



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**CARACTERIZACIÓN DEL ACUÍFERO DE CERRITOS-VILLA JUÁREZ, SAN LUIS
POTOSÍ CON EL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS

PRESENTA:
JUDITH TANIA AQUINO FLORES.

TUTORA
DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. JOSÉ ALFREDO RAMOS LEAL (GEOCIENCIAS APLICADAS, IPICYT)
DR. FERNANDO CORBO CAMARGO (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)
DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)
DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ (FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM)

Ciudad Universitaria, Cd. de México, Marzo 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi madre, por su apoyo y cariño.

A mis hermanas, mi motor para poder continuar.

Donde quiera que esté, a mi abue.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por otorgarme la beca de maestría.

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM 103917 "ESTUDIO INTEGRAL PARA LA CARACTERIZACIÓN DE CONTAMINACIÓN EN ACUÍFEROS". Agradezco a la DGAPA-UNAM el apoyo recibido.

A la Dra. Claudia Arango Galván, por el apoyo recibido durante este trabajo, gracias por su tiempo y paciencia.

Al Dr. José Luis Ramos Leal, por compartir su conocimiento, por su disposición, amabilidad y su gran hospitalidad en el IPICYT.

A los miembros de mi comité evaluador, Dr. Antonio Hernández, Dra. Leticia Flores y Dr. Fernando Corbo, por sus comentarios, aportaciones, correcciones y por el tiempo que me brindaron.

A mis amigos, Carlos, Carla, Sara, Mario, Tania, Francisco, Ket, Emma y Vic, por todas las experiencias vividas, risas y preocupaciones, por el apoyo, consejos y por ser una segunda familia.

A Iván, por ser un gran primo y no dejarme sola en esta etapa y en las anteriores, por motivarme a continuar y por sus consejos.

A mi padre, por su apoyo en el proceso de esta etapa.

A Edith y Ama, por compartir otra etapa más, por escucharme y ayudarme.

A Ofe, por tu apoyo, paciencia, y cariño, siempre estuviste conmigo aunque no siempre estuvimos cerca.

A las personas que en algún momento estuvieron para mí, con alguna palabra, consejo o ayuda.

Resumen

El acuífero “Cerritos-Villa Juárez”, localizado en el estado de San Luis Potosí (México), ha presentado contaminación por presencia de sulfatos, lo que representa un riesgo para la población cuyo principal abastecimiento proviene de este acuífero. De acuerdo con estudios previos las altas concentraciones de sulfatos pueden deberse a disolución de sales que se encuentran enriqueciendo la Formación Guaxcamá formada principalmente por yesos.

Para identificar cuerpos conductivos, que podrían estar asociados a los horizontes de yeso en disolución, se aplicó el método Magnetotelúrico (MT), ubicando 14 sitios con los cuales se generaron cuatro perfiles con dirección NE-SW. Se trabajó con 3 equipos simultáneamente lo que permitió implementar la técnica de Referencia Remota para la estimación del tensor de impedancias, reduciendo el ruido no correlacionado. Algunos sondeos eléctricos verticales, fueron usados para análisis y corrección del corrimiento estático.

Para conocer la dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica se realizó un análisis con el método del tensor de fases y con el método de descomposición del tensor de impedancias. Gracias a este análisis se encontró una dirección preferencial regional de la estructura geoelectrica la cual coincidió con las fallas geológicas principales orientadas al NW.

Para generar los modelos 2D de los datos Magnetotelúricos se procedió a implementar el algoritmo basado en gradientes conjugados no lineales GCNL (NLCG, con sus siglas en inglés). Para verificar la validez del modelo se obtuvieron las pseudo-secciones de resistividad y fase observadas y las calculadas a partir de la respuesta de los modelos.

Las variaciones de resistividad observadas en los modelos permiten distinguir estructuras geoelectricas, estas se clasificaron en unidades geoelectricas que pudieron ser correlacionadas con las unidades hidrogeológicas observadas en las inmediaciones. En la zona superficial se observaron resistividades bajas (menores a $10 \Omega\text{m}$) asociadas a la zona no saturada, la siguiente unidad se asocia a la Formación Cárdenas con posible alto contenido arcilloso de resistividades menores a $40 \Omega\text{m}$. Posteriormente se observó una zona con resistividades mayores a $150 \Omega\text{m}$, asociada a posibles calizas, que conforman el acuífero semiconfinado. Finalmente, se encuentra un ligero decremento en la resistividad (resistividades menores a $70 \Omega\text{m}$), posiblemente asociado a la presencia de los yesos en disolución y que puede estar contribuyendo a la contaminación por sulfatos en el acuífero semiconfinado.

Abstract

The “Cerritos-Villa Juárez” aquifers is located in the state of San Luis Potosí (México), a state with a large presence of sulphates. A population that's main water supply comes from the aquifer is at great risk due to sulphate. According to previous studies, the high concentrations of sulphates may be due to the dissolution of salts that are enriching the Guaxcamá Formation, formed mainly by gypsum.

In order to identify conductive bodies, which could be associated with gypsum horizons in solution, the Magnetoteléurico (MT) method was applied, locating 14 sites with which four profiles with NE-SW directions were generated. We worked with 3 teams simultaneously which allowed us to implement the Remote Reference technique for estimating the impedance tensor, reducing uncorrelated noise. Some vertical electric probes were used for analysis and correction of the static shift.

In order to know the geoelectrical directionality and dimensionality, an analysis was made with the phase tensor method, and with the decomposition method of the impedance tensor. Thanks to this analysis, a regional preferential direction of the geoelectric structure was found, which coincided with the main geological faults oriented towards the NW.

To generate the 2D models of the Magnetoteléuricos data, the algorithm based on nonlinear conjugated gradients GCNL (NLCG, with its acronym in English) was implemented. To verify the validity of the model, the pseudo-sections of resistivity and phase were observed and those calculated from the response of the models were obtained.

The variations of resistivity observed in the models allowed us to distinguish geoelectric structures. These were classified in geoelectric units that could be correlated with the hydrogeological units observed in the vicinity. In the surface area, low resistivities (less than 10 Ωm) associated with the unsaturated zone were observed. The next unit is associated with the Cárdenas Formation, with a possible high clay content of resistivities lower than 40 Ωm . Subsequently, an area with resistivities greater than 150 Ωm was observed, associated with possible limestones, which make up the semi-confined aquifer. Finally, there is a slight decrease in resistivity (resistivities less than 70 Ωm), possibly associated with the presence of gypsum in solution and which may be contributing to the contamination by sulphates in the semiconfined aquifer.

CONTENIDO

Agradecimientos	ii
Resumen.....	iii
Abstract	iv
INDICE DE FIGURAS	vi
INTRODUCCIÓN	1
I. ZONA DE ESTUDIO	3
Localización	3
Fisiografía	4
Marco Geológico.....	5
Estratigrafía.....	8
Mesozoico	8
Cenozoico.....	9
Geología Estructural.....	9
Hidrogeología.....	10
Estudios previos.	11
II. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS	15
Principios del método electromagnético.....	15
Ecuaciones de Maxwell.....	15
Modelo Cuasi-estacionario o conductor	21
Método magnetotelúrico.....	23
Condiciones para el método MT	24
Funciones de transferencia.	25
Dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica.	27
Distorsiones del campo eléctrico y campo magnético.	28
El Tensor de impedancias.....	30
Análisis de dimensionalidad.....	35
III. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS	38
Procesamiento de datos Magnetotelúricos.....	41
Series de tiempo.	41
Análisis de dimensionalidad y direccionalidad.....	44
IV. MODELOS DE LOS DATOS.....	51
Modelado	53
V. ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	59
Litología.....	59
Hidrogeología.....	60
Discusión.....	62
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	65
VII. REFERENCIAS	66
ANEXO I. FIGURAS.	71
Curvas de resistividad aparente y fase de los sitios después de procesar las series de tiempo. .	71
Análisis del Tensor de Fase para cada sitio.	73
Elipses y Diagramas de Rosa del azimut calculado con el análisis del Tensor de Fase por sitio.	76

INDICE DE FIGURAS

Figura I.1 Ubicación de la zona de estudio (INEGI, 2014).....	3
Figura I.2. Subprovincias fisiográficas de la Sierra Madre Oriental.	5
Figura I.3 Geología del área de estudio Cerritos (SGM, 2008).	6
Figura I.4. Columna estratigráfica (SGM, 2008; Ramos-Leal et al., 2011)	7
Figura I.5. Estudios previos.....	12
Figura I.6. Información y ubicación de seis pozos en la zona (CONAGUA, 2015)	14
Figura II.1. Representación de la Ley de Faraday $\nabla \times \mathbf{E} = -\partial \mathbf{B} / \partial t$ (Thiel, 2008).....	16
Figura II.2. Representación de la Ley de Ampere (Thiel, 2008).....	17
Figura II.3. Conductividad eléctrica de los materiales en la Tierra (Piña-Varas, 2014).....	19
Figura II.4 Rango de frecuencias para los métodos electromagnéticos.....	24
Figura II.5. Representación del tensor de impedancias electromagnético (Duan et al., 2013).....	25
Figura II.6. Dimensionalidad de estructuras geoelectricas, a) medio 1D, b) medio 2D y c) medio 3D (Martí, 2006; Piña-Varas, 2014).	28
Figura II.7. Efecto galvánico. (a) Inclusión de un cuerpo conductivo. (b) Inclusión de un cuerpo resistivo (Jiracek, 1990).	29
Figura II.8. Comportamiento de las curvas para un medio 1-D (Turkoglu, 2009).	31
Figura II.9. Curvas modo TM y TE para un modelo 2-D de Turkoglu (2009).....	33
Figura II.10. Esquema de datos no alineados (Turkoglu, 2009).	34
Figura II.11. Datos observados (parecen un modelo 3D) y datos rotados (Turkoglu, 2009).....	35
Figura III.1. Mapa con la ubicación de los sondeos; tabla de coordenadas UTM.	38
Figura III.2. Perfiles topográficos del área de estudio.	39
Figura III.3. Colocación del equipo ADU-07e (Matzander y Wilde, 2007).....	40
Figura III.4. Limpieza de las series temporales.	42
Figura III.5. Curvas de resistividad.	43
Figura III.6. Dimensionalidad con tensor de fases de los sitios.	44
Figura III.7. Azimut de los sitios obtenidos con tensor de fases.	46
Figura III.8. Twist fijo.....	48
Figura III.9. Comparativo de una curva sin rotar y después de rotar -47°	49
Figura IV.1. a) Gráfico de Tau, b) Gráfico de Iteraciones.	53
Figura IV.2. a) Modelo de inversión 2D y pseudo-secciones de los modos TE y TM, b) y f) Rho Obs; c) y g) Rho Calc; d) y h) Fase Obs; e) e i) Fase Calc., del Perfil 1	54
Figura IV.3. Modelo de inversión 2D y pseudo-secciones de los modos TE y TM, b) y f) Rho Obs; c) y g) Rho Calc; d) y h) Fase Obs; e) e i) Fase Calc., del perfil 2.	55
Figura IV.4. Modelo de inversión 2D y pseudo-secciones de los modos TE y TM, b) y f) Rho Obs; c) y g) Rho Calc; d) y h) Fase Obs; e) e i) Fase Calc., del perfil 3.	56
Figura IV.5 Modelo de inversión 2D y pseudo-secciones de los modos TE y TM, b) y f) Rho Obs; c) y g) Rho Calc; d) y h) Fase Obs; e) e i) Fase Calc., del perfil 4.	57
Figura IV.6. a) Modelos en perspectiva 3D y b) Modelo pseudo-tridimensional.	58
Figura V.1. Representación geológica e hidrogeológica de un perfil.	62

INTRODUCCIÓN

El agua es uno de los principales recursos de importancia para la vida, cubre tres cuartas partes de la Tierra, en donde el 2.5% es agua dulce de la cual el 69.7% se encuentra contenida en glaciares y casquetes polares, 30% está en depósitos subterráneos y el 0.3% en ríos y lagos; si no se considera el agua congelada, el mayor abastecimiento para el consumo humano es de acuíferos y su explotación cada día es mayor (INEGI, 2014). CONAGUA (2010) tiene registrados 653 acuíferos en México, de los cuales 101 son sobreexplotados, aproximadamente se extraen 32.5 Km³/área, y el 71% es para uso agrícola, 22% uso público urbano, 4% para uso industrial y 3% para uso doméstico.

Un problema aunado a la explotación es la contaminación del agua subterránea, por eso conocer la geometría del acuífero, sus espesores, profundidad, contaminantes que puedan presentarse. Esto es de gran relevancia para prevenir o remediar la contaminación y en el peor de los casos limitar el uso del agua.

Entre los métodos electromagnéticos, el método Magnetotelúrico (MT) aplicado para identificar cuerpos conductivos, detección de fallas, contactos, buzamientos y detección de cavidades, ha sido aplicado en hidrogeología y ha sido útil en exploración de agua; como para caracterizar acuíferos (Kaufman y Keller, 1983; McNeill; 1991), e identificar capas conductoras de contaminación en agua subterránea.

El método MT se basa en observar la resistividad aparente del subsuelo a profundidad; la cual varía, no sólo por el tipo de material, sino de las propiedades físicas del medio como, la porosidad, saturación, composición, permeabilidad, temperatura y presión. Por eso, un mismo tipo de roca localizado en dos medios distintos, puede tener resistividades diferentes.

La profundidad de alcance del método MT no necesita de grandes longitudes de cables o fuentes de energía para suministrar en el subsuelo (Simpson y Bahr, 2005), y sin tener que modificar la configuración de medición en campo se puede llegar a estudiar de metros a kilómetros, esto hace que la adquisición sea más rápida (y barata), y eficaz, comparada con técnicas de resistividad convencional, como lo muestra Newman *et al.* (1987) y Wilt y Williams (1989), además proporciona una mejor resolución de equivalencia eléctrica (Fitterman y Stewart, 1986). Esta profundidad de penetración se conoce como *skin depth* o

penetración nominal y depende de la frecuencia del sondeo, la conductividad del suelo y la permeabilidad magnética (Kirsch, 2006).

Los datos obtenidos con métodos electromagnéticos permiten analizar el medio y con información complementaria como de pozos, del subsuelo, estudios previos, se pueden conocer las principales unidades litológicas (Corbo *et al.*, 2012). Considerando que el método MT ha sido utilizado en la caracterización de acuíferos con buenos resultados (Giroux *et al.*, 1997; Krivochieva y Chouteau, 2003; Corbo *et al.*, 2012), se ha propuesto usar este método para el estudio del acuífero de Cerritos-Villa Juárez, de San Luis Potosí.

El acuífero Cerritos-Villa Juárez comprende una superficie de 2,039 km². La zona cuenta con estudios previos de geología regional, hidrogeología, hidrogeoquímica, estudios geofísicos y sondeos eléctricos verticales (CONAGUA, 2010; Ramos-Leal *et al.*, 2011). Este acuífero se encuentra en rocas calizas fracturadas, no está sobreexplotado pero una pequeña porción al sur está en veda para el alumbramiento de aguas del subsuelo (D.O.F., 2013), sus aguas tienen cantidades de sulfato y otros elementos químicos, posiblemente a una capa de yeso.

Por lo anteriormente descrito, se plantea el siguiente objetivo:

Estudiar el acuífero de Cerritos-Villa Juárez de San Luis Potosí con el método Magnetotelúrico y determinar con base en la distribución de las resistividades obtenidas, las características litológicas presentes en el subsuelo así como sus espesores, para entender el medio y el sistema acuífero.

I. ZONA DE ESTUDIO

Localización

El estado de San Luis Potosí, en México, se encuentra en la región centro-norte del país colindando con nueve estados que son: Coahuila, Guanajuato, Hidalgo, Jalisco, Nuevo León, Querétaro, Tamaulipas, Veracruz y Zacatecas.

El área de estudio corresponde al acuífero de Cerritos-Villa Juárez, que se localiza en la zona centro de éste estado, entre los paralelos 22°30' y 22°17' de latitud norte, los meridianos 100°3' y 100°27' de longitud oeste (Figura I.1). El acuífero pertenece a la región hidrológica-administrativa IX "Golfo Norte" y abarca parcialmente los municipios de Cerritos, Ciudad Fernández, Guadalcázar, Rio Verde, San Nicolás Tolentino, Villa Hidalgo y Villa Juárez, del estado de San Luis Potosí.

La geología del área está representada por litologías como arenas, limos, lutitas, areniscas, yesos y calizas (INEGI, 2014; D.O.F., 2015; Ramos-Leal *et al.*, 2011).

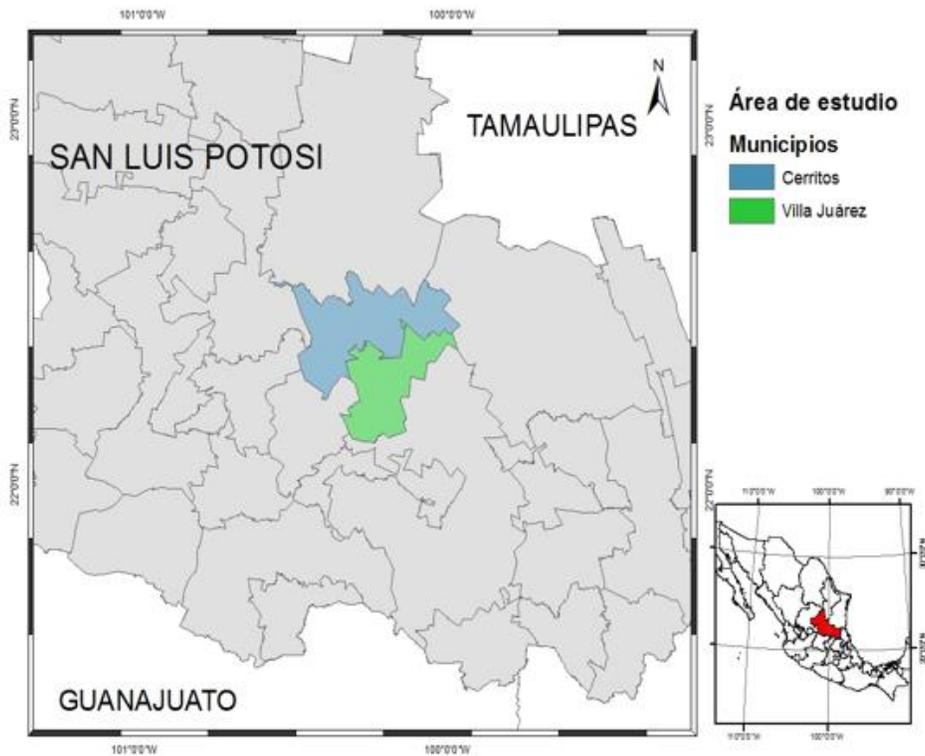


Figura I.1 Ubicación de la zona de estudio (INEGI, 2014).

El clima que domina es seco-semicálido y al poniente semiseco-semicálido con una temperatura media anual de 19.9° C y una precipitación de 678.1 mm/año. El régimen de lluvia es de Mayo a Septiembre siendo el mes de Junio el que presenta mayor precipitación,

la evaporación promedio anual potencial de 2209.5 mm y los vientos dominantes son de E-W (SMN, 2014).

Fisiografía

El estado de San Luis Potosí forma parte de tres Provincias Fisiográficas: Mesa del Centro, en la región occidental; Sierra Madre Oriental que es la mayor porción del estado, yendo de norte a sur en la parte central; y Llanura costera del Golfo Norte, al sureste del estado. El área de estudio pertenece a la Provincia Sierra Madre Oriental (SMO) y a la subprovincia Sierras y Llanuras Occidentales (INEGI, 2002).

La SMO es un conjunto de sierras menores conformada con continuos y estrechos pliegues, que van de la Sierra de Mapimí y se conserva hasta el Istmo de Tehuantepec (Álvarez, 1958). Cerca de la provincia Mesa del Centro las sierras son menos estrechas y los valles intermontanos son más amplios y no presentan corrientes fluviales de importancia, ya que no tienen gran desarrollo (Morán *et al.*, 2013).

Esta provincia inicia tectónicamente en la subprovincia de la antigua zona lacustre, corresponde a una cadena montañosa situada en el oriente de México, extendiéndose desde Parral, Chihuahua hasta Zongolica, Veracruz. La cadena montañosa representa a un cinturón plegado y cabalgado (formado por anticlinales y sinclinales) generado principalmente por deformación de cobertura temprana y deformación de basamento (Chávez *et al.*, 2011) teniendo una orientación preferencial NW-SE y un sistema con orientación E-W de fallas y fracturas muy importantes que controlan el flujo subterráneo hacia el Golfo de México (Morán *et al.*, 2013).

Las rocas que conforman a la SMO son principalmente rocas sedimentarias marinas clásticas y calcáreas del Mesozoico que sobreyacen a rocas del Precámbrico y Paleozoico (Chávez *et al.*, 2011). En la subprovincia Sierras y Llanuras Occidentales predominan las calizas, orientadas de N-S, enlazadas por brazos cerriles con la misma dirección o sesgados a las sierras, en algunas áreas con espacios planos cubiertos de aluvión (Hernández, 2008).

La topografía de la zona presenta en la región centro-suroriental una planicie clasificada como Llanura de Piso Rocos, rodeada por montañas: al occidente por la Sierra El Tablón, al norte por la sierra El Rincón y Sierra San Pedro, al oriente por la Sierra El Tapanco, todas clasificadas como Sierras Pliegue con llanuras. La planicie tiene una elevación del orden de 1100 msnm, las mayores elevaciones en las sierras adyacentes alcanzan casi 2000 m (INAFED, 2014).

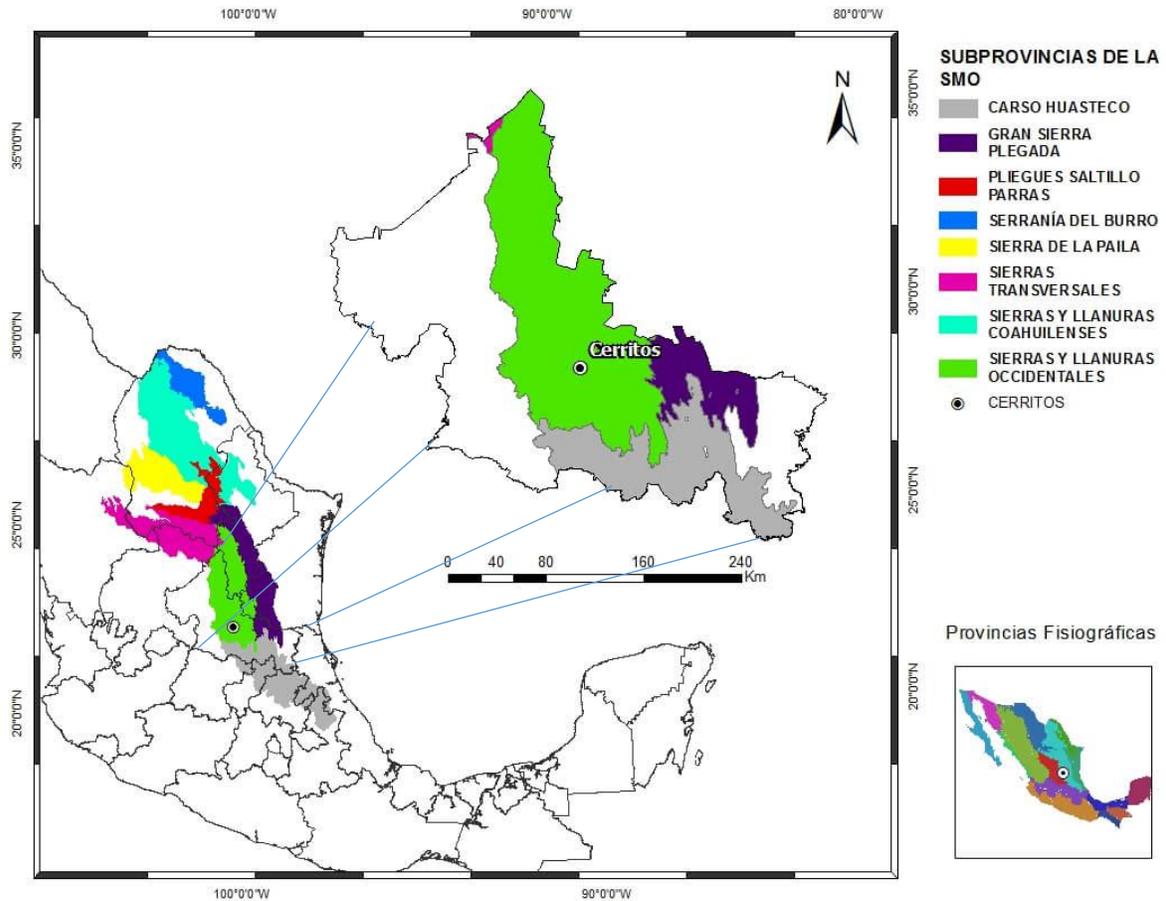


Figura I.2. Subprovincias fisiográficas de la Sierra Madre Oriental.

La Figura I.2 muestra la ubicación de la zona, y las subprovincias fisiográficas de la SMO.

Marco Geológico

Los municipios de Cerritos y de Villa Juárez pertenecen a la provincia Sierra Madre Oriental constituida principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico que se depositaron y evolucionaron sobre un basamento Paleozoico (Morán *et al.*, 2013).

De acuerdo con la carta geológica-minera de Cerritos (SGM, 2008) el material más antiguo caracterizado corresponde a una secuencia evaporítica del Mesozoico, en la parte plegada del frente de la SMO se encuentran sedimentos marinos del Mesozoico entre el Triásico y el Jurásico Inferior, posterior al Jurásico Medio se relaciona un evento tectónico de importancia. Las unidades aflorantes litoestratigráficas varían en edad del Cretácico inferior al Holoceno de Cuaternario (Martínez-Pérez, 1965; SGM, 2008).

