

# UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICAS  
ESCUELA DE FÍSICA



## *Trabajo de Graduación*

**“Mapeo geofísico integrado del área asociada al enjambre sísmico de abril del 2017 en el flanco sur del volcán de San Salvador”**

*Presentado por:*

**Kevyn Enrique Pineda Ortiz**

*Para optar al grado de*

**Licenciado en Geofísica**

*Docente Asesor:*

**M. Sc. Luis Castillo Ramos**

Ciudad Universitaria, 11 de diciembre del 2019

# AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

**RECTOR:**

M. SC. ROGER ARMANDO ARIAS ALVARADO

**VICERRECTOR ACADÉMICO:**

DR. MANUEL DE JESÚS JOYA ÁBREGO

**VICERRECTOR ADMINISTRATIVO:**

ING. NELSON BERNABÉ GRANADOS

**SECRETARIO GENERAL:**

LIC. CRISTOBAL HERNÁN RÍOS BENÍTEZ

**FISCAL GENERAL:**

LIC. RAFAEL HUMBERTO PEÑA MARIN

## FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICAS

**DECANO:**

M.SC. MAURICIO HERNÁN LOVO

**VICEDECANO:**

M.SC. ZOILA VIRGINA GUERRERO

**DIRECTOR INTERINO DE LA ESCUELA DE FÍSICA:**

M. SC. CÉSAR ALVARADO BATRES

---

## *Agradecimientos*

Le agradezco a Dios todopoderoso por haberme acompañado y guiado a lo largo de mi carrera universitaria, por estar presente en los momentos de debilidad y por brindarme una vida llena de experiencias y aprendizajes.

Le doy gracias a mis padres, Lorgia y Osmin, por haberme apoyado en cada uno de los momentos de mi vida, por los valores que me han inculcado, y por haberme dado la oportunidad de tener una excelente educación en el transcurso de mi vida.

A mis hermanos por ser parte importante de mi vida. A Emerson y Tanya por ser un ejemplo de desarrollo personal y profesional a seguir.

Gracias a mi mentor y asesor, M.Sc. Luis Castillo, por haberme brindado su apoyo para el desarrollo de mi tesis, así como la oportunidad de aprender cosas nuevas y crecer profesionalmente.

Le agradezco la confianza, apoyo y dedicación de tiempo a cada uno de los profesores que me acompañó en mis procesos de aprendizaje. Gracias por haber compartido conmigo sus conocimientos.

Gracias a cada uno de mis compañeros, por haberme tenido la paciencia necesaria y por motivarme a seguir adelante en cada uno de los momentos difíciles. Muchas gracias por haberme acompañado durante cada una de las salidas de campo realizadas.

Le agradezco al Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN), en especial al M.Sc. Eduardo Gutiérrez por el apoyo y las facilidades que fueron otorgadas para cada una de las tomas de datos realizadas.

Gracias a la municipalidad de Santa Tecla por respaldar y acompañar el trabajo realizado en campo.

Gracias al Dr. Fernando Monteiro Santos por compartir su conocimiento en el tratamiento e interpretación sobre los métodos aplicados.

Le agradezco al Dr. Thomas Günther por su paciencia e interés por enseñar el procesamiento de los métodos aplicados.

A mis amigos por confiar y creer en mí, y haber hecho de mi etapa universitaria un trayecto de vivencias que no olvidaré.

A mi abuela Etelvina por haber creído en mí hasta el último momento.

Kevyn Pineda



# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>III</b>
<b>Resumen</b>	<b>XI</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	2
<b>2. Radar de apertura sintética (SAR)</b>	<b>7</b>
2.1. Introducción . . . . .	7
2.2. Formación de imágenes . . . . .	8
2.2.1. Características del radar . . . . .	9
2.2.2. Características del objeto . . . . .	10
2.3. Radar Interferométrico de Apertura Sintética (InSAR) . . . . .	11
<b>3. Métodos geofísicos</b>	<b>13</b>
3.1. Método magnético . . . . .	13
3.1.1. Introducción . . . . .	13
3.1.2. Principios básicos . . . . .	14
Campo magnético, densidad de flujo y permeabilidad . . . . .	14
Permeabilidad relativa, susceptibilidad y magnetización . . . . .	14
Histéresis . . . . .	14
3.1.3. Propiedades magnéticas de las materiales . . . . .	15
3.1.4. Campo geomagnético . . . . .	16
3.1.5. Interpretación . . . . .	17
3.2. Very Low Frequency (VLF) . . . . .	18
3.2.1. Introducción . . . . .	18
3.2.2. Principios Básicos . . . . .	19
3.2.3. Transmisores VLF . . . . .	20
3.2.4. Función de transferencia magnética . . . . .	20
3.2.5. Interpretación . . . . .	22
3.3. Tomografía de resistividad eléctrica (ERT) . . . . .	23
3.3.1. Introducción . . . . .	23
3.3.2. Principios básicos . . . . .	23
3.3.3. Propiedades eléctricas de las rocas . . . . .	24
3.3.4. Sistemas de medición de cuatro electrodos . . . . .	25
3.3.5. Configuración electródica . . . . .	26
3.3.6. Tomografía de resistividad eléctrica . . . . .	28

<b>4. Descripción del área de estudio</b>	<b>31</b>
4.1. Introducción . . . . .	31
4.2. Marco Geológico . . . . .	32
<b>5. Metodología</b>	<b>35</b>
5.1. Trabajo de Gabinete . . . . .	35
5.2. Trabajo de Campo . . . . .	36
5.3. Análisis e interpretación de datos . . . . .	37
<b>6. Análisis y discusión de resultados</b>	<b>43</b>
6.1. Radar interferométrico de apertura sintética (InSAR) . . . . .	43
6.2. Método magnético . . . . .	45
6.3. Very Low Frequency (VLF) . . . . .	48
6.4. Tomografía de resistividad eléctrica (ERT) . . . . .	51
<b>7. Conclusiones y recomendaciones</b>	<b>55</b>
7.1. Conclusiones . . . . .	55
7.2. Recomendaciones . . . . .	56

# Índice de figuras

Figura 1.	Arco volcánico de Centroamérica (CAVA) . . . . .	2
Figura 2.	Principales estructuras del CAVA . . . . .	2
Figura 3.	Zona de fallas de El Salvador (ESFZ) . . . . .	3
Figura 4.	Sismos superficiales desde 1900 . . . . .	4
Figura 5.	Esfuerzos de dilatación NE-SO sobre el volcán de San Salvador . . . . .	5
Figura 6.	Ubicación de epicentros de enjambre sísmico de abril del 2017 . . . . .	6
Figura 7.	Geometría lateral del radar . . . . .	7
Figura 8.	Aumento de la resolución espacial a partir de técnica de apertura sintética . . . . .	8
Figura 9.	Polarización del radar . . . . .	10
Figura 10.	Mecanismos de dispersión . . . . .	11
Figura 11.	Interferograma cosísmico en California . . . . .	12
Figura 12.	Campo magnético y magnetización de rocas . . . . .	13
Figura 13.	Curva de histéresis . . . . .	15
Figura 14.	Elementos del campo geomagnético . . . . .	17
Figura 15.	Principio general de los métodos electromagnéticos . . . . .	18
Figura 16.	Variación del ángulo de inclinación . . . . .	19
Figura 17.	Polarización elíptica y ángulo de inclinación . . . . .	21
Figura 18.	Perfil de componentes reales e imaginarios de campo secundario . . . . .	22
Figura 19.	Definición de resistividad ( $\rho$ ) . . . . .	23
Figura 20.	Medición de voltaje a partir de fuentes de corriente . . . . .	24
Figura 21.	Mediciones de resistividad aparente para distintas distancias de abertura . . . . .	26
Figura 22.	Arreglos electródicos tradicionales . . . . .	27
Figura 23.	Funciones de sensibilidad para arreglos electródicos tradicionales . . . . .	28
Figura 24.	Proceso de inversión de tomografía eléctrica . . . . .	29
Figura 25.	Esquema estructural del área de estudio . . . . .	31
Figura 26.	Esquema geoestructural de El Salvador . . . . .	32
Figura 27.	Mapa geológico del área de estudio . . . . .	33
Figura 28.	Localización de datos SAR . . . . .	36
Figura 29.	Mapa de la ubicación de los perfiles realizados . . . . .	37
Figura 30.	Mapa de reflectividad del área de estudio. . . . .	38
Figura 31.	Mapa de coherencia del área de estudio. . . . .	39
Figura 32.	Interferograma cosísmico del área de estudio. . . . .	39
Figura 33.	Diagrama de procesamiento de datos magnéticos . . . . .	40

Figura 34.	Diagrama de procesamiento de datos VLF . . . . .	41
Figura 35.	Interferograma con fase desenvuelta . . . . .	43
Figura 36.	Sismos del enjambre sísmico en interferograma ascendente . . . . .	44
Figura 37.	Variación del campo magnético en los perfiles realizados . . . . .	46
Figura 38.	Mapa de reducción al polo (RTP) . . . . .	47
Figura 39.	Resultado de la aplicación del filtro de Fraser . . . . .	48
Figura 40.	Resultado de la aplicación del filtro de Karous-Hjelt . . . . .	50
Figura 41.	Modelo de resistividad de tomografías <i>TI</i> y <i>TII</i> . . . . .	51
Figura 42.	Modelo de resistividad de tomografías <i>TIII</i> y <i>TIV</i> . . . . .	52
Figura 43.	Modelo de resistividad de tomografía <i>TV</i> y <i>TVI</i> . . . . .	53
Figura 44.	Posible segmento de falla . . . . .	54



# Índice de tablas

Tabla 1.	Satélites SAR . . . . .	9
Tabla 2.	Propiedades magnéticas de rocas comunes . . . . .	16
Tabla 3.	Transmisores VLF . . . . .	20
Tabla 4.	Propiedades eléctricas de rocas y minerales comunes . . . . .	25



## *Resumen*

El Salvador es un país sísmicamente activo, donde los últimos 11 terremotos de gran magnitud han causado más de 3000 afectados en los últimos 100 años. Su capital, San Salvador, está ubicada entre un sistema de fallas locales muy activas. Durante el mes de abril del 2017, más de 500 sismos fueron registrados, alcanzando intensidades entre 1.8 a 5.1 *ML*, cubriendo un área epicentral de aproximadamente 5 *km*<sup>2</sup>. Dentro de esta zona no están identificadas sistemas de fallas geológicas sismoactivas a las cuales atribuirles el origen del enjambre.

Esta investigación muestra los resultados de la aplicación de tres métodos geofísicos: Magnético, Very Low Frequency (VLF) y Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT), así como el análisis de imágenes InSAR; con el objetivo de mapear el rumbo del posible sistema de fallas geológicas asociadas al enjambre sísmico de abril del 2017 al oeste de la zona metropolitana de San Salvador, además de obtener información que pueda incorporarse en los planes y medidas para la reducción de peligrosidades naturales.

El análisis de imágenes SAR y la aplicación de los métodos geofísicos demostraron su efectividad y complementariedad, evidenciando un posible sistema de fallas geológicas que podrían estar asociadas con el enjambre sísmico.



# Capítulo 1

## Introducción

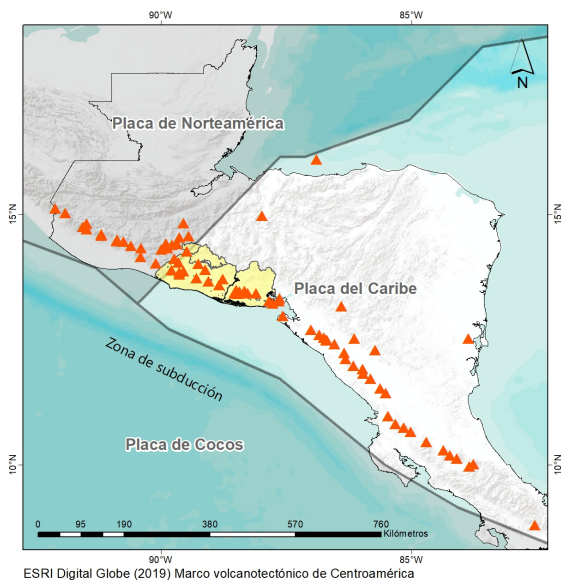
La vulnerabilidad sísmica se define como la predisposición intrínseca de una zona a sufrir daño ante la ocurrencia de un sismo, y está asociada directamente con las características físicas y estructurales de la zona. Para estimar la contribución que tiene la vulnerabilidad de una zona determinada, es necesario examinar la importancia relativa de la función que desempeña para la sociedad. Deben reconocerse los niveles de conectividad física y social de estas en la atención de una comunidad, debido a que dichos niveles de interrelación definirán el alcance de las situaciones de emergencia. Es por eso que la aplicación de estudios de vulnerabilidad en entornos urbanos deben de considerar aspectos estructurales del subsuelo, con el fin de obtener información útil para la prevención de desastres, la planificación y el ordenamiento del territorio, entre otros.

El Salvador, dado su entorno sismotectónico, está influenciado por una intensa actividad sísmica, por lo cual fenómenos tales como sismos locales (asociados a fallamiento del arco volcánico) o enjambre sísmicos son frecuentes. La capacidad sísmica de modificar el estado de vulnerabilidad de una zona es un factor muy importante a considerar. Los efectos que pueden causar estos fenómenos a corto plazo puede, bajo una apropiada metodología, ser estimados con fines de planificación, sin embargo, las consecuencias a largo plazo son difíciles de determinar.

Es evidente que, para mitigar el riesgo de una zona, es necesario disminuir la amenaza y la vulnerabilidad. El conocimiento adecuado de la amenaza en una zona determinada permite definir las acciones que deben considerarse, de tal manera que los planes y medidas a implementar sean las más óptimas para la reducción del riesgo. Dada la ubicación geodinámica en la cual se encuentra El Salvador, los eventos sísmicos son las amenazas más frecuentes que deben considerarse como posibles causas de alteración en la vulnerabilidad de una zona. Estos eventos pueden causar grandes destrucciones y afectaciones, si no se establecen condiciones óptimas que minimicen sus efectos.

El Salvador cuenta con una extensa base de datos de contenido geofísico y geológico. Esta contiene un gran número de fallas geológicas identificadas, sin embargo, un evento sísmico no siempre es posible asociarlo a un sistema de fallas, debido a que, en la mayoría de veces, la zona de ruptura calculada no coincide con ninguna de las fallas establecidas, particularmente las identificadas como sismogénicas, por lo que la zona de mayor riesgo puede no ser debidamente identificada, o en un caso extremo hasta ignorada. La aplicación de estudios de vulnerabilidad que sean capaces de considerar aspectos sismotectónicos locales del suelo es necesaria, ya que podrían establecer fuentes de información útil para la prevención de riesgos.

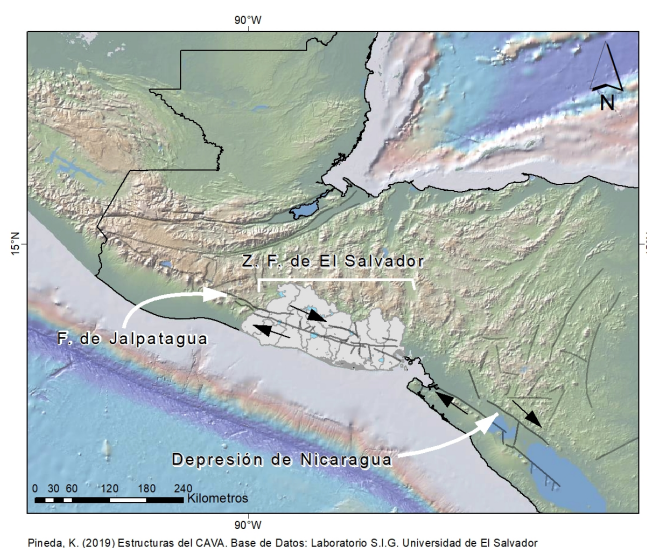
## 1.1. Antecedentes



El Salvador está situado en los márgenes de la placa del Caribe y forma parte del arco volcánico de Centroamérica (CAVA, por sus siglas en inglés), el cual se extiende desde el volcán Tacaná, en el este de Guatemala; hasta el volcán Irazú, en la parte central de Costa Rica (Carr & Stoiber, 1977). Este arco está asociado a la zona de subducción, en la cual la placa de los Cocos se desplaza por debajo de la placa del Caribe (Dewey & Suárez, 1991). El CAVA finaliza abruptamente en los márgenes entre la placa de Cocos, del Caribe y de Norteamérica (Canora et al., 2010) (Figura 1).

**Figura 1** Arco volcánico de Centroamérica (CAVA)

El arco volcánico de Centroamérica ha sido dividido en tres zonas principales de acuerdo a su orientación y su geomorfología (Gómez, 2009). Siendo las principales estructuras: la Depresión Lacustre de Nicaragua, la cual se extiende desde el norte de Costa Rica hasta el este del Golfo de Fonseca; la Zona de Fallas de El Salvador, ubicada desde el Golfo de Fonseca hasta aproximadamente el límite entre El Salvador y Guatemala; y la falla de Jalpatagua en Guatemala (Alonso-Henar et al., 2014).

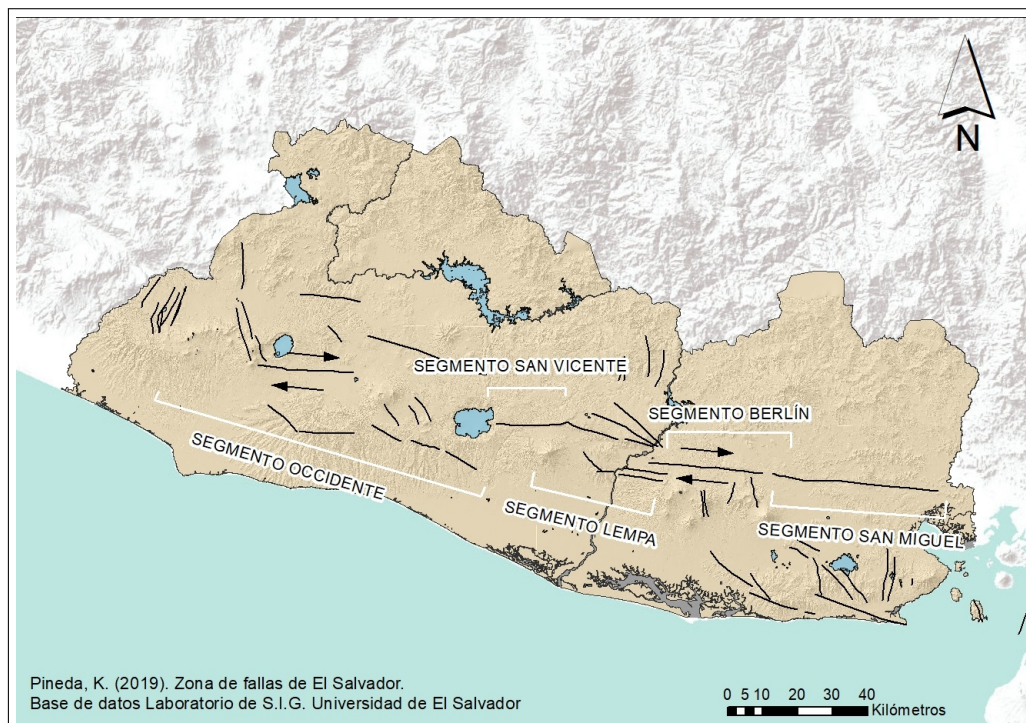


**Figura 2** Principales estructuras del CAVA

La dinámica en los márgenes de las placas tectónicas cercanas a El Salvador es la responsable de un alto porcentaje de la actividad sísmica en el país. Existen dos principales zonas de actividad sísmica en la región de El Salvador, una a lo largo de la costa del Pacífico asociada con la zona de subducción y la otra dentro de la zona de deformación del arco volcánico (Canora et al., 2012). Sismos de gran magnitud son relacionados a procesos de subducción, mientras que sismos de magnitud moderada son relacionados a fallas dentro del arco volcánico. Sin embargo, Canora et al., 2012, propone que la Zona de Fallas de El Salvador (ESFZ, por sus siglas en inglés) podría haber sido la fuente de terremotos históricos con magnitudes mayores a  $M_w > 7$ , tal como el evento de 1719 de magnitud 7.2 Ms, el cual fue tradicionalmente asociado a la zona de subducción (Staller et al., 2016).

