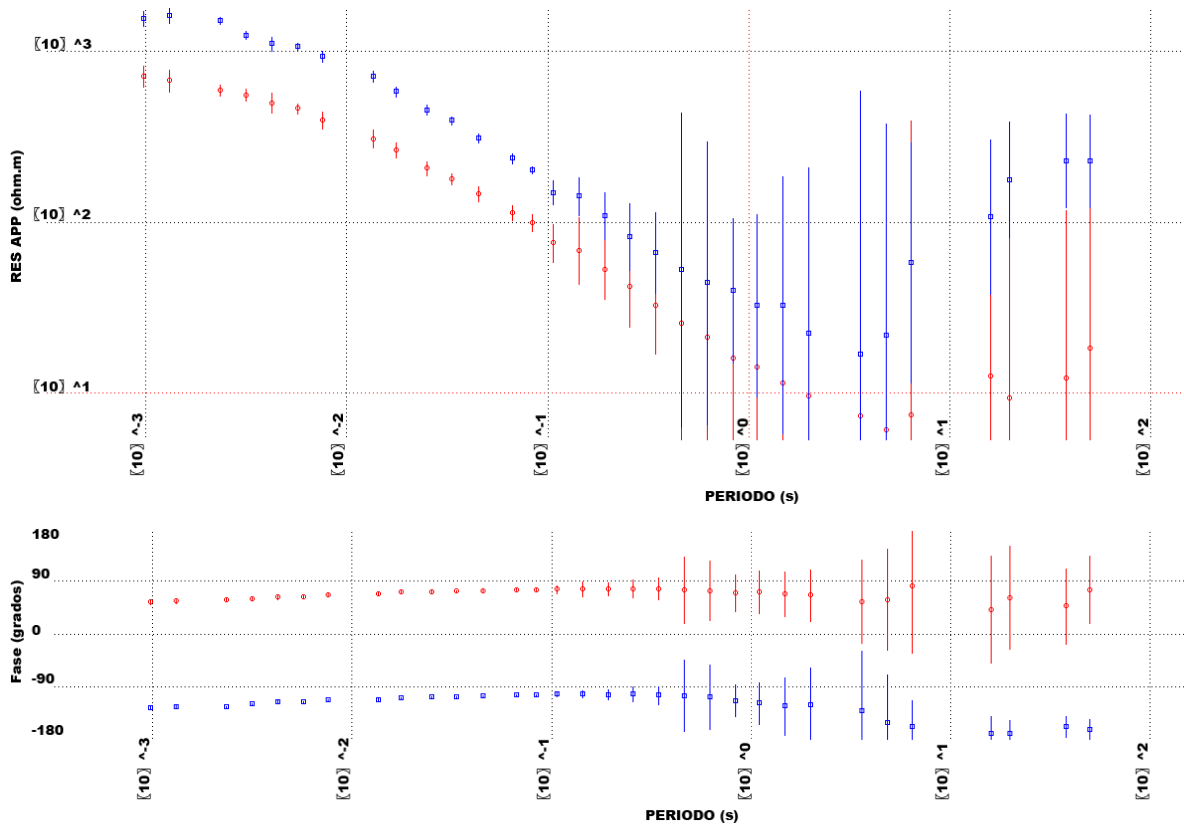


Fig 4.3 *Ejemplo de las curvas de resistividad y fase correspondientes al sondeo 8 del área de estudio, los elementos rojos corresponden a la componente xy, mientras que los elementos azules corresponden a la componente yx.*

4.2.3 Dimensionalidad geoelectrica

La función de transferencia, así como las relaciones que existen entre sus componentes son reducidas con la finalidad de obtener expresiones que dependan de la distribución espacial de la conductividad eléctrica. Estas distribuciones son conocidas como dimensionalidad geoelectrica, teniendo así tres casos (1D, 2D y 3D).

El análisis de dimensionalidad en los datos obtenidos mediante el MT, resulta

ser un paso importante en la interpretación, pues de él dependerá el tipo de modelación e inversión a implementar (1D, 2D, 3D). Al mismo tiempo, proporciona información relacionada con la variación geoelectrica del medio (Martí *et al.*, 2009).

4.2.4.1 Modelo dimensional 1D

En un modelo 1D la distribución de la conductividad eléctrica es únicamente dependiente de la profundidad ($\sigma = \sigma(z) = 1/\rho(z)$), fig. 4.3, presentando así una estratificación horizontal. Como resultado a esto, el tensor de impedancia es independiente a la orientación de los ejes de medición y estará en función de la frecuencia.

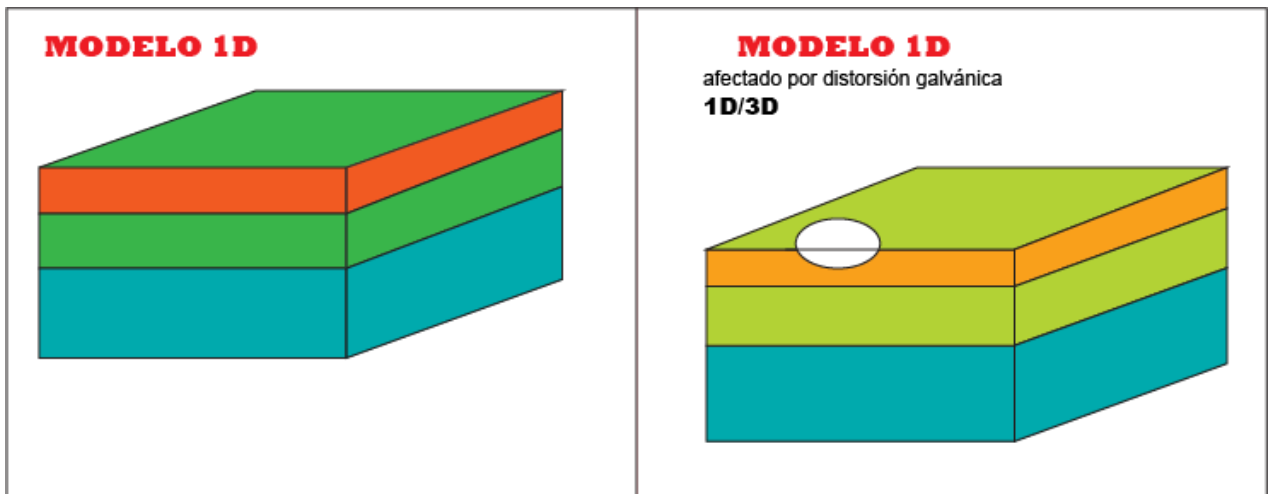


Fig 4.4 Modelo de Dimensionalidad Geoelectrica 1D (Martí, 2006).