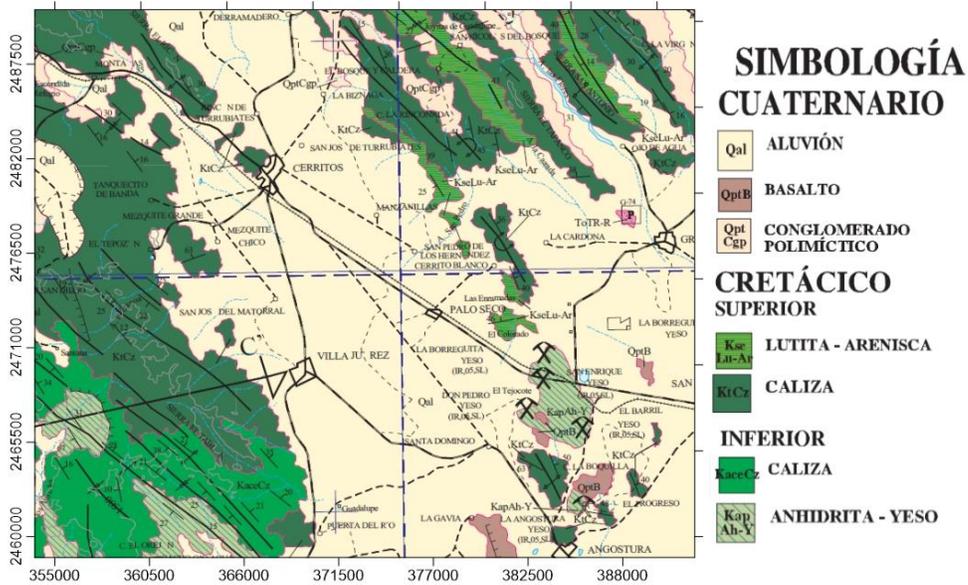


Figura I.3 Geología del área de estudio Cerritos (SGM, 2008).

Se observan cambios de sedimentación de continental a sedimentación marina del Jurásico Superior al Cretácico. Durante este tiempo se depositaron evaporitas, luego terrígenos y carbonatos por el mar Tethisiano que formó plataformas con materiales marinos, ya que el mar invadió zonas bajas, extensas y planas que evolucionaron.

En el Cretácico Inferior se desarrollaron bancos y plataformas evaporíticas carbonatadas, y en diferentes tiempos, las áreas continentales fueron cubiertas por el mar, teniendo una secuencia *flysh* agrupada en unidades la Indidura y el Caracol del Cretácico Superior.

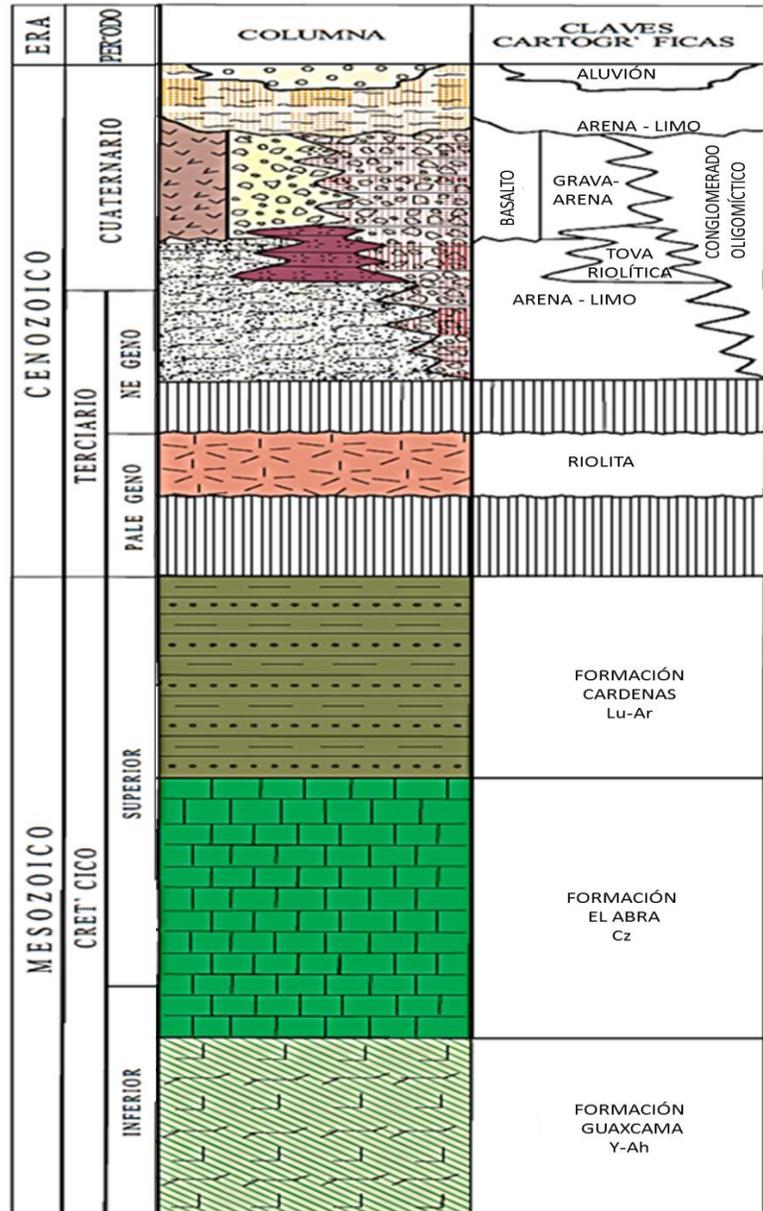


Figura I.4. Columna estratigráfica (SGM, 2008; Ramos-Leal *et al.*, 2011)

La subsidencia tuvo inicialmente un fuerte control estructural, primero durante la etapa de tipo *rift* de edad Jurásico Medio y posteriormente hasta el Cretácico Inferior (Eguiluz *et al.*, 2000; González y Salas, 1996). Estos materiales fueron afectados por fallamientos normales e inversos, principalmente, con rumbos NW-SE y NE-SW.

En la zona, se encuentran tres unidades del Mesozoico, del Cretácico Inferior tenemos yesos (Fm. Guaxcamá), que es la unidad más antigua caracterizada. Posteriormente, tenemos calizas (Fm. El Abra) que se formaron durante el Cretácico Inferior y superior. La última

unidad en formarse en esta Era fueron lutitas y areniscas (Fm. Cárdenas) del Cretácico Superior.

En cuanto a las estructuras, las rocas conforman anticlinales y sinclinales, y tienen una orientación NNW-SSE.

Estratigrafía.

El área de estudio se encuentra dentro de lo que se denomina plataforma Valles-San Luis Potosí VSLP (Carrillo, 1971), en donde los depósitos del interior de la plataforma son principalmente capas de calizas micríticas, también conocidos como "Facies El Abra", por los tipos de cinturones de facies y microfacies de la Plataforma VSLP (Suter, 1984). En esta plataforma hay formaciones definidas del Mesozoico como las Formación Guaxcamá, El Abra y Cárdenas. La litología en la superficie está constituida por arenas y limos del Cuaternario (Quilantan *et al.*, 2008).

Mesozoico

La Formación Guaxcamá (Neocomiano-Aptiano) es la más antigua registrada del Cretácico Inferior (SGM, 2008), ésta formación se precipitó en la porción central de la unidad paleogeográfica de la Plataforma VSLP (Rocha, 2008). Se encuentra expuesta principalmente en Buenavista, El Salitre y Guaxcamá con espesores mayores a 500 m (Ramos-Leal *et al.*, 2011) presentada en capas estratificadas de 5 a 50 cm, constituida por secuencias evaporíticas de yesos, anhidrita y esporádicamente dolomía (Martínez, 1965).

A finales del Cretácico Inferior y principios del Cretácico superior se encuentra la Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano), con afloramientos cerca del borde sureste de la plataforma VSP y en la sierra El Abra, teniendo espesores que han medido hasta 2000 m. Sus depósitos son de tipo post-arrecifal formada por carbonatos de plataforma, caliza arrecifal y dolomita (Luna, 2008; Morán *et al.*, 2013), con dispersos montículos pequeños arrecifales en su interior, desarrollándose alrededor, facies periarrecifales, y facies lagunares en general (Carrillo-Bravo, 1971), sustentada concordantemente por la Formación Pimienta (Suter, 1987).

Durante el Paleógeno se produjo un intenso diapirismo en las anhidritas de la Formación Guaxcamá, ocasionando un paquete grueso de brecha calcárea en la Formación El Abra, con bloques en los que aún se distingue la estratigrafía de travertinos, yeso, ignimbritas y

bloques enormes de caliza. A esta brecha se le conoce informalmente como Formación El Realejo (CONAGUA, 2010).

La Formación Cárdenas (Campaniano-Mestrichtiano) del Cretácico Superior, descansa concordante y abruptamente sobre la Formación El Abra, aflorando en Rincón del Refugio y zonas de Río Verde (Ramos-Leal *et al.*, 2011) con espesores de 80 a 100 m. Es una secuencia de lutitas y areniscas calcáreas (SGM, 2008) que cubre concordantemente a sedimentos de la unidad Tamasopo (CONAGUA, 2010).

La Formación Indidura (Cenomaniano) con espesores de 175 m, se encuentra formada por calizas con estratificación fina de color rojizo y algunas secuencias de flysh. Se considera de ambiente de cuenca junto con Formaciones La Peña, Cuesta del Cura y Caracol pertenecientes a la plataforma VSLP (Kelly, 1936; Quilantan *et al.*, 2008; Ramos-Leal *et al.*, 2011). La Formación se encuentra fuertemente plegada, esto dificulta el cálculo de sus secciones, debido al engrosamiento y adelgazamiento de sus miembros, además de estar fuertemente intemperizada (González y Salas, 1996). Estructuras y cuerpos de calizas están relacionados con esta formación pero la mayoría de estas áreas pertenecen más a la Formación El Abra (Rocha, 2008).

Cenozoico

Aluvión del cuaternario cubriendo amplia porción central son depósitos de sedimentos aluviales y arena-limo, se localiza principalmente en cauces de ríos y arroyos. Además se encuentra relleno granular que se formó en el Terciario-Cuaternario, su localidad tipo se observa en zonas de los poblados Joya de Luna y Rincón de Banda; con un espesor entre 15 y 300 m (CONAGUA, 2010). El relleno es principalmente conglomerado polimíctico, acumulaciones de grava, material limo-arenoso y arcillas (López-Doncel *et al.*, 2008).

Geología Estructural

La Sierra Madre Oriental se ha explicado tradicionalmente como una antigua cuenca geosinclinal y se considera un sistema de plegamientos con cabalgaduras, con desarrollo en el Jurásico Superior y en el Cretácico, a fines de este periodo siguió una inversión y en el Paleógeno (Eoceno) empezó un proceso orogénico (Lugo-Hubp, 1990). La región comprendida ha sido afectada por dos grandes eventos de deformación, el primero se atribuye a la orogenia Laramide, de tipo compresivo y el segundo corresponde a un régimen

de tipo extensional, que dio lugar a diversas estructuras de acuerdo con el tipo de deformación al que están relacionadas (SGM, 2008; Rocha, 2008).

La primera deformación de la Fase Laramide, ha sido considerada como la responsable del levantamiento estructural de la columna sedimentaria, en la mayoría de las plataformas y cuencas de México. Esta deformación, generó planos de foliación en la zona de charnela, plegamientos en zonas dúctiles, anticlinales estrechos, alargados y apretados, algunos simétricos y otros asimétricos, recostados en general hacia el noreste. Pliegues que involucran varios niveles de despegue, dieron origen a cabalgaduras, escamas tectónicas y fallamientos laterales por deformación dúctil-frágil.

La segunda deformación dio lugar a fallamientos normales en zonas de deformación frágil. Las estructuras geológicas de mayor importancia son principalmente anticlinales y sinclinales ya sea abiertos o apretados como son: los anticlinorios de Guadalcázar, Nahola, Miquihuana y Huizachal-Peregrina, los anticlinales de Guaxcamá y Guadalupe (SGM, 2008; Rocha, 2008).

La plataforma VSLP tiene fallas inversas observadas que atraviesan los carbonatos de plataforma de última generación, la mayoría son menores a 20°. Una de las fallas más importantes, está en las inmediaciones de la Formación Guaxcamá (Suter, 1987).

En cuanto a los municipios de Cerritos y de Villa Juárez, se encuentran rodeados de sierras alargadas en la zona media, que es bordeada al Oeste por la Formación El Abra (Ramos-Leal *et al.*, 2011).

Hidrogeología.

En la zona de estudio se han determinado dos acuíferos principales, los cuales se han clasificado en libre y semiconfinado, separados por una capa de arcilla. El acuífero de tipo libre fue identificado al noreste del municipio de Cerritos, compuesto de relleno aluvial con material granular y sedimentos continentales del Cenozoico, sobre la capa de arcilla, unidad litológica donde se emplazan la mayor parte de aprovechamientos de aguas subterráneas y agrícolas.

El acuífero profundo de medio fracturado, es el más importante por su amplia distribución en la región y está representado por rocas fracturadas de la Formación El Abra, en superficie este material muestra un buen comportamiento como zonas de recarga, con grandes fuentes

de infiltración de agua meteórica y con zonas de descarga al sur del Valle, asumiendo este comportamiento a ambientes cársticos y de fracturamiento. Estas rocas localizadas en subsuelo son una componente fundamental en el movimiento del agua a profundidad, ya que actúan como conductos (CONAGUA, 2010).

En la región no hay pozos reportados de gran profundidad, y las respuestas hidráulicas de los pozos muestran niveles estáticos a pocos metros de la superficie posiblemente asociado al acuífero superior, con valores de 5 a 70 m. Al Sur cerca de Puerta de Río el nivel estático fue de 5 m y al Norte dentro del municipio de Cerritos fueron de 60 a 71 m (CONAGUA, 2015).

La química del agua subterránea en la trayectoria del flujo regional está dominada por reacción agua-roca, y ha dado lugar a concentraciones de sales superiores a los estándares de agua potable, limitando el acceso y calidad de agua a los municipios. Además, el bombeo indiscriminado del acuífero profundo ha causado un deterioro de la calidad del agua subterránea en las secciones menos profundas (Carrillo *et al.*, 1996).

Hidrología

La zona se ubica en la Región Hidrológico-Administrativa Golfo Norte, a la Región Hidrológica 26. Cuenta con algunos arroyos de carácter intermitente como son: Arroyo Blanco, Arroyo el Llano, La Yegua, San Pedro y la Caldera, pero no existe una corriente superficial de importancia (INAFED, 2014).

El uso del agua reportado es para tres sectores, agrícola, urbano, y en algunos casos industrial, y esta situación de la gestión de agua subterránea no sostenible a largo plazo (Chaussard *et al.*, 2014).

Estudios previos.

Dentro de los estudios previos en la zona, se encuentra en la zona sur un estudio del análisis de química del agua con 22 muestras para determinar la calidad del agua con caracterización hidrogeoquímica (Figura I.5). En la zona central hay un estudio geofísico por Ramos-Leal *et al.* (2011) que consistió en 26 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV). Además de tener pruebas de bombeo de 6 pozos (CONAGUA, 2015)

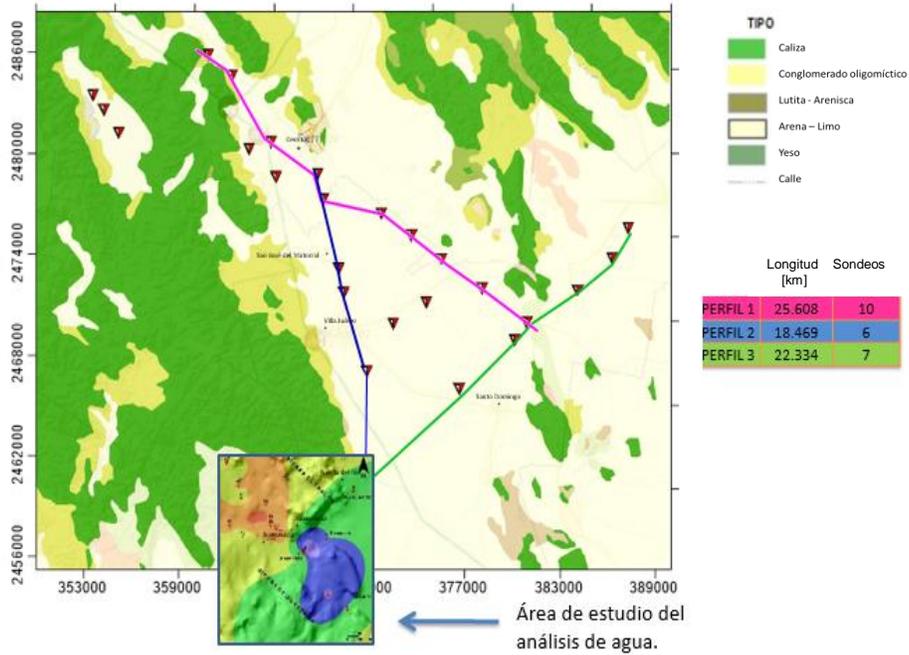


Figura I.5. Estudios previos.

El estudio químico del agua mostró altas conductividades por su salinidad, clasificadas en dos grupos, el primer grupo con conductividades entre 750 y 2250 $\mu\text{S}/\text{cm}$, limitado al consumo humano, utilizado como drenaje restringido y para cultivo en plantas con tolerancia a la sal. El otro grupo es mayor que 2250 $\mu\text{S}/\text{cm}$, no recomendable para cultivo por tener salinidad extrema.

Los sondeos eléctricos verticales cubrieron un área aproximada de 800 km^2 generando 3 secciones, la información recopilada se muestra en la Tabla I.1.

Tabla I.1. Información obtenida de Ramos-Leal *et al.* (2011)

	Materiales	Resistividades [Ω m]	Espesor [m]
PERFIL 1 Sección 1-23- (Cerritos- Guaxcamá)	Caliza Formación El Abra	791-2087	>500
	Caliza Formación El Abra asociada con agua Sulfatada	26-83	
	Arcillas, limos y arenas	2-12	150
	Conglomerados	45-46	50
	Arcillas	13	
PERFIL 2 Sección 16-7 (Montaña - Puerta del Río)	Caliza Formación El Abra	565-1342	>500
	Caliza Formación El Abra asociada con agua Sulfatada	55-64	
	Arcillas, limos y arenas	12-21	
	Conglomerados	45-46	100
	Arcillas, limos y arenas	4-21	150
	Conglomerados	45-46	50
	Arcillas	10	
PERFIL 3 Sección 23-30 (Granjenal - Puerta del Río)	Caliza Formación El Abra asociada con agua Sulfatada	55-64	>500
	Formación con posible agua bicarbonatada	741	
	Lutitas	4-11	
	Conglomerados	45-46	

La Tabla I.1 muestra los espesores identificados con el estudio, acomodados de lo más profundo a lo más somero. Se localizó a partir de los 150 m el espesor de la caliza de la Formación El Abra que se considera mayor que 500 m, pero no se logró atravesar el espesor y se asume que las resistividades entre los 100 Ω m asociadas a la Formación se deben a

agua de tipo sulfatada en la roca fracturada. La capa arcillosa se considera una delgada capa sobre los conglomerados.

En la Sección 23-30 la caliza aflora en la Sierra del Tablón y Cerrito Blanco. En parte central del valle de Cerritos y del Granjenal se localiza una unidad de baja resistividad que se relaciona con lutitas.

La prueba de bombeo se realizó en 6 pozos localizados dentro de la zona de estudio (Figura I.6), la profundidad máxima de estos fue de 170 m, el Nivel Estático (NE) se observó antes de hacer pruebas de bombeos con dos métodos de Neuman y Theis (CONAGUA, 2015).

CLAVE DE POZO	X	Y	Tipo de medio	Tipo de acuifero	PROF. (m)	Q medio (l/s)	Tiempo bombeo (min)
CNA 14-80	-100.189017	22.304936	granular	libre	100	12	1200
CNA14-107	-100.224083	22.214583	granular	libre	140	12	1200
CNA-14-57	-100.290118	22.423546	granular	confinado	150	12	647
CNA-14-56	-100.286015	22.418999	granular	libre	150	8	1200
CNA 14-16	-100.321663	22.400606	fracturado	libre	170	38	1685
CNA14-02	-100.243543	22.350412	granular	confinado	100	19.5	1800

Continuación

CLAVE DE POZO	N E (m)	Abat. (m)	Tiempo total (min)	Espesor acuif. (m)	Método analítico	K (m/s) Met. Analítico.	K (m/s) Met. Numérico
CNA 14-80	3.5	28.75	1800	95	Neuman	$1.7 \cdot 10^{-6}$	$4.6 \cdot 10^{-6}$
CNA14-107	4.72	30.74	1950	135	Neuman	$1.2 \cdot 10^{-6}$	$2.3 \cdot 10^{-6}$
CNA-14-57	63.3	39.39	6.47	85	Theis	$8.8 \cdot 10^{-7}$	$9.3 \cdot 10^{-6}$
CNA-14-56	71.53	20.2	1320	80	Neuman	$1.6 \cdot 10^{-6}$	$1.0 \cdot 10^{-5}$
CNA 14-16	63.985	24.975	1805	106	Neuman	$4.2 \cdot 10^{-6}$	$2.3 \cdot 10^{-5}$
CNA14-02	17.46	27.02	3000	60	Theis	$1.0 \cdot 10^{-5}$	$2.3 \cdot 10^{-5}$

Figura I.6. Información y ubicación de seis pozos en la zona (CONAGUA, 2015)

II. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

Principios del método electromagnético.

Los métodos electromagnéticos toman mayor importancia por su practicidad en campo y alcance a profundidad, teniendo diversas aplicaciones por diversos autores como son: ambientales, geotécnicas, geotérmicas, hidrogeológicas, etcétera (Keller y Frischknecht, 1966; Telford *et al.*, 1976; Nabighian, 1988).

Con estos métodos se obtiene información de las propiedades geoeléctricas del subsuelo, porque se mide el comportamiento de una onda electromagnética al pasar de un medio a otro (conductivo o resistivo) utilizando principios de inducción y comportamiento electromagnético.

Las bases que sustentan estos métodos son las ecuaciones de Maxwell, ya que describen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos en cualquier medio.

Ecuaciones de Maxwell

Antes del siglo XVIII la relación entre la electricidad y el magnetismo eran temas completamente ajenos, pero eso cambió a principios de ese siglo.

Ampere en 1822 formuló una hipótesis, mencionando que la corriente eléctrica cuando se mueve en un circuito genera un campo magnético, esto ocurre incluso el campo magnético de un imán, el cual es causado por corrientes que ocurren dentro de las moléculas del mismo (Braun, 2010).

Posteriormente Faraday en 1831 contribuyó con el concepto de campo e hizo ciertos descubrimientos como la inducción electromagnética, la cual explica que, para que se induzca una corriente eléctrica, debe cambiar en el tiempo el flujo magnético a través de la superficie que forma el circuito eléctrico. Modificando la Ley de Ampere, estas relaciones fueron sintetizadas por Maxwell y han llevado a un sinnúmero de aplicaciones.

Los fenómenos electromagnéticos se rigen por las ecuaciones de Maxwell, estas ecuaciones permiten comprender cómo los campos electromagnéticos pueden ser utilizados para determinar las propiedades eléctricas y/o magnéticas de la Tierra (Papp, 2003). Las ecuaciones quedan expresadas en su forma diferencial como se muestran a continuación.

La primera ecuación conocida como la ley Faraday o “ley de la inducción electromagnética” es:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad (1.1),$$

donde: \vec{E} es la intensidad del campo eléctrico [V/m].

\vec{B} es el vector de inducción magnética [Wb/m²].

t es el tiempo [s].

Expresa que un campo eléctrico \vec{E} variable en el espacio es resultado de la variación temporal de la inducción magnética \vec{B} a lo largo del eje del campo eléctrico inducido, como se muestra en la Figura II.1 (Thiel, 2008).

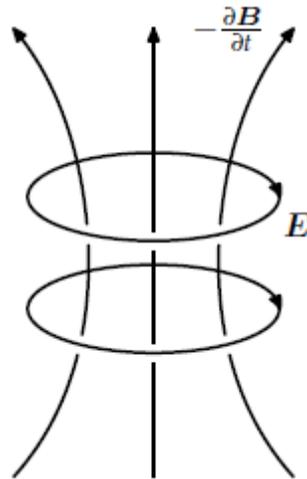


Figura II.1. Representación de la Ley de Faraday $\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$ (Thiel, 2008).

La segunda ecuación es llamada ley de Ampere modificada o “ley de las corrientes”:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad (1.2),$$

donde: \vec{H} es la intensidad del campo magnético [A/m].

\vec{j} es la densidad de corriente [A/m²].

\vec{D} es el vector de desplazamiento eléctrico [C/m²].

t es el tiempo [s].

Maxwell modificó la ley de Ampere, ya que solo se consideraba la corriente convencional llamada corriente de conducción e incluyó la corriente de desplazamiento (Braun, 2010). Entonces, la ecuación (1.2) muestra que el campo magnético es causado por dos tipos de corrientes, \vec{j} corriente de conducción y la $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ corriente de desplazamiento (Keller, 1987).

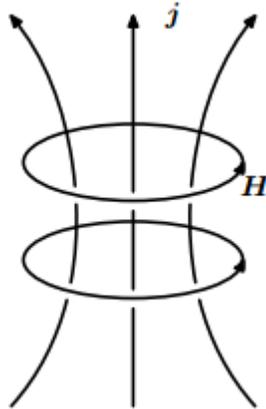


Figura II.2. Representación de la Ley de Ampere (Thiel, 2008).

La tercera ecuación describe la fuente del campo eléctrico conocida como ley de Gauss para el campo eléctrico:

$$\nabla \cdot \vec{D} = q_e \quad \text{Ley de Gauss para campo eléctrico.} \quad (1.3),$$

donde: \vec{D} es el vector de desplazamiento eléctrico [C/m²].

q_e es la densidad de carga eléctrica [C].

La ecuación (1.3) expresa que, en una superficie gaussiana equipotencial cerrada, el flujo eléctrico es igual a la carga encerrada en dicha superficie.

La cuarta ecuación explica la inexistencia del monopolo magnético:

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campo magnético.} \quad (1.4)$$

donde: \vec{B} es el vector de inducción magnética [Wb/m²].

Es nombrada Ley de Gauss para el campo magnético y nos explica que el flujo magnético neto encerrado en una superficie gaussiana equipotencial será igual a cero, porque el mismo flujo magnético que sale de la superficie gaussiana entra.

Estas cuatro ecuaciones explican la relación entre los dos campos (eléctrico y magnético), los cuales existen al mismo tiempo y cuando uno varía en el tiempo se genera el otro, conociéndose esto como el campo electromagnético. En el caso que no dependan del tiempo (caso estacionario), puede existir un campo sin que exista el otro.

Relaciones Constitutivas.