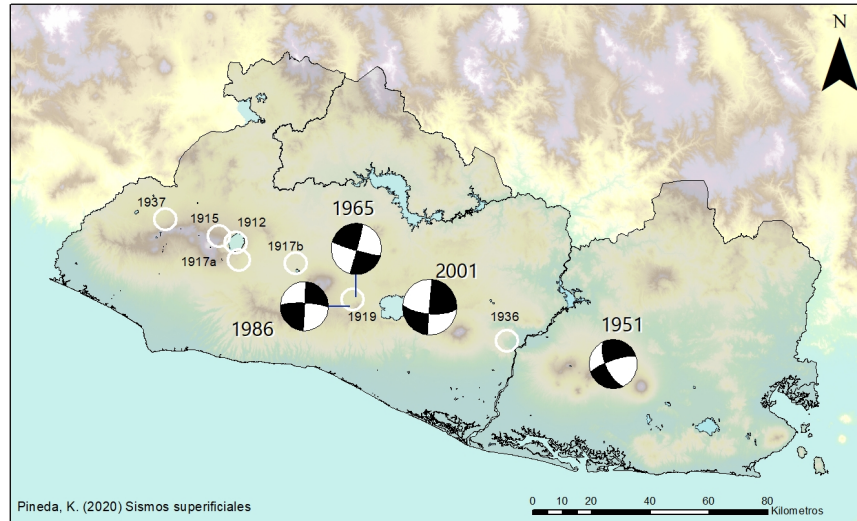
La Zona de Fallas de El Salvador es una zona de deformación tectónica que posee 150 km de largo y 20 km de ancho. La ESFZ está ubicada dentro del arco volcánico salvadoreño en el CAVA (Martínez-Díaz et al., 2004), incluyendo los edificios volcánicos de Izalco, Santa Ana, Coatepeque, San Salvador, Ilopango, San Vicente y Berlín (Staller et al., 2016). La zona está compuesta principalmente por fallas de desplazamiento con tendencia  $N90^\circ-100^\circ E$ , y por fallas secundarias con tendencia  $N120^\circ E$  y  $N170^\circ E$  (Alonso-Henar et al., 2014).

La ESFZ ha sido dividida en 5 segmentos de acuerdo a criterios estructurales, geométricos y cinemáticos, desde el oeste al este los segmentos son: Occidente, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel (Canora et al., 2012).



**Figura 3** Zona de fallas de El Salvador (ESFZ)

Los once terremotos destructivos ocurridos en El Salvador durante el siglo XX están alineados a lo largo del arco volcánico (Staller et al., 2016). Existen mecanismos focales confiables para los eventos más recientes (1951, 1965, 1986 y 2001), los cuales corresponden a mecanismos de extensión horizontal con planos orientados en dirección E-O (Buforn et al., 2001), paralelo al arco volcánico.



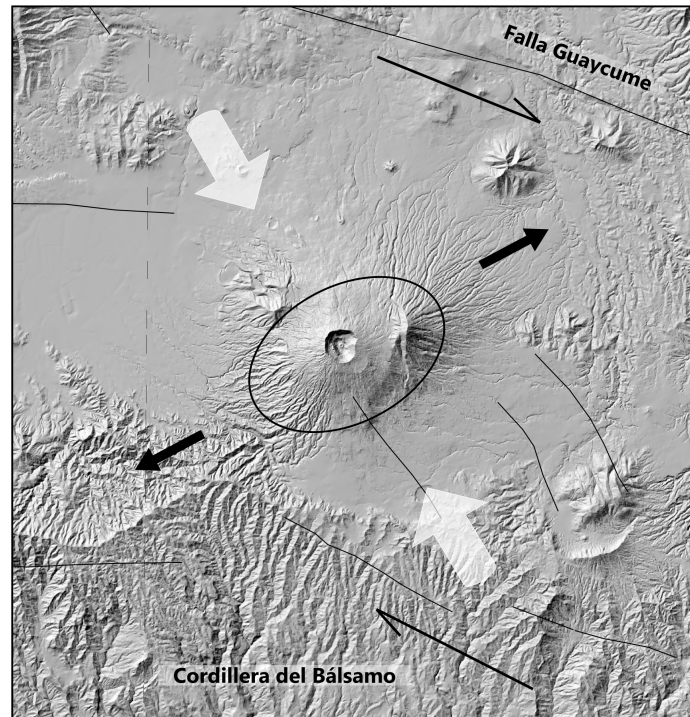
**Figura 4** Sismos superficiales desde 1900  
Datos de Di Giacomo et al., 2014

La ciudad de San Salvador en los últimos tres siglos ha sido fuertemente dañada por 14 terremotos, nueve de ellos asociados con la cadena volcánica, y los cinco restantes con la fosa de subducción del Océano Pacífico (Bommer et al., 1998). En 1986, se registró un sismo de magnitud 5.4 Ms con un mecanismo focal de N25°E ubicado bajo la ciudad de San Salvador. Las réplicas se ubicaron en dos grupos espaciales: El primer grupo, incluyendo el sismo principal y las cinco réplicas de mayor magnitud, definía una zona de 8 km de largo y 3 km de ancho, con un plano principal de N25°E ubicado bajo la ciudad de San Salvador. Mientras el segundo grupo provocó fracturas en superficie con una tendencia noroeste. El evento fue causado por un movimiento transcurrente dextral perpendicular al arco volcánico, sin embargo, existe la posibilidad de que el evento haya sido causado por un fallamiento paralelo a la cadena volcánica (Harlow et al., 1993).

Además, en los últimos 33 años el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) ha sido considerada como área epicentral de 21 enjambres sísmicos relevantes, el primer enjambre sísmico registrado instrumentalmente data del año 1986, mientras que el último registrado sucedió en el año 2017 (MARN, 2017). Las fallas sismogénicas en el área de San Salvador están asociadas a la depresión tectónica conocida como Graben Central, el cual está caracterizado por una intensa actividad sísmica, produciendo sismos superficiales; esta actividad puede influir en localidades como Santa Tecla, Antiguo Cuscatlán, Mejicanos y San Marcos.

El Graben Central genera un ambiente tectónico transtensional causando deformaciones de tipo dilatación sobre el volcán de San Salvador (Hernández & Jicha, 2019). Estas deformaciones de tipo dilatación poseen una orientación NE-SO (Staller et al., 2016), provocando una zona de tensión en una dirección NO-SE, la cual genera una zona de debilidad estructural que se manifiesta en fracturas y fallas (Maltman, 2012) (Ver Figura 5).

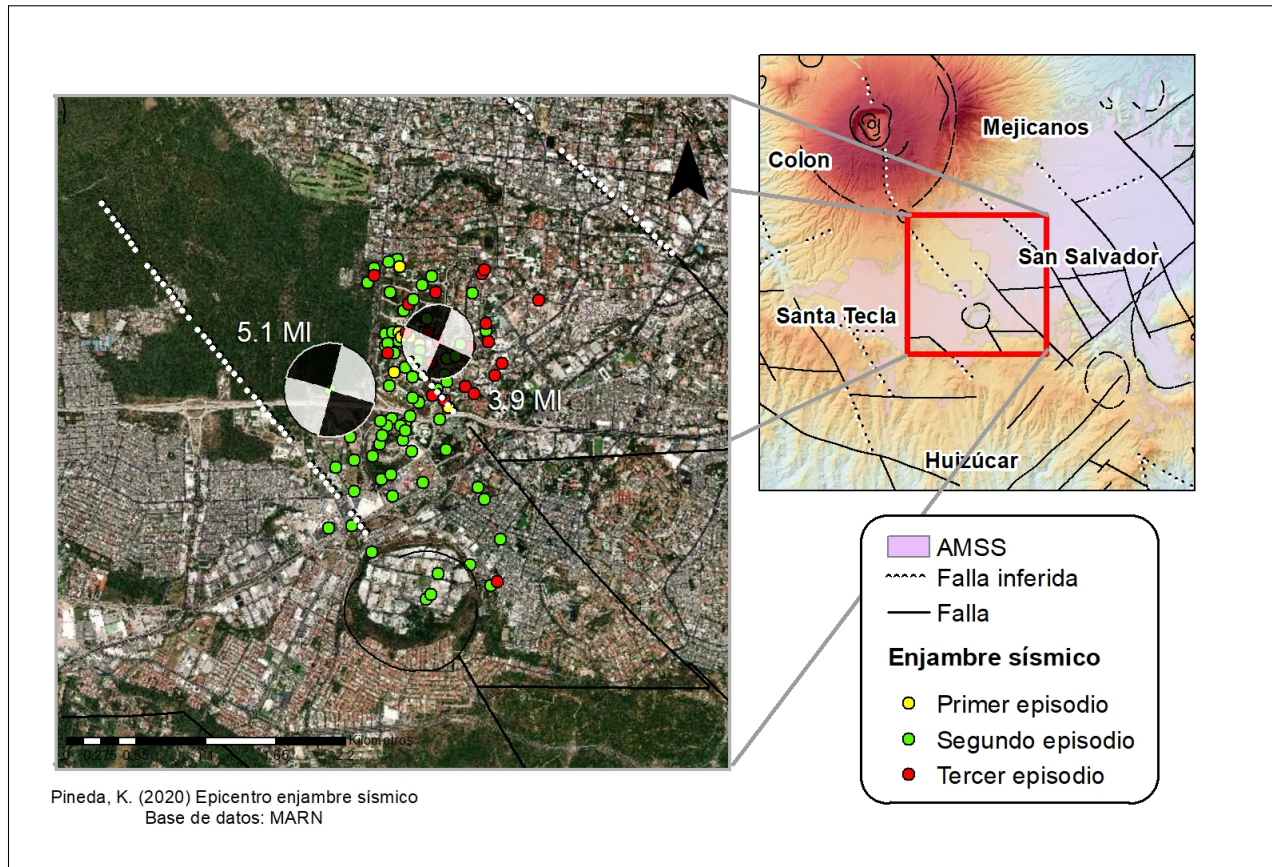




**Figura 5** Esfuerzos de dilatación NE-SO sobre el volcán de San Salvador

El enjambre sísmico más reciente es el que tuvo lugar en abril del 2017, con un área epicentral ubicada en Antiguo Cuscatlán (departamento de La Libertad), cubriendo un área de aproximadamente  $5 \text{ km}^2$ . Este enjambre se dividió en tres etapas: La primera duró 1 día, y en ella se registraron un total del 10 sismos. La segunda etapa registró un total de 532 sismos durante 9 días, mientras que la tercera etapa registró 80 sismos en 10 días. Dentro de este enjambre se registró un sismo principal de magnitud 5.1 MI, así como uno de 3.9 MI (Figura 6).

Dentro de la zona epicentral existen sistemas de fallas que, de acuerdo al mapa geológico (Bosse et al., 1978) son reportadas como inferidas, pero que no han sido comprobadas. En la Figura 6 se muestra la ubicación de los sismos. Adicionalmente se muestran los mecanismos focales para los sismos de mayor magnitud, los cuales representan un fallamiento de desgarre de dirección  $14^\circ$  NNO.



**Figura 6** Ubicación de epicentros de enjambre sísmico de abril del 2017

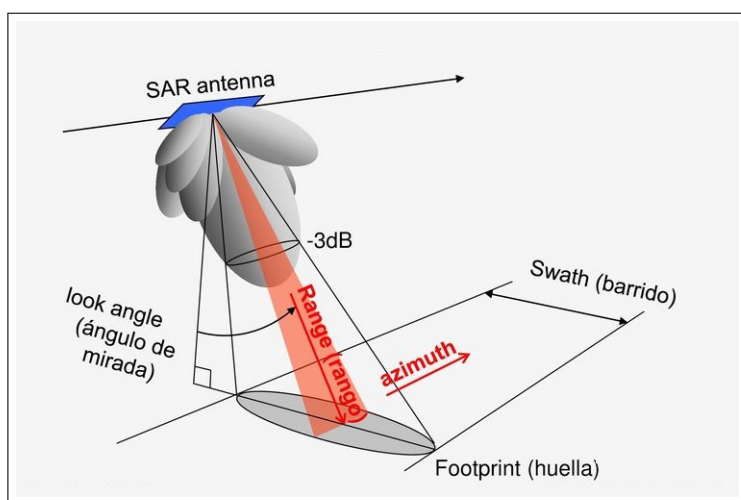
## Capítulo 2

# Radar de apertura sintética (SAR)

### 2.1. Introducción

El Radar de Apertura Sintética (SAR) es un avanzado sistema de radar que utiliza técnicas de procesamiento de imágenes para sintetizar una antena virtual grande, la cual provee una mayor resolución espacial que un radar de apertura real (Lu & Dzurisin, 2014).

Los satélites SAR viajan en una órbita cuasi-polar, la cual puede ser ascendente (sur-norte) o descendente (norte-sur). Las imágenes son adquiridas en una geometría lateral con el propósito de eliminar ambigüedades entre puntos a la izquierda y a la derecha del satélite. El satélite observa la superficie de la Tierra con un ángulo oblicuo ( $\sim 10^\circ$ - $50^\circ$ ), obteniendo información en la línea de visión del satélite (Parker, 2016).



**Figura 7** Geometría lateral del radar

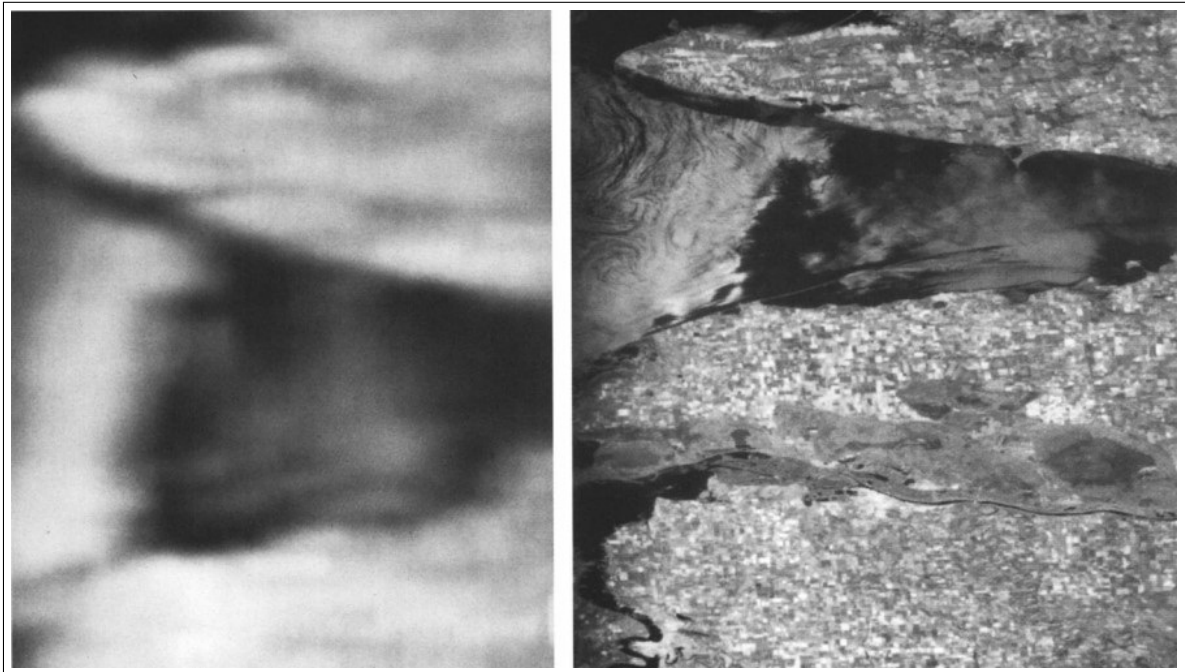
El SAR utiliza ondas electromagnéticas en el rango de las microondas; las cuales poseen una longitud de onda que varía entre los 3 cm (Banda X), 6 cm (Banda C) o 24 cm (Banda L), el uso de estas longitudes de onda permite la observación, incluso bajo condiciones meteorológicas extremas. Además dado que es un sistema activo, posee capacidades operativas tanto de día como de noche (Ferretti et al., 2007).

## 2.2. Formación de imágenes

La resolución de un instrumento de radar en órbita, observando la superficie de la Tierra desde  $1000\text{ km}$ , es de aproximadamente  $10\text{ km}$ . Esto es una consecuencia directa de la razón entre la longitud de onda y la apertura, la cual es cerca de  $10^{-3}$  para sistemas de amplia apertura con antenas de  $\sim 10\text{ m}$ .

Con el propósito de mejorar la resolución, el SAR aplica una técnica de enfoque; en la cual el desplazamiento lento del satélite es complementado con una emisión de pulsos sucesivos a altas frecuencias, permitiendo emular una antena sintética.

Posterior a la emisión y recepción de pulsos, el satélite ordena la colección de señales y aplica un proceso de inversión similar al de la tomografía, llamado "procesamiento de apertura sintética". El resultado es equivalente a utilizar una antena imaginaria con una apertura de  $20\text{ km}$  (Massonnet & Feigl, 1998).



**Figura 8** Aumento de la resolución espacial a partir de técnica de apertura sintética. La figura de la izquierda muestra una resolución espacial de  $100 \times 100\text{ km}$ , el proceso de inversión permite diferenciar la presencia del océano y tierra (Figura derecha). El océano se muestra brillante debido a la agitación causada por el viento, mientras que las líneas de costa se muestran oscuras.

Recuperado de Massonnet & Feigl, 1998, p. 445

Una imagen SAR se considera como un mosaico de pequeños elementos o píxeles, donde cada uno está asociado con pequeñas áreas de la superficie terrestre. Cada uno de los píxeles indica un número complejo que posee información de amplitud y fase sobre el campo de microondas que fue reflejado por los dispersores (rocas, vegetación, edificios, etc.) (Ferretti et al., 2007).