Los elementos de la diagonal principal del tensor de impedancia son cero ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$), mientras que los dos elementos restantes son de igual magnitud pero de signos opuestos ($Z_{xy} = -Z_{yx}$).

$$Z_{1D}(\omega) = \begin{pmatrix} 0 & Z(\omega) \\ -Z(\omega) & 0 \end{pmatrix} \quad (4.8)$$

Así, las resistividades y las fases quedan definidas como:

$$\rho_{xy}(\omega) = \rho_{yx}(\omega) = \frac{\mu_0}{\omega} |Z(\omega)|^2 \quad (4.9)$$

$$\varphi(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im} \{Z(\omega)\}}{\text{Re} \{Z(\omega)\}} \right) \quad (4.10)$$

$$\varphi_{yx}(\omega) = \varphi_{xy} - \pi \quad (4.11)$$

En este modelo la resistividad aparente es igual a la del medio, mientras que la fase se encuentra a 45° (Vozoff, 1991).

4.2.4.2 Modelo dimensional 2D

La tierra en raras ocasiones cuenta con un comportamiento unidimensional, debido a la existencia de anisotropía, contactos laterales e incluso presencia de cuerpos tridimensionales, tratándose de casos conocidos como bidimensionales. Los modelos 2D presentan variaciones a lo largo de un eje horizontal y en dirección a la profundidad (Fig. 4.5).

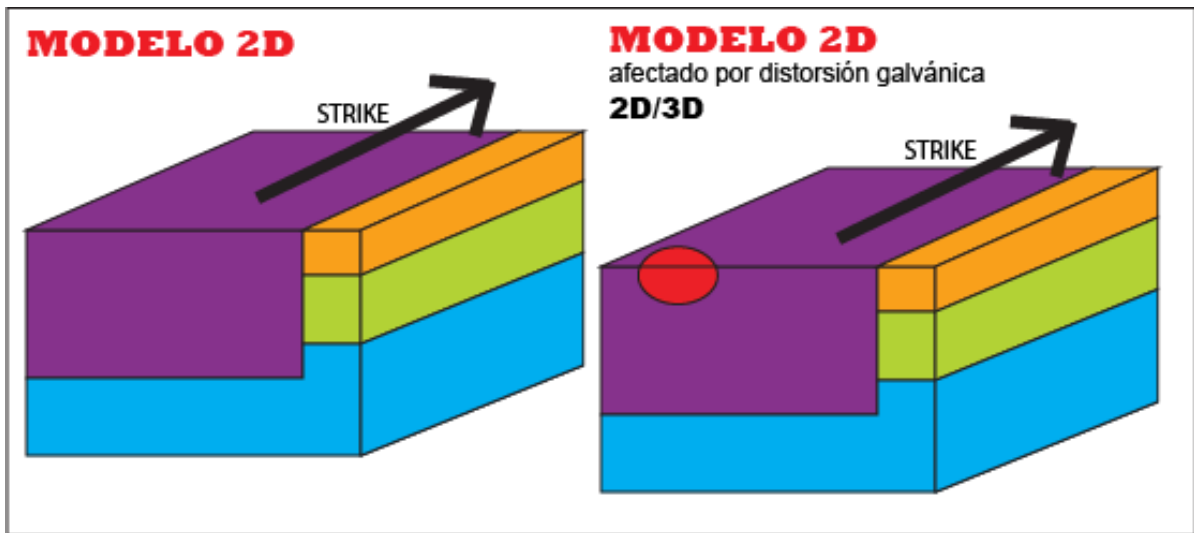


Fig 4.5 Modelo de Dimensionalidad Geoelectrica 2D (Martí, 2006).

La dirección en la que se observa una conductividad constante se conoce como rumbo (dirección preferencial de la estructura geoelectrica, “*strike*”), misma que puede coincidir con uno de los ejes del sistema de referencia. Cuando esto ocurre, se puede hablar de dos modos independientes denominados como modo transversal eléctrico (TE) y modo transversal magnético (TM), donde cada uno representa una descomposición o polarización diferente (Berbesi, 2005).

El modo TE se presenta cuando las corrientes inductivas fluyen transversalmente a la dirección del rumbo, mientras que el campo eléctrico se mide en su dirección paralela. Por otro lado, el modo TM es aquel en el que la medición del campo magnético es paralela al *strike*, debido al flujo paralelo a la estructura geoelectrica de las corrientes de inducción.

El tensor de impedancias en un modelo dimensional 2D se define como:

$$Z_{2D}(\omega) = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE}(\omega) \\ Z_{TM}(\omega) & 0 \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

Los valores de resistividad aparente y de fase para los modos TE y TM tienen valores diferentes. De tal forma que la resistividad aparente para el modo TE, queda expresada como ecuación (4.13), en términos de la frecuencia angular:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{\langle E_x \rangle}{\langle H_y \rangle} \right|^2 \quad (4.13)$$

Mientras que para el modo TM, la resistividad queda expresada como, ecuación (4.14):

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{\langle E_y \rangle}{\langle H_x \rangle} \right|^2 \quad (4.14)$$

Donde E y H, corresponden a las amplitudes de los campos eléctrico y magnético para cada frecuencia angular. Los campos eléctrico y magnético son calculados de manera simultánea a partir del registro de las series temporales (Sarmiento, 2014).

Cabe resaltar que los modos de polarización realzan las variaciones laterales de conductividad de manera diferente, de forma que el modo TM acopla mejor los cuerpos resistivos, mientras que el modo TE acopla mejor los conductivos (Pedersen y Engels, 2005).

Sin embargo, las mediciones que se realizan generalmente no coinciden con la dirección del *strike*, debido al desconocimiento de la misma. No obstante, es posible realizar rotaciones en los ejes medidos empleando una matriz de rotación a través de un ángulo θ .

La relación que existe entre el tensor de impedancia y la matriz de rotación, se define como:

$$Z'_{2D}(\omega) = R\theta \cdot Z_{2D}(\omega) \cdot R\theta^T \quad (4.15)$$

donde $R\theta$ es la matriz de rotación

$$R\theta = \begin{pmatrix} \text{Cos}(\theta) & \text{Sen}(\theta) \\ -\text{Sen}(\theta) & \text{Cos}(\theta) \end{pmatrix}, \quad (4.16)$$

y $R\theta^T$ es la matriz transpuesta.

4.2.4.3 Modelo dimensional 3D

En la tierra existen situaciones complicadas en las que la conductividad varía en todas direcciones ($\sigma = \sigma(x,y,z)$), tal es el caso de los medios con distribución geoelectrica 3D, mismos que tienen ausencia de *strike*, fig. 4.6 (Martí et al., 2009).

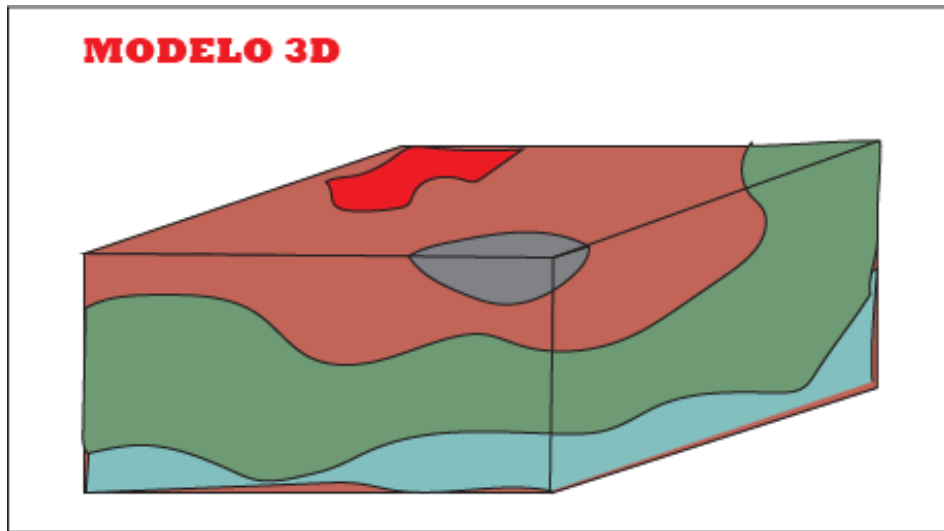


Fig 4.6 Modelo de Dimensionalidad Geoelectrica 3D (Martí, 2006).