Las ecuaciones de Maxwell anteriormente descritas, no definen la relación entre el comportamiento del campo electromagnético y el subsuelo, para ello se acoplan las ecuaciones con relaciones constitutivas (Telford *et al.*, 1990), adaptándolas a un medio con determinadas características físicas, y dependen de parámetros como son la conductividad eléctrica σ [S/m], permitividad eléctrica ε [F/m] y permeabilidad magnética μ [H/m].

Estos últimos tres parámetros están en función de la fuerza del campo eléctrico \vec{E} o inducción magnética \vec{B} , posición r , tiempo t , frecuencia angular ω , temperatura T° y presión P . Cada parámetro puede expresarse como tensor complejo en el caso general. Para muchas simplificaciones el campo electromagnético en el medio se considera lineal, isotrópico y homogéneo, por lo que las propiedades eléctricas son independientes del t , T° y P (Ward y Hohmann, 1988). Además la permitividad eléctrica ε y la conductividad eléctrica σ son funciones complejas de la frecuencia angular, mientras que la permeabilidad magnética μ es real e independiente de la frecuencia.

1ª relación constitutiva.

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (1.5)$$

Esta relación indica que la densidad de corriente en el medio depende de la conductividad y la relación normal en cada punto entre el campo \vec{E} y la densidad de corriente. Esta forma diferencial de la Ley de Ohm es realmente una definición de resistividad y es muy similar a la definición de resistencia $I = V / R$ (Vozoff, 1972).

La magnitud de la conductividad eléctrica (su recíproco la resistividad eléctrica $\rho = 1/\sigma$) en el vacío $\sigma = 0$, pero los materiales en el medio tienen amplias variaciones por ser sensibles a pequeños cambios en la composición de la roca (Martí, 2006). Palacky (1986) muestra las propiedades de conductividad eléctrica σ de diversos materiales, y se resume en la Figura II.3.

μ_r tiende a tener un valor de 1 (excepto para materiales altamente magnéticos) por lo que $\mu \cong \mu_0$. La permeabilidad magnética μ es la capacidad del medio dejar pasar un campo magnético en presencia de un campo magnético externo (Ward y Hohmann, 1988).

3ª relación constitutiva.

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (1.7)$$

donde ε se puede poner en función de la permitividad del vacío: $\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r$.

ε es la permitividad eléctrica [F/m].

ε_r es la permitividad relativa, y toma valores de [1 - 81].

ε_0 es la permitividad del vacío, $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ y

$$\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0.$$

La permitividad eléctrica ε es la capacidad de un medio para almacenar carga cuando se aplica un campo eléctrico o la capacidad de polarizar un medio (Keller, 1966), esta propiedad afecta principalmente en los métodos de altas frecuencias (menores a 10 kHz). La permitividad relativa ε_r en un espacio libre es igual a la unidad (Sheriff, 1984).

Ecuaciones de onda electromagnética.

Las ecuaciones de Maxwell bajo las tres relaciones constitutivas quedan expresadas de la siguiente manera:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (1.8)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (1.9)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = q_e / \varepsilon \quad (1.10)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad (1.11)$$

Aplicando el rotacional a las ecuaciones (1.8) y (1.9) se obtienen las ecuaciones de onda para los campos \vec{E} y \vec{H} , y como son vectores, las ecuaciones de onda son válidas para cada componente a lo largo de sus ejes coordenados (Kalyan, 2008), de las cuales se pueden obtener sus propiedades de propagación (velocidad, longitud de onda, penetración nominal e impedancia de onda).

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} - \sigma\mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad \text{Ecuación de onda para el campo eléctrico} \quad (1.12)$$

$$\nabla^2 \vec{H} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} - \sigma\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad \text{Ecuación de onda para el campo magnético.} \quad (1.13)$$

Estas ecuaciones (1.12) y (1.13) están en el dominio del tiempo, al transformarse en el dominio de la frecuencia son denominadas ecuaciones de Helmholtz y quedan expresadas (Ward y Hohmann, 1988):

$$\nabla^2 E - (\mu\epsilon\omega^2 - i\sigma\mu\omega)E = 0 \quad (1.14)$$

$$\nabla^2 H - (\mu\epsilon\omega^2 - i\sigma\mu\omega)H = 0 \quad (1.15)$$

Con estas ecuaciones se puede obtener la constante de propagación electromagnética, la cual no depende de los campos e involucra las propiedades de propagación del subsuelo y se expresa (Keller, 1966; Ward y Hohmann, 1988):

$$\gamma^2 = \mu\epsilon\omega^2 + i\sigma\mu\omega \quad (1.16)$$

$$\gamma = \alpha - i\beta \quad (1.17)$$

donde α es la constante de fase y β la amplitud, las cuales son calculadas en términos de μ , ϵ y σ de (1.16), una es la parte real y la otra la parte imaginaria, respectivamente (Stratton, 1941). Otra forma de representar a la constante de propagación γ^2 es con el símbolo k^2 , donde $\gamma = ik$. La solución de las ecuaciones tendrán un término de difusión y otro de propagación (Ledo, 1996).

Modelo Cuasi-estacionario o conductor

En este modelo del subsuelo la corriente de desplazamiento J_D de la ley de Ampere $\nabla \times \vec{H} = |J_C| + |J_D|$ (ec. 1.9) es mucho menor que la corriente de conducción J_C , siendo casi cero ($\epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0$), entonces la constante de fase $\mu\epsilon\omega^2$ asociada a J_D se desprecia ($\epsilon\mu\omega^2 \ll i\sigma\mu\omega$), a esto se denomina aproximación cuasi-estática (Ledo, 1996), y la ecuación de Ampere queda (Ward y Hohmann, 1988):

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} \quad (1.18)$$

Las propiedades de propagación para las ondas electromagnéticas definidas por Keller (1966) para el caso cuasi-estático, no son válidas en todos los casos, pues si la resistividad es muy grande y la frecuencia alta, dicha aproximación deja de ser satisfactoria. La constante de propagación k (parámetro representativo de las características de cada roca) es igual $k^2 = -i\omega\mu\sigma$. La velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas es $v = (2\omega / \mu\sigma)^{1/2}$, la cual viaja a través de las rocas y será mayor cuando la roca sea más resistiva y/o la frecuencia aplicada sea más elevada. Conocida la frecuencia y la velocidad de propagación de las ondas, es elemental la determinación de la longitud de la onda, resultando ser $\lambda = 2\pi(2 / \omega\mu\sigma)^{1/2}$, la cual aumenta en medios conductores con alta resistividad.

Penetración nominal o skin depth.

Los campos electromagnéticos se consideran como una onda plana que atraviesa el medio, los cuales disminuyen exponencialmente a profundidad atenuando su amplitud en un factor de $1/e$, además la penetración nominal depende del medio, cuanto más resistivo sea, mayor profundidad, y queda definida para el modelo cuasi-estacionario (Vozoff, 1972) como:

$$\delta \approx 500\sqrt{\rho T} \quad [\text{m}] \quad \text{o} \quad \delta \approx \frac{1}{2}\sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad [\text{km}] \quad (1.19),$$

siendo δ la profundidad, T el periodo, ρ resistividad [Ωm] y f la frecuencia.

Método magnetotelúrico

El método fue estudiado a principios de los años 50s por Tikhonov (1950) y Cagniard (1953), pero su puesta en práctica se retrasó varios años, por carecer de magnetómetros de suficiente sensibilidad (Orellana, 1974). La teoría se limitaba a estudios geoeléctricos de una dimensión sin depender de la orientación de los ejes de medición, hasta que se obtuvo una relación entre el campo eléctrico y el campo magnético, definido como el tensor de impedancia MT (Cantwell, 1960; Rokityanski, 1961). Parkinson y Weise (1962) definieron al tensor de función de transferencia geomagnética, el cual es sensible a variaciones laterales de la resistividad eléctrica.

En los años 70s se amplió a otras áreas de trabajo por el avance tecnológico, como en la búsqueda de recursos hídricos, en la exploración petrolera (Vozoff, 1972) o en medios geológicos más complejos (Pulido, 1999; Corbo, 2006).

El método Magnetotelúrico (MT) es una forma de determinar la distribución de la conductividad eléctrica del subsuelo a partir de mediciones del campo eléctrico \vec{E} y magnético \vec{H} transitorios naturales, que se propagan en dirección ortogonal a la superficie terrestre (Vozoff, 1972).

Los campos electromagnéticos inducidos de forma natural en la Tierra, son generalmente de dos fuentes: corrientes ionosféricas y fenómenos meteorológicos, la primera fuente es la interacción de la actividad solar con la ionosfera, sus frecuencias están debajo de 1 Hz y la segunda por tormentas eléctricas con frecuencias mayores a 1 Hz, de mayor contribución.

Los métodos electromagnéticos se pueden clasificar de acuerdo al rango de frecuencias adquiridas. El método MT refiriéndose a todas las variantes trabaja en un rango de frecuencias que va de 10^{-4} a 10^6 aproximadamente, y se clasifican como MT clásico (fuente natural), AMT (Audio-Magnetotelúrico, fuente natural), CSAMT (AMT con fuente controlada) y RMT (Radio-Magnetotelúrico, fuente controlada).

Al realizar los sondeos, se puede presentar un efecto conocido como “banda muerta”, asociado con la transición entre dos fuentes y es visualizado en una señal con poca calidad en un rango de periodo con fluctuaciones (Schumucker, 1985). La “banda muerta” es de baja amplitud en un rango de 0.5-5 Hz con un mínimo de frecuencia de ~ 1 Hz (Simpson y Bahr, 2005).

En el caso del AMT, las fluctuaciones del ciclo solar causan señales significativas que provocan variación de atenuación en la amplitud. Esta atenuación se da principalmente 1 y 5 kHz, denominada “banda muerta AMT” (García y Jones, 2002; 2005).

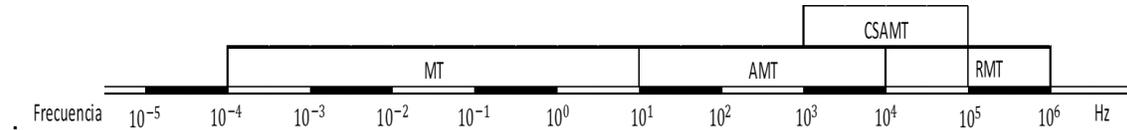


Figura II.4 Rango de frecuencias para los métodos electromagnéticos.

Condiciones para el método MT

Para poder trabajar con el método MT, de acuerdo con Simpson y Bahr (2005), se considera que las ecuaciones de Maxwell electromagnéticas se cumplen. La tierra se comporta como un conductor, obedeciendo la ley de Ohm (primera relación constitutiva) y conservando la carga, además no genera energía electromagnética, solo la absorbe o disipa.

Las cargas libres en un medio estratificado no se acumulan, pero en un medio multidimensional a lo largo de discontinuidades se acumulan cargas generando un fenómeno no inductivo conocido como *static shift*.

Se considera que la fuente es el campo electromagnético natural, siendo conservativo, encontrándose muy lejos para asumir el comportamiento de onda plana y ser tratado como uniforme, con la excepción de lugares con distorsiones en la fuente (Osipova *et al.*, 1989; Padilha *et al.*, 1997).

Las corrientes de desplazamiento variantes en el tiempo para el rango frecuencias en las que trabaja el método MT son insignificantes en comparación con las corrientes de conducción y el campo de desplazamiento eléctrico es cuasi-estático.

En el método MT se consideran las variaciones en la conductividad eléctrica de la roca, siendo despreciable cualquier variación en la permitividad eléctrica ϵ y permeabilidad magnética μ y se asume que los campos eléctricos y magnéticos varían en el tiempo:

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

Tomando en cuenta estas condiciones, las ecuaciones de Maxwell quedan escritas en el dominio de frecuencia como:

$$\nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu H \quad \text{Ley de Faraday} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} \quad \text{Ley de Ampere} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campo eléctrico} \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campo magnético.} \quad (2.4)$$

Funciones de transferencia.

Sabiendo que el método MT mide simultáneamente las componentes del campo \vec{E} y campo \vec{H} a una frecuencia determinada y con base en las funciones descritas anteriormente se pueden calcular funciones de transferencia a partir de estos campos, las cuales relacionan salida con entrada medida como se verá a continuación y además proporcionan información de las estructuras geoelectricas.

Impedancia

El concepto de tensor de impedancia electromagnético fue introducido por Cantwell (1960) y Rokityanski (1961), quienes establecieron una teoría más general. Esta teoría es una relación entre las componentes horizontales del campo eléctrico \vec{E} (\vec{E}_x, \vec{E}_y) y las componentes del campo magnético \vec{H} (\vec{H}_x, \vec{H}_y), donde las componentes de los campos \vec{E} y \vec{H} son ortogonales (Ledo, 1996).



Figura II.5. Representación del tensor de impedancias electromagnético (Duan *et al.*, 2013)

El tensor de impedancia en el dominio de las frecuencias en su forma lineal, se expresa con la ecuación (2.5), donde los campos \vec{E}_x y \vec{H}_y no están en fase, Z es un tensor de 2x2 y complejo. Ya que los campos están dados en frecuencia ω se puede expresar como en la ecuación (2.6).

$$Z(\omega) = \frac{\vec{E}_x(\omega)}{\vec{H}_y(\omega)} \quad (2.5).$$

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.6).$$

Las componentes del tensor Z_{ij} se calculan para diferentes bandas de frecuencias, a partir de productos cruzados entre las componentes del campo, utilizando complejos conjugados (Anexo I; Veroslavsky *et al.*, 2009; Madden y Nelson, 1964). Con la impedancia se puede obtener la resistividad aparente y la fase de la impedancia Z_{ij} (Vozoff, 1972; Sarma *et al.*, 1982).

$$\rho_{a_{ij}(\omega)} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_i(\omega)}{H_j(\omega)} \right|^2 = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad [\Omega m] \quad (2.7).$$

$$\phi_{ij} = \arctan\left(\frac{\text{Imag}(Z_{ij})}{\text{Real}(Z_{ij})}\right) \quad (2.8).$$

La fase (ec. 2.8) provee información de la conductividad de las estructuras (Naidu, 2012). La ρ_a es un promedio de la resistividad de un volumen de la Tierra en un particular periodo (Martí, 2006) y si el medio no es homogéneo varía con la dirección de medición (E_x o E_y) ya que dependen de su distribución, es decir de las estructuras geoelectricas localizadas en el subsuelo (Figura II.6). Como el campo E_x se debe en parte a H_y , pero también a corrientes inducidas por H_x , y lo mismo es cierto para E_y , sus relaciones se pueden escribir como (Vozoff, 1972):

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (2.9).$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (2.10).$$

Tipper o función de transferencia geomagnética.

El tipper (T) depende de la conductividad del medio y puede ayudar a conocer la dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica, además de fenómenos como la distorsión galvánica (Maestri *et al.*, 2004). El tipper relaciona la componente vertical H_z del campo magnético con las componentes horizontales, H_x y H_y (Madden, 1968; Vozoff, 1972), expresándose:

$$H_z = [T_x T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2.11).$$

T_x y T_y son magnitudes vectoriales complejas adimensionales (ec. 2.12), expresadas:

$$\begin{aligned} T_x &= \text{Re}(T_x) + i \text{Im}(T_x) \\ T_y &= \text{Re}(T_y) + i \text{Im}(T_y) \end{aligned} \quad (2.12).$$

T_x y T_y tendrán la misma fase si se asume que los datos están libres de ruido, además T_x/T_y es un número real. El ángulo para conocer la separación de las componentes horizontales con la componente vertical, se expresa como:

$$\phi = \arctan(T_y / T_x) \quad (2.13).$$

En caso de un medio anisotrópico, T_x y T_y tienen diferentes fases y ϕ puede ser definido de otra manera (Vozoff, 1972).

Con la información del tensor se puede generar un modelo que se ajuste a los rasgos geológicos generales del área de estudio. Una vez que se analiza, y después de un estudio dimensional se ejecuta un estudio direccional, el cual indica la dirección preferencial de la estructura respecto a la profundidad en el subsuelo (*strike*) y dicha variación se puede correlacionar con diferentes estructuras y procesos que ocurre en la corteza y manto, siempre y cuando sea un modelo de dimensión 2D.

Dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica.

Las estructuras geoelectricas en el subsuelo son complejas, y conocer la dimensionalidad geológica ayuda a realizar una interpretación adecuada, teniendo tres clasificaciones del medio.

El medio 1D u homogéneo, es una estructura geoelectrica en forma de capas y la resistividad ρ no cambia horizontalmente, sólo cambia con profundidad (Figura II.6a) un ejemplo geológico puede ser una cuenca sedimentaria.

En medio 2D o bidimensional, la estructura geoelectrica es similar al medio 1D pero se encuentra una variación perpendicular a las capas por ejemplo un plano de falla. La ρ varia en una dirección horizontal y con la profundidad, en la otra dirección horizontal la resistividad ρ es constante. En el medio 2D aparecen dos conceptos, uno definido como la direccionalidad geoelectrica, y el otro como *strike*. Se le llama *strike* a la dirección a lo largo

de la cual la conductividad es constante, es decir, la dirección de la estructura geoelectrica (Figura II.6b) que no siempre está alineada al norte geomagnético. Esta dirección con respecto a los ejes geomagnéticos se conoce como direccionalidad.

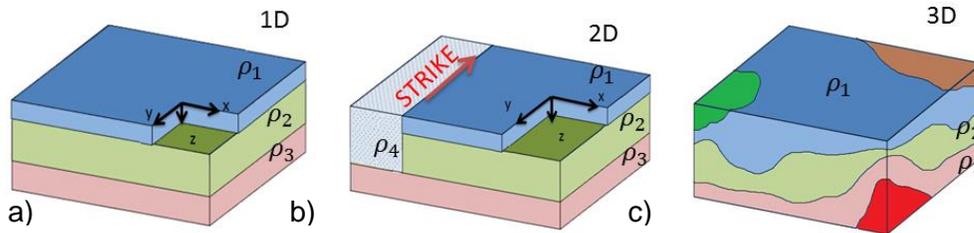


Figura II.6. Dimensionalidad de estructuras geoelectricas, a) medio 1D, b) medio 2D y c) medio 3D (Martí, 2006; Piña-Varas, 2014).

En medio 3D, la resistividad varía no sólo a profundidad sino a lo largo de las direcciones horizontales, ya que la estructura geoelectrica es más compleja (Figura II.6c), por ejemplo por cuerpos intrusivos masivos.

Distorsiones del campo eléctrico y campo magnético.

Existen distorsiones causadas por la topografía, estas distorsiones se pueden corregir al modelar, y se reducen en campo sí la diferencia del relieve, es menor al 10% de la distancia entre electrodos (Vozoff, 1972). También existen distorsiones que no dependen de la superficie, sino por cuerpos o heterogeneidades superficiales y locales. En el caso de que estos cuerpos sean de escala similar a la profundidad de interés, pueden ser modelados como un medio 3D (Lemma, 2010).

La falta de homogeneidad cerca de la superficie causa distribuciones de carga y corrientes inducidas que alteran las respuestas magnetotelúricas en la escala estudiada (Kaufman, 1988; Chave y Smith, 1994), estas distorsiones se clasifican esencialmente en dos efectos (Berdichevsky, 1983):

- Distorsión inductiva. Que sólo interfiere con el campo magnético.
- Distorsión galvánica. Que afectan al campo eléctrico.

Las distorsiones inducidas que afectan a los campos magnéticos, se rigen por la Ley de Faraday, a través del cual la variación temporal del campo magnético primario induce corrientes excesivas, las cuales generan campos secundarios que se adicionan al campo primario (Jiracek, 1990), estos efectos inductivos no generan mayor problema como las

distorsiones galvánicas, son no lineales pero tienen una magnitud tan pequeña que disminuye con bajas frecuencias, por lo que se pueden despreciar (Caldwell *et al.*, 2004).

Los efectos galvánicos son conocidos por diferentes terminologías, como corrientes cambiantes, corrientes concentradas dentro de zonas conductoras, corrimiento estático, etcétera (Jiracek, 1990). Este efecto causado por cuerpos superficiales locales que desarrollan cargas eléctricas en las paredes de las heterogeneidades, que perturba fuertemente al campo eléctrico (Figura II.7) pero, no así, al campo magnético (Groom y Bailey, 1989), genera campos eléctricos secundarios E_s (Bahr, 1988; Jiracek, 1990), provocando en la medición un corrimiento de la señal de baja frecuencia que se puede calcular (Menvielle, 1988).

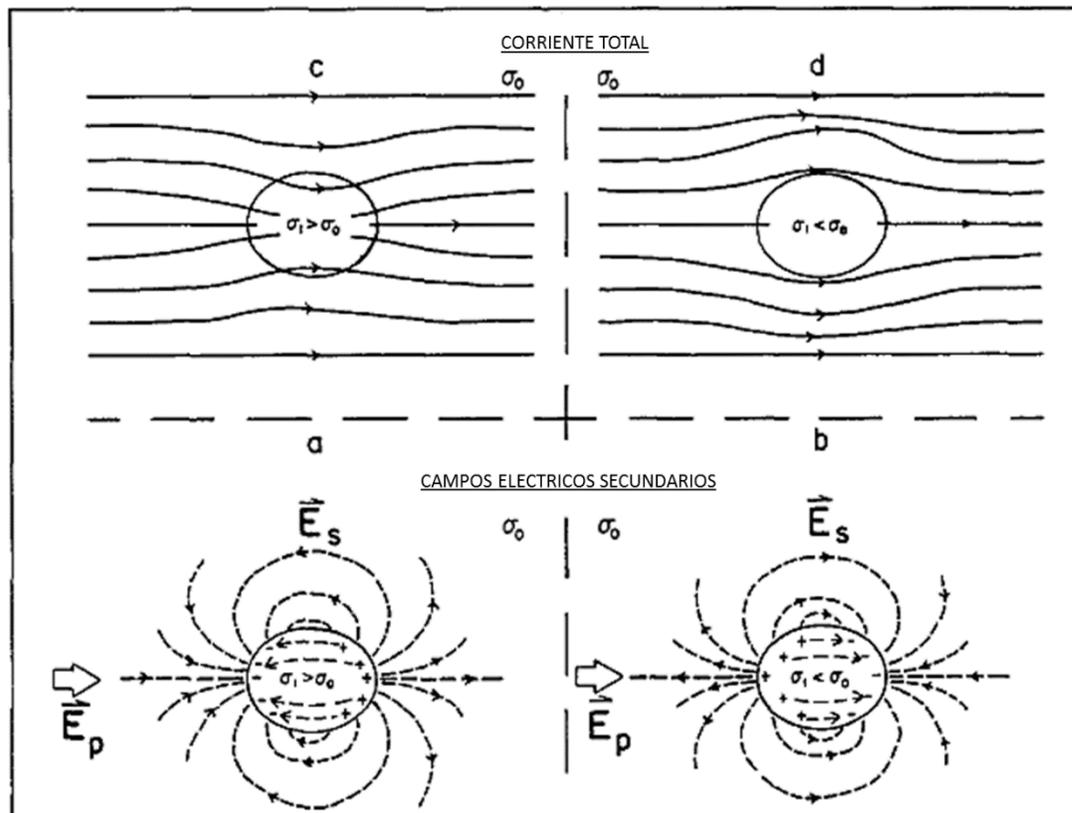


Figura II.7. Efecto galvánico. (a) Inclusión de un cuerpo conductor. (b) Inclusión de un cuerpo resistivo (Jiracek, 1990).

En la Figura II.7, se muestran dos casos del efecto galvánico, uno con un cuerpo de conductividad mayor que el medio donde las cargas de contorno forman en la superficie la inclusión conductora, y el segundo con un cuerpo de menor conductividad (discontinua). Se asume un campo primario eléctrico uniforme E_p orientado a lo largo del eje mayor de una

elipse superficial, el cual genera un campo secundario E_s que se suman vectorialmente al campo primario para producir el campo eléctrico E , E_s es opuesto en el cuerpo conductor (Figura II.7a) y un campo aditivo en el cuerpo resistivo (Figura II.7b). En el caso del cuerpo conductor superficial el campo resultante se reduce (Figura II.7c), disminuyendo a los lados, con un cuerpo resistivo, el campo eléctrico resultante se incrementa directamente sobre el cuerpo (Figura II.7d) y a los lados (Jiracek, 1990).

Cuando se mide sobre los cuerpos resistivos o a lo largo de ellos, las curvas de resistividad aparente se desplazan verticalmente, ascendente o descendente, afectando a toda la curva de resistividad, como si se multiplicará por un factor en todas las frecuencias, pero no afecta la fase del tensor de impedancias, a este fenómeno de desplazamiento se conoce como *static shift* o desplazamiento estático (Jones, 1988; Berdichevsky y Zhdanov, 1984).

Sí el *static shift* no se corrige la interpretación que se obtenga no será correcta, teniendo errores de profundidad de los cuerpos y la dimensionalidad geoelectrica del suelo (Naidu, 2012). Estos efectos se pueden corregir con SEVs o TEMs, con los que se conoce el comportamiento en la superficie, es decir, los valores de resistividad superficiales y se comparan con las curvas de resistividad en las más altas frecuencias, haciendo corrección de periodos cortos, o correcciones de periodos largos basándose en funciones de transferencia magnética (Pellerin y Hohmann, 1990; Ogawa, 2001).

El Tensor de impedancias.

La impedancia es un tensor que tiene información de la resistividad del subsuelo ya que es la relación entre los campos electromagnéticos (ec. 2.5), con este tensor se puede conocer la dimensionalidad geoelectrica de las estructuras y direccionalidad (Maestri *et al.*, 2004). La información del tensor ayuda a simplificar y generar modelos que se ajusten a los rasgos geológicos generales del área de estudio.

Medio 1D

El tensor de impedancias varía dependiendo de la dimensionalidad. En caso de un medio unidimensional queda expresado:

$$Z_{obs} = Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.14).$$

donde la diagonal principal tiende a ser cero $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, y los valores de la antidiagonal son iguales pero con signos opuestos $Z_{xy} = -Z_{yx} \neq 0$ (Bahr, 1988). El tensor trabaja con

solo dos escalares que dependen de la frecuencia, es decir, se tiene solamente un valor de resistividad y fase: $\rho_a(\omega) = \rho_{xy}(\omega) = \rho_{yx}(\omega)$ Y $\phi_a(\omega) = \phi_{xy}(\omega)$.