La intensidad reflejada por un objeto, en las imágenes SAR, son fuertemente influenciadas por las características que posee el radar o por la geometría y las características del objeto.

### 2.2.1. Características del radar

- Longitud de Onda:** Los radares utilizados en SAR operan en la sección de microondas del espectro electromagnético, las cuales poseen una longitud de ondas ( $\lambda$ ) que va desde 1 *m* hasta 1 *mm*, o equivalentemente, frecuencias (*f*) desde 300 *MHz* hasta 300 *GHz*. El espectro de los radares se encuentra dividido en múltiples bandas con diferentes designaciones y usos. Las bandas de interés del SAR se pueden observar en la Tabla 1, dichas bandas son utilizadas por los sistemas que orbitan el planeta y que proveen información de estudio (Lu & Dzurisin, 2014).

**Tabla 1**  
Satélites SAR

Satélite	Operador	Intervalo de repetición (días)	Banda	Resolución <sup>a</sup> ( <i>m</i> )	Fechas de funcionamiento
ERS 1/2	ESA	35	<i>c</i>	30	1992-2000
ENVISAT	ESA	35	<i>c</i>	10	2002-2012
ALOS	JAXA	46	<i>l</i>	10	2007-2011
Sentinel-1A	ESA	12	<i>c</i>	5 × 5	2014-presente
ALOS 2	JAXA	14	<i>l</i>	3-10	2014-presente
TerraSAR-X	DLR	11	<i>x</i>	3	2008-presente
COSMO-SkyMed	ASI	16	<i>x</i>	3 × 3	2008-presente
RADARSAT 2	CSA	24	<i>c</i>	1 × 3	2008-presente

<sup>a</sup>Datos en modo single look complex

Recuperado de Parker, 2016, p. 3

La longitud de onda juega un rol importante dentro de las imágenes SAR, debido a que influye fuertemente en la penetración de la señal. Generalmente, la penetración a través de la vegetación o el suelo incrementa mientras mayor sea la longitud de onda.

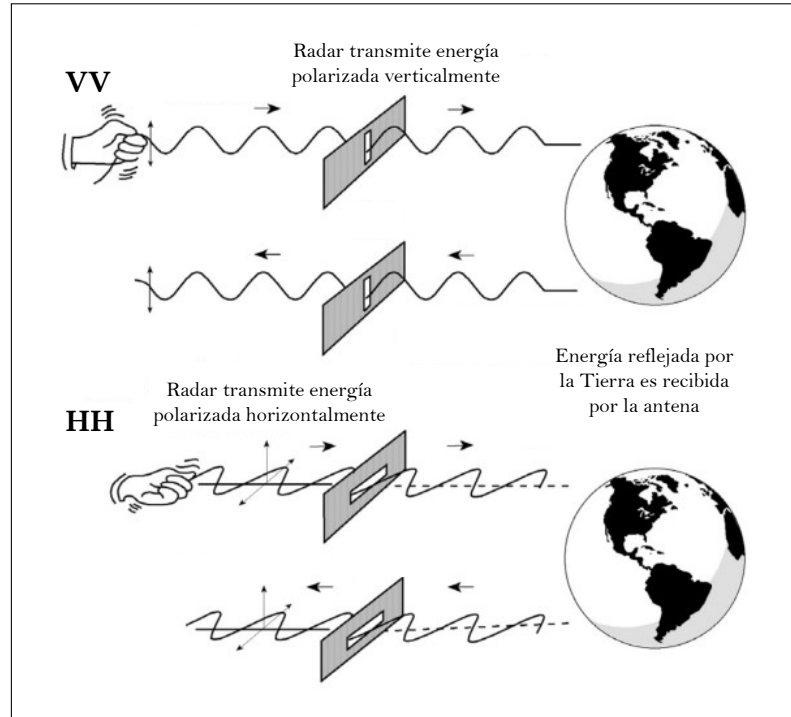
- Polarización:** Las señales pueden ser transmitidas y/o recibidas en distintos modos de polarización.

Las ondas electromagnéticas son transversales, es decir, sus vibraciones son perpendiculares a la dirección de la propagación de la onda. En un radar, las ondas están polarizadas en un plano, ya sea vertical u horizontal. Según su transmisión y recepción en un radar, pueden existir las siguientes polaridades:

- HH: Transmitida horizontalmente, recibida horizontalmente.
- HV: Transmitida horizontalmente, recibida verticalmente.
- VH: Transmitida verticalmente, recibida horizontalmente.
- VV: Transmitida verticalmente, recibida verticalmente.

Existe la configuración Quad-Pol, la cual permite medir las cuatro polarizaciones.

Estas polarizaciones pueden ser utilizadas para permitir identificar distintos objetos debido a la diferencia en la intensidad de la señal dispersada.



**Figura 9** Polarización del radar  
Recuperado de Jensen, 2009, p. 45

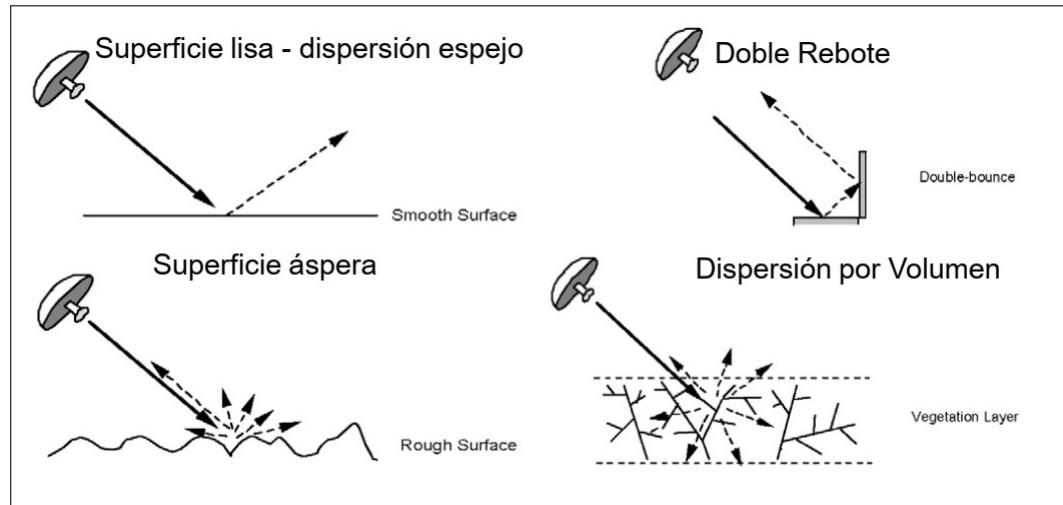
- **Ángulo de incidencia:** El ángulo de incidencia está definido por el ángulo formado por el pulso provocado por el radar y la línea perpendicular a la superficie en el punto de incidencia. Las interacciones de las microondas con la superficie son complejas, por lo tanto, distintos mecanismos de dispersión pueden ocurrir con diferentes ángulos. Las señales reflejadas debido a la dispersión de la superficie son normalmente intensas para ángulos de incidencia pequeños y disminuye con el aumento del ángulo de incidencia (European Space Agency, 2007).

### 2.2.2. Características del objeto

- **Características geométricas:** Una de las características más evidentes en las imágenes de radar es la interacción entre las ondas emitidas y el objeto de interés; esto se ve influenciado por las variaciones entre el sensor y la geometría del terreno. Zonas oscuras y brillantes son resultados de diferentes propiedades del terreno sobre un rango de ángulos de incidencia.

Para terrenos planos, el ángulo de reflexión es el mismo que el ángulo de incidencia, por lo cual la mayoría de energía es reflejada lejos del sensor, resultando en una pobre señal retornada. Superficies ásperas, dispersan energía en todas las direcciones, sin embargo, una porción de la energía dispersada regresa a la antena (Figura 10).

Señales intensas responden a reflexiones causadas por objetos que se encuentran perpendiculares, dando lugar al doble rebote.



**Figura 10** Mecanismos de dispersión

Recuperado de European Space Agency, 2007, p. 24

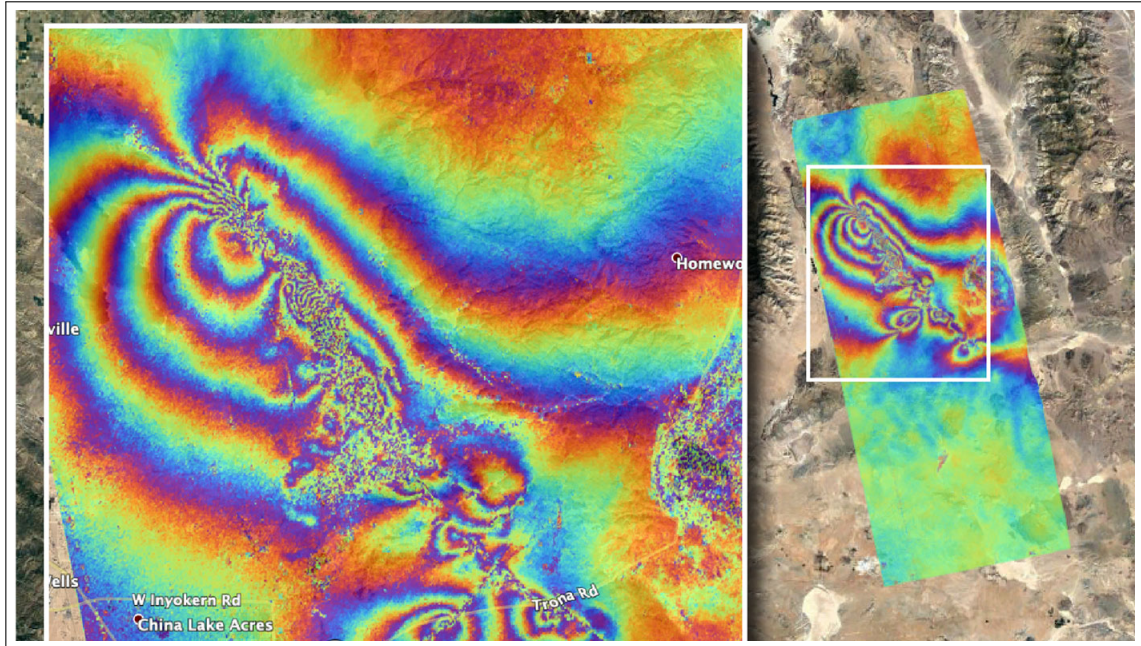
- **Constante dieléctrica:** Las características eléctricas de la superficie interactúan con las características geométricas para determinar la intensidad de la señal que regresa. La constante dieléctrica es un parámetro que indica la reflectividad y conductividad de varios materiales.

Valores bajos de constante dieléctrica se atribuyen a objetos secos. Al aumentar su humedad, esto aumenta el valor de la constante y con ellos la reflectividad.

### 2.3. Radar Interferométrico de Apertura Sintética (InSAR)

El InSAR o SAR Interferométrico es una técnica activa de detección remota capaz de medir desplazamientos del suelo del orden de los milímetros sobre regiones grandes. A diferencia de las técnicas geodésicas basadas en GPS, InSAR es capaz de capturar la extensión total y la complejidad de una zona deformada, además, permite realizar mediciones en sitios inaccesibles, remotos o peligrosos (Parker, 2016).

Al combinar una serie de imágenes SAR, es posible obtener una serie de interferogramas (Figura 11), los cuales permiten seguir la tendencia del desplazamiento sobre el tiempo (Zhou et al., 2009). Un interferograma es una imagen producida utilizando dos imágenes SAR, una maestra y una esclava, las cuales cubren la misma área y están alineadas dentro de una fracción de píxel. La imagen maestra es multiplicada por el complejo conjugado de la imagen esclava, y la amplitud del interferograma es la amplitud de la imagen maestra multiplicada por la amplitud de la imagen esclava, mientras la fase del interferograma es la diferencia de fase entre las imágenes (Parker, 2016). Dentro de cada interferograma se forman franjas, las cuales son líneas de igual valor de fase. El número de franjas son contadas desde un punto de referencia donde se supone que la deformación es cero, para conocer el grado de desplazamiento que se ha dado en la zona (Zhou et al., 2009).



**Figura 11** Interferograma cosísmico de magnitud 7.1 en California. El patrón multicolor revela la diferencia de desplazamientos entre el antes y después del sismo. Cada ciclo de color representa un desplazamiento de 12 *cm* con respecto a la línea de mira del satélite  
Recuperado de NASA / JPL-Caltech

El valor de fase ( $\phi$ ) en un píxel  $P$  en una imagen InSAR es construido a partir de 4 contribuciones diferentes (Ferretti et al., 2007):

$$\phi(P) = \varphi + \frac{4\pi}{\lambda} r + \alpha + \nu \quad (2.1)$$

Donde:

- $\varphi$  representa el efecto topográfico. Para calcular este efecto, se utiliza un modelo de elevación digital (DEM), a partir del cual se genera un interferograma sintetizado. Posteriormente el interferograma sintetizado es sustraído del resultante.
- $\frac{4\pi}{\lambda} r$  es la contribución más importante para el análisis InSAR, representa la componente de fase debido a las diferencias observadas en el rango de la línea de visión. Dado que tanto la amplitud como la fase son medidas en las imágenes SAR, este componente puede ser debido a la deformación en la superficie.
- $\alpha$  es la contribución de la fase debido a retrasos en el tiempo de viaje del pulso de radar causada por el medio en el que se propaga, esto puede ser causado principalmente por efectos atmosféricos.
- $\nu$  indica la contribución de la fase relacionada a cualquier fuente de ruido, la más importante puede ser la asociada con el ruido térmico; el cual depende del sistema de radar, así como de la potencia de la señal recibida.



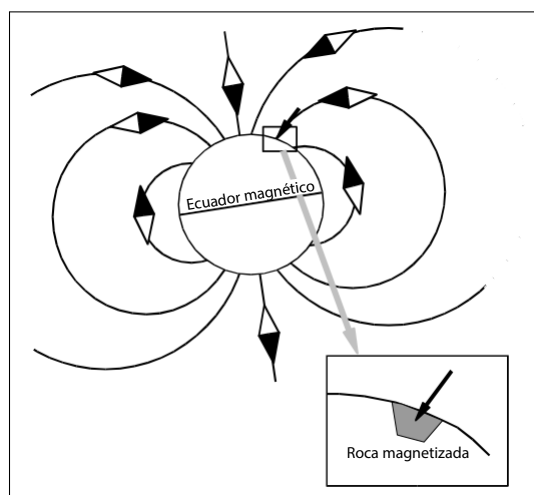
# Capítulo 3

## Métodos geofísicos

### 3.1. Método magnético

#### 3.1.1. Introducción

En el año 1600 cuando William Gilbert publicó su libro “De Magnete”, tal concepto surgió del campo magnético con su orientación definitiva en cada punto de la superficie de la Tierra. En sus inicios, observaciones de anomalías locales en la orientación del campo geomagnético fueron utilizadas en Suecia, para la prospección de hierro, aplicada por primera vez probablemente en los años 1640. Esto constituyó la primera utilización sistemática para la localización específica de características magnéticas a pequeñas escala, dentro de la corteza terrestre. Dos siglos después, se presentaron los primeros magnetómetros para la determinación exacta y rápida de campo magnético, en sus componentes horizontal, vertical y su declinación (Parasnis, 1986).



**Figura 12** Campo magnético y magnetización de rocas  
Recuperado de  
Ernstson, 2006, p. 275

En la actualidad, los métodos magnéticos tienen un lugar muy importante en la geofísica por varias razones. Primero, las fuentes de interés a menudo poseen características fuertemente ligadas al magnetismo, algunas veces la única propiedad geofísica medible del objetivo es su campo magnético. Segundo, las mediciones magnéticas son simples, rápidas y no invasivas. Finalmente, en investigación superficial, los datos magnéticos a menudo son fáciles de interpretar (Hansen et al., 2005).

El campo magnético terrestre está definido por anomalías magnéticas a pequeña escala, dentro de las cuales, la magnetización de la roca juega un importante rol para la modificación del campo magnético terrestre.

La magnetización es una cantidad vectorial, este vector puede tener orientación arbitraria en las rocas, razón por la cual cuerpos geoméricamente idénticos pueden causar anomalías completamente diferentes.

### 3.1.2. Principios básicos

#### Campo magnético, densidad de flujo y permeabilidad

Un campo magnético da origen a un flujo magnético, de igual manera que un campo eléctrico da origen a un flujo de cargas eléctricas (corriente). La densidad de flujo magnético, que es flujo por unidad de área, también es llamada inducción magnética y es denotada por la letra  $B$ . Si  $H$  es la intensidad de campo entonces:

$$B = \mu H \quad (3.1)$$

Donde  $\mu$  es conocida como la permeabilidad magnética del medio. En la práctica, el parámetro que se mide es el flujo magnético  $B$ . La unidad del flujo magnético es el Tesla, para propósitos geofísicos, el Tesla es demasiado grande como unidad, por tanto, las densidades de flujo se expresa más convenientemente en nanotesla ( $nT = 10^{-9} T$ ). La permeabilidad absoluta en el vacío es una cantidad muy importante, y es denotada como  $\mu_0$ . Así un campo en el vacío producirá un flujo de densidad a  $B_0 = \mu_0 H$ . Para efectos, en la geofísica la permeabilidad magnética del aire, e incluso de las rocas, puede ser tomada como  $\mu_0$ .

#### Permeabilidad relativa, susceptibilidad y magnetización

Si para un medio distinto al vacío, es necesario aplicar  $\mu = \mu_r \mu_0$ , se obtiene:

$$B = \mu_0 H + \mu_0 \kappa H \quad (3.2)$$

Donde  $\mu_r = \kappa + 1$ , y  $\mu_r$  es la razón de las dos permeabilidades, se le conoce como la permeabilidad relativa del medio. De manera similar,  $\kappa$  es conocida como susceptibilidad magnética. En el vacío  $\mu_r = 1$  y  $\kappa = 0$  (Parasnis, 1986).