Por ende, todas las componentes del tensor de impedancia serán distintas entre sí y diferentes de cero.

4.5 Análisis dimensional y direccional

Como se mencionó con antelación, el análisis dimensional y direccional resulta ser un paso importante en el procesamiento de datos MT, pues de él se obtendrá información relacionada con la distribución de conductividad en el medio. Dicha información nos permitirá decidir la herramienta a emplear durante las etapas de modelación e inversión de datos.

Existen diversos procesos eficaces para la evaluación de la dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica del medio, en Bahr (1990) y Weaver *et al.* (2000), se implementa al tensor de impedancias como herramienta de análisis, definiéndolo en sus invariantes rotacionales.

Además, existen metodologías que implementan la descomposición del tensor de impedancias como se describe en el trabajo de McNeice y Jones (2001), a fin de recuperar los parámetros de distorsión que afectan las señales electromagnéticas.

Sin embargo, en este trabajo se decidió implementar al tensor de fases como herramienta de análisis dimensional y direccional, por ser independiente de las distorsiones galvánicas.

El tensor de fases es un tensor de segundo orden, correspondiente al cociente de la parte imaginaria entre la parte real del tensor de impedancias. Está definido a partir de los invariantes de sus coordenadas, correspondientes a su fase máxima (ϕ_{max}) y a su fase mínima (ϕ_{min}), además del ángulo *skew* β y el ángulo α . Por una parte, el ángulo β es considerado como un ángulo de rotación y como medida de asimetría del tensor, mientras que el ángulo α expresa la dependencia del tensor con el sistema coordenado (Caldwell *et al.*, 2004).

Durante esta etapa, se decidió realizar el análisis dimensional de datos por sondeo y por década. Los resultados obtenidos de dicho análisis se muestran en la tabla 4.

Tabla 4. Información obtenida a partir del tensor de fase, en el análisis dimensional y direccional del área de estudio.

SONDEO	DECADAS (Periodo)	DIMENSIONALIDAD	STRIKE
	10^{-3} -- 10^{-2}	1D	
	10^{-2} -- 10^{-1}	2D	-4.09
Popo01	10^{-1} -- 10^0	3D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	
	10^{-3} -- 10^{-2}	2D	18.15
	10^{-2} -- 10^{-1}	3D	
Popo02	10^{-1} -- 10^0	3D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	
	10^{-3} -- 10^{-2}	3D	
	10^{-2} -- 10^{-1}	3D	
Popo03	10^{-1} -- 10^0	3D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	
	10^2 -- 10^3	3D	
	10^{-3} -- 10^{-2}	3D	
	10^{-2} -- 10^{-1}	2D	61.5
Popo04	10^{-1} -- 10^0	3D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	
	10^2 -- 10^3	3D	
	10^{-3} -- 10^{-2}	3D	

	10^{-2} -- 10^{-1}	2D	-4.4
Popo05	10^{-1} -- 10^0	3D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	
	10^2 -- 10^3	3D	
	10^{-3} -- 10^{-2}	3D	
	10^{-2} -- 10^{-1}	3D	
Popo06	10^{-1} -- 10^0	3D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	
	10^2 -- 10^3	3D	
	10^{-3} -- 10^{-2}	3D	
	10^{-2} -- 10^{-1}	2D	78.65
Popo07	10^{-1} -- 10^0	3D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	
	10^2 -- 10^3	3D	
	10^{-3} -- 10^{-2}	3D	
	10^{-2} -- 10^{-1}	2D	-27.99
Popo08	10^{-1} -- 10^0	2D	
	10^0 -- 10^1	3D	
	10^1 -- 10^2	3D	

Como se puede observar en la tabla, los datos MT correspondientes a una porción del flanco norte del volcán Popocatépetl corresponden a un medio geoelectricamente complejo, al no encontrarse una dimensionalidad y direccionalidad preferencial en su distribución de conductividad eléctrica. De dicha conclusión, se tomó la decisión de invertir una respuesta que no dependa

de la determinación del *strike*. En este sentido se decidió invertir el determinante del tensor de impedancias que resulta ser un invariante rotacional.

4.6 Modelación de datos

El paso final en un estudio MT consiste en interpretar los datos calculados en términos de tipos de rocas y estructuras geológicas en función de la posición y profundidad del medio prospectado. Esta interpretación se basa en las imágenes de resistividad obtenidas a partir de la inversión matemática del tensor de impedancias en diferentes frecuencias.

Según Menke (1984), la inversión se define como un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas que permiten obtener información útil del sistema físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones, su finalidad es encontrar un modelo que obtenga una respuesta similar a los valores reales medidos.

El modelo inverso permite utilizar resultados reales de algunas mediciones de parámetros observados para inferir los valores reales de los parámetros de un modelo. Así, los algoritmos de inversión de los datos MT suelen implicar una búsqueda sistemática de un modelo de la tierra que mejor se ajuste a los datos observados (Velho y Ramos, 1997).

Según Oldenburg (1979), al realizar la inversión de los datos MT se pretende encontrar una superficie que cuente con un comportamiento isótropo y continuo a medida que aumenta la profundidad.

4.6.1 Inversión 1D

Existen diversos algoritmos que involucran la inversión de datos magnetotelúricos con dimensionalidad geoelectrica 1D. Un ejemplo de estos es abordado en el trabajo de Bostick (1977), en el que se menciona a la transformada de Bostick como una herramienta capaz de determinar la curva de resistividad correspondiente a cada estación magnetotelúrica, así como la distribución de la resistividad en función de la profundidad. Sin embargo, en el trabajo de (Constable *et al.*, 1987), se aborda el esquema de Occam, mismo que resuelve el problema inverso a partir de la búsqueda de un modelo de resistividades suavizado y ajustado lo más posible a los datos dentro de una tolerancia esperada.

4.6.2 Inversión 2D

La inversión 2D ha sido abordada por diversos autores, en Zhdanov (2009) se describen algunos algoritmos de inversión que en su mayoría se basan en criterios de suavizamiento de datos para realizar una inversión estable.