Si la resistividad es constante con respecto a la profundidad, la resistividad aparente es constante con respecto al período y la fase se mantiene en 45° ya que la parte real e imaginaria de Z tienen igual magnitud (Martí, 2006). La fase es menor de 45° si la resistividad aumenta con la profundidad y es mayor que 45° si la resistividad disminuye con la profundidad, variando entre 0° y 90° en medios 1D y 2D (Lilley *et al.*, 2003), siendo la fase más sensible a cambios en la resistividad con la profundidad, que la resistividad aparente (Turkoglu, 2009). Un ejemplo de gráficos para este modelo se muestra en la Figura II.8, donde se observa el comportamiento de fase y la resistividad de dos casos diferentes.

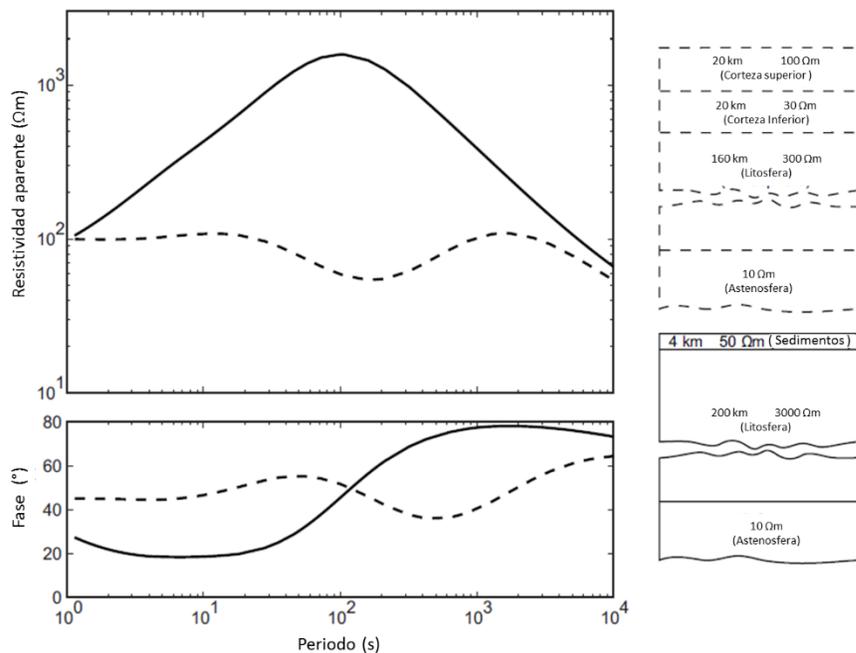


Figura II.8. Comportamiento de las curvas para un medio 1-D (Turkoglu, 2009).

En la Figura II.8 con línea punteada están las curvas de fase y resistividad del primer caso con cuatro capas, la curva de resistividad disminuye al llegar al espesor de $30\Omega\text{m}$, aumentando al llegar al de $300\Omega\text{m}$ y disminuye nuevamente. El segundo caso se muestra con línea continua con sólo tres capas, una muy resistiva en la parte central, que se observa con el aumento en la curva y posteriormente disminuye al llegar a la última capa de menor resistividad. En ambos casos las curvas cambian de pendiente al cambiar de capa, con mayores variaciones al tener diferentes capas.

Medio 2D

En este caso la ρ depende de la profundidad y de las variaciones laterales de la resistividad eléctrica. Las componentes de la diagonal principal del tensor de impedancias son nulas $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, mientras que las componentes de la diagonal son distintas entre ellas $Z_{xy} \neq Z_{yx}$.

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.15).$$

Esta expresión es válida cuando la orientación de los ejes (x, y) es paralela o perpendicular al *strike*, para su interpretación se separa en dos modos, modo TM donde las corrientes son perpendiculares a la estructura geoelectrica y modo TE donde las corrientes de flujo son paralelas al *strike* (Ledo, 2002). Obteniendo de esta forma dos resistividades aparentes y dos fases.

Medio 3D

En el medio 3D, el tensor de impedancias de este modelo no tiene la diagonal principal igual a cero, todos sus elementos son distintos y diferentes entre ellos.

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.16).$$

donde $Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx}$.

Modo TE y TM.

En el caso bidimensional, el tensor de impedancia se puede simplificar y separar en los dos subconjuntos independientes, conocidos como modos de descomposición o polarización. Si E_x es el campo primario y es perpendicular al *strike* (Z_{\perp}), se conoce como polarización TM o modo TM, si E_x es paralelo (Z_{\parallel}) al rumbo entonces se define como polarización TE o modo TE, definiendo dos resistividades y dos fases una paralela a la estructura geoelectrica y la otra perpendicular (Persson, 2001; Berbesi, 2005).

En términos de los modos, la ecuación 2.15 puede expresarse:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{\parallel} \\ Z_{\perp} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

donde $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, para el modo TE $Z_{xy} = Z_{TE} = \frac{E_x}{H_y}$ y el modo TM $Z_{yx} = Z_{TM} = \frac{E_y}{H_x}$.

En el modo TE no hay cargas inducidas, el campo magnético horizontal H_y cambia sobre contacto, este modo tienen una mayor sensibilidad a la conductividad, por lo que detecta cuerpos conductores en comparación con cuerpos de resistencia del subsuelo y es más afectado por distorsión galvánica (Berbesi, 2005; Chave y Jones, 2012).

El modo TM sobre el contacto, no muestra variaciones en el campo magnético horizontal H_y , decae de forma abrupta sobre el contacto, y es capaz de modelar los límites donde aparecen los principales cambios de resistividades, es más sensible a los cambios de resistividad lateral que el modo TE y en general menos influenciado por efectos 3D (Chave y Jones, 2012).

En la Figura siguiente se observan las curvas de los modos TE y TM, los cuales tienen diferente comportamiento debido a la sensibilidad de cada modo ante las características del medio.

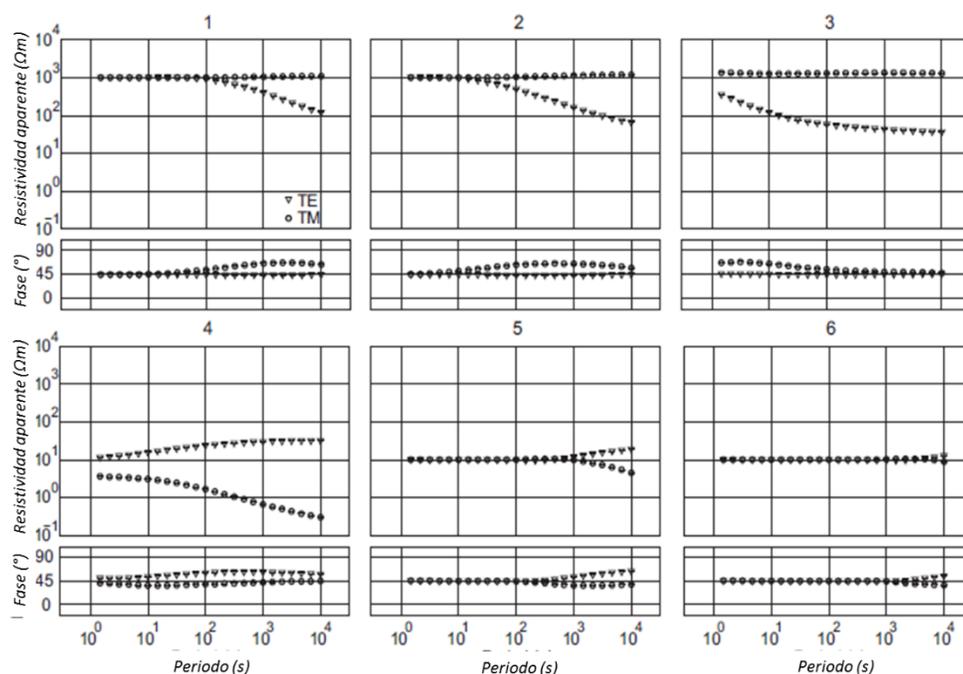


Figura II.9. Curvas modo TM y TE para un modelo 2-D de Turkoglu (2009)

En la Figura II.9 se muestran 6 sondeos, el primero se encuentra lejos del cambio horizontal, al igual que el sexto, como se ve en los gráficos en cuanto más lejos del strike el comportamiento de las curvas TM y TE son más similares, a diferencia del tercer y cuarto gráfico, en donde el sondeo se realiza cerca de los límites de cambios horizontales y las curvas se separan.

Al procesar un medio 2D, con una herramienta para dicho medio, es necesario alinear los campos medidos a la dirección de la estructura geoelectrica y así tener un tensor de impedancia con comportamiento 2D. Esto no siempre es posible, al desconocer esta dirección en superficie, por lo que generalmente en campo se orientan las mediciones al norte geomagnético (Figura II.10). Pero no medir en dirección del strike o tener distorsiones superficiales provoca tener un tensor de impedancia con un comportamiento 3D cuando es 2D

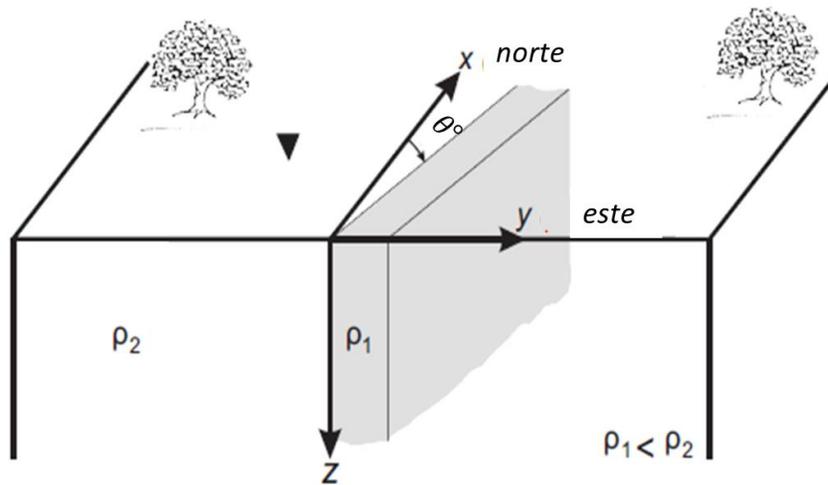


Figura II.10. Esquema de datos no alineados (Turkoglu, 2009).

Como la mayoría de las herramientas para modelar un medio 2D asumen que el sistema de referencia de medición se realiza paralelo o perpendicular a la dirección del *strike*, es necesario rotar los datos cuando el campo E_x o H_y se encuentran a un ángulo θ del *strike*, y para cambiar al sistema cartesiano correcto, se ocupa la matriz de rotación R (Simpson y Bahr, 2005; Vozoff, 1991):

$$Z_{obs} = R Z_{2D} R^T = R \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} R^T \quad (2.18)$$

Donde Z_{obs} es la matriz de impedancia observada 3D, Z_{2D} la matriz de impedancia 2D, R^T es la matriz transpuesta de rotación y R es la matriz de rotación, que se usa para analizar la dimensión de las estructuras, y representa al tensor de impedancias en términos de la dirección de la estructura geoelectrica (Simpson y Bahr, 2005).

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \text{sen}\theta \\ -\text{sen}\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

Un ejemplo del comportamiento de los datos rotados y no rotados, se muestra a continuación con dos gráficos.

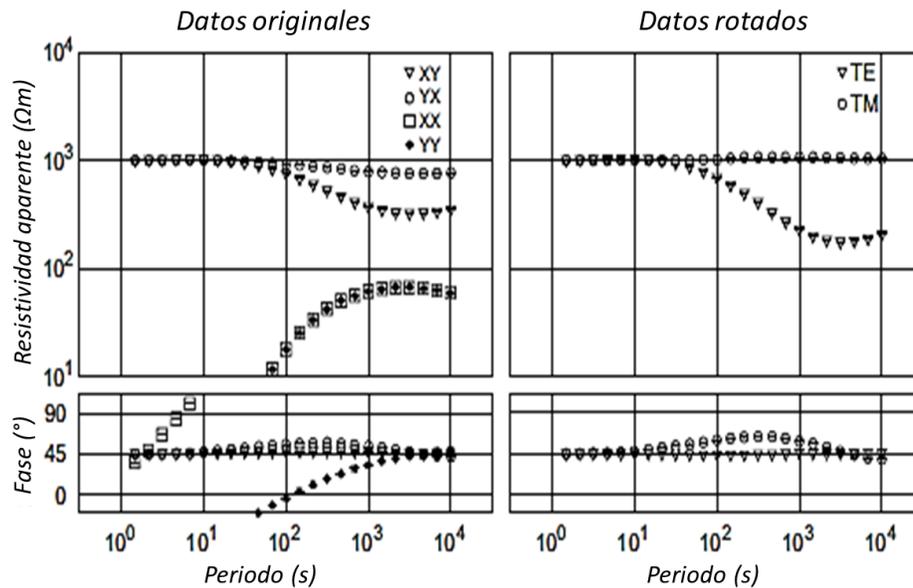


Figura II.11. Datos observados (parecen un modelo 3D) y datos rotados (Turkoglu, 2009).

En la Figura II.11 a la izquierda, se observa un comportamiento 3D donde no se alinearon los campos al *strike*, teniendo valor en los cuatro elementos del tensor de impedancias. Una vez realizada la rotación, y tener los ejes sobre el *strike*, los elementos de la antidiagonal del tensor de impedancias se hacen cero, por lo que solo tendremos dos resistividades y dos fases (modo TE y TM), como se ve a la derecha.

Para mejores interpretaciones en la inversión, se usa la combinación de ambos modos, ya que la información es más fiable y completa sobre la conductividad del subsuelo (Pedersen y Engels, 2005; Ledo, 2002).

Análisis de dimensionalidad

Un análisis de dimensionalidad sirve para conocer el medio, y realizar el análisis con varios métodos ayudará a corroborar la información y tener más fiabilidad en los resultados, además algunos métodos aportan información sobre la direccionalidad geoelectrica (2D).

Descomposición de Groom y Bailey

En ocasiones el tensor de impedancias Magnetotelúrico es afectado, mostrando un comportamiento de un medio 3D cuando se tiene un medio 2D, debido a distorsión galvánica local (cuerpos o heterogeneidades superficiales locales). La descomposición de Groom y Bailey es un método para separar los parámetros regionales de los locales, recuperando los ejes principales de inducción, representado como:

$$Z_m = RCZ_{2D}R^T \quad (2.20)$$

donde Z_m es la matriz de impedancia medida 3D, Z_{2D} la matriz de impedancia 2D, R es la matriz de rotación (ec. 2.19) y R^T es la matriz transpuesta de rotación y C el tensor distorsión, el cual es un producto de tres matrices y un escalar (Groom y Bailey, 1989):

$$C = gTSA \quad (2.21)$$

siendo g la ganancia de sitio (escalar), T el *twist*, S el *shear* y A la anisotropía. El tensor *twist* o torsión, rota el campo eléctrico regional en sentido horario, el tensor *shear* genera distorsión en los ejes del sistema con un efecto de cizalla, rotando el campo en el eje X en sentido horario y en el eje Y en sentido antihorario. El tensor anisotropía escala el campo eléctrico a lo largo de uno de los ejes principales, y alarga en el otro eje, esto se da por diferentes factores. (Groom y Bailey, 1989).

La descomposición del tensor de impedancias se considera en dos partes, una parte determinada y una parte indeterminada. La parte determinada de la distorsión galvánica se caracteriza por los parámetros T y S . La parte indeterminada g y A , depende del medio del sitio que se mide y se absorbe en el tensor de impedancias determinado sin romper la forma del tensor 2D, ya que modifica al campo eléctrico en magnitud pero no en dirección.

Análisis del tensor de fases.

El análisis del tensor de fases permite conocer la dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica. Este tensor es complejo, de segundo orden y no es afectado por distorsión galvánica (Caldwell *et al.*, 2004) y se define como:

$$\phi = X^{-1} Y \quad (2.22)$$

donde X es la parte real y Y es la parte imaginaria del tensor de impedancias magnetotelúrico.

El tensor de fases puede ser definido por parámetros que darán a conocer la dimensionalidad geoelectrica, los principales son el ángulo de inclinación β_ϕ , los valores de la fase máxima Φ_{max} y fase mínima Φ_{min} , conocidos como invariantes de las coordenadas, donde: Φ_{max} y Φ_{min} son los valores principales del tensor de fases y β_ϕ es considerado un ángulo de rotación. Otros parámetros para conocer la dimensionalidad geoelectrica son, la invariante μ que será cero sólo para un medio 1D y el ángulo α_ϕ que expresa la dependencia del tensor con el sistema coordenado, obteniéndose de las siguientes ecuaciones:

$$\beta_\phi = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right); \quad (2.23)$$

$$\alpha_\phi = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \right) \quad (2.24)$$

Como el tensor es de segundo orden se puede representar por medio de una elipse (Bibby, 1986), donde el eje mayor de la elipse será el valor de Φ_{max} y estará orientado en un ángulo definido por $(\alpha_\phi - \beta_\phi)$ y el eje menor de la elipse será el valor Φ_{min} .

Cuando el comportamiento geoelectrico es 1D la diagonal principal del tensor de impedancias es igual a cero (ec. 2.14), entonces $\beta_\phi = 0$ y el tensor de fases (1D) es en su antidiagonal será cero pero en su diagonal principal se tendrán valores idénticos. Se caracteriza por una cantidad escalar igual a la tangente de la fase (ec. 2.8). Como Φ_{max} es igual a Φ_{min} y β_ϕ es igual a cero, ocurre que $\eta = 0$. Por lo anterior, su representación gráfica es un círculo de radio unitario para todos los periodos. El radio puede aumentar con la frecuencia si la conductividad aumenta con la profundidad.

En un medio 2D el tensor es simétrico y los valores de la diagonal principal son distintos. Entonces, será $\beta_\phi = 0$ para todos los periodos mayor que al valor mínimo y $\eta \neq 0$. La orientación de los ejes se puede determinar directamente a partir de las componentes del tensor de impedancia en la misma situación (2D) y su representación gráfica es una elipse, donde uno de estos ejes está alineado a la dirección de la estructura regional, pero no es claro cuál de los ejes corresponde a la polarización TE/TM.

En un medio 3D el tensor de fases no es simétrico, su representación gráfica será una elipse similar a un 2D, pero β_ϕ , será diferente de cero. Además, se tendrá un cambio abrupto en la dirección del eje principal de las elipses del tensor de fases con respecto al período (Caldwell *et al.*, 2004).

III. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS

El diseño de adquisición se realizó con el objetivo de conocer la conductividad eléctrica del subsuelo para caracterizar el acuífero entre Cerritos-Villa Juárez, San Luis Potosí. La distribución de los sondeos cubrió la mayor área posible, con una separación promedio entre sondeos de 5 km y se consideró los accesos disponibles.

Fueron ubicados 14 sitios en donde se realizaron sondeos MT, con los cuales se generaron cuatro perfiles con dirección NE-SW como se muestra en la Figura III.1.

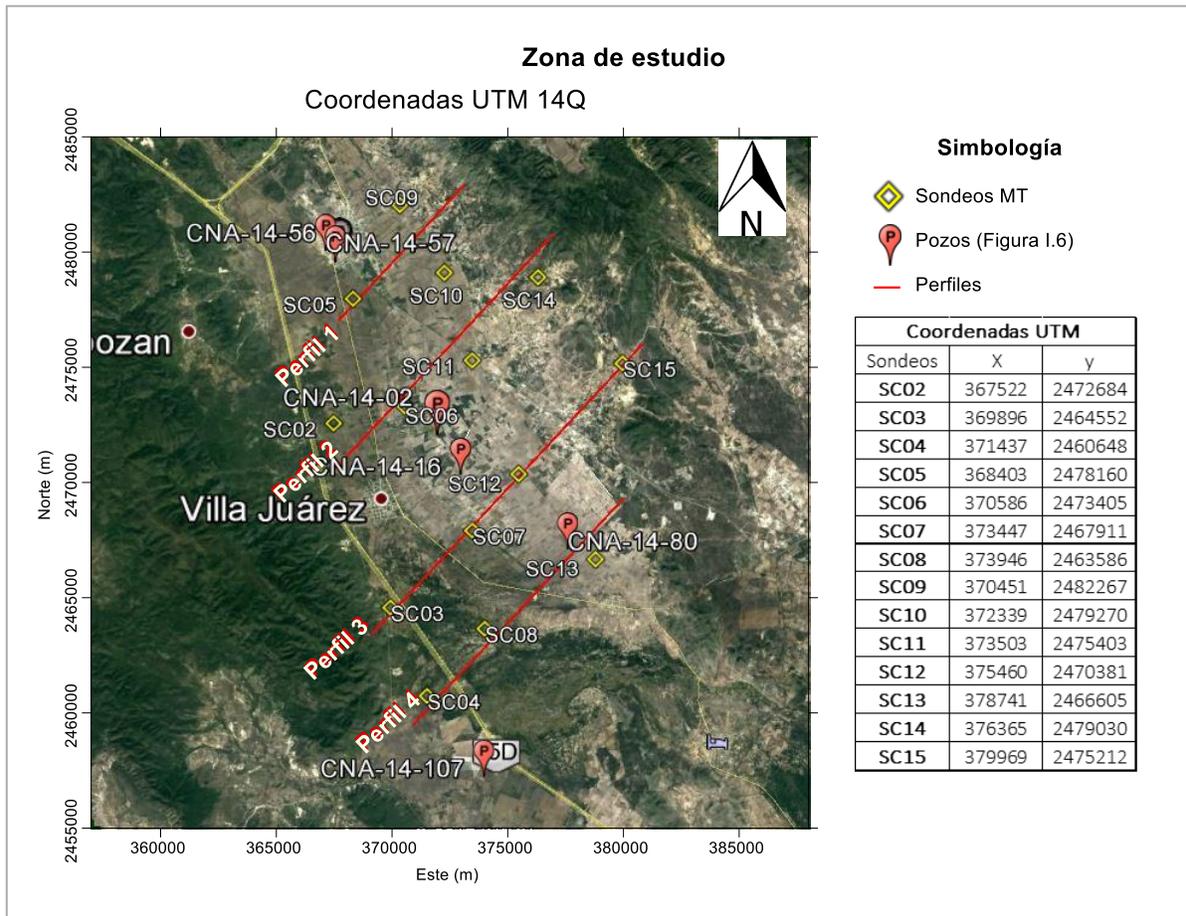


Figura III.1. Mapa con la ubicación de los sondeos; tabla de coordenadas UTM.

La topografía de la zona no es abrupta como se muestra en los perfiles de elevación (Figura III.2), con una máxima diferencia de elevación de 165 m y una mínima de 25 m. Estas elevaciones son mayores al Norte y disminuyen al Sur.

Perfil 1



Perfil 2



Perfil 3



Perfil 4



Figura III.2. Perfiles topográficos del área de estudio.

En la Figura III.2 en los perfiles 1 y 2 se aprecia la zona montañosa del NE, y en el perfil 3 se observa la cuenca rodeada por la zona montañosa.

Características del equipo e implementación en campo.

El equipo utilizado fue el ADU-07e de Metronix, cada equipo puede ser operado como un sistema independiente o como parte de un arreglo, donde cada unidad está sincronizada por su reloj GPS interno, el cual es muy preciso. Cada consola puede convertir los datos de formato analógico a formato digital (A/D de 24 bits), además de tener filtros y amplificadores de la señal (Matzander y Wilde, 2007).

El equipo ADU-07e cuenta con 5 electrodos EFP-06 de tipo Pb/PbCl₂ impolarizables y tres bobinas de inducción. Los electrodos son enterrados, procurando una resistencia de contacto baja, un electrodo se coloca en el centro del arreglo para protección del instrumento y funciona como descarga a tierra, con los otros cuatro se forman dos dipolos que miden, a través de la diferencia de potencial, el campo eléctrico en dos direcciones (E_x y E_y), generalmente orientados de N-S y E-W sino se conoce la dirección geoelectrica preferencial

y la separación de los electrodos varía de 10 m a 100 m, teniendo mayor sensibilidad a menor distancia (Martí, 2006).

Las bobinas de inducción MFS-06e, cubren un rango de frecuencia de medición de 0.001 Hz hasta 10 kHz. Para medir el campo magnético H_x y H_y , se colocan horizontalmente las bobinas orientadas al igual que los dipolos y separadas en dos de los cuadrantes formados por los cables de los electrodos (Figura III.3), se entierran para evitar ruido por las fluctuaciones del viento. La tercera bobina de inducción mide el campo magnético H_z , que se utiliza para calcular la función de transferencia geomagnética, y se entierra verticalmente por lo menos a la mitad de su longitud (Matzander y Wilde, 2007).

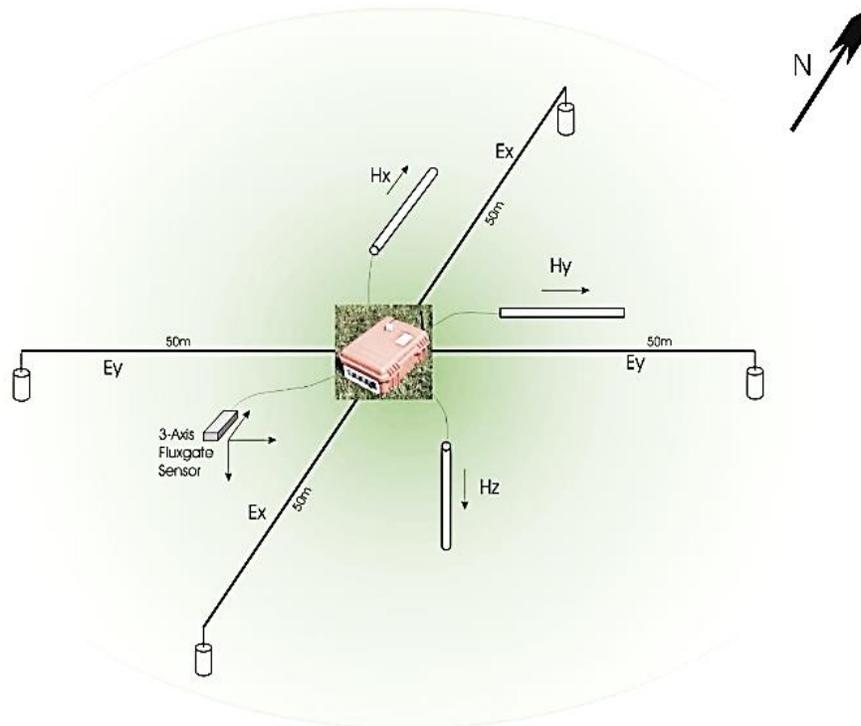


Figura III.3. Colocación del equipo ADU-07e (Matzander y Wilde, 2007).