A partir de la ecuación 3.2, se puede observar que para obtener en el vacío un flujo de densidad igual a la densidad  $\mu H$  en un medio bajo ciertas características, es necesario agregar un término de intensidad de campo magnético. Esta intensidad de campo adicional es la que se encuentra presente en todos los puntos del espacio que está ocupado por un medio en una intensidad de campo  $H$ , y se le conoce como intensidad de magnetización  $M$ .

$$M = \kappa H \quad (3.3)$$

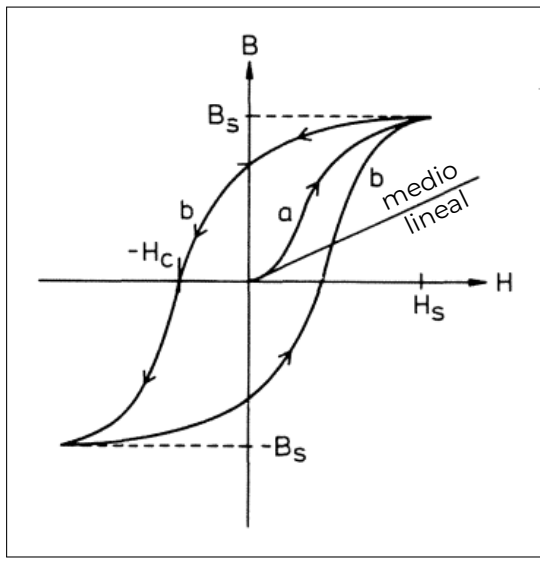
A partir de la ecuación 3.3, el campo magnético puede ser escrito de la siguiente manera:

$$B = \mu_0 (H + M) \quad (3.4)$$

#### Histéresis

Si  $\mu$  en la ecuación 3.1 es independiente de  $H$ , se dice que el medio es lineal. La gráfica de  $B$  contra  $H$ , como se muestra en la figura 13, para medios lineales es una línea recta. Para muchas sustancias esto no se cumple, por ejemplo, en una muestra originalmente no magnetizada, la inducción  $B$  incrementa con la intensidad de campo externo  $H$  de acuerdo a la curva (a), la cual

no es una línea recta.  $B$  no incrementa indefinidamente, sino que alcanza un nivel de saturación  $B_s$  para un determinado valor de la intensidad de campo  $H_s$ .



**Figura 13** Curva de histéresis  
Recuperado de  
Parasnis, 1986, p. 6

Cuando decrece  $H$  desde  $H_s$ , el flujo de densidad sigue la curva (b) e incluso cuando  $H = 0$  la muestra retiene un flujo de campo magnético y que se presenta como un remanente. Por tanto, es necesario aplicar una intensidad de campo externo  $H_c$  en la dirección opuesta para completar la desmagnetización de la muestra.

Si se incrementa  $H$  en la misma dirección, la muestra adquiere un flujo de densidad de saturación  $-B_s$ , y reduciendo el valor de la intensidad de campo de nuevo,  $B$  continua la curva (b). De tal manera, que si  $H_s$  no es alterada la muestra seguirá formando el ciclo constituido por las curvas (b), según incrementa o decrezca  $H$ , y nunca regresará a la curva (a). Este ciclo es llamado la curva de histéresis (Parasnis, 1986).

Una muestra que sigue una relación no lineal de  $B - H$ , como en la figura 13, no puede poseer un valor de susceptibilidad único. Los valores de  $\kappa$  para algunas sustancias están usualmente basados al valor cercano en la parte inicial de la curva (a).

### 3.1.3. Propiedades magnéticas de las materiales

Todas las sustancias son magnéticas a escalas atómicas. Cada átomo actúa como un dipolo debido al espín de los electrones y a la trayectoria orbital de estos alrededor del núcleo. La teoría cuántica indica que para que existan dos electrones en el mismo estado es necesario que ellos giren en direcciones opuestas. Tales electrones son llamados electrones apareados. El estado de estos electrones puede variar dependiendo del tipo de material que se esté estudiando (Kearey et al., 2013).

Según su comportamiento electrónico, los materiales se clasifican en:

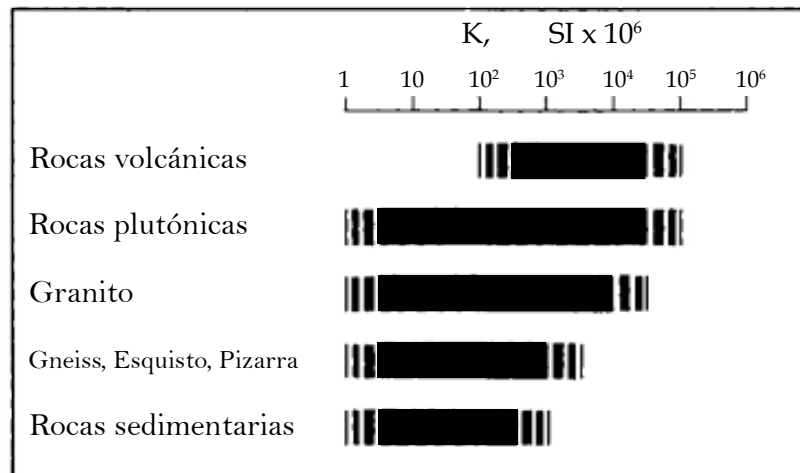
- **Diamagnéticos:** En un material diamagnético todos los niveles energéticos están llenos, no existen electrones no apareados. Debido a esto, existe un gran número de electrones en movimiento alrededor del núcleo. Por lo que en esta clase de materiales el valor de  $\kappa$  es negativo, de tal manera que la intensidad inducida en el material poseerá una dirección opuesta al campo magnético (Parasnis, 1986).
- **Paramagnéticos:** En este tipo de materiales, los niveles energéticos está incompletos, de tal manera que el campo magnético es resultado del giro de los electrones no apareados. Cuando el material es colocado en un campo magnético externo, los dipolos correspondientes a los electrones no apareados rotan, produciendo un campo magnético en el mismo sentido que

el campo magnético aplicado, de tal manera que el valor de la susceptibilidad es positivo (Kearey et al., 2013). En algunos materiales esta susceptibilidad puede decrecer inversamente con la temperatura (Parasnis, 1986).

- **Ferromagnetismo:** En los materiales ferromagnéticos, los dipolos son paralelos, dando lugar a magnetizaciones espontáneas fuertes; las cuales pueden existir incluso en la ausencia de un campo magnético externo, por lo cual este tipo de materiales poseen una alta susceptibilidad magnética (Kearey et al., 2013). También existen materiales en los cuales los campos magnéticos de los dipolos se cancelan, de tal manera que no hay un efecto en el campo externo, este tipo de material se le conoce como antiferromagnético.

La Tabla 2 muestra valores de susceptibilidad magnéticas ( $\kappa$ ) para tipos de rocas comunes.

**Tabla 2**  
Propiedades magnéticas de rocas comunes



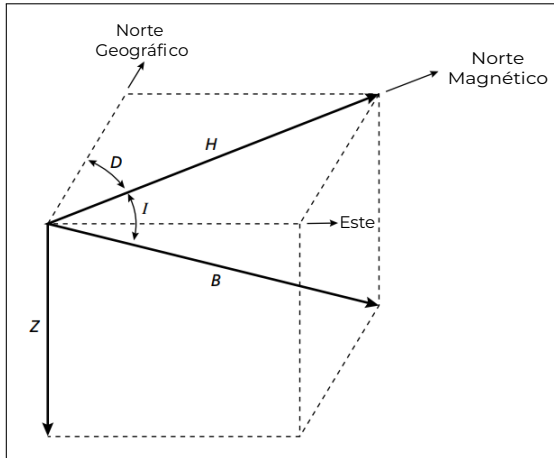
Recuperado de Griffiths & King, 1981, p. 168

### 3.1.4. Campo geomagnético

Las anomalías magnéticas causadas por rocas tienen sus efectos sobrepuestos al campo magnético terrestre. Por lo cual, el conocimiento sobre el comportamiento del campo geomagnético es necesario para la reducción de datos magnéticos, así como para su posterior interpretación.

El campo magnético es geoméricamente complejo y además, exhibe variaciones irregulares tanto en su orientación como en magnitud (Kearey et al., 2013). El campo magnético terrestre en la superficie puede ser aproximado al generado por un pequeño imán de barra que estuviera colocado en el centro del planeta, con su polo magnético norte apuntando al sur e indicando 11° con respecto al eje de rotación.

A pesar de la compleja forma del campo y de su variación con el tiempo, puede ser descrito matemáticamente con cierta exactitud, a partir de la Referencia Internacional del Campo Geomagnético (IGRF) (Griffiths & King, 1981).



**Figura 14** Elementos del campo geomagnético  
Recuperado de  
Kearey et al., 2013, p. 159

En cualquier punto de la superficie de la Tierra, un imán en forma de aguja asumirá una posición en el espacio paralela a la dirección del campo geomagnético terrestre. El campo geomagnético generalmente está definido por un ángulo con respecto a la vertical y al norte geográfico. Con el fin de describir el campo magnético, se utilizan una serie de parámetros definidos como elementos del campo geomagnético. En cualquier punto de la superficie de la Tierra, un imán en forma de aguja asumirá una posición en el espacio paralela a la dirección del campo geomagnético terrestre.

El campo geomagnético generalmente está definido por un ángulo con respecto a la vertical y al norte geográfico. Con el fin de describir el campo magnético, se utilizan una serie de parámetros definidos como elementos del campo geomagnético (Figura 14).

El vector de campo total  $B$  tiene un componente vertical  $Z$ , así como un componente horizontal  $H$  en la dirección del norte magnético. El ángulo de  $B$  con respecto a un plano tangente a la superficie de la Tierra se le conoce como inclinación  $I$  del campo, mientras, el ángulo horizontal entre el norte geográfico y el norte magnético es la declinación  $D$ .  $B$  varía fuertemente, con valores de  $25000 \text{ nT}$  en regiones ecuatoriales y cerca de  $70000 \text{ nT}$  en los polos. En El Salvador el campo magnético total es de aproximadamente  $36000 \text{ nT}$ , mientras que la declinación  $D$  y la inclinación  $I$  poseen un valor de  $0.15^\circ$  y  $0.40^\circ$  respectivamente.

### 3.1.5. Interpretación

En general, los datos de campo resultan de la superposición del campo normal terrestre y el campo causado por uno o más cuerpos de diferentes formas y ubicados a varias profundidades (Ernstson, 2006). Las anomalías magnéticas son altamente variables en forma y en amplitud, casi siempre son asimétricas, en algunas ocasiones pueden ser muy complejas incluso para fuentes simples, y usualmente esconden efectos combinados de múltiples fuentes (Company, 2009). Un número finito de distintas fuentes pueden producir anomalías similares, lo cual puede llevar a ambigüedades en el procesamiento de datos.

En esta investigación, el método fue utilizado como método de diagnóstico de anomalías, con lo cual sus resultados suelen ser muy útiles para proveer la ubicación espacial de la fuente anómala, así como su profundidad, de tal manera que se obtenga una idea general sobre su tamaño y forma.

Los datos usualmente son presentados a través de mapas de contorno del campo magnético, pero la interpretación es realizada a partir de perfiles. A partir de estos mapas y perfiles es posible localizar cuerpos magnéticos, interpretar la naturaleza de sus límites y encontrar fallas (Griffiths & King, 1981).

En algunos casos para resaltar anomalías es necesario aplicar un conjunto de técnicas con las que sea posible observarlas.

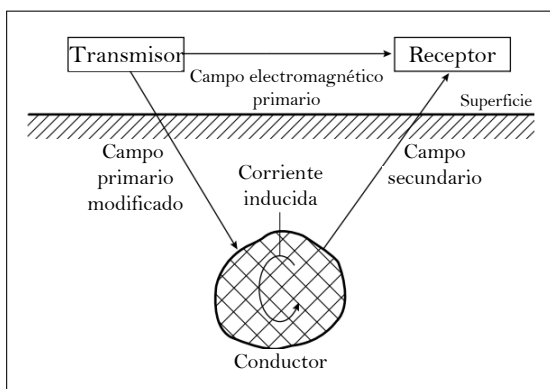
- **Derivadas:** Tienden a definir los bordes de las anomalías, y a mejorar las características de la profundidad. Los filtros de primera y segunda derivada son bastante comunes.
- **Transformada de Fourier:** Consiste en expresar el campo magnético como una integral de onda de seno y coseno. Se realiza con el fin de separar efectos profundos de someros, efectos de grandes dimensiones de los pequeños (Telford et al., 1990).
- **Reducción al polo:** La aplicación de esta operación cambia una inclinación arbitraria a una vertical, simplificando el mapa y su operación para latitudes magnéticas altas.

## 3.2. Very Low Frequency (VLF)

### 3.2.1. Introducción

Los métodos electromagnéticos hacen uso de la respuesta del suelo a la propagación de campos electromagnéticos, los cuales están compuestos por una componente magnética y una eléctrica. En este método, los campos electromagnéticos primarios son generados por el paso de una corriente alterna a través de una bobina. La respuesta del suelo es la generación de un campo electromagnético secundario, este campo es detectado a partir de la corriente alterna que se induce en una bobina receptora.

VLF (*“Very Low Frequency”*) es un método efectivo para detectar conductores, y ha sido utilizado para localizar fracturas, realizar imágenes subsuperficiales de cavidades, márgenes de vertederos y delinear conductores enterrados.



**Figura 15** Principio general de los métodos electromagnéticos  
Recuperado de  
Kearey et al., 2013, p. 209

Las ondas de radio a bajas frecuencias pueden ser utilizadas para realizar prospección de cuerpos enterrados. El método utiliza transmisores militares de alta potencia, los cuales operan en el rango de frecuencias de 15-30 KHz, y propagan ondas electromagnéticas planas, que pueden generar corrientes secundarias inducidas en objetos conductores (Hutchinson & Barta, 2002). Sobre ellos, la componente horizontal del campo electromagnético es intensificado, alcanzando un valor máximo, mientras la componente vertical se vuelve mínima (McNeill & Labson, 1991).

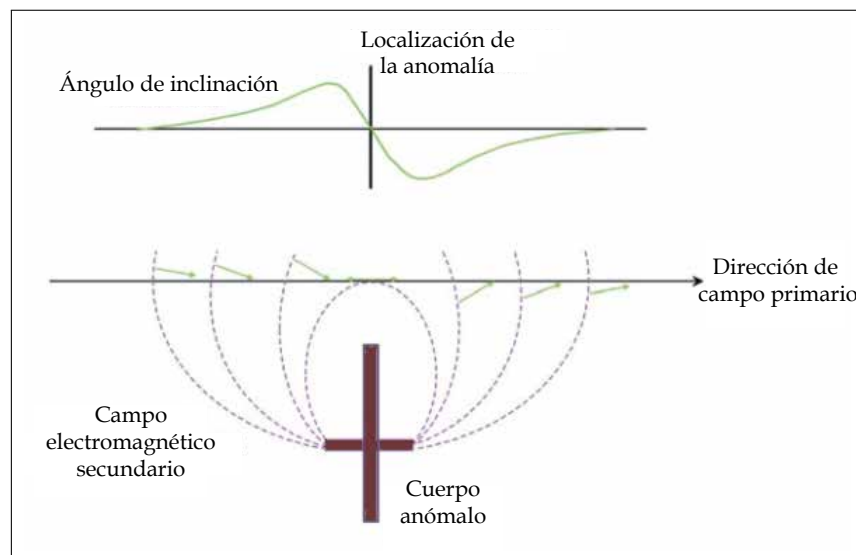
### 3.2.2. Principios Básicos

Los transmisores utilizados para el método están compuestos de una antena; la cual posee un cable vertical que permite el paso de corrientes alternas; produciendo frentes esféricos de campo magnético, los cuales se propagan al alejarse de la antena. A grandes distancias del transmisor, la curvatura de los frentes de ondas es tan ligera que se considera completamente plana, de tal manera que el campo magnético es horizontal en el plano de los frentes de onda (Mussett & Aftab Khan, 2000).

Las ondas VLF son una combinación de campos magnéticos y eléctricos acoplados de manera perpendicular. La dirección del campo eléctrico siempre es perpendicular sobre superficies conductoras. Las corrientes inducidas por el campo electromagnético de las ondas de VLF producen un campo secundario con la misma frecuencia que el primario, pero con distinta fase (Kearey et al., 2013).

Cualquier variación en la componente vertical del campo magnético es por definición anómalo, la mayoría de instrumentos de VLF comparan los campos magnéticos verticales y horizontales, a partir de los ángulos de inclinación, con el propósito de conocer sus cambios.

La dirección del campo magnético secundario siempre es en oposición a los cambios producidos por el campo primario. Sobre un conductor el campo magnético será más fuerte, pero en él tendrá predominancia la componente vertical (Milsom, 2007).



**Figura 16** Variación del ángulo de inclinación  
Recuperado de Hutchinson & Barta, 2002, p. 491

Las corrientes inducidas generadas por las ondas pasan a través de un conductor enterrado, creando un campo electromagnético secundario. El incremento del flujo en las corrientes inducidas causa que el campo magnético se incline en la vecindad de las estructuras conductoras. Debido a esto existe un desplazamiento respecto al campo primario, por tanto la variación del ángulo de inclinación sigue una respuesta a través de la anomalía, el punto sobre el cual cruza el valor de cero coincide con el centro de la anomalía (Figura 16).

### 3.2.3. Transmisores VLF

Los primeros transmisores que operan a frecuencias bajas fueron construidos entre 1910 y 1912, con el fin de alcanzar comunicaciones confiables a grandes distancias. El requerimiento para tales distancias estuvo relacionado con actividades coloniales. A pesar que en momentos de guerra múltiples transmisores fueron destruidos, la comunicación utilizando bajas frecuencias continúa siendo una prioridad para la mayoría de ejércitos en el mundo, ya que a este nivel de frecuencias, las comunicaciones globales son posibles debido a las pequeñas atenuaciones en la ionosfera y a la efectiva profundidad de penetración dentro del agua (McNeill & Labson, 1991).

La Tabla 3 muestra un resumen de los transmisores que existen alrededor del mundo.

**Tabla 3**  
Transmisores VLF

Ubicación	Código	Frecuencia (kHz)	Potencia (kW)
Burdeos, Francia	FUO	15.1	500
Rugby, Reino Unido	GRB	16.0	750
Helgeland, Noruega	JXN	16.4	350
Moscú, Rusia	UMS	17.1	1000
Yosami, Japón	NDT	17.4	500
Oxford, Reino Unido	GBZ	19.6	550
Annapolis, Estados Unidos	NSS	21.4	400
Cabo Noroeste, Australia	NWC	22.3	1000
Lualualei, Hawaii	NPM	23.4	600
Cutler, Estados Unidos	NAA	24.0	1000
Aguada, Puerto Rico	NAU	28.5	100
Seattle, Estados Unidos	NLK	24.8	100
Crignon, Reino Unido	-	19.0	-

### 3.2.4. Función de transferencia magnética

El campo magnético inducido por los transmisores VLF puede ser estudiado a través de la función de transferencia magnética, la cual puede indicar características eléctricas de las rocas en la corteza.

Las componentes del campo magnético secundario ( $H_x$ ,  $H_y$  y  $H_z$ ) están relacionadas linealmente:

$$H_z = A H_x + B H_y \quad (3.5)$$

Donde la función de transferencia magnética ( $A$ ,  $B$ ) sólo depende de la estructura de la Tierra y es independiente de la dirección del transmisor (Oskooi, 2004). Para cada sitio, la función de transferencia magnética (Baranwal et al., 2011), también llamada "Tipper" o "escalar tipper" ( $B_{sca}$ ), se calcula a partir de:

$$H_z = B_{sca} H \quad (3.6)$$

El tipper es una cantidad compleja con una parte real y una parte imaginaria, debido a que la frecuencia dada por los campos horizontales y verticales tienen un tiempo de retraso por el proceso de inducción electromagnética en la Tierra. Mientras que el campo magnético horizontal es una mezcla del campo primario  $H_p$  y el campo secundario  $H_s$ , el campo magnético vertical



tiene completamente un origen debido al campo secundario.