Además, existen algoritmos de inversión 2D en los que se considera viable la descomposición de los campos eléctrico y magnético en sus modos TE y TM, con la finalidad de unificar un modelo 2D mediante la inversión independiente de cada modo de polarización. Como se ha mencionado, los modos de polarización definen las variaciones laterales de conductividad de manera diferente, así, el modo TE acopla mejor los cuerpos conductores, mientras que el modo TM acopla mejor los cuerpos resistivos (Pedersen y Engels, 2005).

Sin embargo, en este trabajo se empleó la inversión del determinante del tensor de impedancias a través de REBOCC (Siripunvaraporn y Egbert, 2000), que resulta ser una herramienta de inversión basada en el algoritmo de OCCAM de Groot-Hedlin y Constable (1990), modificado por Pedersen y Engels (2005) para incluir al determinante.

REBOCC (REduced Basis OCCam's Inversion), es capaz de invertir la resistividad aparente y la fase de los modos de polarización TE y TM simultáneamente, además de la parte real e imaginaria de la función de transferencia magnética.

El algoritmo REBOCC fue extendido con unas subrutinas (Pedersen y Engels, 2005) para habilitar la inversión del determinante del tensor de impedancias. El determinante, es uno de los siete invariantes rotacionales del tensor, considerado como la media aritmética de las componentes del tensor (Szarka y Menvielle, 1997).

Además de emplear al determinante del tensor de impedancias, el algoritmo de inversión REBOCC considera límites de capas suavizados con la finalidad de encontrar solución al problema inverso buscando la estructura más simple que ajuste los datos con un nivel específico de error (Siripunvaraporn y Egbert, 2000).

4.6.3 Inversión 3D

En la tierra existen situaciones complicadas en las que la conductividad varía en todas direcciones, dichas situaciones han propiciado que en los últimos años, algunos investigadores se encuentren desarrollando algoritmos para calcular la respuesta electromagnética en modelos de la tierra más acordes a una inversión 3D. Algunos de estos trabajos han sido abordados por la literatura como se muestra en el trabajo de Siripunvaraporn et al. (2005), en el que menciona el algoritmo de inversión WSINV3DMT, que logra recuperar las anomalías correspondientes al medio prospectado.

Por otra parte en Egbert y Kelbert (2012), se describe la aplicación de un sistema modular de códigos informáticos, dicho sistema está referido como modEM. El algoritmo modEM ha sido implementado en el lenguaje de programación Fortran 95, organizado de forma general en tres niveles funcionales dentro de los que se incluyen modelos de inversión, así como rutinas de sensibilidad. Sin embargo, en este trabajo no se empleó ninguno de los algoritmos de inversión 3D antes descritos.

Capítulo 5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

De la información obtenida en la etapa de análisis dimensional y direccional de los sondeos MT correspondientes al área de estudio, se decidió emplear una herramienta de inversión que no dependa de la determinación del rumbo. En este sentido, se empleó al determinante del tensor de impedancias a través del algoritmo de inversión REBOCC (Siripunvaraporn y Egbert, 2000), modificado por Pedersen y Engels (2005) para incluir al determinante.

Para la generación del modelo geoelectrico correspondiente a una porción del flanco norte del volcán Popocatépetl, se decidió trazar un perfil a lo largo de los cinco sitios de adquisición más orientales del área de estudio (Fig. 5.1).

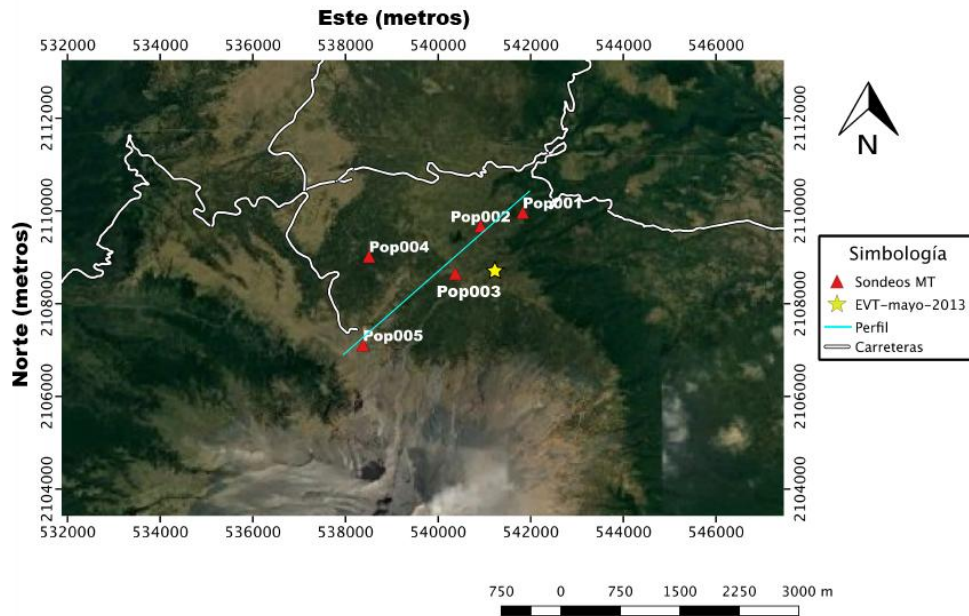


Fig.5.1 Ubicación de los sondeos MT correspondientes al perfil geoelectrico del área de estudio en coordenadas UTM.

La siguiente figura (Fig. 5.2), muestra la distribución de fisuras y fallas presentes en la zona de estudio.