La Figura III.3 muestra la colocación del equipo orientado hacia el Norte geomagnético.

En campo, los electrodos se enterraron a una profundidad de 20 cm, separados a 50 m, orientados de N-S y E-W. Las bobinas se enterraron a 15 cm de profundidad, paralelas a los

dipolos y no se ocupó la bobina horizontal Hz. Se trabajó con 3 equipos ADU-07e, en una campaña de tres días, realizando dos o tres sondeos por día, con un tiempo de adquisición en cada sitio de dos horas y media. Este tiempo se calculó considerando la frecuencia de sondeo para llegar a un kilómetro de profundidad y la frecuencia de muestreo del equipo.

Tabla III.1. Calculo para conocer la frecuencia mínima para llegar a un km con una resistividad teórica de 4 Ω m.

Rho [Ω m]	Prof. [km]	Frecuencia [Hz]
4	0.1	100.0
	0.2	25.0
	0.3	11.1
	0.4	6.3
	0.5	4.0
	0.6	2.8
	0.7	2.0
	0.8	1.6
	0.9	1.2
	1	1.0

La Tabla III.1 muestra frecuencias mínimas para obtener diferentes profundidades con una capa somera de 4 Ω m, estas frecuencias se calcularon a partir de la fórmula del skin depth (ec. 1.19), siendo 1Hz la frecuencia mínima para llegar a la profundidad objetivo.

Procesamiento de datos Magnetotelúricos

El procesamiento de datos consiste en varios pasos con el fin de tener modelos geoelectrónicos representativos de la zona de estudio, que se detallan a continuación.

Series de tiempo.

El análisis de las 14 series de tiempo obtenidas en campo (E_x , E_y , H_x , H_y), consistió en observar simultáneamente las señales medidas de los campos eléctricos y magnéticos con diferentes longitudes de ventanas, es decir, se observó la señal a diferentes rangos de tiempo.

Este análisis se realizó con el software Mapros/ProcMT, donde después de quitar la tendencia, se varió la longitud de ventana y se omitieron segmentos saturados (segmentos con información primaria pero también ruido local) de forma manual (Figura III.4).

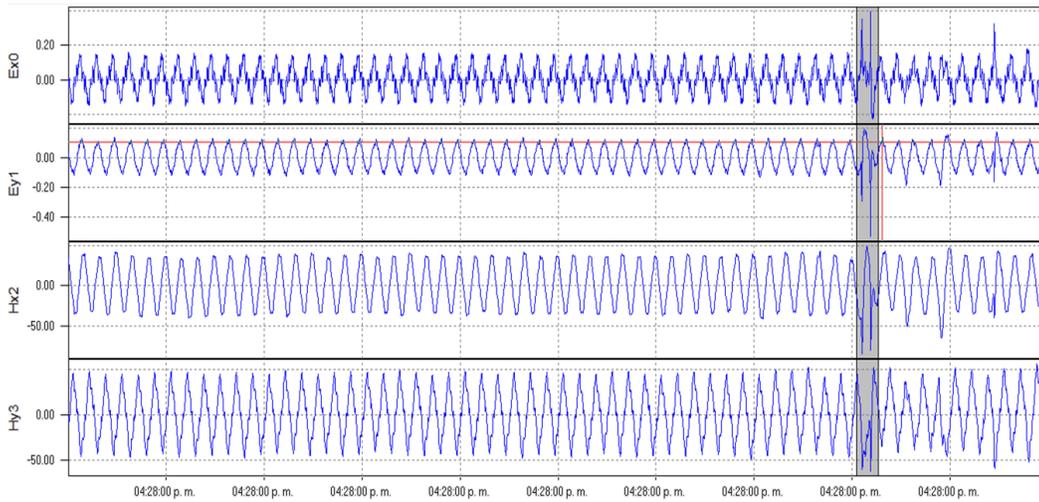


Figura III.4. Limpieza de las series temporales.

En la Figura III.4 se observa que el ruido afecta a las cuatro señales de tiempo, esta saturación de la señal obtenida, puede deberse a ruido ambiental o por la llegada repentina de la señal con gran amplitud.

Después de limpiar la serie temporal y una vez eliminada la tendencia, se pasa al dominio de la frecuencia con la Transformada Discreta de Fourier (Brigham, 1974). El programa tiene opciones de métodos para el procesamiento, se elige el número de muestras que se tomarán por bloque en el dominio del tiempo y una función de ventana para reducir los extremos de los segmentos a ocupar en estos bloques.

Con estos espectros de amplitud (E, H) se estima el tensor de impedancias electromagnético Z_{ij} , por medios estadísticos, en los casos posibles se aplicó referencia remota reduciendo la influencia del ruido, dando una mejor estimación en los valores de resistividad aparente y fase para cada banda (Romo *et al.*, 1983). Los sitios donde se pudo hacer referencia remota se muestran en la Tabla III.2.

Tabla III.2 Sondeos donde se aplicó referencia remota.

Fecha	Referencia Remota	Sondeos	Hora de inicio
29-sep	1	SC02	15:45
		SC04	16:28
	2	SC03	20:59
		SC09	21:11
30-sep	3	SC10	14:08
		SC11	14:30
		SC13	14:22
	4	SC08	17:56
		SC12	18:16
		SC14	18:25
	5	SC07	21:55
		SC15	22:10

Las resistividades aparentes y fases de cada banda son fusionadas para generar una curva, y se representan en un gráfico de escala logarítmica, colocando óptimamente de 6 a 10 valores por cada década (Figura III.5).

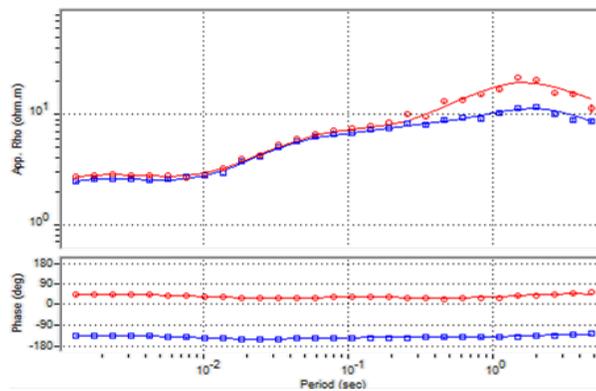


Figura III.5. Curvas de resistividad.

Las curvas deben tener buena coherencia, esto significa que cuando la resistividad aumenta la fase debe disminuir y viceversa; valores que no sigan la tendencia son omitidos. Con las curvas finales de cada sitio (Anexo I), se realiza un análisis que se explica a continuación para conocer el *strike* regional.

Análisis de dimensionalidad y direccionalidad

El análisis de dimensionalidad geoelectrica permite conocer la complejidad del medio (1D, 2D o 3D) y elegir correctamente la herramienta de inversión para generar los modelos geoelectricos. El análisis de direccionalidad geoelectrica permite conocer la dirección del *strike* cuando se está en un medio 2D, además del ángulo entre la de los datos medidos (generalmente al norte magnético) y la dirección de la estructura geoelectrica (Veroslavsky *et al.*, 2009).

Existen diversos métodos que ayudan a conocer la dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica del medio (Capítulo II), para corroborar la información y tener mayor confiabilidad en los resultados al momento de realizar la modelación e inversión se aplicaron diferentes métodos (Martí *et al.*, 2010) que se muestran a continuación.

Análisis del tensor de fases.

El análisis del tensor de fases presenta una ventaja al no ser afectado por distorsión galvánica, y además permite conocer la direccionalidad (Capítulo II). El análisis consistió primero en una parte visual que se muestra a continuación, donde los resultados de direccionalidad se representan gráficamente con elipses y la dimensionalidad con cuadros con diferente color de acuerdo al medio (1D, 2D, 3D), esta clasificación se hizo con valores de los parámetros β_ϕ y η . Los resultados se colocaron juntos para observar el comportamiento de la zona.

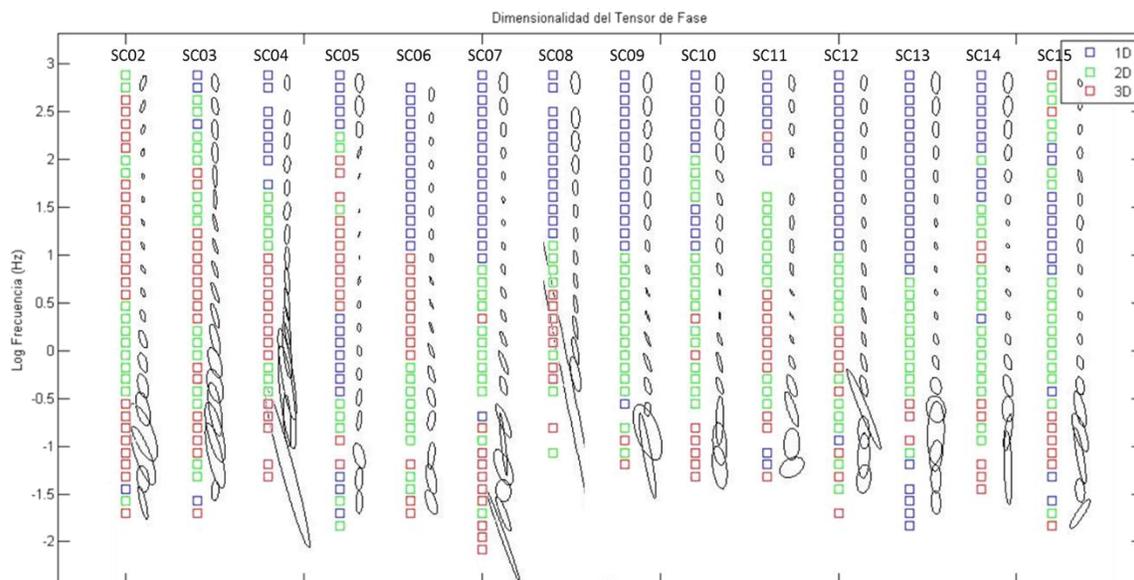


Figura III.6. Dimensionalidad con tensor de fases de los sitios.

La Figura III.6 muestra las elipses obtenidas por sitio y a diferentes frecuencias, a lado de ellas, cuadros que representan el medio, el eje x es una separación constante y el eje y es la frecuencia (Hz). El medio 1D se aprecia en la parte superior, representado por los cuadros de color azul y circunferencias color negro; en la parte central hay más cuadros color verde que representan un medio 2D, también representado por las elipses y por último, a frecuencias menores hay más presencia de cuadros rojos, que representan un medio 3D, aquí las elipses tienen mayor longitud en su eje mayor. En la frecuencia de 10 Hz a 0.1 Hz se observa mayormente un medio 2D y 3D, y la orientación de las elipses es NW-SE.

El análisis del tensor de fases brinda información de la direccionalidad geoelectrica ya que calcula ángulos obtenidos para un rango de frecuencia. Estos azimuts pueden ser representados en un diagrama de rosa para determinar la dirección preferencial. El rango de frecuencia o periodo, puede ser delimitado con el objetivo de observar el comportamiento del *strike*, dándole mayor peso al rango de frecuencia que presente un comportamiento de medio 2D, observado anteriormente (Figura III.6). Con este ángulo se rotan los datos para que uno de los ejes esté alineado en dirección del *strike*.

Los ángulos obtenidos por cada sitio se calcularon para todo el rango del periodo, esto implica que se toman también los datos del medio 1D y 3D los cuales pueden dar ángulos que no correspondan al *strike*.

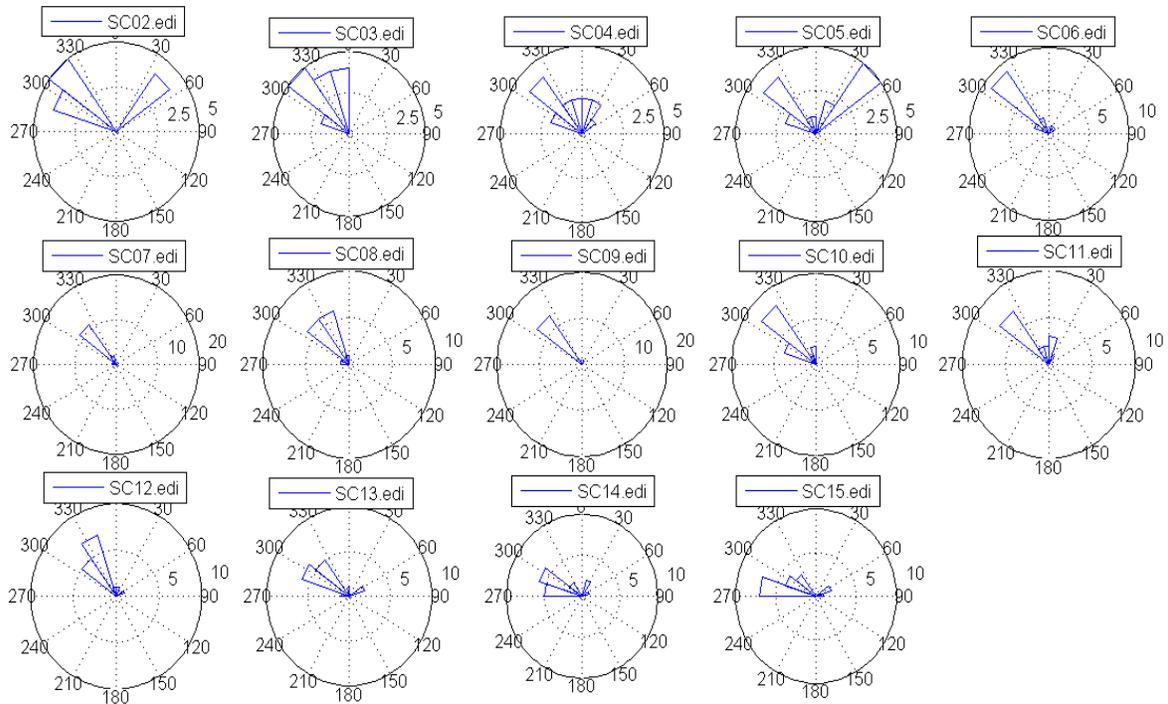


Figura III.7. Azimut de los sitios obtenidos con tensor de fases.

En los diagramas de rosa con el ángulo 0° se representa el Norte. La dirección preferencial que se observa es al Noreste, con ángulos que varían entre -40° y -50°

El análisis se realizó también por décadas logarítmicas para observar el comportamiento con diferentes rangos de periodo, dando mayor confiabilidad a los datos donde la dimensionalidad es 2D. Obteniendo de este análisis un ángulo principal de -47° .

Método de descomposición del tensor de impedancias.

Este análisis se hizo con el algoritmo llamado *Strike* realizado por McNeice y Jones (2001), el cual se basa en la descomposición del tensor impedancia (Capítulo II) del modelo propuesto por Groom y Bailey (1989), obteniendo el tensor de distorsión producto de matrices como el *twist* y *shear*. Esta herramienta permite conocer la direccionalidad geoelectrica por sitio, por perfil y por región, visualizando el comportamiento del *twist*, *shear* y *azimut*, ya sea libre o fijo a lo largo del rango de frecuencia.

Para adquirir el azimut con un análisis multisitio-multifrecuencia se realizan los siguientes pasos: 1) Se ejecuta el programa sin ninguna restricción (Figura III.8) y se observa el comportamiento del *twist* y *shear* de todos los sondeos. 2) Se ejecuta el algoritmo pero ahora fijando el *twist* o *shear*, y se halla el valor del parámetro que no está fijo, en este caso, se

mantuvo al parámetro *shear* constante y se eligió un valor del *twist*. 3) Se ejecuta el algoritmo fijando el *twist* y *shear*, consiguiendo el azimut.

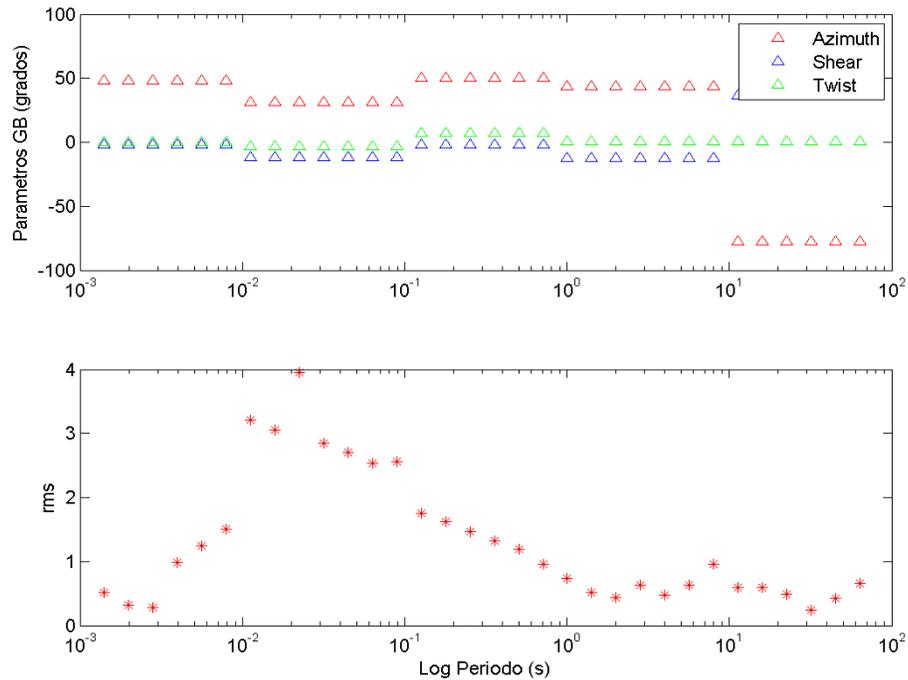


Figura III.8. a) Parámetros *twist*, *shear* y *azimut* sin restricciones. b) Error RMS.

En la Figura III.8, en el gráfico superior se muestran los parámetros del Groom y Bailey, el triángulo azul es el azimut, de color verde el *twist*, y de azul el *shear* y el gráfico posterior es el error del cálculo. Los valores del *shear* de los sondeos mostraron un comportamiento más constante, por lo que se eligió para ser el primer parámetro de restricción.

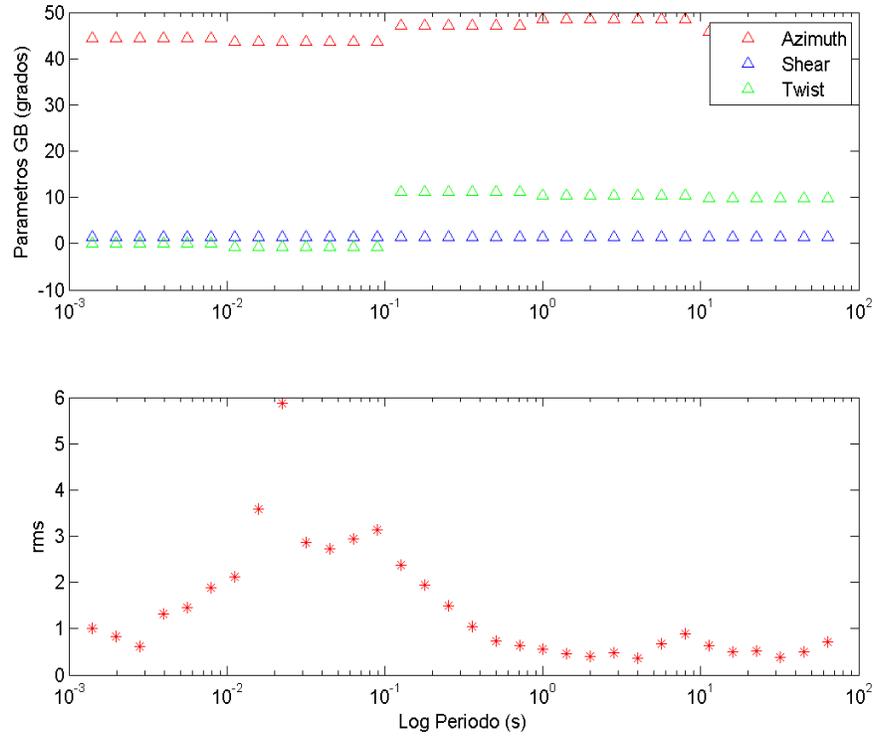


Figura III.8. Twist fijo.

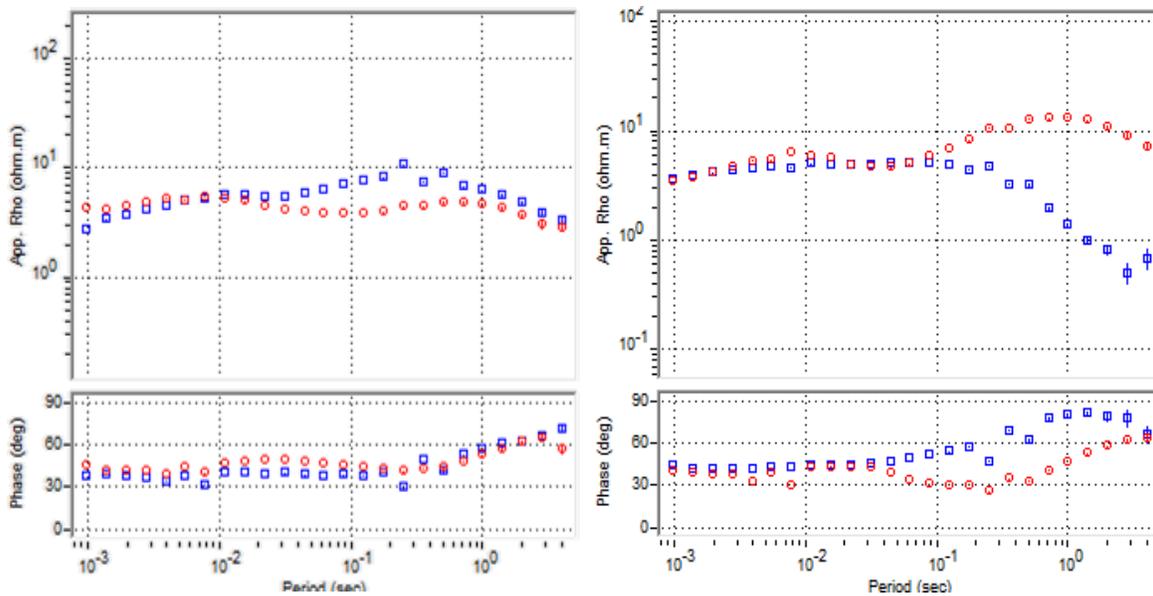
Después de fijar el *shear*, se observa el comportamiento de *twist* en todos los sitios, fijando el valor más constante, calculando el azimut.

Considerando la dimensionalidad obtenida por el método del tensor de fases y con el método de Groom y Bailey se genera la siguiente tabla:

Tabla III.3. Ángulos obtenidos con los análisis de direccionalidad.

	TENSO FASE		GROOM Y BAILEY
	Todas las frecuencias	Por bandas de frecuencia	Por bandas de frecuencia
SC02	-52	-60	43
SC03	-46	-33	-45
SC04	-41	-32	43
SC05	-45	-49	-43
SC06	-47	-34	-46
SC07	-49	-48	42
SC08	-38	-22	43
SC09	-47	-52	-47
SC10	-47	-45	-46
SC11	-43	-42	-48
SC12	-45	-41	-44
SC13	-56	-62	43
SC14	-55	-80	-44
SC15	-47	-77	-44

De acuerdo con los métodos empleados, la dimensionalidad que más predomina es de un medio 2D, para rotar correctamente en la dirección de la estructura geoelectrónica. La dirección obtenida NW-SE, coincide con la dirección de las fallas encontradas al Noreste del área de estudio, por lo que se determinó que el ángulo de -47° es adecuado para rotar los datos.

Figura III.9. Comparativo de una curva sin rotar y después de rotar -47°

La Figura III.9 es una comparación de los datos sin rotar y otros rotados -47° . A la derecha se encuentra sin rotar y las curvas muestran un comportamiento 1D, después de rotar en dirección del strike el comportamiento de la curva a un inicio permanece unidimensional después se separan las curvas TE y TM el cual muestra un comportamiento 2D.

Algunos sondeos eléctricos verticales (SEV) realizados por Ramos-Leal *et al.*, (2011), que coincidieron con la ubicación de los sondeos MT fueron usados para análisis y corrección del *static shift* (Ogawa, 2001), ya que los SEV tienen información independiente libre de distorsión galvánica y nos brinda información sobre los modelos 1D locales, conociendo la resistividad de la capa superior, la cual debe ser la misma para un sondeo MT. Finalmente, las curvas de resistividad y fase fueron suavizadas para poder ocuparlas en la inversión.

IV. MODELOS DE LOS DATOS

Existen dos tipos de modelos que se pueden obtener con los datos geofísicos: el modelo directo y el modelo inverso. Para obtener un modelo de inversión se requiere de técnicas matemáticas, las cuales a partir de datos observados permiten obtener información útil o de interés. El proceso se basa en un modelo inicial con ciertas restricciones, al cual se le calculan valores de respuesta teóricos que se comparan con los datos medidos, la diferencia genera un error, el cual es menor si el modelo ajusta con los datos observados. Si el error es mayor al límite establecido se modifica el modelo inicial. Este proceso tendrá un número de iteraciones suficientes, hasta que el ajuste del modelo sea satisfactorio y el error esté por debajo del límite establecido.

Existen diversas herramientas para generar un modelo de inversión, para los datos Magnetotéluricos la elección de la herramienta también depende del tipo de medio, ya que sí es un medio 1D, su resolución depende de un sistema con dos grados de libertad, en un medio 2D de 4 grados de libertad, pero para un modelo de inversión de un medio 3D, se requiere de herramientas más complejas por los ocho grados de libertad. Pese a la existencia de rutinas para inversión de datos 3D cada vez más rápidas y fiables (Mackie y Madden, 1993; Mackie *et al.*, 1993), su solución aún requiere de gran capacidad de cómputo.

La inversión para un medio 2D es la más ocupada, aun con anomalías 3D. En el proceso, se trata de disminuir la influencia de estas anomalías, y la inversión ha demostrado tener una buena interpretación de datos 3D, con algunas limitaciones en períodos, formas e intervalos (Ledo, 2002), pero proporcionando una aproximación razonable de las estructuras del subsuelo. Sí se modela un medio 2D con una herramienta para un medio 1D, los resultados no serán representativos del medio, ya que no se consideran ciertos efectos de resistividad y estructuras (Wannamaker, 1999).