Dado que el campo primario y secundario son ambos alternantes, el vector de campo total describe con el tiempo una elipse en el plano vertical (Figura 17). El campo resultante se dice que está elípticamente polarizado en el plano vertical (Kearey et al., 2013).

Para buenos conductores puede demostrarse que la dirección del eje mayor de la elipse de polarización corresponde razonablemente al vector resultante del campo primario y secundario.

La desviación angular con respecto al eje horizontal se le conoce como ángulo de inclinación. El ángulo de inclinación ( $\theta$ ) es la inclinación del eje mayor de la elipse de polarización, y la elipticidad ( $\varepsilon$ ) es la razón del eje mayor y eje menor de la elipse, y puede ser calculada a partir de (Sinha, 1990):

$$\tan \theta = \pm \frac{2 B_{sca} \cos \Delta \phi}{1 - B_{sca}^2} \quad (3.7)$$

y:

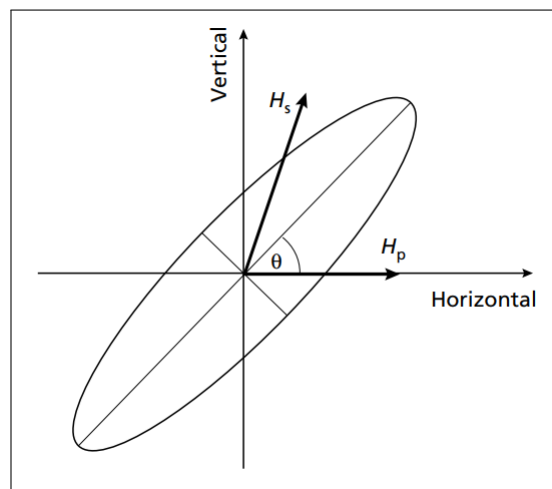
$$\varepsilon = \frac{H_x H_y \sin \Delta \phi}{H_l^2} \quad (3.8)$$

Donde  $H_x$  y  $H_y$  son los componentes verticales y horizontales de los componentes del campo magnético.

Mientras que  $\Delta \phi$  es la diferencia de fase entre los componentes verticales y horizontales del campo magnético, y:

$$H_l = |H_x e^{i\Delta \phi} \sin \theta + H_y \cos \theta| \quad (3.9)$$

La tangente del ángulo de inclinación y la elipticidad son buenas aproximaciones para los componentes en fase (real) y componente fuera de fase (imaginario) del tipper (Hutchinson & Barta, 2002). Usualmente son expresados como porcentajes (Srigutomo et al., 2005).

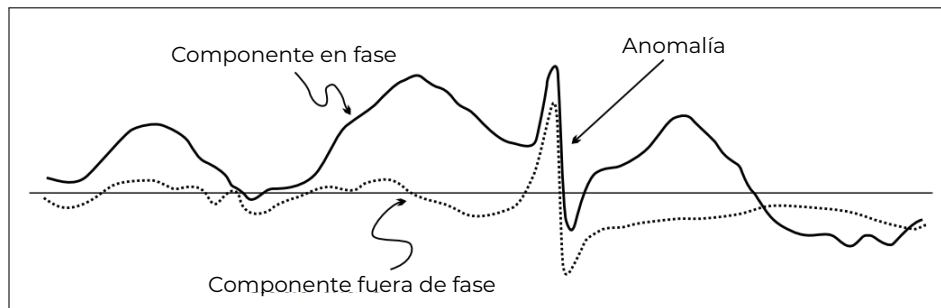


**Figura 17** Polarización elíptica y ángulo de inclinación  
Recuperado de Kearey et al., 2013, p. 210

### 3.2.5. Interpretación

Los resultados de las mediciones de VLF pueden ser presentados en un mapa de contorno o en un perfil del ángulo de inclinación, en el cual los conductores son indicados por los gradientes máximos, sin embargo, puede ser bastante difícil evaluar de manera visual (Figura 18).

Los resultados de VLF suelen presentar ruido, siendo distorsionados por pequeñas anomalías causadas por conductores locales o por interferencia eléctrica. Existe una serie de técnicas a partir de las cuales se pueden resaltar distintos parámetros de interés a partir de los datos de VLF (Milsom, 2007).



**Figura 18** Perfil de componentes reales e imaginarios de campo secundario  
Recuperado de Milsom, 2007, p. 158

- Filtro de Fraser:** Consiste en un filtro lineal de las mediciones del ángulo de inclinación, puede ayudar en la localización de la posición de un cuerpo enterrado. Fraser (Fraser, 1969) propuso el filtro estadístico lineal para los datos del ángulo de inclinación, el cual convierte los cruces en cero del ángulo de inclinación en picos para facilitar el análisis (Chouteau et al., 1996). El filtro de Fraser consiste en un promedio de las mediciones del ángulo de inclinación producido por un conductor. Es una secuencia lineal de los datos de ángulo de inclinación ( $M_1, M_2, M_3 \dots$ ) medido en un intervalo regular, el filtro de Fraser es:

$$F_1 = (M_3 + M_4) - (M_1 - M_2) \quad (3.10)$$

Donde el valor de  $F_1$  está colocado entre dos posiciones distintas.

- Filtro de densidad de corriente:** Muchos instrumentos pueden calcular la densidad de corriente a partir de la magnitud del campo magnético medido. Karous y Hjelt desarrollaron un filtro lineal estático, basado en el filtro de Fraser (Karous & Hjelt, 1983). Este filtro provee un perfil de profundidad aparente a partir de la magnitud del campo magnético en una localización específica  $H_0$ , donde los valores negativos ( $H_-$ ) indican posiciones atrás, y las positivas ( $H_+$ ) posiciones adelante (Alatorre-Zamora et al., 2014). La densidad de corriente del perfil es calculada a partir:

$$I_a(0) = \frac{2\pi(-0,102 H_{-3} + 0,059 H_{-2} - 0,561 H_{-1} - 0,0059 H_2 + 0,102 H_3)}{z} \quad (3.11)$$

Donde la densidad de corriente equivalente ( $I_a$ ) está especificada en una posición horizontal, y la profundidad está basada en un filtro simétrico de corriente medida (Hutchinson & Barta, 2002).

### 3.3. Tomografía de resistividad eléctrica (ERT)

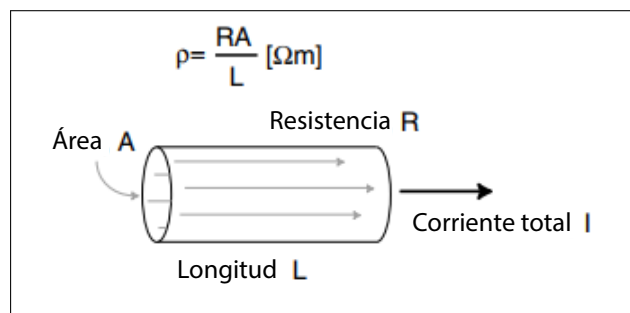
#### 3.3.1. Introducción

Los métodos eléctricos fueron desarrollados en el año 1900, pero son ampliamente utilizados desde 1970, debido a la disponibilidad de los computadores para procesar y analizar datos (Reynolds, 2011).

En este método una corriente eléctrica  $I$  es directamente inyectada dentro del suelo, a través de un par de electrodos; el voltaje resultante  $V$  es medido entre un segundo par de electrodos. Obteniéndose la resistencia del suelo, a través de la razón del voltaje medido entre la corriente inyectada ( $R = V/I$ ). Posteriormente, la resistencia es transformada en resistividad  $\rho$ , la cual es un parámetro físico que, a diferencia de la resistencia, no depende de las propiedades geométricas del cuerpo que interactúa con el campo eléctrico de la estructura que está en el subsuelo (Everett, 2013).

#### 3.3.2. Principios básicos

La medición de la resistividad se basa en principios básicos de la electricidad. Si se considera una muestra cilíndrica de un material de longitud  $L$ , resistencia  $R$  y área transversal  $A$ . La resistividad  $\rho$  de un material es igual a  $\rho = RA/L$ . La variabilidad espacial de la resistividad subsuperficial " $\rho(r)$ " es la propiedad física que es estudiada por los métodos de resistividad. El recíproco de la resistividad es la conductividad eléctrica ( $\sigma = 1/\rho$ ), la cual como convención es la utilizada en los métodos electromagnéticos. La conductividad eléctrica es una medida de la habilidad de un material para mantener el flujo de corriente a largo plazo. Por tanto, la corriente eléctrica puede fluir más fácilmente en zonas de baja resistividad, y su flujo es mínimo en zonas de alta resistividad (Everett, 2013).



**Figura 19** Definición de resistividad ( $\rho$ )  
Recuperado de Everett, 2013, p. 73

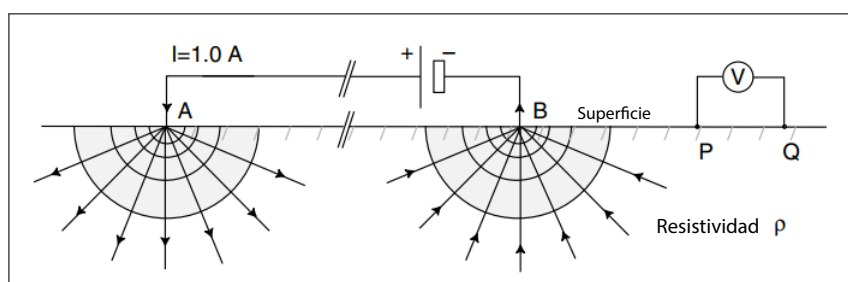
Al considerar la corriente eléctrica  $I$  inyectada en el suelo, en el origen de un sistema en coordenadas esféricas, dentro de un espacio hipotético de resistividad uniforme  $\rho$ , el voltaje  $V$

puede ser calculado a partir de la siguiente ecuación:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (3.12)$$

La corriente eléctrica, la cual no puede fluir a través del aire no conductor, fluye radialmente hacia afuera a través de un hemisferio de radio  $r$  y área superficial  $2\pi r$ . El voltaje  $V$  en un punto  $P$  es  $V = I\rho/2\pi r_p$ , donde  $r_p$  es la distancia que hay entre la fuente de corriente y el electrodo de potencial en el punto  $P$ . El voltaje medido a través de los electrodos  $P$  y  $Q$  de la figura 20 es la diferencia (Everett, 2013):

$$V_{pq} = V_p - V_q = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_p} - \frac{1}{r_q} \right] \quad (3.13)$$



**Figura 20** Medición de voltaje a partir de fuentes de corriente  
Recuperado de Everett, 2013, p. 76

La resistividad del suelo es medida inyectando corriente y midiendo el voltaje resultante. De manera general, se utilizan dos pares de electrodos para inyectar corriente, conocidos como los electrodos  $A$  y  $B$ , mientras que se utiliza otro par para las mediciones de voltaje, los electrodos  $M$  y  $N$  (Ernstson, 2006). Para un suelo homogéneo y un arreglo de electrodos arbitrario, la resistividad  $\rho$  puede ser calculada a partir de la diferencia de potencial  $\Delta V$ :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (3.14)$$

Donde  $K$  es llamado factor geométrico. El resultado de cualquier medición, sin importar el arreglo utilizado, puede ser interpretado como un suelo homogéneo con una resistividad constante (Milsom, 2007).

### 3.3.3. Propiedades eléctricas de las rocas

La resistividad de las rocas es una propiedad extremadamente variable, que puede ir hasta los  $10^{-6} \Omega \cdot m$  para minerales como el grafito o hasta alcanzar  $10^{12} \Omega \cdot m$ . La mayoría de las rocas y minerales son aislantes en estado seco, en la naturaleza casi siempre poseen agua intersticial con sales disueltas, por lo cual adquieren una conductividad iónica, esta dependerá del contenido de humedad, la naturaleza de los electrolitos y el grado de espacios vacíos dentro de la roca (porosidad). La forma de los poros en la roca juega un papel muy importante en la determinación de la conductividad, sin embargo, el grado de conexión entre estos poros es aún más importante (Parasnis, 1986).

Cuando las rocas están fracturadas y fisuradas no es posible realizar una cuantificación sobre las relaciones entre la resistividad, las propiedades de la roca y el contenido electrolítico. Rocas como la arenisca, en la cual la porosidad es puramente intergranular y en la cual la corriente es conducida por conductividad iónica, son más fáciles de describir.

Algunos minerales, como el grafito, piritita, calcopiritita, galena y magnetita son relativamente buenos conductores eléctricos (Tabla 4). Una diseminación de tales materiales dentro de la roca pueden mejorar la conductividad de esta, sin embargo, mucho depende de la naturaleza de la diseminación.

**Tabla 4**  
Propiedades eléctricas de rocas y minerales comunes

Rocas y sedimentos	$\rho$ ( $\Omega \cdot m$ )	Minerales	$\rho$ ( $\Omega \cdot m$ )
Caliza	$>10^{12}$	Pirrotita	$10^{-5}$ - $10^{-3}$
Cuarzo	$>10^{10}$	Calcopiritita	$10^{-4}$ - $10^{-1}$
Granito	$5000$ - $10^6$	Grafito	$10^{-3}$ - $10$
Arenizca	$35$ - $4000$	Piritita	$10^{-4}$ - $10$
Arcillas	$1$ - $120$	Magnetita	$10^{-2}$ - $10$
		Galena	$10^{-2}$ - $300$

Recuperado de Parasnis, 1986, p. 119

### 3.3.4. Sistemas de medición de cuatro electrodos

Todas las mediciones de resistividad pueden ser realizadas utilizando sólo un electrodo, y cercano a éste, un par de electrodos para medir el voltaje. Sin embargo, no siempre es posible tener un cuarto electrodo de corriente fijo y distante, aunque a menudo existen razones científicas para usar una disposición simétrica de cuatro electrodos. Una manera de construir un conjunto de cuatro electrodos es introducir el electrodo de corriente entre el par de electrodos de voltaje, y colocarlos de manera que forme una configuración colineal con el par de electrodos de potencial ( $M$  y  $N$ ), espaciado simétricamente entre los dos electrodos de corriente ( $A$  y  $B$ ) (Griffiths & King, 1981).

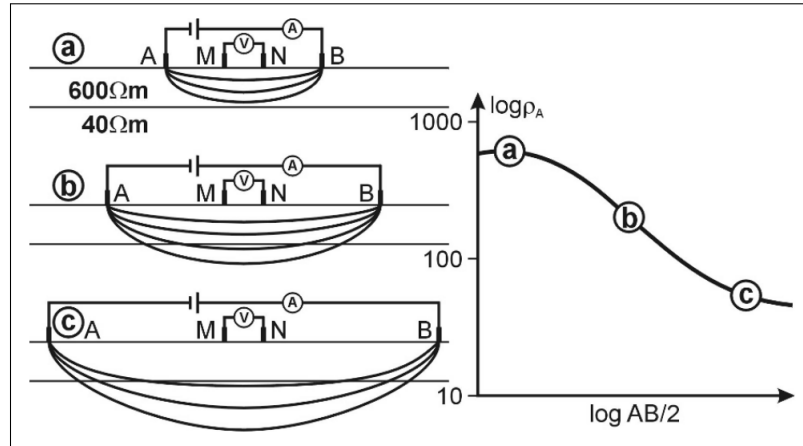
Al considerar un sistema de medición de cuatro electrodos, la ecuación 3.12, se convierte en:

$$V = \frac{\rho_a I}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (3.15)$$

Y el factor geométrico, utilizado en la ecuación 3.14, se define de la siguiente manera:

$$K = \frac{1}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (3.16)$$

La idea de este método es incrementar progresivamente la separación de los electrodos que inyectan corriente ( $A$  y  $B$ ), con lo cual se obtiene un incremento en la penetración de las líneas de corriente, por tanto las mediciones de la resistividad aparente se ven influenciadas por capas más profundas (Figura 21).



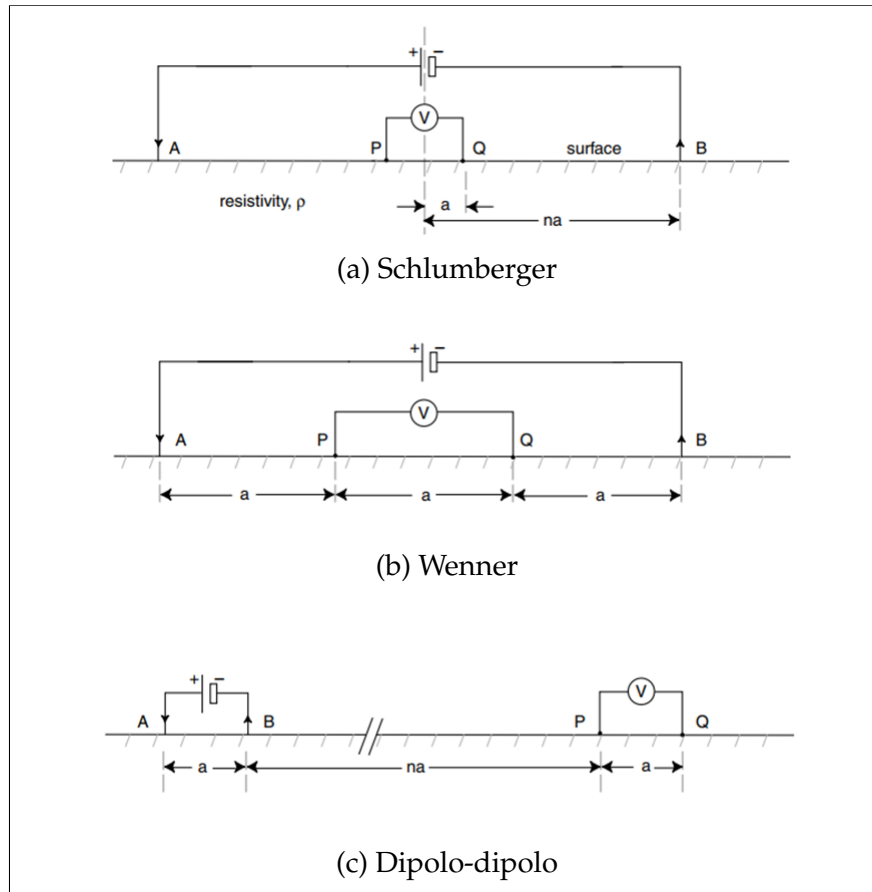
**Figura 21** Mediciones de resistividad aparente para distintas distancias de abertura

Recuperado de Ernstson, 2006, p. 86

### 3.3.5. Configuración electródica

La fórmula general de la resistividad aparente es simple para algunas geometrías especiales de los electrodos de corriente y los de potencial. Las configuraciones más utilizadas son Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo. Cada una de estas configuraciones consiste de cuatro electrodos colineales, cuyas geometrías y espaciamentos son distintas entre sí (Lowrie, 2007).