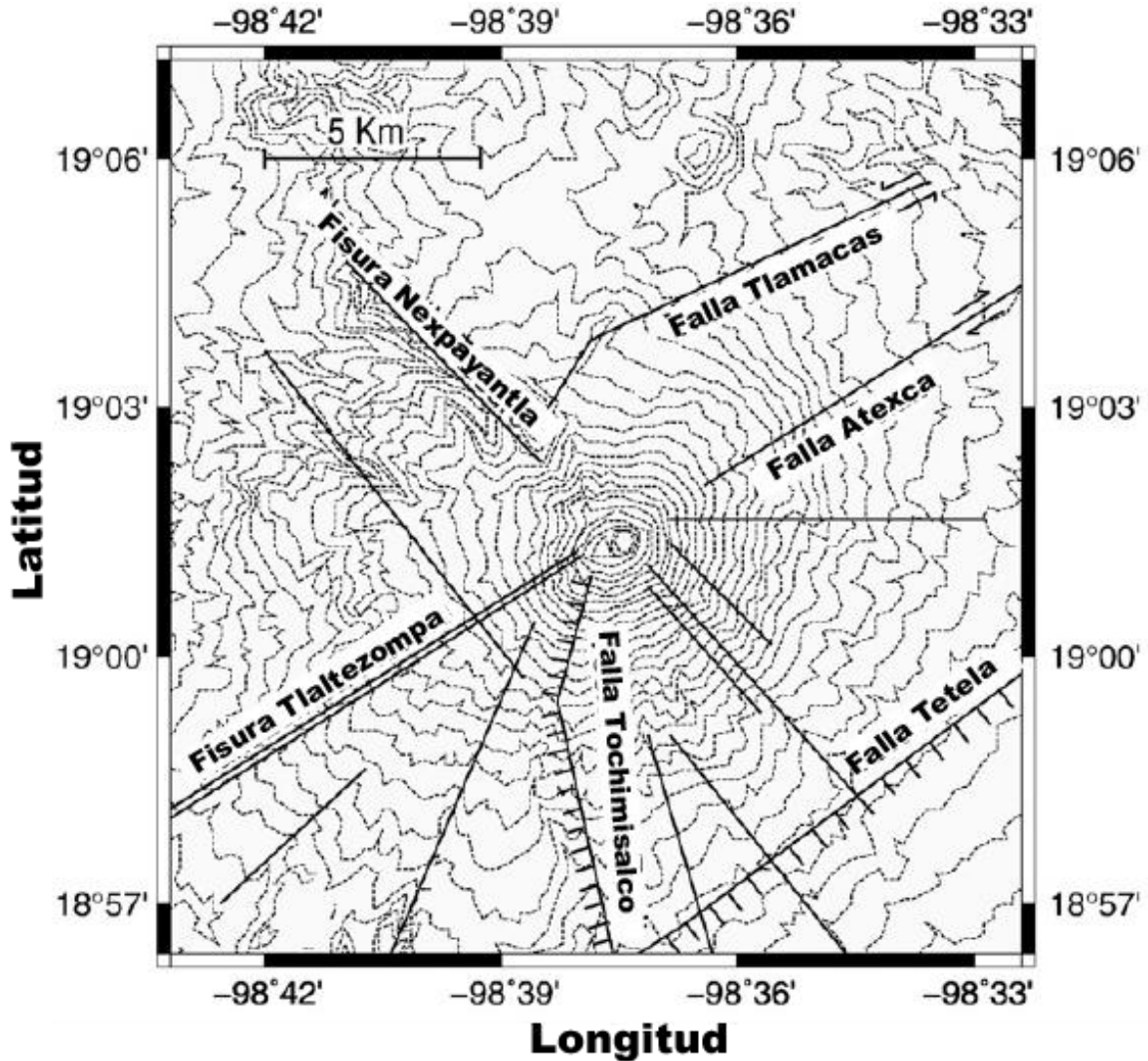


Fig.5.2 Ubicación de fisuras y fallas propuestas por De Cserna et al. (1988).

Durante la generación del modelo geoelectrico, se calcularon las curvas de resistividad y de fase en 20 frecuencias para cada sitio de adquisición. En la figura 5.3, se muestra la curva de resistividad estimada para el sondeo 1.

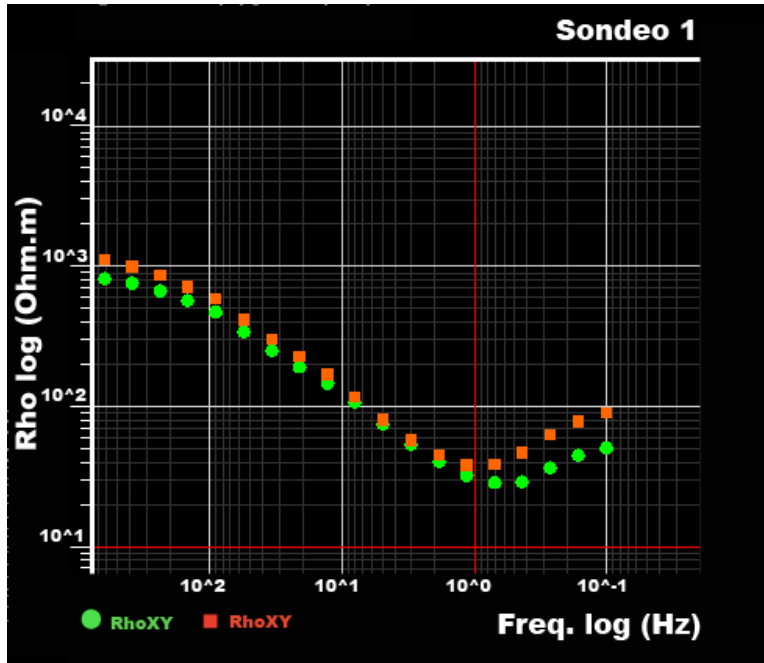


Fig.5.3 Curvas de resistividad correspondiente al sondeo 1, estimada en 20 frecuencias, la curva en tonalidad verde corresponde a la curva observada, mientras que la curva roja corresponde a la curva calculada.

Como modelo inicial se empleó un semi-espacio homogéneo con un valor de resistividad de 100 ohm.m, que fue extendido de forma lateral y a profundidad para darle continuidad. El modelo geoelectrico que corresponde a los cinco sitios de adquisición (Fig. 5.4), presentó un RMS de 1.16%, mostrando en general, una tendencia similar entre sus curvas teóricas y las observadas.