Entre los métodos para hacer inversión de un medio 2D están: el método OCCAM, que utiliza una extensión del algoritmo 1D existente (deGroot-Hedlin y Constable, 1990), el REduced Basis OCCam (REBOCC) que considera sólo a la conductividad eléctrica y utiliza un mallado muy fino para la discretización (Siripunvaraporn and Egbert, 2000), también hay métodos

basados en el subespacio (Oldenburg *et al.*, 1993), y rutinas como la *Sharp boundary model inversion routine* o la rutina *Smooth model inversion routine* (Mackie, 1999; Rodi y Mackie, 2001), entre otros (Pedersen y Engels, 2005).

La rutina *Smooth model inversion*, está basada en la obtención de una solución regularizada minimizando una función objetivo empleando gradientes conjugados no lineales GCNL (NLCG, por sus siglas en inglés). El modelo inicial está representado por celdas rectangulares cuyo tamaño puede ser modificado dependiendo de la estructura de interés (Rodi y Mackie; 2001). Para este último método, se define un parámetro de gran importancia que es τ , el cual define el equilibrio entre los datos y el modelo suavizado y su valor puede ser de 3 a 300, teniendo más suavizado con un número mayor. Para definir qué valor tomar, se pueden realizar modelos con diferentes valores de τ , el valor adecuado será aquel que genere modelos coherentes, con un buen ajuste entre los datos observados y la respuesta del modelo, y tenga un error rms (*root mean square*) pequeño (GEOSYSTEM, 2008).

Cuando el medio es 2D, el campo EM es ortogonal y puede ser desacoplado en modo TE y modo TM, y la inversión puede ser para cada modo o combinado (TE+TM). El modo TM es relativamente más robusto considerando los cambios laterales, es más sensible a estructuras superficiales y fuertemente afectadas por efectos inductivos. El modo TE es más afectado por la distorsión galvánica, sensible a cambios significativos del campo eléctrico y a estructuras profundas, además, menos influenciado por efectos 3D (Wannamaker *et al.*, 1984; Ledo *et al.*, 2002). En conjunto los modos TE y TM (TE+TM) tienen más información y pueden dar modelos fiables y completos (Ledo *et al.*, 2002).

Las pseudo-secciones de los modelos 2D proporcionan una ayuda visual útil, ya que dan tendencias generales de posibles estructuras del subsuelo, y son generadas con la información TE o TM, interpolando los datos de los sitios. Las pseudo-secciones de resistividad pueden ser muy engañosas con la presencia de estructuras conductoras multi-dimensionales, ya que la resistividad aparente es afectada generando corrimiento estático, que no se corrige en la interpolación. A diferencia de las pseudo-secciones de fase que son libres de este corrimiento (Simpson y Barh, 2005).

Modelado

Se generaron cuatro perfiles perpendiculares al *strike* (Figura III.1), los perfiles 1 y 4 con tres sondeos y los perfiles 2 y 3 con cuatro sondeos. La longitud del perfil uno es de 8 km, el segundo y cuarto es de aproximadamente 14 km, y el más grande de 17 km corresponde al perfil 3.

El parámetro de *tau* fue elegido y analizado para cada modelo, así como el número de iteraciones, observando las variaciones del error RMS y los perfiles obtenidos.

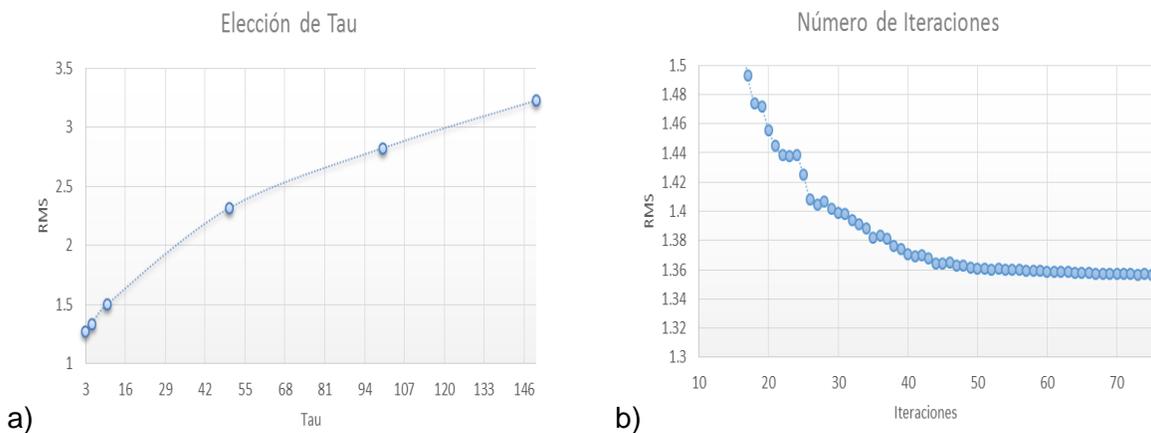


Figura IV.1. a) Gráfico de Tau,

b) Gráfico de Iteraciones.

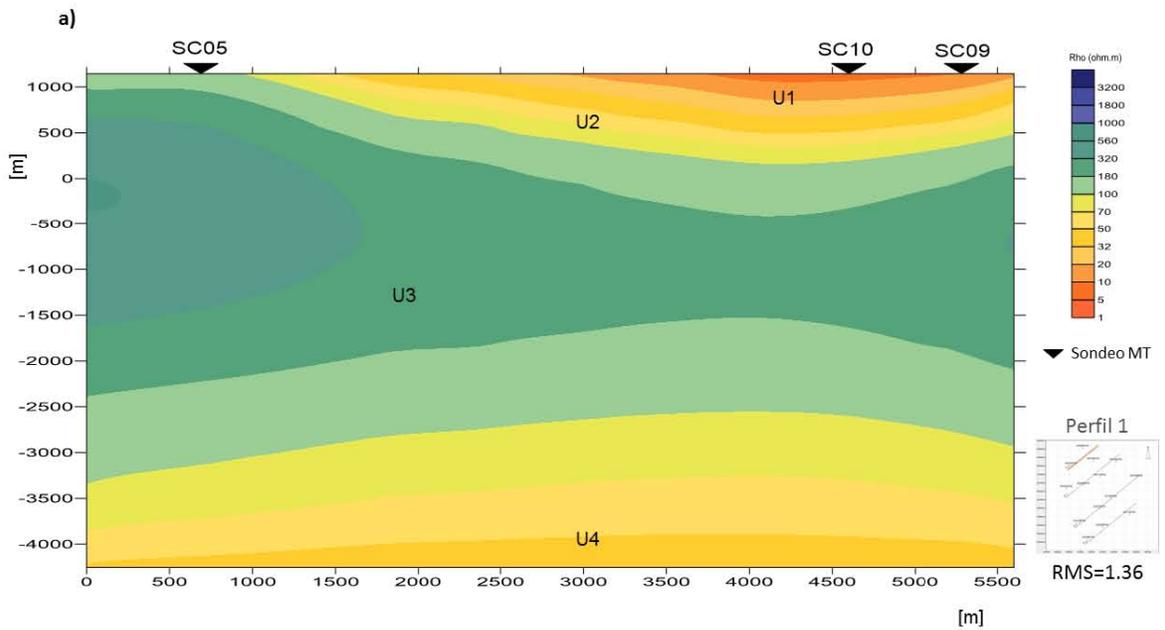
En la Figura IV.1a se aprecia un gráfico de la variación del error RMS con respecto a diferentes valores de *tau* de un perfil, el elegido en este caso fue 3 no sólo por tener el mejor ajuste con las curvas de resistividad, sino porque, con valores mayores el modelo se suavizaba demasiado.

La Figura IV.1b muestra el error RMS obtenido a diferentes iteraciones, este error va decreciendo hasta el punto en que se mantiene constante, en este ejemplo el número de iteraciones con el que se realizó el modelo fue de 50.

El eje de las abscisas en los modelos de inversión corresponde a la distancia del perfil en metros y el eje de las ordenadas corresponde a metros sobre el nivel del mar (msnm), cada perfil muestra la escala de valores de resistividad aparente, su ubicación y el error RMS.

La validez de los modelos se da con el ajuste de las curvas de los datos observados con los calculados, de manera visual se aprecia con las pseudo-secciones observadas y las

calculadas. Por esta razón, se muestran debajo de cada perfil, tanto del modo TE como el modo TM.



Pseudo-secciones

Perfil 1

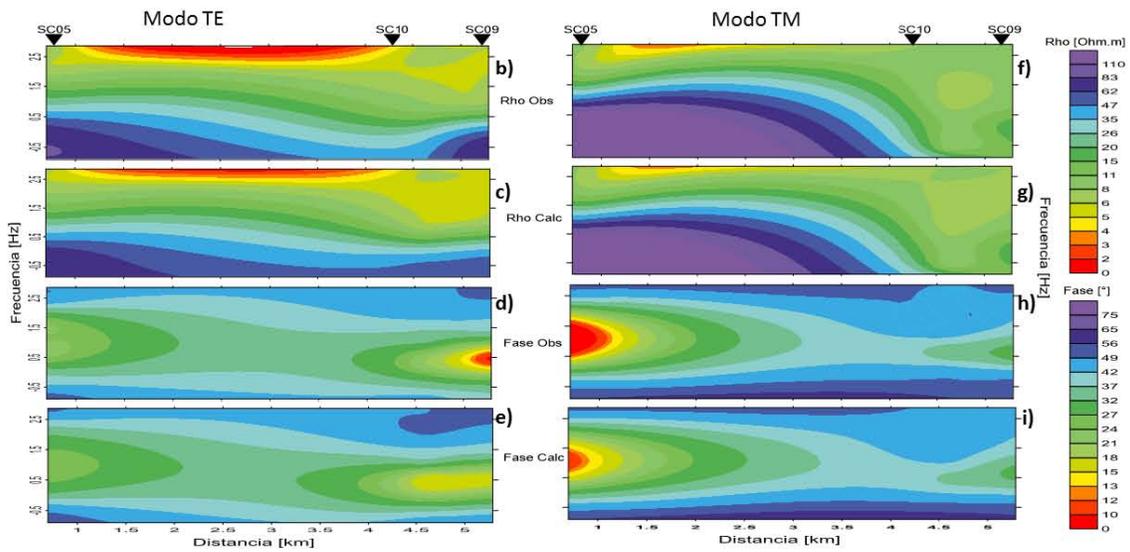
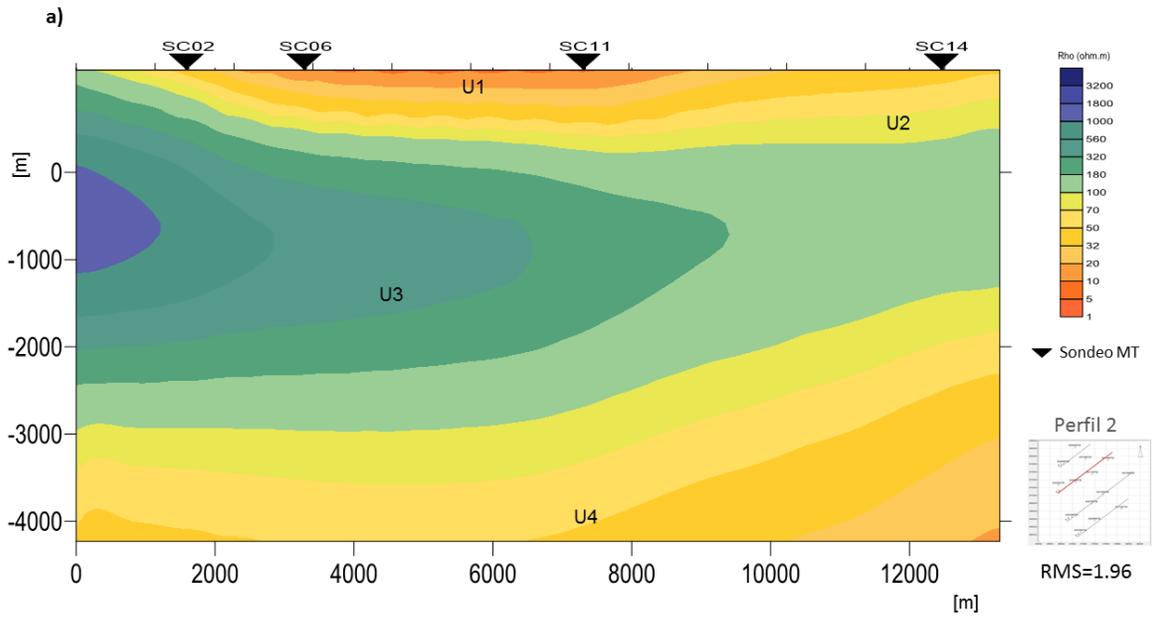


Figura IV.2. a) Modelo de inversión 2D y pseudo-secciones de los modos TE y TM, b) y f) Rho Obs; c) y g) Rho Calc; d) y h) Fase Obs; e) e i) Fase Calc., del Perfil 1



Pseudo-secciones

Perfil 2

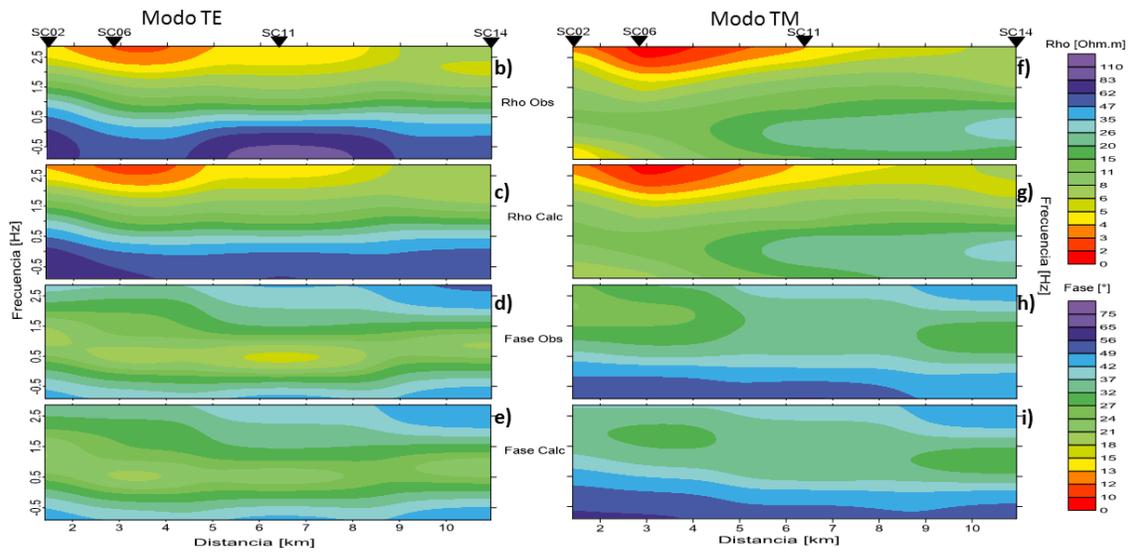
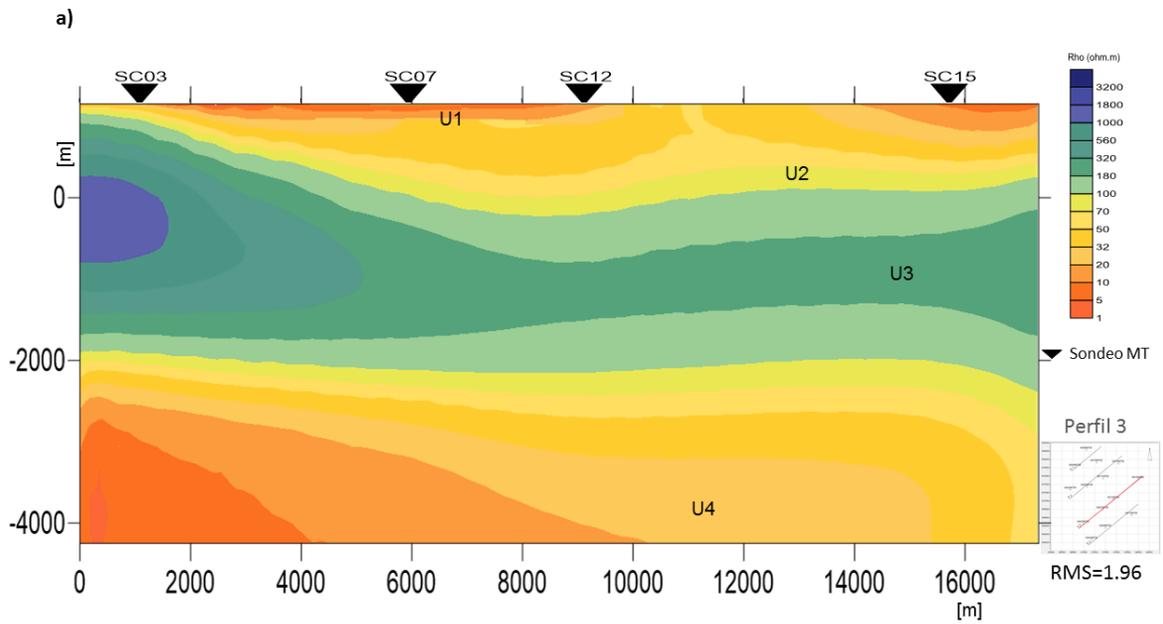


Figura IV.3. Modelo de inversión 2D y pseudo-secciones de los modos TE y TM, b) y f) Rho Obs; c) y g) Rho Calc; d) y h) Fase Obs; e) e i) Fase Calc., del perfil 2.



Pseudo-secciones

Perfil 3

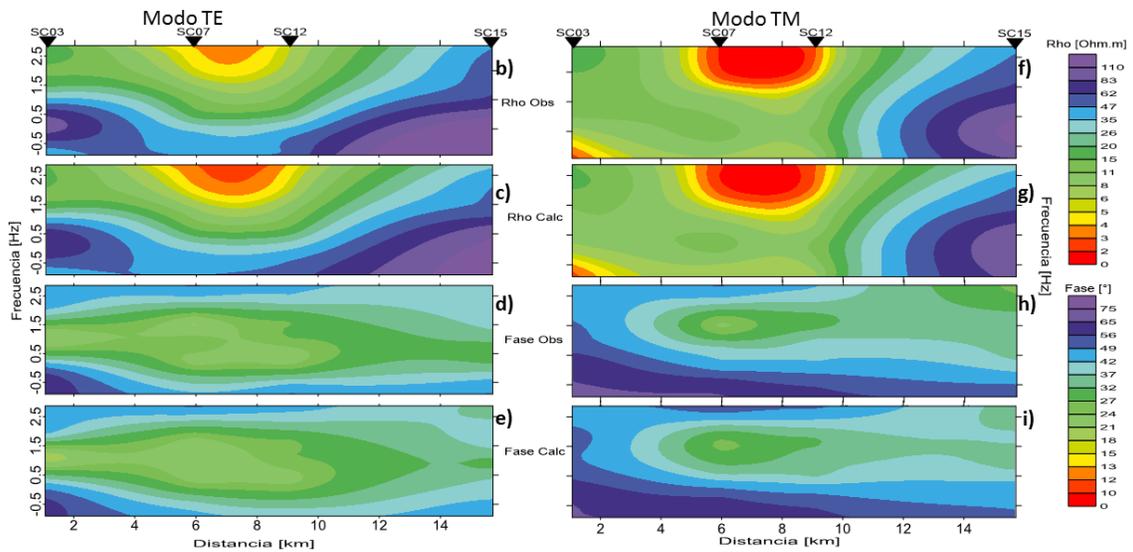


Figura IV.4. Modelo de inversión 2D y pseudo-secciones de los modos TE y TM, b) y f) Rho Obs; c) y g) Rho Calc; d) y h) Fase Obs; e) e i) Fase Calc., del perfil 3.

Los modelos geoelectricos se utilizaron para generar un modelo pseudo-tridimensional que se presenta a continuacion.

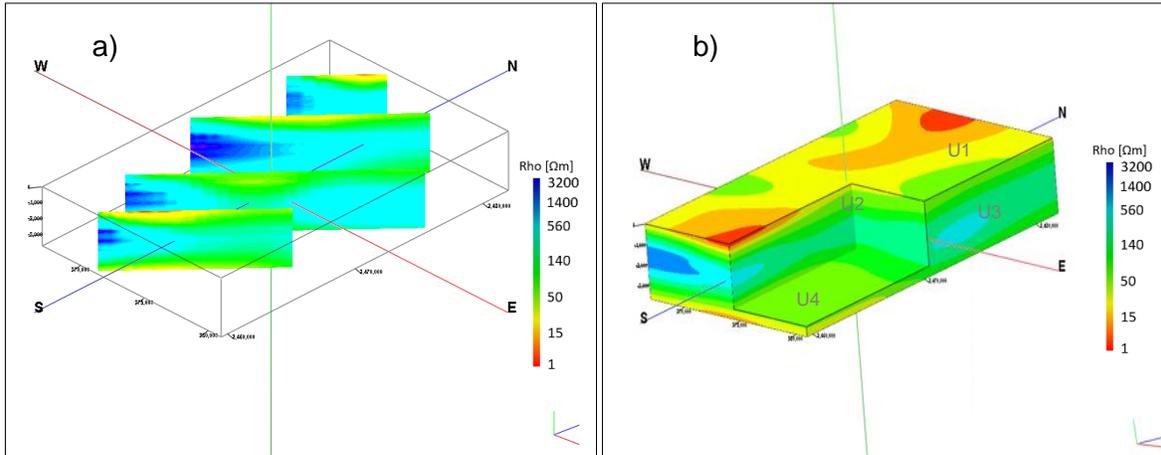


Figura IV.6. a) Modelos en perspectiva 3D y b) Modelo pseudo-tridimensional.

La Figura IV.6a muestra los modelos en una perspectiva 3D, mientras que la Figura IV.6b es un volumen que se realizo con la interpolacion de los datos invertidos 2D.

El modelo pseudo-tridimensional, muestra las unidades geoelectricas clasificadas anteriormente (unidad U1 que se encuentra en zona superficial con valores de resistividad bajas, subyaciendo la unidad U2 de resistividades ligeramente mayores, la unidad U3 que se encuentra a lo largo de todo el modelo con las resistividades mas altas y por ultimo, la unidad U4 con valores de resistividad menores a la capa que subyace) y permite comprender un poco mas la geometria del sistema acifero.

V. ANÁLISIS DE RESULTADOS

Con base en los modelos de inversión obtenidos (Figura IV.2 a IV.5), las cuatro unidades se clasificaron de la siguiente forma:

Unidad Geoeléctrica U1 es la unidad que se localiza en la zona más superficial, con valores de resistividad entre 3 y 10 Ωm . Subyaciendo a la unidad U1 se encuentra una capa de resistividades mayores con valores entre 10 y 40 Ωm , que se clasificó como la **unidad geoeléctrica U2**. Subyaciendo a ambas unidades geoeléctricas se aprecia un aumento en la resistividad, alcanzando valores mayores a 150 Ωm . En esta unidad se observan los mayores espesores y se presenta a lo largo de todos los perfiles y se clasificó como la **unidad geoeléctrica U3**. Finalmente, se observa la **unidad geoeléctrica U4**, cuyas resistividades son menores de 70 Ωm y también se presenta a lo largo de todos los perfiles.

Litología

Es posible asociar las unidades geoeléctricas con materiales litológicos, con ayuda de la información previa geológica y geofísica (SGM, 2007; Ramos-Leal *et al.*, 2011), y posiblemente se tengan los siguientes materiales:

Material reciente del Cuaternario.

La unidad U1 puede corresponder a estos materiales, que están compuestos de relleno granular y aluviones. Sus espesores varían de 50 a 250 m localizados en la zona superficial.

Formación Cárdenas.

La unidad U2 muestra espesores de 100 a 150 m y se encuentra subyaciendo a la unidad U1, asociada a lutitas y areniscas con altos contenidos de arcillas de la Formación Cárdenas del Cretácico Superior.

Formación El Abra.

La unidad U3 con amplia distribución en los modelos de inversión, localizada a lo largo del perfil, es la capa con mayores espesores, que varían de 400 a 2500 m y probablemente se puede asociar a calizas de esta Formación. Esta unidad muestra un gran rango de resistividades que posiblemente se deba al estado de la roca, y su saturación. Posiblemente tenga un mayor grado de fracturamiento en algunas áreas, generando porosidad de tipo

secundaria, la cual puede ser aprovechada y ocupada por el agua, disminuyendo así, la resistividad aparente de la caliza. Entonces, las resistividades altas que se muestran al suroeste de los perfiles (Figuras IV.6) probablemente se deban a un menor grado de fracturamiento.

Formación Guaxcamá.

La unidad U4 que subyace a las tres unidades anteriores y geoelectricamente se aprecia en todos los modelos como una capa con resistividades bajas, es posible asociarlos con yesos y anhidritas del Cretácico Inferior de esta Formación. En un estado normal esta roca muestra resistividades muy altas, pero posiblemente se encuentra en disolución por causa del contacto agua-roca, y este contacto puede ser la causa de los altos contenidos de sulfatos ($\text{SO}_4\text{-Ca}$) mostrados en el estudio químico del agua de la zona (Ramos-Leal et al., 2011).

Hidrogeología.

Las unidades hidrogeológicas no necesariamente deben coincidir con las estructuras geoelectricas observadas. Con base en información previa y considerando los reportes de áreas cercanas con características similares a la zona, como por ejemplo, estudios hidrogeológicos del Estado de Querétaro, en un área comprendida en la provincia Sierra Madre Oriental (SGM, 2007), se clasificaron cuatro unidades.

La unidad hidrogeológica 1 (UH1), se encuentra dentro de la unidad geoelectrica U1. Es la zona más superficial y se clasifica como la zona no saturada o zona vadosa (de recarga).

La unidad hidrogeológica 2 (UH2), se encuentra dentro de la unidad geoelectrica U1 compuesta de materiales que tienen buena porosidad por su variación en su granulometría, propiedad que controla el comportamiento espacial de la permeabilidad. Se clasifica como el acuífero libre de tipo detrítico y se correlacionó con las respuestas de las pruebas de bombeo en los pozos dentro del área de estudio (CONAGUA, 2008), con las que se confirma la presencia del acuífero libre (Figura I.6).