- **Arreglo Schlumberger:** En el arreglo Schlumberger, los pares de electrodos de voltaje  $M$  y  $N$  están espaciados y colocados en el centro del arreglo, mientras los electrodos de corriente se desplazan hacia afuera del centro (Ernstson, 2006). En esta configuración, la separación de los electrodos de corriente se mantiene mucho mayor que los electrodos de potencial (Lowrie, 2007). Este arreglo está diseñado con el fin de determinar la resistividad de la Tierra a grandes profundidades, debido a que un sondeo Schlumberger puede alcanzar grandes profundidades con grandes separaciones  $AB$  (Everett, 2013).
- **Arreglo Wenner:** En este arreglo, los electrodos se encuentran uniformemente espaciados en una línea. A pesar de su geometría simple. El arreglo Wenner está diseñado para perfiles laterales con fin de determinar las variaciones de resistividad a profundidad de penetración constante (Everett, 2013).
- **Arreglo dipolo-dipolo:** En el arreglo dipolo-dipolo, los electrodos de voltaje se encuentran cercanos y alineados al par de electrodos de corriente (Telford et al., 1990). Se define el espaciamento entre cada par de electrodos como  $a$ , mientras que la distancia entre los pares de dipolos se define como  $L$ , en este arreglo la distancia  $L$  suele ser mucho mayor que  $a$  (Lowrie, 2007). El arreglo dipolo-dipolo ofrece ventajas tanto sobre el arreglo Schlumberger, sobre la profundidad del sondeo, y el arreglo Wenner, sobre la resolución lateral. Sin embargo, la razón señal-ruido deteriora las mediciones para grandes distancias, y las mediciones a través de los electrodos son susceptibles a distorsiones a pequeña escala (Everett, 2013).



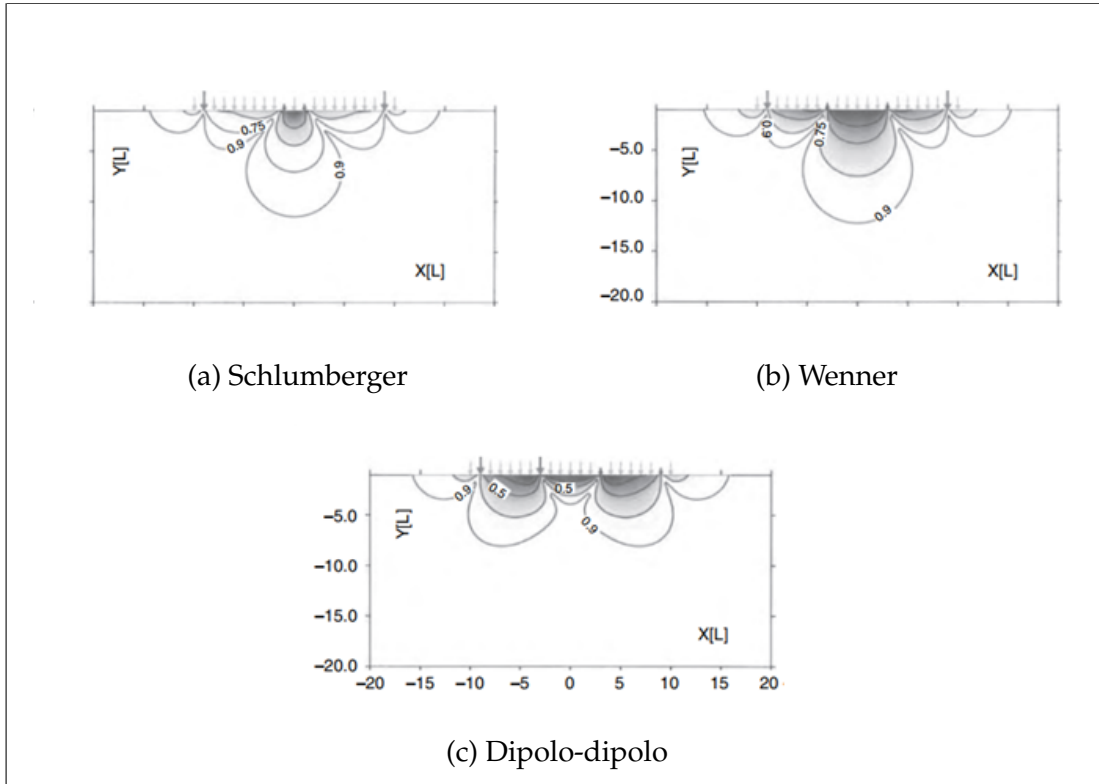
**Figura 22** Arreglos electrónicos tradicionales  
Recuperado de Everett, 2013, p. 77

### Funciones de sensibilidad

Las mediciones hechas utilizando la técnica de resistividad son sensibles al promedio del espaciado de las distribuciones de resistividad subsuperficial. Los detalles del proceso promedio dependen del tipo de arreglo usado.

Una función de sensibilidad  $S$  está definida como la magnitud de la perturbación en las mediciones de voltaje debido a pequeñas perturbaciones en la distribución de resistividad subsuperficial. La Figura 23 muestra la función de sensibilidad para los tres tipos de arreglos mostrados en la sección anterior.

El arreglo Schlumberger es mucho más sensible en la superficie inmediatamente debajo de los electrodos de potencial, y menos sensible en cualquier otra parte. Mientras, el arreglo Wenner es sensible bajo el centro del arreglo y es moderadamente sensible a través del arreglo entero. Finalmente, el arreglo dipolo-dipolo es más sensible en las regiones bajo los electrodos de corriente y voltaje, con menor sensibilidad en la región entre dos dipolos (Everett, 2013).



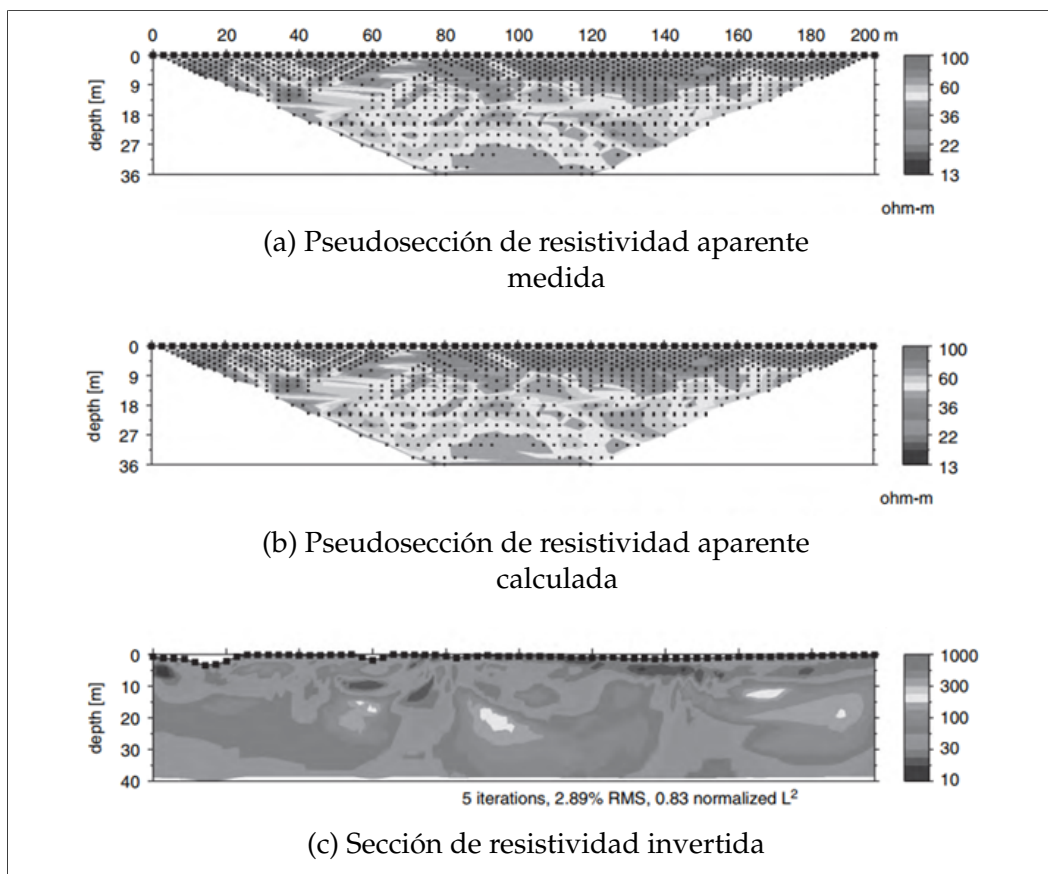
**Figura 23** Funciones de sensibilidad para arreglos electródicos tradicionales  
Recuperado de Everett, 2013, p. 79

### 3.3.6. Tomografía de resistividad eléctrica

Sondeos eléctricos utilizan configuraciones electródicas convencionales tales como Schlumberger, Wenner o dipolo-dipolo. Un sondeo en el cual la distancia de separación electródica varía sin mover el centro del arreglo provee un modelo de resistividad eléctrica local  $p(z)$ . Alternativamente perfiles laterales  $p(x)$  sobre un intervalo de profundidad, pueden ser alcanzados a través de un arreglo electródico sobre un perfil horizontal sin cambiar la separación electródica. Sin embargo, tanto el sondeo como el método de perfilado no provee una exacta distribución de resistividad del subsuelo.

Imágenes de resistividad de estructuras subsuperficiales complejas han sido recientemente desarrolladas a través de sistemas multielectródicos e inversiones 2D. La técnica de imágenes de resistividad para aplicaciones subsuperficiales ha tenido popularidad debido a sus avances, definiendo la técnica como tomografía de resistividad eléctrica (ERT) por sus siglas en inglés. Las imágenes por ERT son construidas a partir de ajustes realizados a la resistividad aparente utilizando una pseudosección obtenida por computadora. Esta pseudosección es alcanzada a partir de la solución de la ecuación  $\rho(r) = 1/\sigma(r)$  para valores de resistividad determinados, utilizando métodos numéricos se obtiene un modelo  $p(r)$ , el cual se ajusta a los valores de resistividad aparente. La Figura 24 muestra la imagen de resistividad y su respuesta de resistividad aparente calculada (Everett, 2013).





**Figura 24** Proceso de inversión de tomografía eléctrica  
Recuperado de Everett, 2013, p. 79

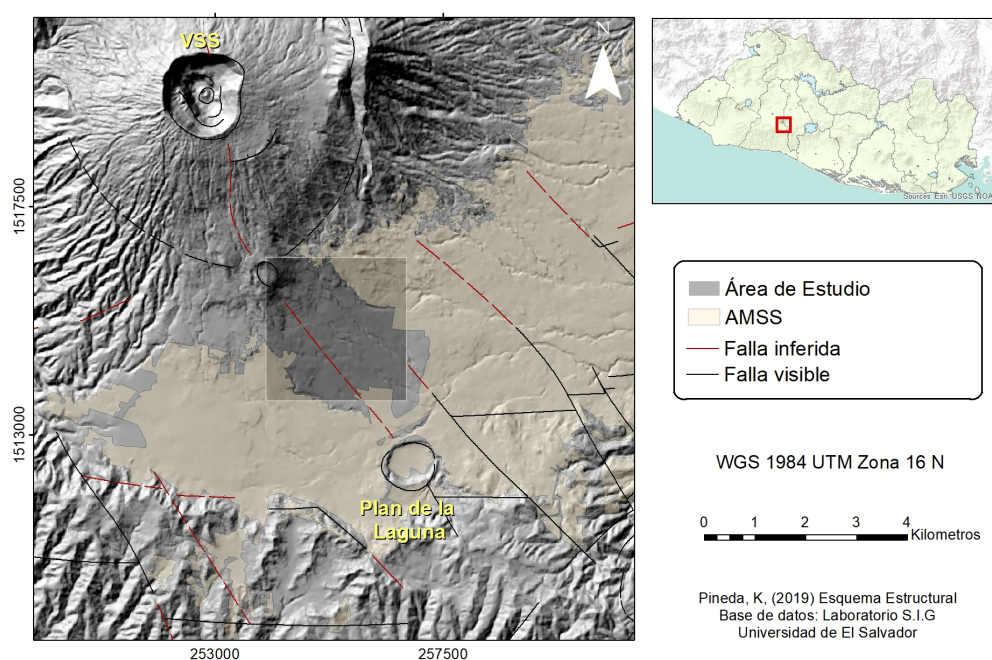


## Capítulo 4

# Descripción del área de estudio

### 4.1. Introducción

La zona de estudio se encuentra ubicada en el flanco sur del volcán de San Salvador, el cual posee un volumen de aproximadamente  $110 \text{ Km}^3$  (Major et al., 2001). Dentro de la zona de influencia del volcán se encuentra ubicada el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), la cual aglomera 14 municipios pertenecientes a los departamentos de San Salvador y La Libertad, dentro del AMSS se encuentra más del 30 % de la población de El Salvador (Hernández et al., 2019).

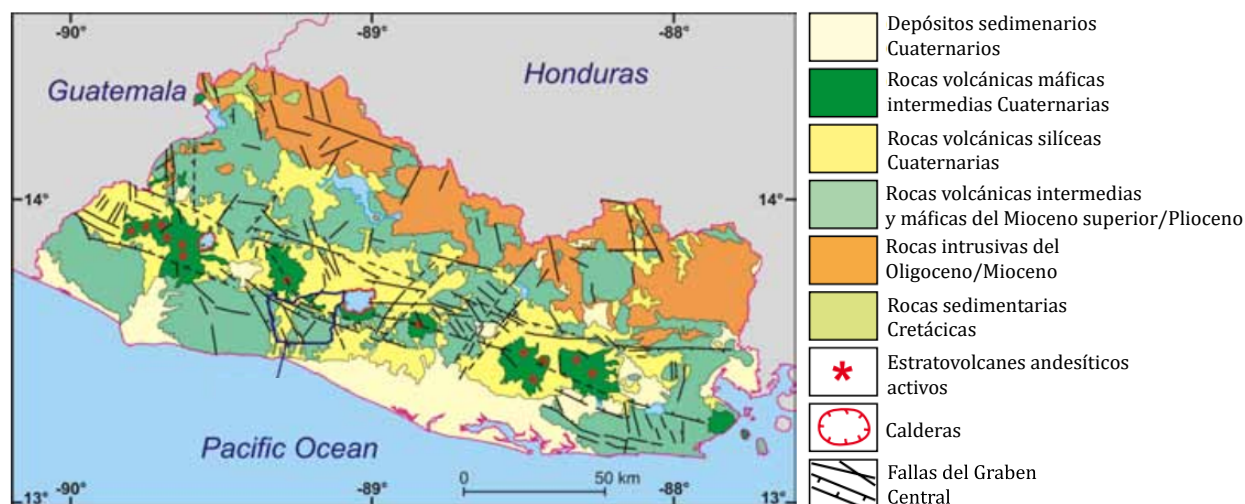


**Figura 25** Esquema estructural del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada entre sistemas de origen volcánicos (Plan de la Laguna y Volcán de San Salvador) (Figura 25), lugar en la cual interseca un sistema de fallas con tendencia NO-SE, de las cuales algunas corresponden a sistemas inferidos.

## 4.2. Marco Geológico

El Salvador está constituido casi enteramente por rocas volcánicas cenozoicas y cuaternarias. Las formaciones geológicas principales en la cordillera volcánica norte son las formaciones Chalatenango y Morazán, del Oligoceno Medio al Mioceno Medio (Figura 26); las cuales incluyen la alternancia de depósitos efusivos y piroclásticos de naturaleza principalmente félsica (Ferrés, 2014).

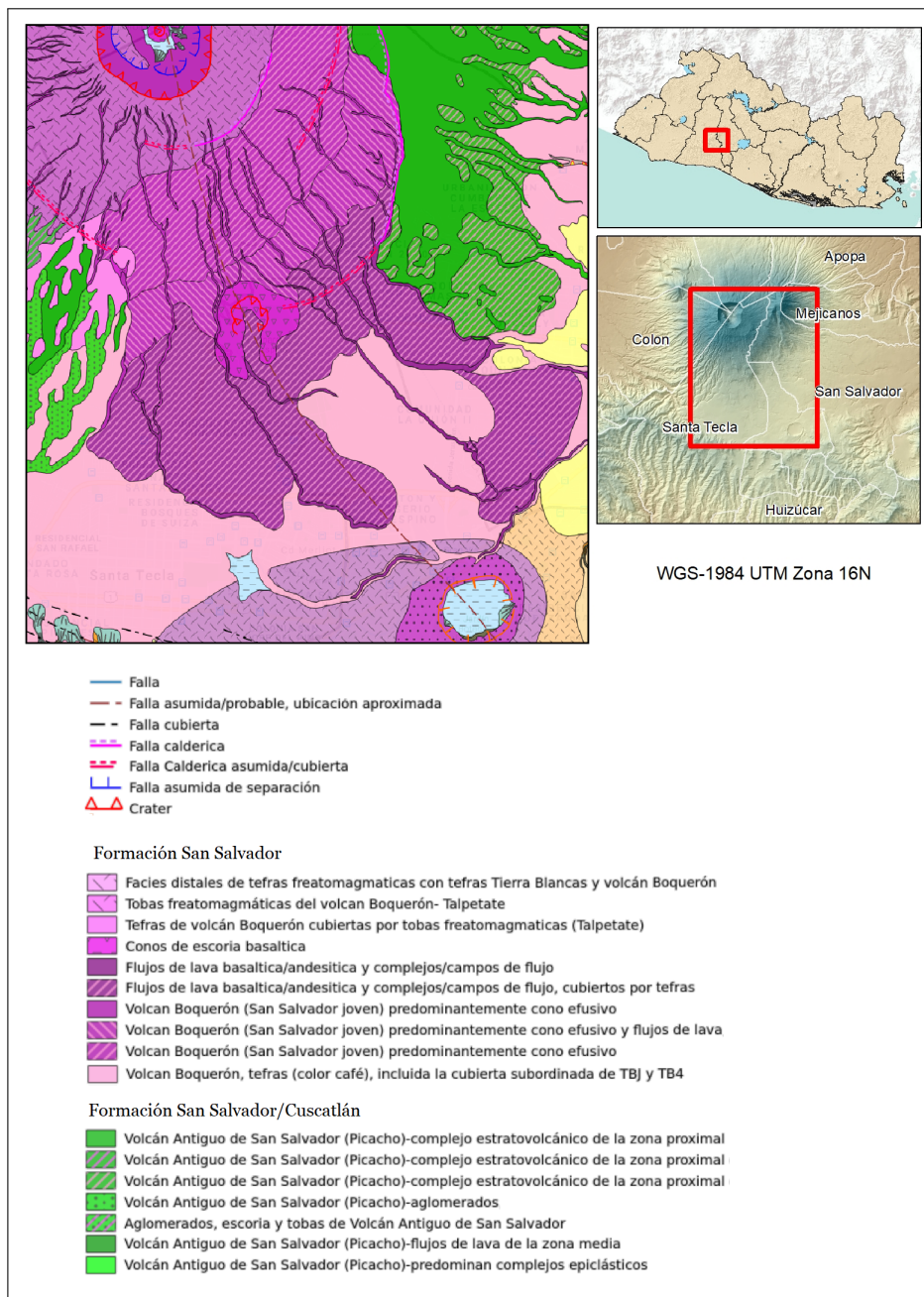


**Figura 26** Esquema geoestructural de El Salvador  
Recuperado de Lexa et al., 2011, p. 107

En la mitad occidental de El Salvador, los bordes N y S del graben están conformados mayoritariamente por materiales de la Formación Bálsamo (Mioceno Tardío al Plioceno), y en el interior de la depresión afloran los materiales de la Formación Cuscatlán (Plioceno Superior-Pleistoceno), sobre los que reposan los materiales volcánicos más jóvenes de la Formación San Salvador (Pleistoceno Superior a Holoceno).