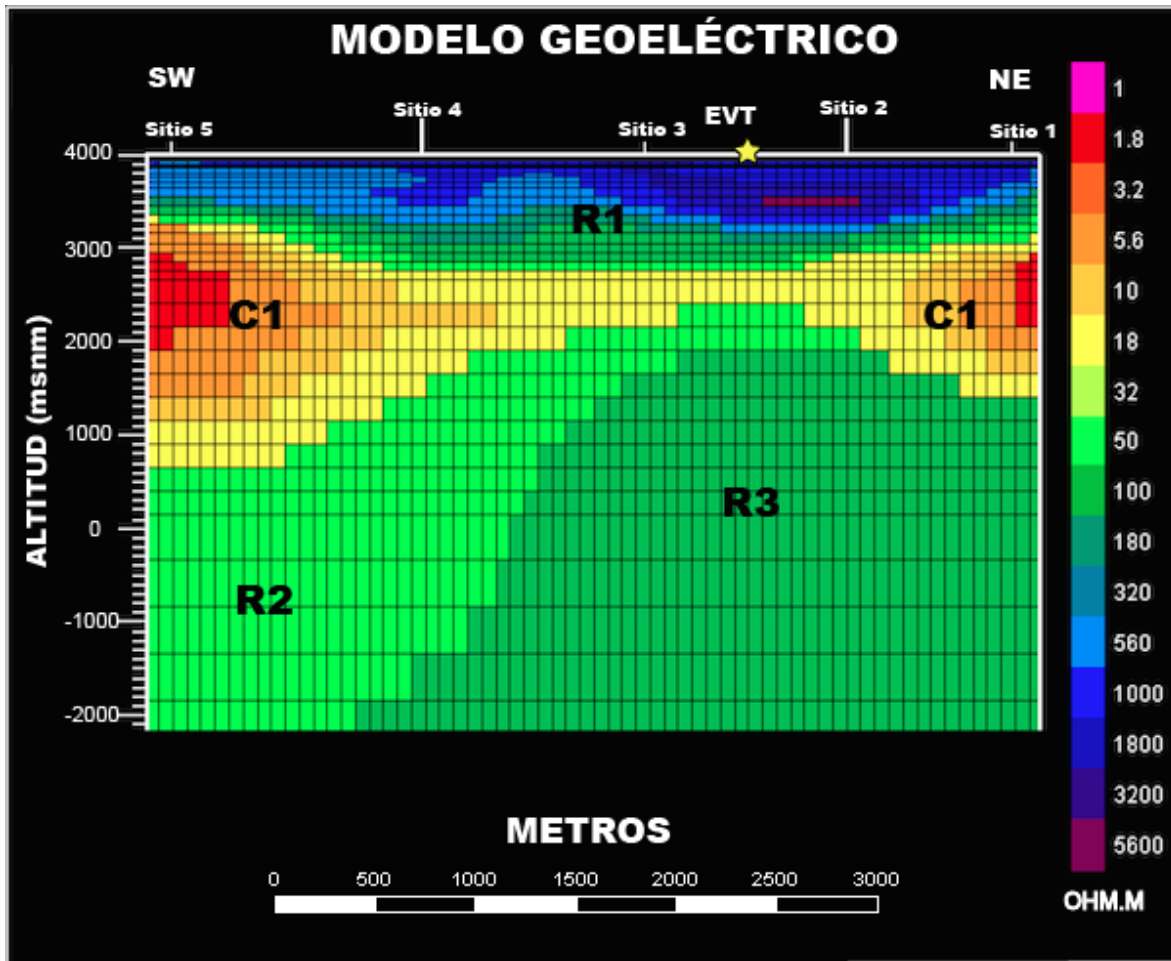


Fig.5.4 Modelo geoelectrico generado con REBOCC, correspondiente a cinco sondeos ubicados en la zona oriental del área de estudio.

El modelo geoelectrico presenta una orientación general SW-NE, con una longitud de aproximadamente 4800 m. En la parte más superficial, se observa una capa geoelectrica de resistividad alta (R1) con valores mayores a los 300 ohm.m a lo largo de todo el perfil. Su espesor promedio es de 500 m, sin embargo, debajo de los sitios 2 y 4 alcanza una profundidad máxima de 1 km. Subyaciendo esta capa, se observa una capa conductiva (C1) en un rango de resistividad de 2 a 100 ohm.m, que presenta variaciones tanto de resistividad como de espesor a lo largo de todo el perfil. La capa C1, alcanza una

profundidad máxima debajo del sitio 5 de 3.3 km y una mínima entre los sondeos 2 y 3 de 1.6 km. En los extremos de esta capa se observa un decremento en los valores de resistividad, valores que no pueden ser atribuidos a una geología específica. En la zona más profunda del modelo en la porción occidental del perfil, se observa una capa de resistividad media de aproximadamente 50 ohm.m denominada R2. En la zona profunda pero en la porción oriental del perfil, se observa un incremento de la resistividad (mayor a los 50 ohm.m) y cuya zona más somera se encuentra entre los sitios 2 y 3, a aproximadamente 2 km de profundidad, esta zona se ha denominado R3.

En el modelo geoelectrico, se proyectó el epicentro del mayor evento volcano tectónico registrado por instrumentación el día 6 de mayo de 2013, cuya ubicación coincide con zona más somera de la capa denominada como R3. Cabe mencionar que los eventos volcano tectónicos, son generados por fallamiento o fracturas de rocas sólidas. La proyección del epicentro del evento volcano tectónico antes mencionado, coincide con la variación de espesor de la capa conductiva R3, pudiendo corresponder al domo Tlamacas emplazado en la estructura volcánica y que además podría estar relacionado con la falla Tlamacas (Fig. 5.2) descrita en varios trabajos (De Cserna *et al.*, 1988; Árambula *et al.*, 2010).

Para el modelo geoelectrico correspondiente al área de estudio, se realizó un análisis de sensibilidad para evaluar su profundidad máxima, para ello, se generaron variaciones en los valores de resistividad y de espesor en la última capa geoelectrica, con la finalidad de observar el ajuste de la curva de resistividad observada. De esta manera, sí se observan cambios significativos

en el ajuste de la curva, se deduce que el modelo es sensible hasta esa profundidad. En este sentido, se observó que el modelo geoelectrico presenta sensibilidad a una profundidad máxima de 6 km a partir de la superficie.

El modelo geoelectrico generado en este trabajo, muestra la existencia de cuatro unidades geoelectricas que pueden ser correlacionadas geológicamente con las unidades descritas en el volcán. Básicamente, el cono original del edificio volcánico fue construido por flujos de lava dacíticos y andesíticos de una edad pliocénica media (Robin, 1984). Sin embargo, en el trabajo de Martín Del Pozzo y Espinasa (2006), se define la evolución del volcán a través de diversas unidades litológicas bajo criterios morfoestratigráficos.

Según Martín Del Pozzo y Espinasa (2006), los basamentos del volcán Popocatepetl corresponden a rocas sedimentarias (calizas) del Mesozoico, que posteriormente fueron cubiertas. Dicha unidad litológica fue identificada en la zona sur del cono actual del volcán Popocatepetl. Además, en De Cserna *et al.* (1988), se menciona la existencia de una brecha volcánica del Terciario medio, sobre la que se edificó el cono actual del volcán Popocatepetl.

De lo antes descrito, se puede proponer una correlación al modelo geoelectrico correspondiente a una porción del flanco norte del volcán. Así, la capa geoelectrica denominada como R1, podría corresponder a los piroclásticos y de lava dacíticos y andesíticos descritos en Robin (1984), con un espesor promedio de 500 m. Por otra parte, la capa geoelectrica C1, podría corresponder a la brecha volcánica (Martín-Del Pozzo, comunicación personal), sobre la que se encuentra cimentado el actual cono del edificio

volcánico. El decremento en los valores de resistividad, puede estar relacionado con la permeabilidad de la unidad litológica y la posible saturación de la misma. Además, el cuerpo geoelectrico de resistividad media R2, podría corresponder a las unidades sedimentarias (calizas) descritas en Martín Del Pozzo y Espinasa (2006), que han sido identificadas en la zona sur del edificio volcánico. Como se ha sugerido, la anomalía geoelectrica R3 podría estar asociada con el emplazamiento del domo Tlamacas y con la ocurrencia de algunos eventos volcano tectónicos generados en el volcán como el evento registrado el 6 de mayo del pasado 2013.

La tabla 5, muestra la correlación geológica descrita con antelación.

Tabla 5. Asociación geológica de las unidades geoelectricas del área de estudio.

Unidad Geoelectrica	Resistividad [Ohm.m]	Asociación Litológica
R1	<300	Piroclastos y lava.
C1	2-100	Brecha volcánica.
R2	~50	Rocas sedimentarias.
R3	<50	Domo Tlamacas.

Capítulo 6. CONCLUSIONES

Al generar el modelo geoelectrico correspondiente a una porción del flanco norte del volcán Popocatepetl se logró obtener la caracterización geoelectrica del área de estudio, a partir del análisis de datos magnetotelúricos.

Para la generación de dicho modelo, se realizó un análisis dimensional y direccional a los datos magnetotelúricos. Dicho análisis provee información relacionada con la distribución de la resistividad en el medio, lo que proporciona elementos para la decisión de la herramienta a emplear durante la etapa de inversión. Aunque existen diversas herramientas para realizar el análisis dimensional y direccional de los datos magnetotelúricos, se decidió emplear el tensor de fases, que es una herramienta independiente de las distorsiones galvánicas. Del análisis dimensional se concluyó que la porción del flanco norte del volcán Popocatepetl corresponde a una estructura geoelectricamente compleja, carente de una dirección preferencial en su distribución de resistividad (*strike*). Por lo que el método de inversión empleado no debe depender de la premisa del rumbo.