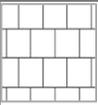
La unidad hidrogeológica 3 (UH3), coincide con la unidad geoelectrica U2, la cual está conformada de materiales que se consideran con porosidad buena para almacenar agua, pero que transmiten lentamente por ser de escasa permeabilidad debido al alto contenido de arcillas, esta unidad hidrogeológicamente se clasificó como un Acuitardo.

La unidad hidrogeológica 4 (UH4) se clasificó como un acuífero confinado, que se conforma por dos unidades geoelectricas (2 unidades litológicas), la unidad U3 y la unidad U4. Ambas unidades se comportan como un solo acuíferos aunque son de diferentes tipos.

Las calizas de la unidad U3, tienen porosidad de tipo secundaria por fracturación, esto pudo darse por efectos de relajación o por esfuerzos tensionales locales (Morán-Ramírez et al., 2013). También, la porosidad puede deberse a disolución de la roca caliza pero en un menor grado, no llegando a ser un acuífero cárstico. Es un material permeable, que presenta la capacidad de almacenar y transmitir agua subterránea en cantidades económicamente explotables (CONAGUA, 2015).

La unidad U4 asociada a posible yeso, se considera con porosidad de tipo secundaria, causada por disolución al contacto con agua. No podemos afirmar que este material sea el basamento, ya que no es claro definirlo con respecto a las resistividades obtenidas y la profundidad de alcance, pero podría si estar funcionando como una roca sello a mayor profundidad, recordando que la disolución del yeso disminuye casi al 100% cuando el agua se satura al 90% (Van-Heiningen, 2009).

De manera general, la clasificación de las unidades se resume en la siguiente tabla:

Unidad geoelectrica	Resistividad (Ωm)	Espesor (m)	Litología		Hidrogeología	
U1	3-10	50-250		Relleno granular y aluviones.	UH1	Zona vadosa
					UH2	Acuífero Libre
U2	10-40	100-150		Lutitas y areniscas (Fm. Cárdenas)	UH3	Acuitardo
U3	>150	400-2500		Caliza (Fm. El Abra)	UH4	Acuífero Confinado
U4	<70			Yesos, anhidritas (Fm. Guaxcamá)		

Y para complementar la caracterización de las unidades, se presentan ambas informaciones en el siguiente perfil, tomando un promedio en los espesores de los modelos de inversión obtenidos.

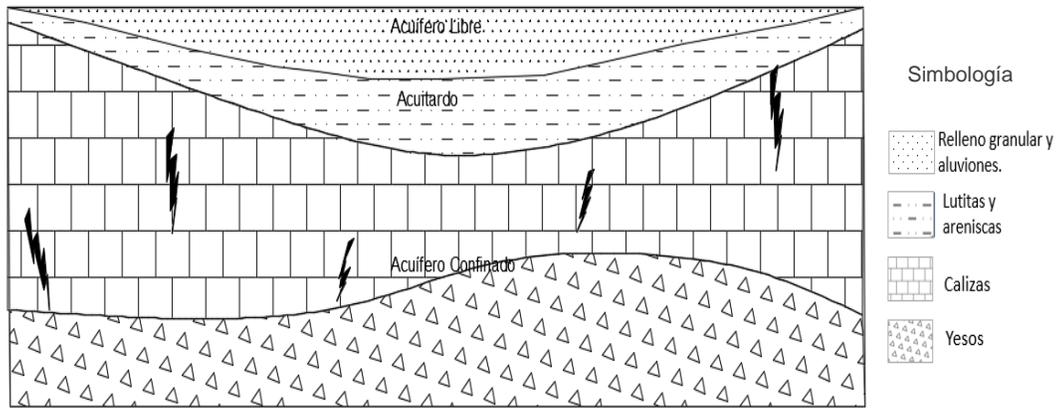


Figura V.1. Representación geológica e hidrogeológica de un perfil.

La Figura IV.7 muestra el comportamiento observado del acuífero en Cerritos-Villa Juárez, con las unidades geológicas e hidrogeológicas encontradas.

Discusión.

La aplicación del Método Magnetotelúrico (MT) permite obtener información del subsuelo a grandes profundidades sin ser considerado como un método destructivo. Ha sido útil en exploración de agua subterránea y se basa en observar la resistividad aparente del subsuelo a profundidad, por lo que se aplicó a la zona de estudio que se encuentra entre los municipios de Cerritos y de Villa Juárez en San Luis Potosí.

Se realizaron 14 sondeos MT con los que se generaron 4 perfiles con dirección NE-SW, estos datos fueron procesados, modelados y analizados con el objetivo de caracterizar el acuífero de la zona. El procesamiento inicia con la limpieza de las series temporales obtenidas en campo para reducir el ruido y generar las curvas de resistividad aparente. Algunos sondeos eléctricos verticales (SEV), fueron usados para análisis y corrección del corrimiento estático.

El análisis de dimensionalidad y direccionalidad se realizó con dos métodos, el método de tensor de fase y el método de descomposición del tensor de impedancias. Con el primer método se determinó que la dimensionalidad del medio era 2D y se obtuvo una direccionalidad entre N40W y N50W. El segundo método confirmó la dirección preferencial regional de la estructura geoelectrica, siendo el ángulo de rotación con el que se rotaron

todos los sondeos de N47W. Así mismo, la dirección geoelectrica coincidió con la geología, ya que los pliegues al noroeste y las fallas identificadas al noreste de la zona muestran el mismo rumbo.

Los modelos de inversión son muy consistentes al mostrar las mismas estructuras geoelectricas, las cuales se clasificaron en cuatro unidades, que se correlacionaron con la litología y después se asignaron a unidades hidrogeológicas, considerando la información previa (geología, hidrogeología y geofísica).

Las unidades en las que se dividió el sistema acuífero fue en cuatro: UH1) La zona no saturada, UH2) Acuífero Libre, UH3) Acuitardo y UH4) Acuífero semiconfinado.

- La zona no saturada pertenece a la unidad U1 de resistividades aparentes bajas (menores a 10 Ω m), y se encuentra en la zona más superficial. Corresponde a materiales recientes del cuaternario compuesto de aluvión, limos-arenas y relleno granular.
- Acuífero Libre. Al igual que la zona no saturada, corresponde a la unidad geoelectrica U1. Este acuífero es considerado como el acuífero superior de tipo detrítico con niveles estáticos superficiales entre 3 y 75 m (CONAGUA, 2015). Las pruebas de bombeo mostraron que el acuífero se comportaba de tipo libre con excepción de dos pozos que arrojaron un comportamiento diferente.
- El Acuitardo perteneciente a la unidad geoelectrica U2, que subyace a la unidad U1, de resistividades entre 10 y 40 Ω m, que se asoció a lutitas de la Formación Cárdenas del Cretácico superior con altos contenidos de arcillas. Esta unidad es la que separa al acuífero libre del semiconfinado.
- El Acuífero semiconfinado. Este acuífero se conforma por dos materiales litológicos (unidad U3 y unidad U4), presentando en la unidad U4 un posible proceso de disolución de la roca que genera altos contenidos de sales.

- La unidad geoelectrica U3 con resistividades mayores a $150 \Omega\text{m}$ se asoció a calizas de la Formación El Abra, y se considera como un acuífero de tipo fracturado. La unidad geoelectrica U4 de resistividades menores a $70 \Omega\text{m}$ corresponde a yesos de la Formación Guaxcamá y se considera parte del acuífero semiconfinado, que puede ser de tipo fracturado pero también de tipo de disolución. Esta unidad se puede relacionar a la disolución del yeso debido al contacto agua-roca, que genera altos contenidos de sulfato y elementos químicos en el agua, que se correlacionan con las resistividades bajas.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los resultados obtenidos, podemos concluir lo siguiente.

Fue posible conocer el sistema acuífero entre los municipios de Cerritos y Villa Juárez con el método magnetotelúrico.

Los modelos se consideran confiables no sólo por tener errores RMS menores a dos, sino también por buen ajuste entre los datos observados y los calculados, que se aprecia en las pseudo-secciones de resistividad y fase.

Los modelos obtenidos tienen gran correlación ya que presentan comportamientos geoelectricos muy similares, lo que permitió clasificar estos modelos en cuatro unidades geoelectricas, anteriormente descritas.

A partir de los resultados obtenidos en los modelos de inversión 2D, se hizo una correlación litológica e hidrogeológica.

Los altos contenidos de sales se asociaron al posible contacto agua-roca en la unidad asociada a yesos y anhidritas, en donde probablemente está ocurriendo la disolución del yeso.

Para reforzar más este trabajo, se podría volver a utilizar este método MT, pero con mayor tiempo de adquisición en la toma de datos, para obtener un mayor alcance en la profundidad, y así tratar de identificar el basamento del acuífero.

Realizar análisis de química del agua de los pozos no medidos, que se encuentran dentro del acuífero, que pueda ayudar a apreciar el flujo y comportamiento del agua.

De acuerdo a lo estudiado y a las características del acuífero, se recomienda mantener una buena gestión del recurso hídrico, así como mantener las zonas de veda en el área de estudio.

VII. REFERENCIAS

Acosta, S. T; 2007. El método MT para la prospección de estructuras superficiales. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería Universidad Nacional Autónoma de México. pp.

Álvarez, M. Jr. 1958. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana. Manuscrito elaborado en el XX Congreso Geológico Internacional.

Bahr, K; 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics – Zeitschrift fur Geophysik*, 62(2), p: 119- 127

Bahr, K., Groom, R; 1992. Corrections for near surface effects: Tutorial paper, 10th Workshop on EM induction in the Earth. IAGA WG-12.

Berbesi, A; 2005. Comparación entre inversión SB e inversión REBOCC para una medición 2D RMT + CSTMT en Skediga, Suecia. Tesis de licenciatura. Ilustre universidad Simón Bolívar, p 65.

Berdichevsky, L; 1983. Variational principles of continuum mechanics. Moscow: Nauka.

Berdichevsky, M., Zhdanov, M; 1984, *Advanced Theory of Deep Geomagnetic Sounding*, Elsevier Sci. Pub., Amsterdam; p 408.

Berdichevsky, M., Dmitriev, V; 2008. *Models and methods of magnetotellurics*. Berlín: Springer Verlag.

Braun, E; 2010. Electromagnetismo: de la ciencia a la tecnología. La ciencia desde México. 122. Fondo de Cultura Económica. México, D.F., pp.

Cagniard, L; 1953. Basic Theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, Vol. 18:3; p: 205 – 263

Cantwell, T., 1960. Detection anti analysis of low frequency magnetotelluric signals. Tesis PhD. MIT

Caldwell, T., Bibby, H., Brown, C; 2004. *Geophysical Journal International*. Vol. 158, Issue 2; pp: 457-469.

Carrillo, J; 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (AMGP)*.

Carrillo, J., Cardona A., Moss, D; 1996. Importancia de la componente vertical del flujo de agua subterránea: un enfoque hidrogeoquímico en el valle de San Luis Potosí, México. *Journal of Hydrology ELSEVIER Journal of Hydrology* 185; p: 23-44.

Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, W. y Amelung. 2014. La subsidencia del terreno en el centro de México detectada por series de tiempo ALOS InSAR. *Remote Sensing of Environment* 140; p: 94–106

Chave, A., Jones, A; 2012. Introduction to the magnetotelluric method, In: *The Magnetotelluric Method*, edited. Cambridge University Press. Cap.1, p: 1-18

Chávez, J., Torres A., Porras, N., Cossio, T; Aranda, J; 2011. Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 63, núm. 2, p: 253-270

CONAGUA, 2010. Página web consultada en Agosto de 2014. "http://www.conagua.gob.mx/Conagua07/Aguasubterranea/pdf/DR_2414.pdf"

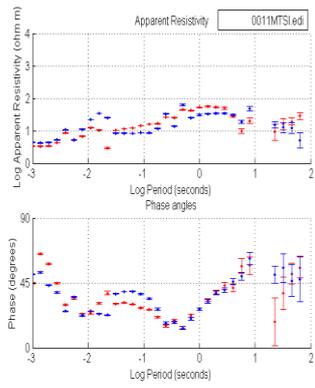
CONAGUA 2, página web consultada en junio del 2014: <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/Prontuario%20de%20aguas%20subterr%C3%A1neas.pdf>

- Corbo, F. 2006. Modelo geofísico del acuífero de Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina. Posgrado de Ciencias de la Tierra. Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro. Universidad Nacional Autónoma de México, p: 148.
- Corbo, F., Arzate, J., Oleaga, A; 2012. Structure of the Guaraní aquifer in the surroundings of the Uruguay River from magnetotelluric soundings. *Geofísica Internacional*. 51-1. p: 17-37.
- D.O.F., 2013. Diario Oficial de la Federación, Secretaría de Gobernación.
- Deidda, G., Ranieri, A., Ponsati, M., Nuvoli, Erriu S; 2003. Delimitación de la intrusión salina en el Acuífero Aluvial de la Marina de Cardedu (Cerdeña Centro-oriental). *Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*. Madrid. ISBN.84-7840-470-8.
- Edminister, A. 1993 *Schaum's outline of the theory and problems of electromagnetics*. 2a edición. McGraw-Hill. Estados Unidos.
- Eguiluz, S., García, M., y Marrett, R; 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. LIII; p: 1-26
- Fitterman and Stewart, 1986 D.V. Fitterman, M.T. Stewart Transient electromagnetic soundings for groundwater *Geophysics*, 51, p: 995–100
- Flores C., Romo J., Vega M. 2013. On the estimation of the maximum depth of investigation of transient electromagnetic soundings: the case of the Vizcaino transect, Mexico. *Geofísica Internacional* 52-2; p: 159-172.
- Goldman, M., Arad, A., Kafri, U., D. Gilad, Melloul A. 1988. Detection of freshwater/seawater interface by the Time Domain Electromagnetic (TDEM) method in Israel. W. de Breuck, L. Walschot . Proc. 10th SWIM, Ghent. *Natuurwet. Tijdschr*; p: 329–344
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., Melloul, A; 1991. Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time-domain electromagnetic method. *Geoexploration*, p 28.
- González A., Salas G. 1996. Estudio Geológico Integral a semidetalle de la asignación minera Santa Isabel Municipio de Mazapil, Estado de Zacatecas. Tomo I. Archivo Técnico de la Secretaría de comercio y Fomento Industrial; p 61.
- Groom, R., Bailey, R; 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research* 94, p: 1913-1925
- Hernández, J; 2008. Efecto de la Evolución Geoquímica en la calidad del agua subterránea en la porción central de la zona media del Estado de San Luis Potosí. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- INAFED, pagina web consultada en junio de 2014: <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM24sanluispotosi/municipios/24008a.html>
- INEGI, 2002. *Perspectiva estadística*, San Luis Potosí; p: 95
- INEGI, 2014. Página web: <http://www.inegi.org.mx/inegi/default.aspx?s=geo&c=1172&e=24>.
- Jiracek, R. 1990. Near surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, Vol. 11; p: 163-203.
- Jones, A. 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*. Vol. 53 No. 7; p: 967-978.
- Jones, G. 1992. Electrical properties of the lower continental crust in: Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R. W. *Continental lower crust*. Elsevier publications; p: 81-143.
- Kaufman, A., Keller, G; 1983. *Frequency and Transient Soundings*. Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, Amsterdam.

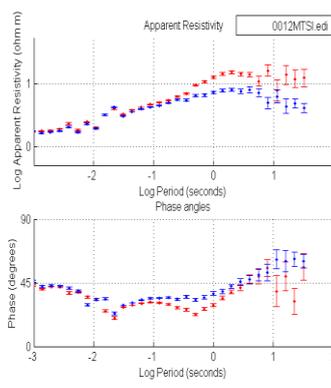
- Keller, G; 1987. Rock a Mineral Properties. En: Nabighian, M, N (ed.). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Vol. 1. Society of Exploration Geophysicists, p: 13-51.
- Kirsch, R. 2006. Groundwater geophysics: A tool for hydrogeology. Berlín, Alemania: Springer-Verlag
- Korn G.A., Korn T.M., 1968. Mathematical Handbook for Scientists and Engineers. McGraw Hill Book Company. New York, NY.
- Krivochieva, S., Chouteau, M; 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). Journal of Applied Geophysics, Vol. 52; p: 23–43.
- Ledo, J. 1996. Aplicación del método magnetotélúrico al estudio de la estructura litosférica de los pirineos. Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Universidad de Barcelona, pp.
- Lugo-Hubp, J. 1990. El relieve de la República Mexicana. Revista del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. Vol. 9 no.1; p: 82-111.
- Mamanil, M; Castiglione, B; Di Giuseppe, O; 2006. Prospección magnetotélúrica de acuíferos y espesor basáltico en Carlos Pellegrini, provincia de Santa Fe (Argentina). Revista Brasileira de Geociências. Vol.36 no.3; p: 465-473.
- Marcuello, A; Rosell, O; 2007. Estudio magnetotélúrico en acuífero del Maestrazgo. Proyecto HIPROMA. Universidad de Barcelona, pp.
- Martí, A. 2006. A magnetorelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure. Tesis Ph. D. Universidad de Barcelona.
- McNeill, D. 1991. Advances in electromagnetic methods for groundwater studies. Geoexploration, 27; Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam; p 65-80.
- McNeill, D. 1994. TN-27, Principles and Applications of Time Domain Electromagnetic Techniques for resistivity sounding. Geonics Limited: 15.
- Menvielle, M.: 1988. Effects of Crustal Conductivity Heterogeneities on the Electromagnetic Field. Surveys in Geophysics 9; p: 319-348.
- Milson, J. Field Geophysics. 2nd edition. London John Wiley & Sons, London.
- Morán, J; Ramos, J; López B; Carranco S. y Santacruz G. 2013. Comportamiento hidrogeoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso Huasteca Potosina. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 65, núm. 1, p: 71-82.
- Mordojovich, S. 2009; Tesis: Bombeo y Tratamiento como alternativa para la limpieza de acuíferos; Universidad de Chile; Santiago de Chile, pp.
- Munkholm, S. y Auken, E. 1996. Electromagnetic Noise Contamination on transient Electromagnetic Soundings in Culturally Disturbed Environments. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, pp.
- Nabighian, M. 1987. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics:
- Nabighian, N., Macnae, C. 1993. Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods. En M. N. Nabighian, Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Society of exploration Geophysicists, pp.
- Naidu, D. 2012. Magnetotellurics: Basic Theoretical Concepts.
- Navarro R. 2006. Informe Final de cursos de cooperación: Aplicación de pruebas electromagnéticas en el dominio del tiempo (TDEM) para caracterización de recursos hídricos en Venezuela. Universidad Simón Bolívar, Venezuela, pp.

- Nicaise, Y., Marc, D., 2013. Delimitation of the Salt Water Wedge in the Shallow Coastal Aquifer by TDEM Method at Togbin (South Benin).
- Orellana, E. 1974. Prospección geoelectrónica (por campos variable). Paraninfo, Madrid, p: 574.
- Pedersen, L.B. y Engels, M. 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. *Geophysics*, 70 (2); p: G33-G41.
- Pellerin, L., and Hohmann, G.W., 1990, Transient Electromagnetic Inversion: A Remedy for Magnetotelluric Static Shifts: *Geophysics*, 55, 9, p: 1242-1250.
- Persson L., 2001, Plane wave electromagnetic measurement for imaging fracture zones: Ph. D. thesis, ISBN 91-554-5028-8, Uppsala University.
- Ramos-Leal, J., Pérez-Corona, F., Morán-Ramírez, J., Torres-Gaytán, D; 2011; Estudio Hidrogeológico en las inmediaciones del Municipio de Cerritos, S.L.P; Instituto Potosino de Investigación de Ciencia y Tecnología, IPICYT; Reporte Técnico. p.74
- Reddy I., Rankin D., Phillips R. 1977. Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. *Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 51, p: 313-325
- Rocha, M. 2008. Inclusiones fluidas de los yacimientos de Celestina, Ubicados en la Plataforma Valle-San Luis Potosí. *Geociencias Servicio Geológico Mexicano*. Año 2. No.4. p: 5-24.
- Sarma, S., Rakesh, K.; Harinarayana, T., y Samker N. 1982; "Telluric and magnetotelluric their role in exploration programmes in India. *Geophysical Reserch Bulletin*. Vol.20; No. 3; p: 243-255.
- SGM, 2008. Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico – Minera, Esc. 1:50000, Cerritos, San Luis Potosí.
- Simpson, F. y Bahr, K. 2005. *Practical Magnetotellurics* Cambridge University Press, Cambridge; pp: 254.
- SMN, 2014. Página web: "http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=172:san-luis-potosi&catid=14&Itemid=2".
- Stewart, M. T. 1982. Evaluation fo Electromagnetic Methods for Rapid Mapping of Salt-water Interfaces in Coastal Aquifers. *Ground Water* v. 20, no. 5, p: 538-545.
- Suter, M. 1984. Deformación de la Cordillera a lo largo del borde oriental de la plataforma carbonatada Valles -San Luis Potosí, cinturón plegados de la Sierra Madre Oriental, en el centro-este de México. *Geological Society of America Bulletin*. 95, no. 12; p: 1387-1397.
- Suter, M. 1987. Estructural transversal a través de la faja plegada de la Sierra Madre Oriental en el Este-centro de México. *Geological Society of America Bulletin*. 98, no. 3; p: 249-264.
- Swift, C. M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States. Tesis doctoral M.I.T.
- Szarka, L., Menvielle, M. 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*; p: 129
- Telford, M., Geldart, P., Sheriff, E. 1990. *Applied Geophysics*. 2nd edition USA Cambridge University Press.
- Thiel, S. 2008. Modelling and inversion of magnetotelluric data for 2-D and 3-D lithospheric structure, with application to obducted and subducted terranes; Ph. D. Tesis; University of Adelaide.
- Tikhonov, A. N., 1950 Determination of the electrical characteristics of the earth`s crust. *Dokl. Akad. Nuak, USSR*, Vol. 73. 295 – 297 pp.
- Vozoff, K. 1972. The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins. *Geophysics*, 37(1); p: 98-141.

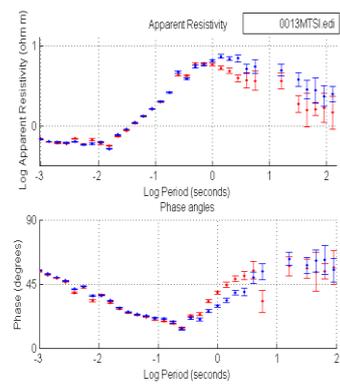
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. En: Nabighian, M.N., "Electromagnetic Methods in Applied Geophysics". Vol. 2; p: 641-707
- Ward. S. H., Hohmann G. W. 1988. Electromagnetic Theory for geophysical Applications, de Nabighian, M. N., y Corbett, J. D., Eds., Electromagnetic methods in applied geophysics Theory. Volume 1. Society of exploration Geophysicists, Tulsa Oklahoma, p:131-314.
- Westergaard, A. 2003 Integrated interpretation of transient electromagnetic and seismic data.
- Yee E., Paulson K.V., 1987. The canonical decomposition and its relationship to other forms of magnetotelluric impedance tensor analysis. Geophysics. J. 61; p: 173–189.
- Zapata-Zapata, J.L. y Pérez-Venzor, J.A. 1979. Cartografía geológica Hoja Peutillos, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, No. 63; p: 30.



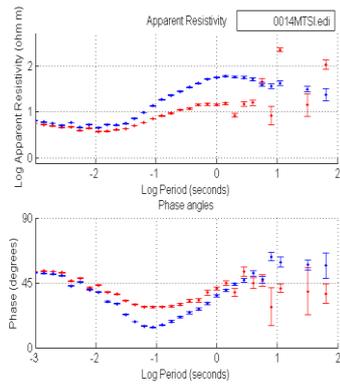
Curvas de resistividad v fase SC11



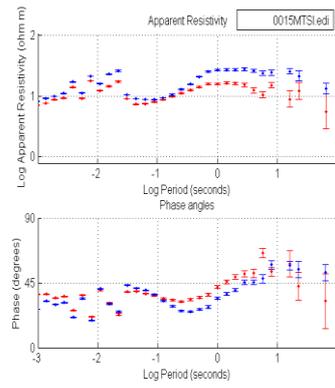
Curvas de resistividad v fase SC12



Curvas de resistividad v fase SC13

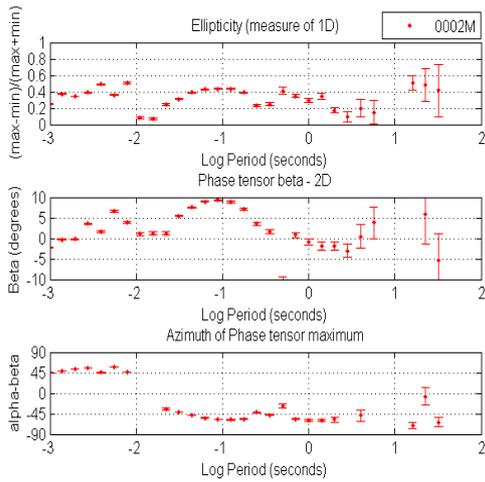


Curvas de resistividad v fase SC14

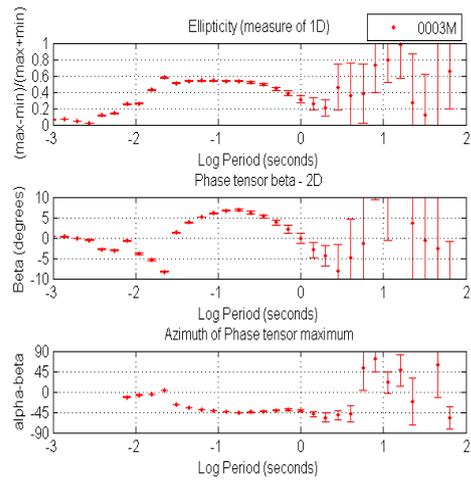


Curvas de resistividad v fase SC15

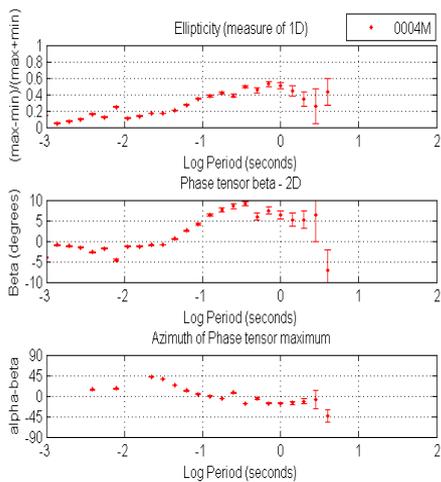
Análisis del Tensor de Fase para cada sitio.