La Formación Bálsamo está constituida por lavas basáltico-andesíticas, tobas de materiales piroclástico y brechas. Estos materiales afloran al sur del Volcán de San Salvador con espesores de más de 100 metros.

Por su parte, la Formación Cuscatlán está compuesta principalmente de tobas riolíticas y de cimientos volcanoclásticos, supuerrpuestos por domos riolíticos y lavas basálticas. Los materiales de esta formación se encuentran en toda el AMSS, pero en su mayor parte están cubiertos por materiales más jóvenes.



**Figura 27** Mapa geológico del área de estudio

En el área del complejo volcánico de San Salvador, la Formación San Salvador inicia con series de rocas piroclásticas y epiclásticas amarillentas-café (Figura 27), de grano fino, de composición félsica, con espesores máximos de 25 metros. Sobre estas se observan suelos de más de 1.5 metros de espesor. Las rocas más jóvenes son lavas basáltico-andesíticas (Baxter, 1984). A su vez, el volcán de San Salvador está cubierto en la zona norte por horizontes de escoria, los cuales son parte de una cubierta de tefra. Mientras que la parte sur está cubierta por flujos de lava y depósitos de lahares. Los flujos de lava son de composición basáltico-andesítica a andesítica (Lexa et al., 2011).



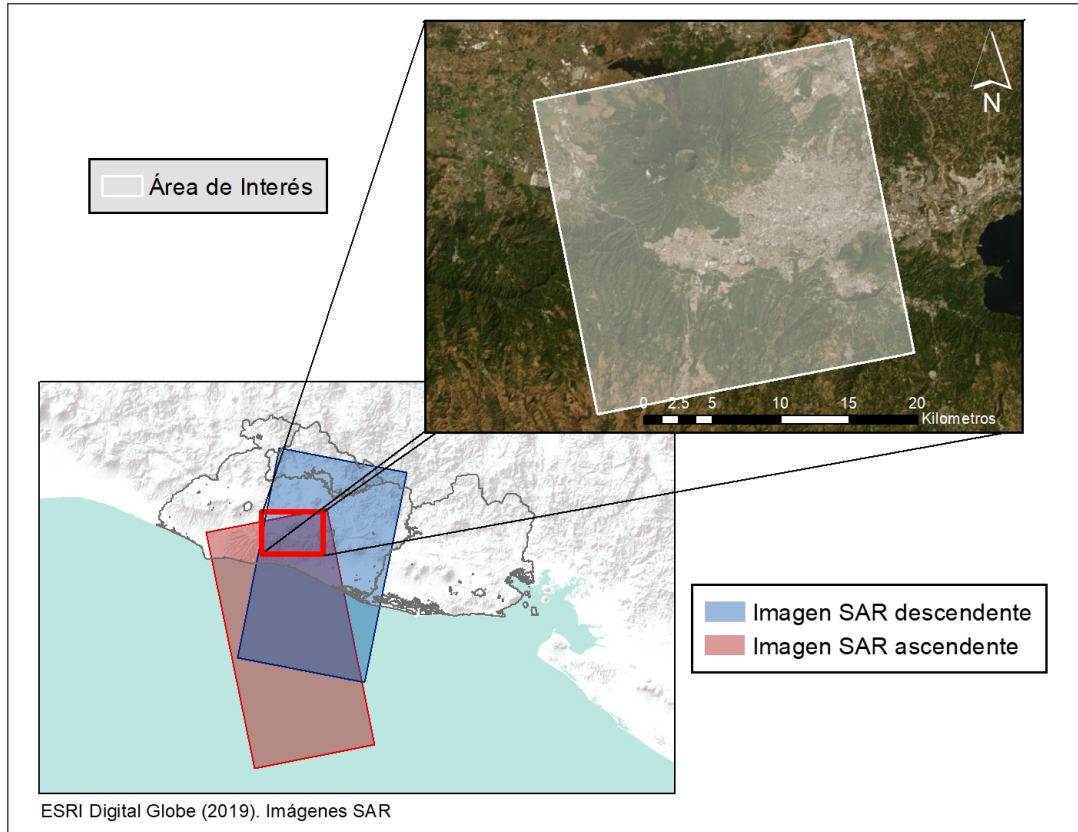
# Capítulo 5

## Metodología

La investigación utilizó técnicas capaces de complementarse. Las imágenes InSAR permiten obtener información sobre entornos urbanos, por su parte, los métodos geofísicos son útiles en zonas rurales. Se detalla la metodología utilizada para la obtención de los datos, así como los elementos considerados para llevar a cabo el procesamiento de estos.

### 5.1. Trabajo de Gabinete

En esta etapa se obtuvo información sobre la ubicación de los distintos sismos que tuvieron origen en el enjambre de abril del 2017, información geológica de detalle, modelos digitales de terreno de alta resolución, entre otros. Con el fin de determinar si el área de estudio presenta sistemas locales de fallas geológicas asociados con el enjambre sísmico de abril del 2017, se utilizaron los métodos geofísicos: método magnético, VLF y ERT. Además, en esta etapa se escogieron las imágenes SAR; provenientes del satélite Sentinel 1-A de banda *c*, considerando una órbita ascendente y descendiente (Figura 28), con las cuales se construyeron interferogramas que muestran el campo de desplazamiento obtenido en la zona urbana del área de estudio.



**Figura 28** Localización de datos SAR

## 5.2. Trabajo de Campo

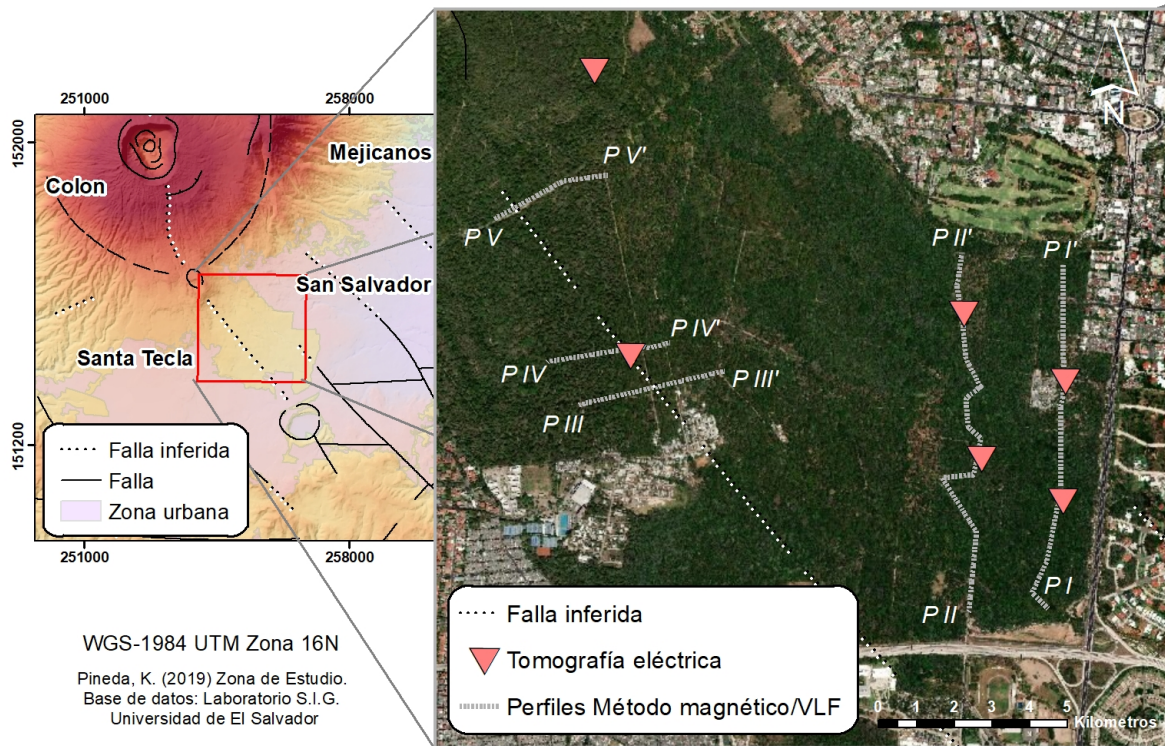
La zona de estudio está definida a partir del área epicentral del enjambre, en ella se define un sector rural, la cual se estudió a partir de la aplicación de métodos geofísicos, y una zona urbana estudiada a partir de las imágenes SAR.

Se realizaron cinco perfiles, en ellos se aplicó el método magnético y VLF utilizando el magnetómetro protónico GEM System GSM-19T, este modelo permite llevar a cabo las mediciones de ambos métodos de manera simultánea. El magnetómetro GEM System GSM-19T es un magnetómetro de precesión protónica, el cual utiliza la frecuencia de precesión de los protones para medir el campo magnético de la Tierra.

Los perfiles se dividieron en dos grupos: El primero al sureste del área de estudio, dentro del Parque Bicentenario. En esta zona se realizaron dos perfiles con dirección N-S y con una extensión que va de 1 Km a 1.5 Km (*PI* y *PII*). Por su parte el segundo grupo, constituido por tres perfiles, se realizó en el noroeste del área de estudio, dentro del Ecoparque El Espino, estos poseen una dirección NE-SO y una extensión que varía de 400 m a los 600 m (*PIII*, *PIV* y *PV*), los perfiles realizados en este sector intersectan una falla inferida.

En ambos grupos las mediciones fueron hechas en intervalos de 10 metros (Figura 5).





**Figura 29** Mapa de la ubicación de los perfiles realizados

El procesamiento e interpretación de los datos de VLF y magnetometría permitió determinar de manera más precisa la ubicación de los perfiles para la posterior aplicación del método de resistividad eléctrica.

Para este último se utilizó el equipo ABEM Terrameter SAS 1000, con sus respectivos accesorios. Se realizaron 6 tomografías con una extensión de 400 m cada una y un espaciamiento electródico de 10 m.

### 5.3. Análisis e interpretación de datos

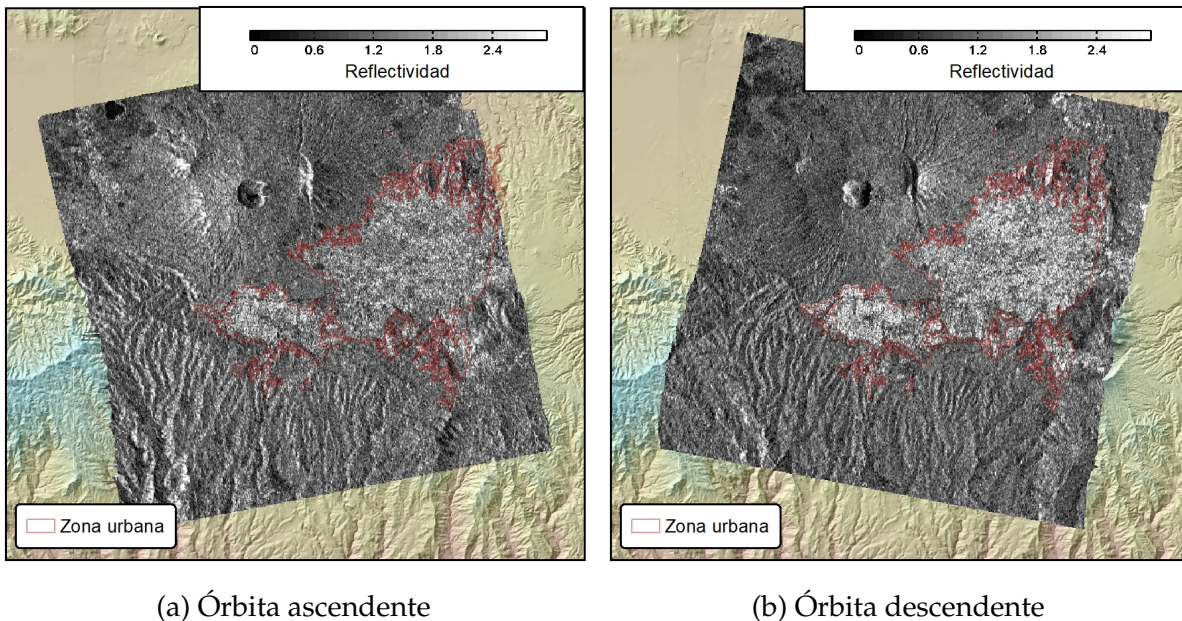
#### Radar interferométrico de apertura sintética (InSAR)

Dado que los mecanismos focales de los sismos muestran un componente vertical, se analizaron imágenes InSAR con el objetivo de observar la deformación causada por los sismos. Se utilizaron imágenes de banda *c* provenientes del satélite Sentinel 1-A de la Misión Copernicus a través del repositorio de la Asociación Espacial Europea (ESA).

Las imágenes fueron adquiridas para los meses de marzo y abril del 2017, calculándose interferogramas con el propósito de determinar la presencia de una superficie de deformación. Se consideraron imágenes tanto con una órbita ascendente y descendente, con ángulos entre 23 y 45 grados, y un intervalo de aproximadamente 24 días.

El área de interés fue separada de los datos SAR (Figura 28), con el propósito de estudiar únicamente la zona epicentral del enjambre.

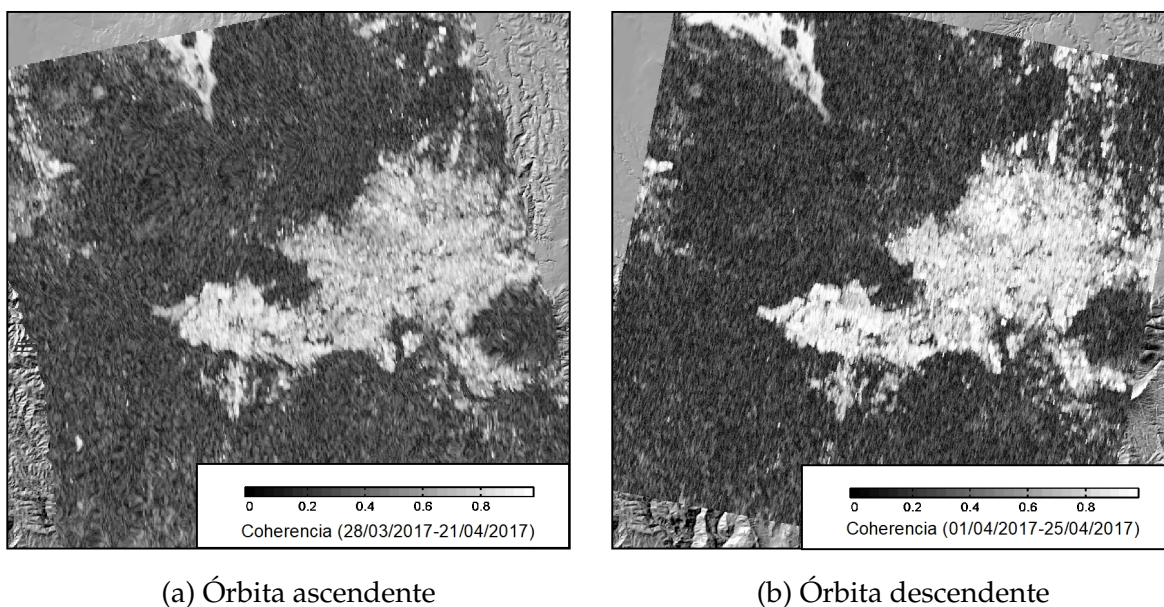
Considerando que el área de interés está definida por una zona urbana y una zona rural con múltiples tipos de vegetaciones, se dieron distintos mecanismos de dispersión, teniéndose las señales menos intensas sobre las zonas rurales. Con el software SARProz se construyeron mapas de reflectividad a partir de la intensidades observadas en las imágenes SAR, tanto para las imágenes en órbita ascendente como para las descendentes. La Figura 30 muestra que los valores menores de reflectividad se alcanzaron en zonas boscosas, producto del mecanismo de dispersión por volumen; por su parte, en las zonas urbanas se obtuvo valores altos de reflectividad debido al doble rebote.



**Figura 30** Mapa de reflectividad del área de estudio.

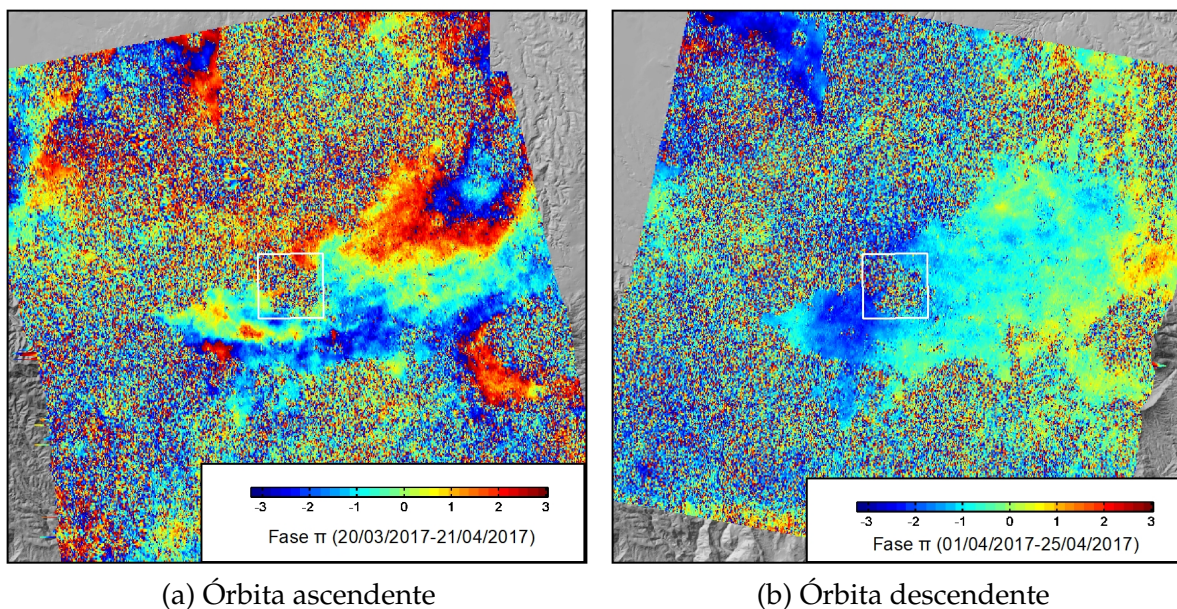
Con el propósito de evaluar el grado de confiabilidad de los datos se obtuvieron mapas de coherencia. La coherencia representa un factor de calidad importante en la técnica InSAR, valores altos de coherencia indican bajos valores de ruido interferométrico, lo que transmite buena calidad en la fase para observar deformaciones; mientras que los valores bajos son asociados con altos valores de ruidos (Crosetto et al., 2005). En la Figura 31 se puede observar que la zona urbana posee valores altos de coherencia, esto debido a que la zona no sufrió alteraciones entre la toma de cada una de las imágenes, mientras la zona rural posee valores bajos de coherencia debido a los cambios que sufrió la vegetación entre la toma de cada una de las imágenes.