Durante la etapa de inversión se empleó al determinante del tensor de impedancias que resulta ser un invariante rotacional, a través del algoritmo de inversión REBOCC (Siripunvaraporn y Egbert, 2000), modificado por Pedersen y Engels (2005) que incluye al análisis del determinante del tensor de impedancias. De dicha etapa, se logró generar un modelo geoelectrico correspondiente a un perfil trazado a lo largo de los cinco sitios de adquisición

que concordaban mejor con las evidencias volcanotectónicas, presentó un RMS de 1.16%.

En el modelo geoelectrico, se observan cuatro unidades geoelectricas. La primera de estas, corresponde a una capa de resistividad alta que fue denominada como R1, cuyos valores de resistividad son mayores a los 300 ohm.m, que podría estar asociada a piroclastos y lavas descritos en Robin (1984). La segunda capa geoelectrica, corresponde a una capa conductiva denominada como C1, que tiene un rango de resistividad entre 2 y 100 ohm.m. Esta capa, podría estar asociada a una brecha volcanica (Martin-Del Pozzo, comunicacion personal), en la que sus valores de resistividad decrecen por la permeabilidad y posible saturacion de la unidad geologica. Finalmente, en la parte más profunda del modelo, se observa un cuerpo de resistividad media denominado R2, en un rango de aproximadamente 50 ohm.m, que podría corresponder a una unidad litologica de rocas sedimentarias descritas por Martín Del Pozzo y Espinasa (2006). Adicionalmente, en el modelo se proyectó el epicentro del evento volcano tectónico de mayor magnitud registrado por instrumentación el día 6 de mayo de 2013, cuya ubicacion coincide con la zona más somera de la unidad R3, que podría corresponder al domo Tlamacas emplazado en el volcan y que además, podría estar asociado a la falla Tlamacas propuesta en otros trabajos.

BIBLIOGRAFÍA

ACUÑA R. 1986. Geographical account of the XVI century: Mexico II. Universidad Nacional Autónoma de México, 316 pp.

AIZAWA K., KOYOMA T., UYESHIMA M., HASE H., HASHIMOTO T., KANDA W., YOSHIMURA R., UTSUGI M., OGAWA Y., YAMAZAKI K. 2013. Magnetotelluric and temperature monitoring after the 2011 sub- Plinian eruptions of Shinmoe-dake volcano. *Earth Planets Space*, 65, 539-550 pp.

ALAMÁN L. 1844. Dissertations III. Ed. Jus. México, 381 pp.

APARICIO R. 2010. Procesamiento de datos de emisión de dióxido de azufre obtenidos por espectrometría de absorción óptica diferencial en el volcán Popocatépetl. Tesis de licenciatura de Ingeniería Geofísica. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, Puebla. 139 pp.

ARÁMBULA R., 2002. Interpretación del tremor registrado en el volcán Popocatépetl durante la crisis eruptiva de diciembre 2000. Tesis de Licenciatura de Ingeniería Geofísica. Facultad de Ingeniería, UNAM, México D.F. 127 pp.

ARÁMBULA R., 2007. Estado de esfuerzos en el volcán Popocatépetl obtenido con mecanismos focales, en el periodo de actividad de 1996 a 2003. Tesis para maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México D.F. 110 pp.

ARÁMBULA R., VALDÉS C., MARTÍNEZ A., 2010. Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 196, 156-168 pp.

ARCINIEGA A., VALDÉS C., DAWSON P. 2000. Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at Popocatépetl volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 207-216 pp.

ARCINIEGA A, CHOUET B., DAWSON P., 2002. Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994-2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology*, 65, 124-135 pp.

ARCIENEGA-CEBALLOS, CHOUET B., DAWSON P., ASCH G. 2008. Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 12-23 pp.

BAHR K., 1990. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66, 24-38 pp.

BERBESI A. 2005. Comparación entre inversión SB e inversión REBOCC para una medición 2-D RMT+CSTMT en Skediga, Suecia. Tesis de Licenciatura de Ingeniería Geofísica. Ilustre Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela. 120 pp.

BERGER P., GOT J., VALDÉS C., MONTEILLER V. 2011. Seismic tomography at the Popocatépetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200, 234-244 pp.

BERTRAND E., CALDWELL T., HILL G., WALLIN E., BENNIE S., COZENS N., ONACHA S., RYAN G., WALTER C., WAMEYO P. 2012. Magnetotelluric imaging of upper-crustal convection plumes beneath the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 39, 63-75pp.

BOOKER J., 2012. The Magnetotelluric Phase Tensor: A Critical Review. Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle, USA. *Surveys in Geophysics*, 35.

BOSTICK F., 1977. A simple almost exact method of MT analysis. Workshop on electrical Methods in Geothermal Exploration, U.S. *Geological Survey, Contract No 1408001-8*, 359, 174-183 pp.

CALDWELL T., BIBBY H., BROWN C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysics Journal International* 158, 457-469 pp.

CAMACHO H. 1925. Notes about the current activity at Popocatépetl regarding seismology. *A Inst Geol Mex* 1(2):38-48.

CAPRA L., POBLETE M., ALVARADO R. 2014. The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on the origin and hazards. *J Volcano Geotherm Res* 131:351-369 pp.

CHIMALPAHIN D. 1612. Original accounts of Chalco Amaquemecan. Fondo de Cultura Económica. México, 363 pp.

CONSTABLE S., PARKER R., CONSTABLE C. 1987. Occam's Inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300 pp.

CHAVE A., THOMSON J. 1989. Some Comments on Magnetotelluric Response Function Estimation. *Journal of Geophysical Research*, 94, 215-225 pp.

CORTÉS H. 1520. Letters of accounts of Mexican conquest. Espasa-Calpe Mexican, colección Austral, México, 290 pp.

CHAVERO A. 1892. Linen of Tlaxcala, 1550-1564. Cosmos. México, 78 pp.

DEMANT A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F. *Revista del Instituto de Geología*, 2, 172-187 pp.

DE LA ROSA F., VALDÉS C., GUTIÉRREZ C. A. 2003. Análisis de patrones sísmicos asociados a algunas explosiones y emisiones de ceniza importantes del volcán Popocatepetl. Instituto Panamericano de Geografía e Historia. *Revista Geofísica*, 58, 97-134 pp.

DE CSERNA Z., PALACIO M., TRIAY L., MITRE L., MOTA R. 1988. Estructura geológica, gravimétrica y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. Instituto de Geología, UNAM, México D.F, *Boletín 104*, 71 pp.

DÍAZ DEL CASTILLO. 1575. True history of the conquest of New Spain. Porrúa, Mexico.