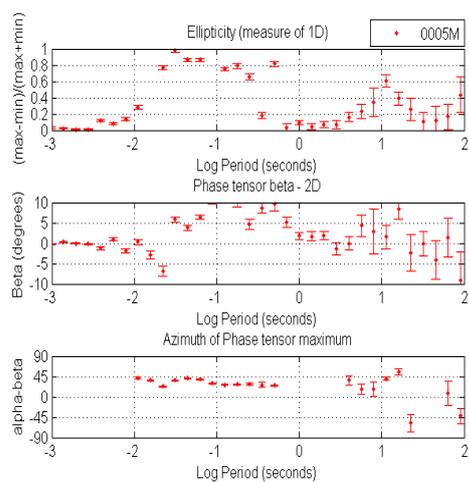
Análisis del tensor de fase para el sitio SC02



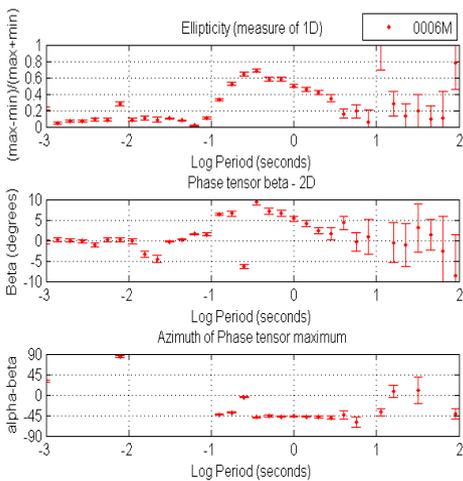
Análisis del tensor de fase para el sitio SC03



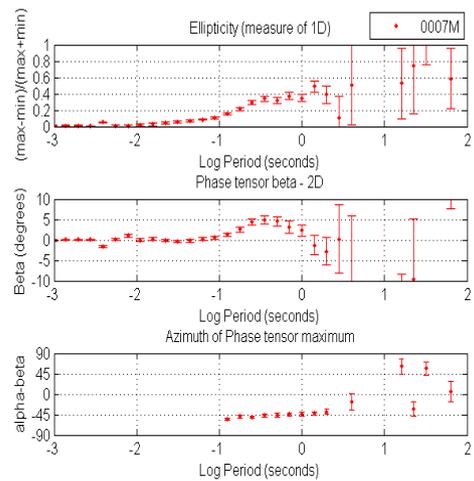
Análisis del tensor de fase para el sitio SC04



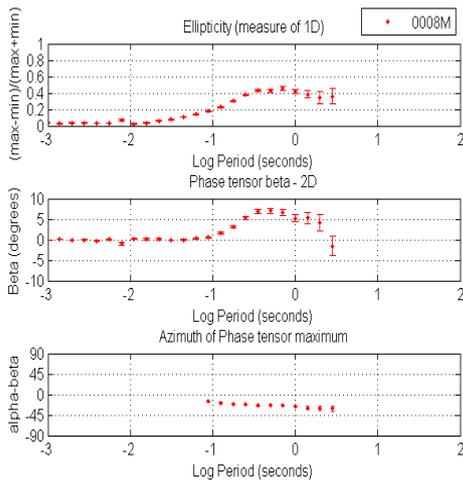
Análisis del tensor de fase para el sitio SC05



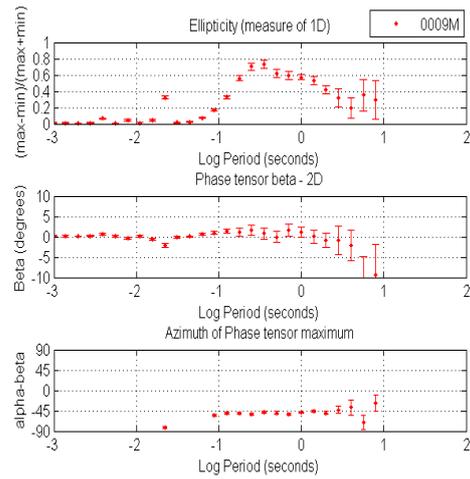
Análisis del tensor de fase para el sitio SC06



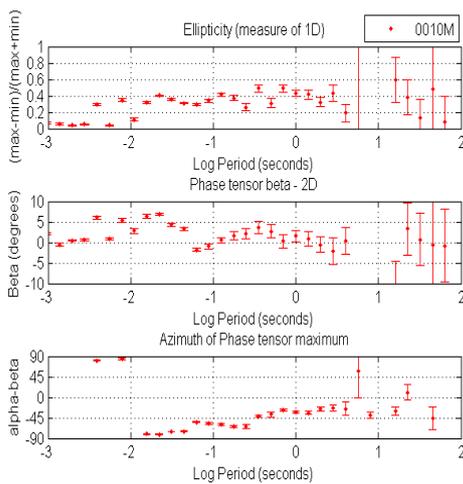
Análisis del tensor de fase para el sitio SC07



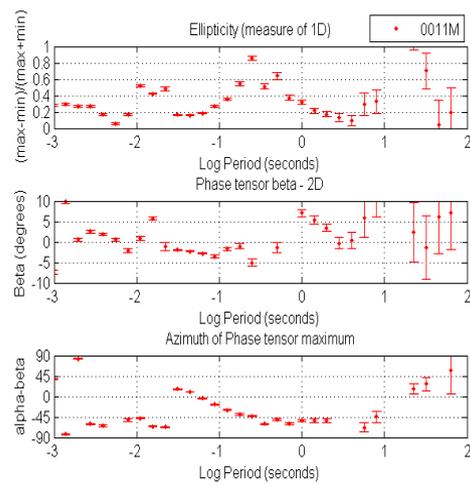
Análisis del tensor de fase para el sitio SC08



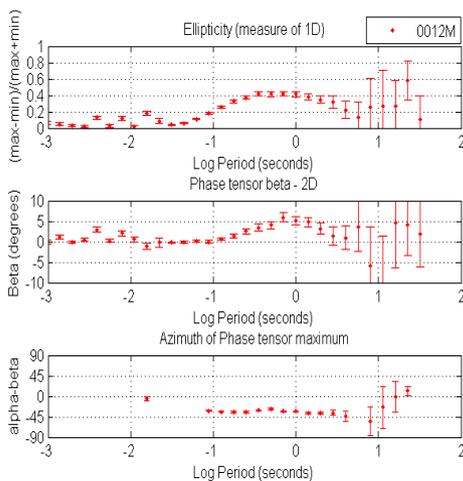
Análisis del tensor de fase para el sitio SC09



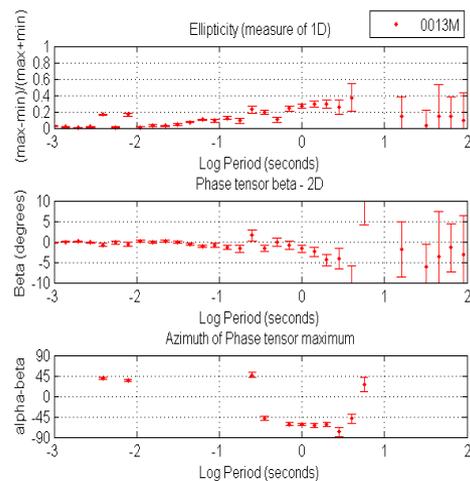
Análisis del tensor de fase para el sitio SC10



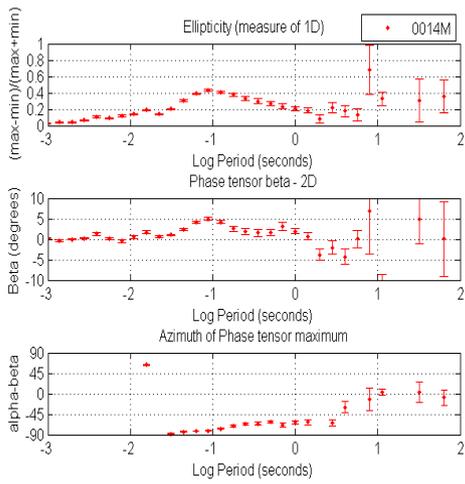
Análisis del tensor de fase para el sitio SC11



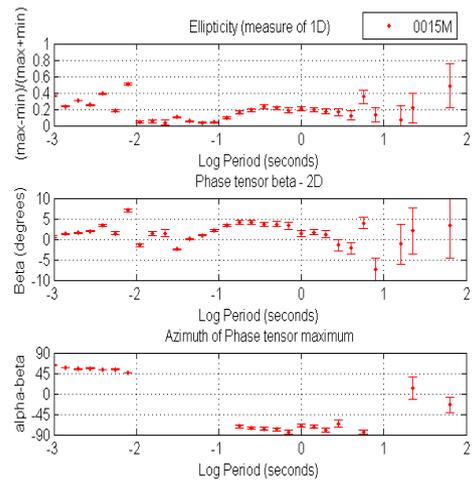
Análisis del tensor de fase para el sitio SC12



Análisis del tensor de fase para el sitio SC13

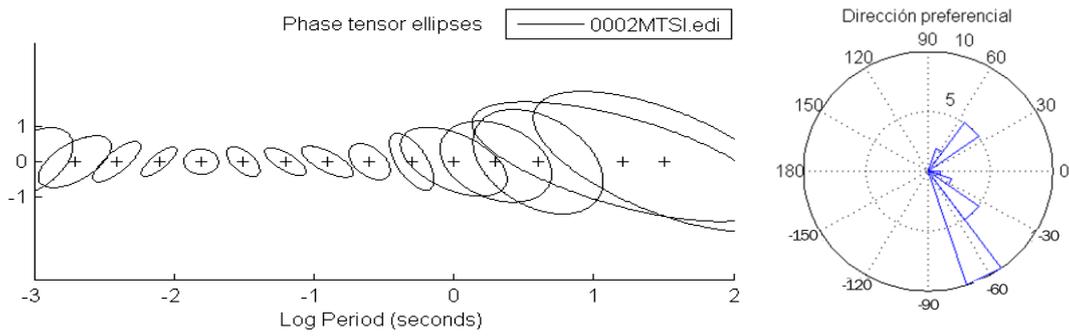


Análisis del tensor de fase para el sitio SC14

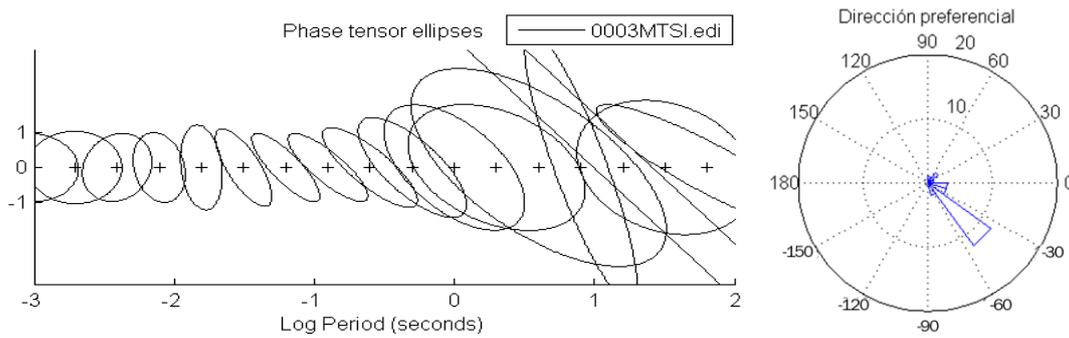


Análisis del tensor de fase para el sitio SC15

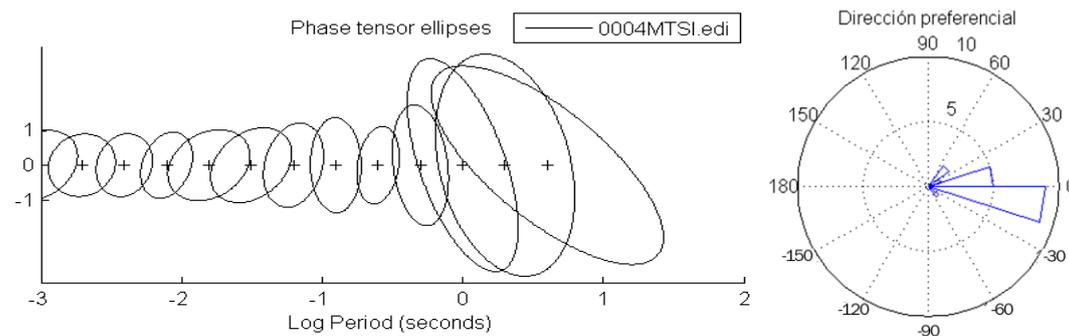
Elipses y Diagramas de Rosa del azimuth calculado con el análisis del Tensor de Fase por sitio.



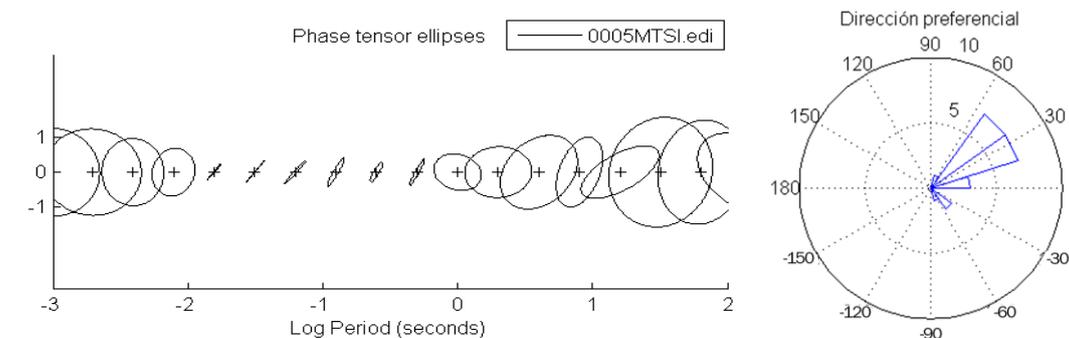
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC02



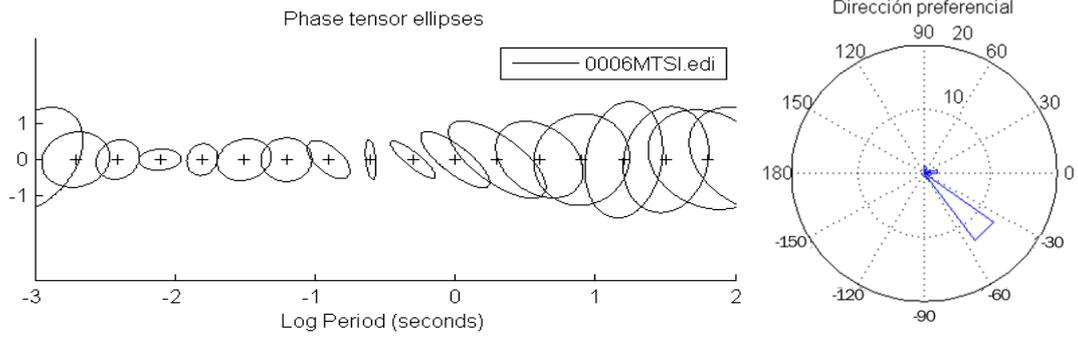
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC03



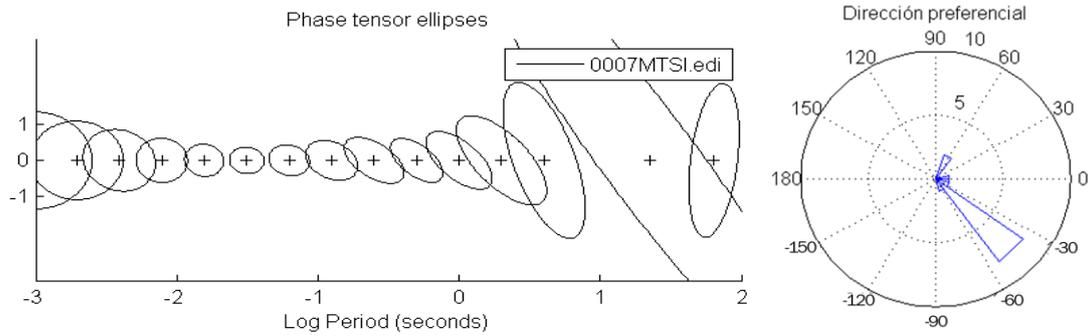
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC04



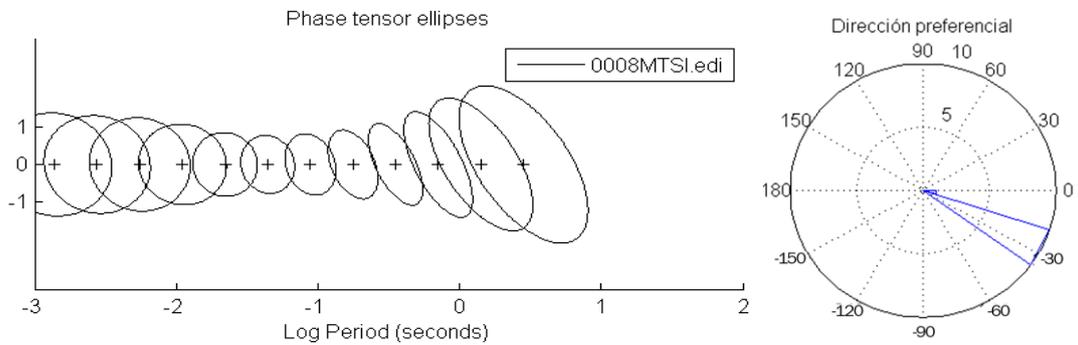
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC05



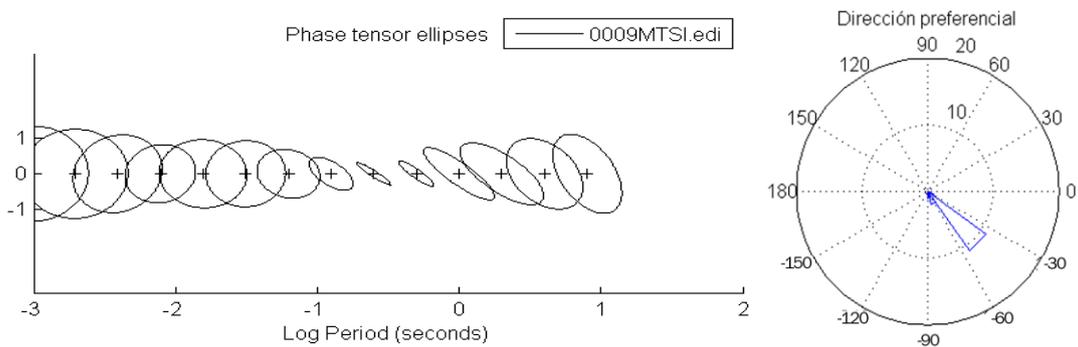
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC06



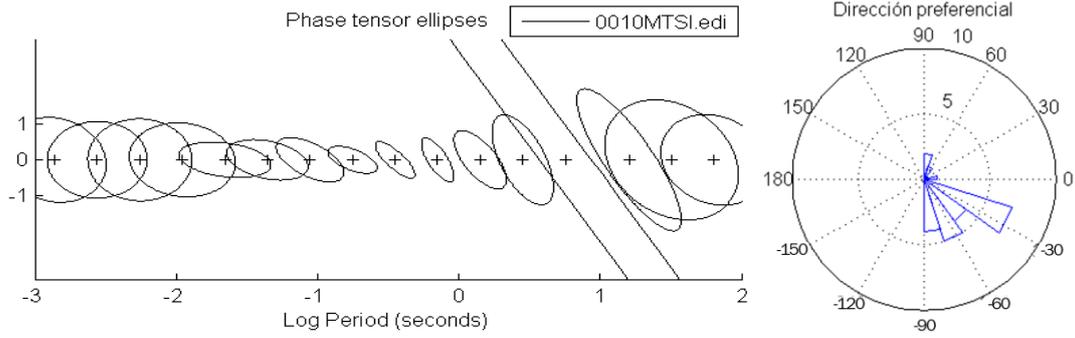
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC07



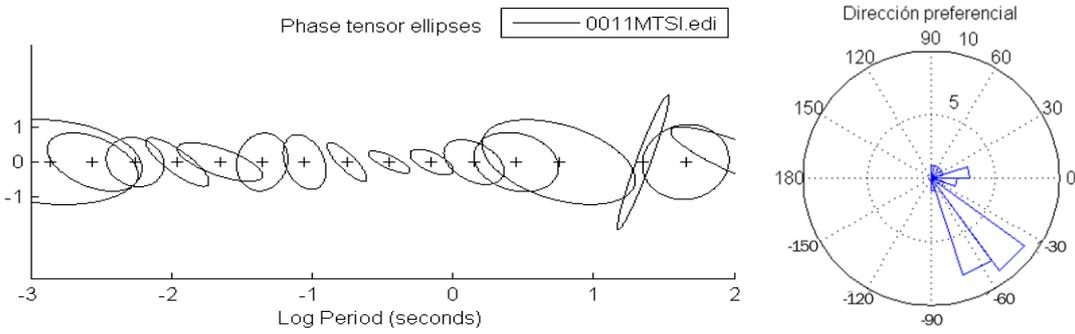
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC08



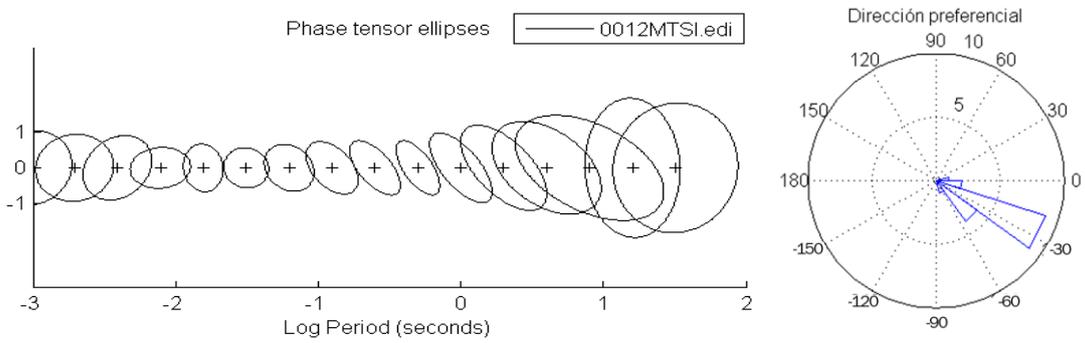
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC09



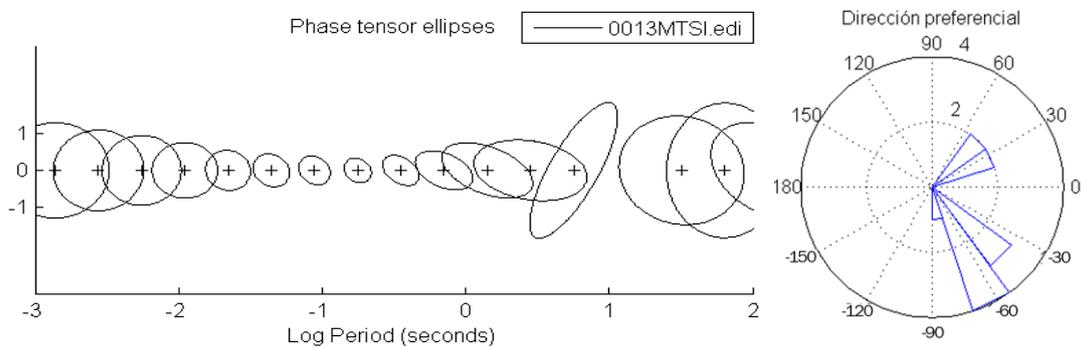
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC10



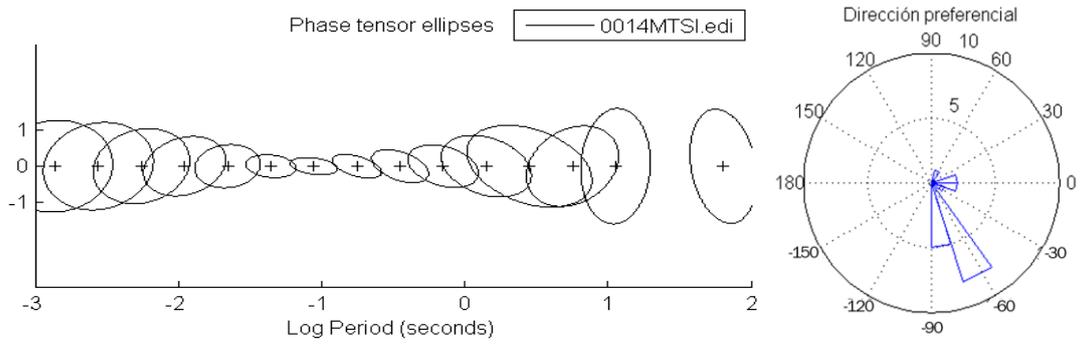
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC11



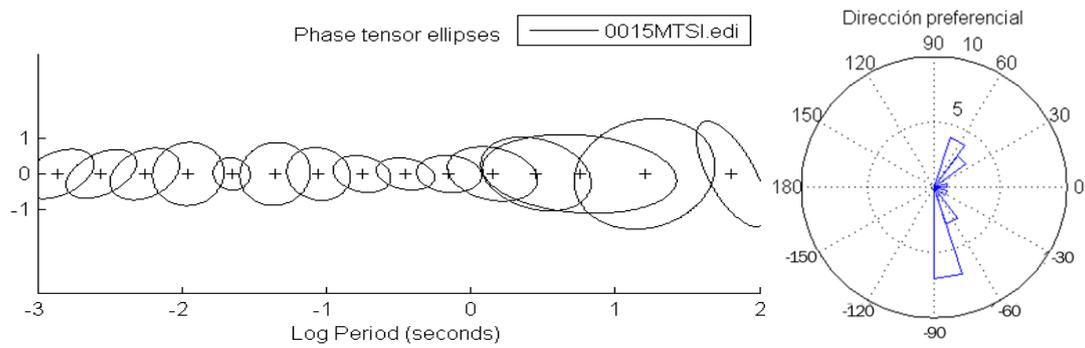
Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC12



Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC13



Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC14



Elipses y diagrama de rosa obtenidos del análisis del tensor de fases para el sitio SC15