ESPINASA R. 2012. Historia de la Actividad del VOLCÁN POPOCATÉPETL 17 años de erupciones. 1er edición. Versión electrónica. CENAPRED. <http://cenapred.gob.mx/es/Publicaciones/archivos/222.HISTORIADELAActividadDELVOLCNPOPOCATPETL-17AOSDEERUPCIONES.PDF>

ESPINASA R., MARTÍN DEL POZZO A., 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. *Geological Society of America*, 402, 101-123 pp.

EGBERT G., KELBERT A. 2012. Computational récipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189, 251- 267 pp.

FRANCO O. 2009. Tesis para maestro en Geografía. Procesos morfodinámicos en la vertiente norte del volcán Popocatepetl. Facultad de Filosofía y Letras UNAM, México D.F. 130 pp.

GABÀS A. 2003. Tesis doctoral. Nous aspectes metodològics en èxploracion elèctrica i electromagnètica. Universitat de Barcelona, Barcelona, España. 254 pp.

GARZA R. 2014. Tesis de Licenciatura de Ingeniería Geofísica. Distribución espacial del valor b debajo del volcán Popocatepetl y su relación con la estructura de la cámara magmática. Facultad de Ingeniería, UNAM, México D.F. 140 pp.

GROOT H., CONSTABLE S. 1990. Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotellurics data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.

HAYT H., BUCK A. 2010. Teoría electromagnética. Séptima edición. McGraw-Hill Interamericana. Buenos Aires. 330 pp.

HISASHI U., TAKAFUMI S. 1990. Resistivity Structure of Izu-Oshima Volcano Revealed by the ELF_VLF Magnetotelluric Method. Earthquake Research Institute. *Geoelectr*, 42, 169-194 pp.

JIRACEK R. 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11, 63-203 pp.

LERMO J., ANTAYHUA Y., CHAVACÁN M. 2006. Análisis de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl (México) durante el periodo de 1994-1997. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2, 253-257 pp.

MACÍAS J., SIEBE C., ABRAMS M., OBENHOLZNER J. 1996. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Revista de Ciencias*, 41, 36-45 pp.

MACÍAS J. 2005. Geología e historia eruptiva de algunos grandes volcanes activos en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 379-424 pp.

MARCUELLO A., POUS J. 2003. El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. *Boletín Geológico y Minero*, 114, 5-16 pp.

MARTÍ A. 2006. Tesis doctoral- A Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure. Universitat de Barcelona, Barcelona, España. 136 pp.

MARTÍ A., QUERALT P., LEDO J. 2009. WALDIM: A code for dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. *Computers & Geosciences*, 35, 2295-2303 pp.

MARTÍN-DEL POZZO A., CIFUENTES G., CABRAL- CANO, BONIFAZ R., CORREA F., MENDIOLA I. 2003. Timing magma ascent at Popocatepetl Volcano, México, 2000 – 2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125, 107-125 pp.

MARTÍN-DEL POZZO A., GONZÁLEZ-MORÁN T., ESPINASA-PEREÑA R., BUTRON M., REYES M. 2008. Characterization of the recent ash emissions at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 61-75 pp.

MARTÍN-DEL POZZO A., RODRÍGUEZ A., PORTOCARREO J. 2016. Reconstructing 800 years of historical eruptive activity at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Bull Volcanol*, 7, 18 pp.

MCNEICE G., JONES A. 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66, 158-173 pp.

MENKE W. 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Lamont- Doherty Earth Observatory and Department of Earth and Environmental Sciences Columbia University, Palisades, New York. 293pp.

MOOSER F., MONTIEL A., ZUÑIGA A. 1996. Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica y aspectos geotérmicos. Publicación de la Comisión Federal de Electricidad, México. 78 pp.

MORENO C., GARCÍA R., LARA A., RAMÍREZ J. 2008. Introducción a las ondas gravitacionales. Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingeniería de la Universidad de Guadalajara, México. 45 pp.

MUÑOZ E. 2007. Tesis doctoral. Los lahares del Popocatépetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense de Madrid. 125 pp.

MURILLO G. 1939. The activity of Popocatépetl. *Volcanoes of Mexico*. Polis, México, 75 pp.

NABIGHIAN M. 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. En: Nabighian, M. N. (Ed.) *Electromagnetic methods applied to geophysics*, Vol. 2, Part A. Oklahoma, E.U.A, 427-479 pp.

OLDENBURG D. 1979. One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations. *Geophysics*, 44, 1218-1244 pp.

OROZCO y BERRA M. 1880. Mexico's ancient history and conquest III. Porrúa. México, 453 pp.

PEDERSEN L., ENGELS M. 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. *Geophysics*, 70, 33-41 pp.

ROBIN, C. 1984. Le volcán Popocatepetl (Mexique): structure, évolution pétrologique et risques. *Bulletin of Volcanology*, 47, 381-419 pp.

SARMIENTO O. 2014. Aplicación de una metodología de procesamiento e interpretación de información magnetotelúrica sobre varios perfiles localizados en la zona occidental del volcán Nevado del Ruíz – Colombia. *Boletín de Geología*, 36 (1), 57-70 pp.

SHAN C. 2014. Natural and Controlled Source Magnetotelluric Data Processing and Modeling. Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, 1165, 53 pp.

SIEBE C., MICHAEL A., Macías J. L., JOHANNES O. 1996. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia del Popocatepetl. *Ciencias*, 41, 36-45 pp.

SIEBE C., MACÍAS J. L. 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Bulletin of Geological Society of America*, 402, 253-263 pp.

SIMPSON F., BAHR K. 2005. Practical magnetotellurics. Primera impresión. Cambridge University Press. U.K. 246 pp.

SIRIPUNVARAPORN W., EGBERT G. 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65, 791- 803 pp.

SIRIPUNVARAPORN W., EGBERT G., UYESHIMA M. 2005. Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples. *Geophysics Journal International*, 160, 804-814 pp.

SZARKA L., MENVIELLE M. 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, 129, 133-142 pp.

TORQUIL J. 1997. Estimating galvanic-distortion magnetic fields in magnetotellurics. *Geophysics*, 130, 65 – 72 pp.

VELHO H., RAMOS F. 1997. Numerical inversion of two dimensional geoelectric conductivity distributions from magnetotelluric data. *Rev. Bras. Geof.* 15, 18-25 pp.

VOZOFF K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37, 98 – 141 pp.

VOZOFF K. 1991. The magnetotelluric method. En: Nabighian, M. N (ed.); Electromagnetic methods in Applied Geophysics. Vol. 2. *Society of Exploration Geophysicists*, 3, 641-711 pp.

WEAVER J., AGARWAL A., LILLEY F. 2000. Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 141, 321- 336 pp.

WREGHT R., DE LA CRUZ-REYNA, HARRIS A., FLYNN L., GOMEZ-PALACIOS. 2002. Infrared satellite monitoring at Popocatépetl: Explosions, exhalations, and cycles of dome growth. *Journal Volcanology Research*, 107, ECV 2-1- ECV 2-16 pp.

YOKOYAMA. (2005). Growth rates of lava domes with respect to viscosity of magmas. *Ann Geophys* 48: 957-971 pp.

ZHDANOV M. 2009. Geophysical Electromagnetic Theory and Methods. First Edition. University of Utah, 645 pp.