Para obtener un interferograma confiable se consideró un valor umbral de coherencia de 0.3.



**Figura 31** Mapa de coherencia del área de estudio.

Los interferogramas obtenidos se encuentran en la Figura 32. Estos fueron construidos a partir de una imagen maestra, registrada el 28 de marzo del 2017 para una órbita ascendente, mientras que para la órbita descendente se registró el 01 de abril del 2017. Por su parte, las imágenes esclavas fueron registradas el 21 y 25 de abril para las órbitas ascendentes y descendentes respectivamente.



**Figura 32** Interferograma cosísmico del área de estudio.

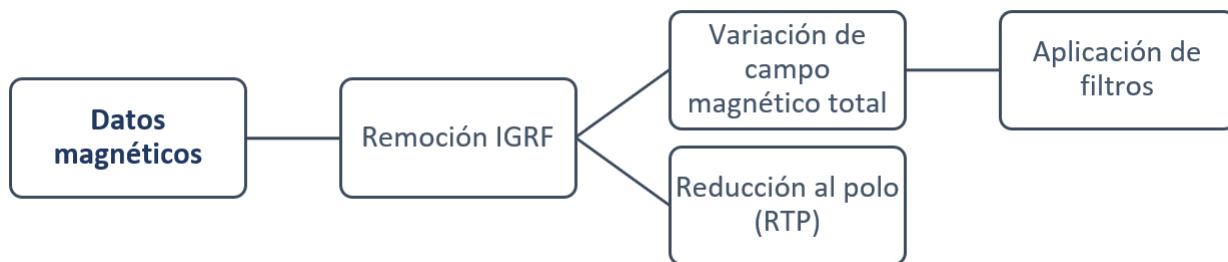
El recuadro blanco indica la zona en la cual se aplicaron los métodos geofísicos

Se eliminó la componente topográfica de la fase a partir de un modelo de elevación digital de la misión SRTM. El DEM se utilizó para generar el modelo de retardo de fase, y posteriormente la fase se sustrajo del interferograma final. La eliminación de ruido en los interferogramas se realizó utilizando un filtro de espectro de potencia y se aplicó un algoritmo para desenvolver la fase (Goldstein & Werner, 1998) con el propósito de cuantificar la deformación.

### Método magnético

Los datos magnéticos obtenidos fueron sujetos a técnicas de filtrado con el propósito de intensificar las características estructurales del área, y de esa manera estimar las fuentes causantes de las irregularidades en la magnitud del campo magnético. El esquema de procesamiento realizado a los datos magnéticos se muestra en la Figura 33

La Referencia Internacional del Campo Geomagnético (IGRF) de la Tierra (Thébault et al., 2015), actualizado a la fecha de estudio, fue removido de los datos magnéticos, con el propósito de obtener las anomalías totales. La remoción fue realizada a partir de los valores de declinación, inclinación y campo magnético descritas por el IGRF para la zona de estudio. Se utilizaron valores de  $0.3^\circ$ ,  $41.3^\circ$  y  $36754.4 \text{ nT}$  para la declinación, inclinación y campo magnético. Posterior a esto, se obtuvo un mapa que mostraba la variación del campo magnético total. A partir de este, se obtuvieron los perfiles que muestran la variación de campo magnético total. Los perfiles obtenidos mostraban distintos niveles de ruido, por lo que fue necesario aplicar filtros con el propósito de eliminarlo o reducirlo.

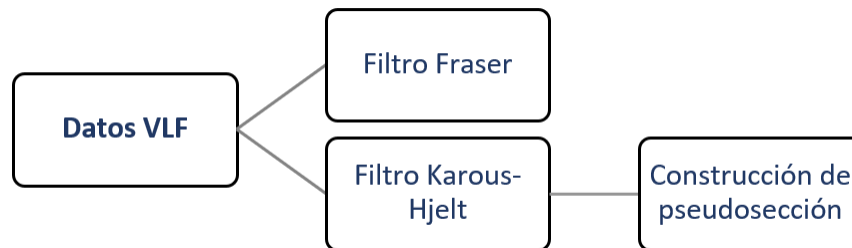


**Figura 33** Diagrama de procesamiento de datos magnéticos

Finalmente, a partir del mapa de campo magnético total se aplicó la técnica de reducción al polo magnético (RTP) (Baranov & Naudy, 1964), esto para poder observar la relación directa entre las anomalías y la posición de la fuente, de tal manera, que las anomalías magnéticas se situasen sobre las fuentes que las causan. Se utilizaron los valores de declinación e inclinación mencionados anteriormente.

## VLF

Dos filtros digitales fueron aplicados a los datos VLF (Figura 34), con el propósito de obtener un esquema simple para la interpretación cualitativa y obtener un modelo de densidad de corriente. Ambos filtros fueron aplicados al componente en fase. Esto debido a que la componente en fase es sensible a los materiales conductores, mientras que la componente fuera de fase es sensible a pequeños cambios en la conductividad de un material (Jacob et al., 2013), por lo cual el análisis de la componente en fase permitió exhibir la ubicación de materiales conductores.



**Figura 34** Diagrama de procesamiento de datos VLF

La componente en fase a menudo posee patrones y comportamientos complejos, por lo cual fue necesario aplicar un filtro antes de realizar la interpretación. La aplicación del filtro de Fraser permitió transformar las intersecciones con el eje horizontal a picos, remover los gradientes regionales y amplificar las anomalías cercanas a la superficie. Además permitió la delineación de cuerpos conductores.

La componente en fase fue filtrada a partir del filtro de Fraser. Al actuar sobre materiales conductores el filtro de Fraser produce, en la componente en fase, valores máximos (Fraser, 1969); útiles para detectar discontinuidades como zonas de fracturas.

Posteriormente, la componente en fase de los perfiles realizados fue procesada e interpretada en base al filtro Karous-Hjelt (K-H) (Karous & Hjelt, 1983). El filtro K-H funciona como una herramienta complementaria, útil para el análisis semicuantitativo y la visualización del objetivo desde la superficie hasta una profundidad somera. Permitiendo obtener una pseudosección de densidad de corriente, la cual está asociada con materiales conductores cercanos. Estas pseudosecciones de densidad de corriente proporcionan información de diagnóstico para el objetivo, a partir de estas se obtuvo continuidad de características atribuibles a fuentes planas, como fallas o zonas de fracturas.

Los resultados del filtro de Fraser fueron construidos a partir del software Golden Surfer. En este software se ubicó espacialmente cada una de las pseudosecciones construidas, con el propósito de observar la relación de las anomalías obtenidas con la ubicación de la falla inferida.

## Tomografía de resistividad eléctrica

Los resultados obtenidos a partir de los métodos anteriores indicaron la ubicación de las anomalías que fueron exploradas con el método de tomografía eléctrica. El espesor y distribución en los componentes de una posible falla, junto con los procesos de sedimentación, controlan la distribución y migración de fluido dentro y cerca de la falla, la cual puede actuar como

conductor o barrera para la circulación de fluidos. Considerando estas características en las fallas, la resistividad es potencialmente uno de los parámetros físicos más apropiados a estudiar en este contexto, ya que está fuertemente influenciado por factores como la litología, porosidad, grado de fracturamiento y contenido de fluido (Caine et al., 1996).

El método de resistividad permitió obtener un análisis claro del marco estructural de la zona, con el principal objetivo de observar características propias de un sistema de fallas. Dentro de los resultados obtenidos se obtuvo anomalías asociadas a fuertes cambios laterales de resistividad que se extiendan en profundidad.

Los datos de resistividad fueron procesados utilizando BERT, un software utilizado para el modelamiento e inversión de datos de resistividad eléctrica (Günther & Rücker, 2013). Los efectos topográficos se tuvieron en cuenta durante la inversión al incorporar la topografía del perfil en los modelos de resistividad. Una vez completado el proceso de inversión, se obtuvieron modelos de resistividad 2D del suelo bajo secciones del área de estudio.

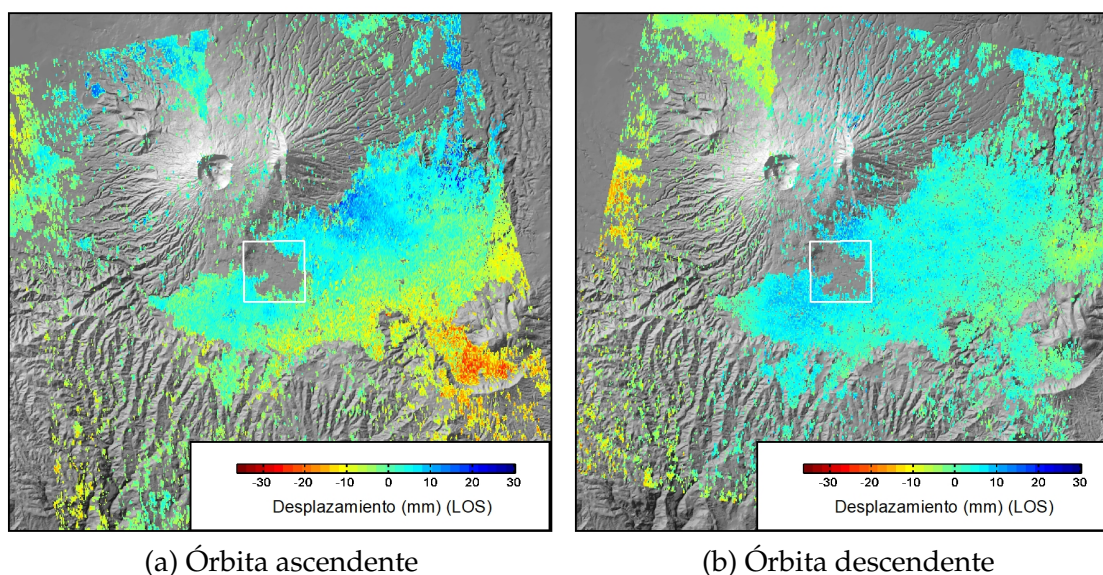
## Capítulo 6

# Análisis y discusión de resultados

En este capítulo se describen los resultados obtenidos a partir de los datos adquiridos, haciendo uso de perfiles y mapas.

### 6.1. Radar interferométrico de apertura sintética (InSAR)

El área de estudio está compuesta por zonas urbanas y zonas rurales. En las zonas rurales, el cambio constante en la vegetación provoca ruido en las características de fase debido a la pérdida de coherencia entre la imagen maestra y la imagen esclava. Esta es la razón principal por la cual los interferogramas obtenidos únicamente poseen información sobre el entorno urbano.



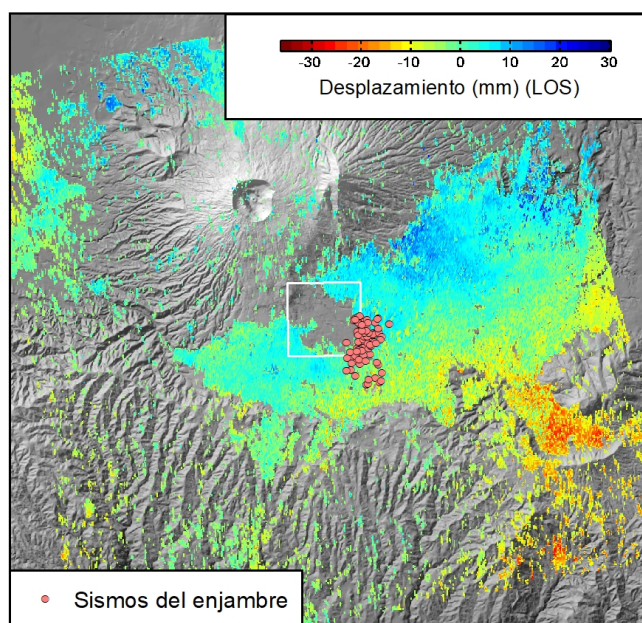
**Figura 35** Interferograma con fase desenvuelta

El recuadro blanco indica la zona en la cual se aplicaron los métodos geofísicos

Los interferogramas con la fase desenvuelta pueden observarse en la Figura 35. El interferograma ascendente presenta una deformación con respecto a la línea de visión (LOS). Los valores positivos (zonas azules) corresponden a un desplazamiento hacia el satélite, es decir, indican un ascenso del suelo. Por otro lado, las zonas rojas observadas muestran subsidencia del terreno o un movimiento alejándose del satélite.

El interferograma de órbita ascendente (Figura 35a) no presenta un fuerte desplazamiento sobre el área de estudio, sin embargo, las zonas azules presentan un desplazamiento de aproximadamente 1.3 *cm*, mientras que en las zonas rojas es de 1.4 *cm*. Por su parte, en el interferograma de órbita descendente el color predominante es el celeste, el cual corresponde a una deformación leve o igual a cero. Esta diferencia entre los interferogramas puede deberse a las diferencias geométricas existentes entre la órbita ascendente y descendente.

La Figura 36 muestra el interferograma de órbita ascendente con los eventos del enjambre sísmico localizados. Se observa que los sismos poseen una tendencia NE-SO, la cual podría indicar el plano de falla que originó el enjambre. La tendencia de los sismos define, dentro del interferograma, un eje en el cual la deformación cambió de dirección.



**Figura 36** Sismos del enjambre sísmico en interferograma ascendente  
El recuadro blanco indica la zona en la cual se aplicaron los métodos geofísicos



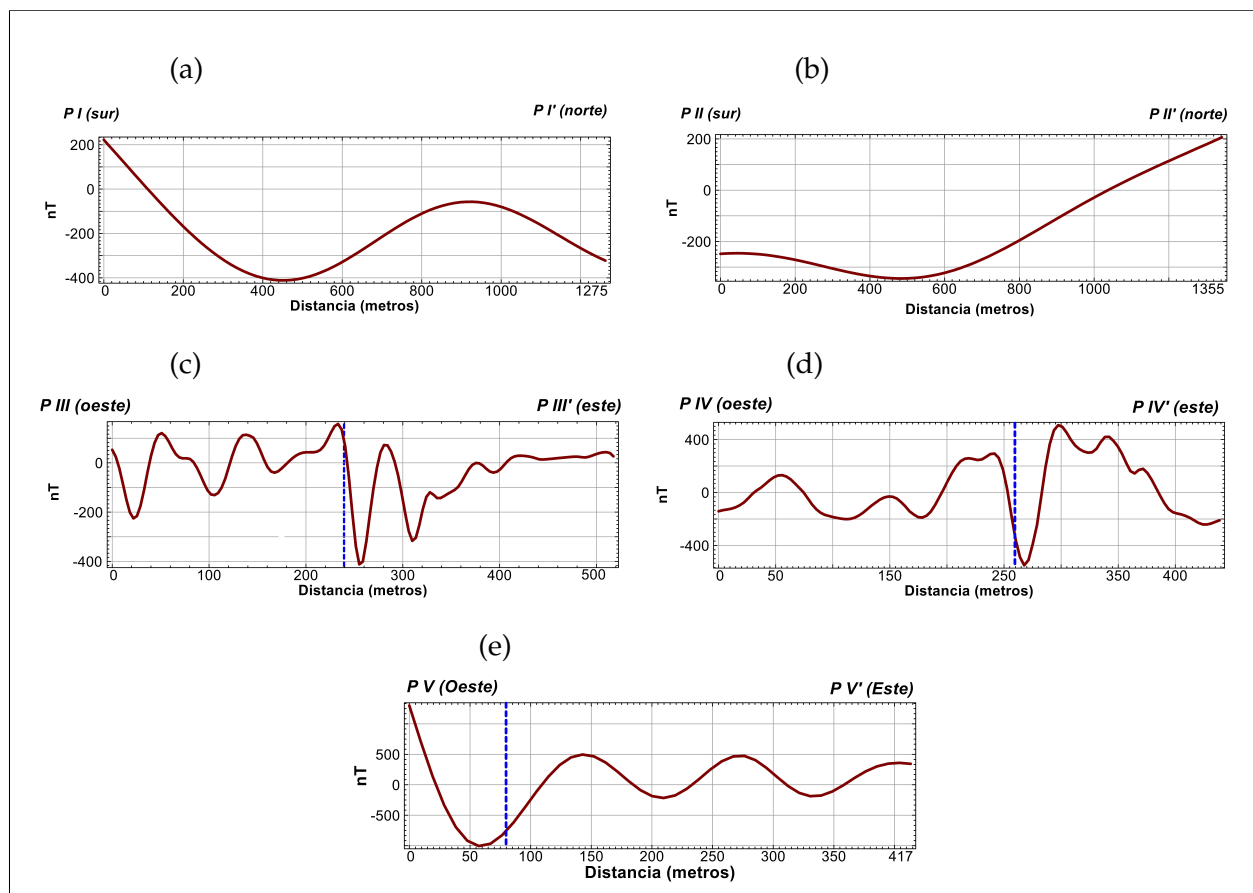
## 6.2. Método magnético

El mapeo superficial de las fallas presentó una serie de dificultades debido principalmente a la pobre consolidación de los materiales deformados por las fallas. En estos casos la existencia de indicios indirectos, tales como cambios sutiles en la pendiente de la topografía y patrones lineales de drenaje (Grauch et al., 2001); pueden ser de mucha utilidad, sin embargo, sólo en algunos sectores del área de estudio se observaron estos indicios. A pesar de lo anterior, el rumbo del fallamiento en zonas aledañas indicaba un comportamiento similar en la zona de estudio. Las zonas cercanas presentan un fallamiento de desgarre en dirección NO-SE (Bosse et al., 1978). Esta tendencia está relacionada a la zona de compresión que existe a lo largo del contacto de la placa de Cocos y el Caribe, la cual tiene un origen tectónico.

Las anomalías detectadas en los perfiles muestran variaciones que van desde el tipo de curva asimétrica esperada en zonas de contacto, según lo modelado por Grauch & Hudson, 2011; hasta curvas con dos picos asimétricos y dos o más puntos de inflexión. Esto puede observarse en la Figura 37.

Los perfiles *PI* y *PII* poseían mayor cantidad de ruido debido a la proximidad de la zona urbana, sin embargo, este fue eliminado a través de la aplicación de filtros. A pesar de lo anterior, se puede observar que el perfil *PI* (Figura 37a, localizado en Figura 29) muestra una curva asimétrica. Esta podría ser modelada como una capa de material diamagnético colocada junto a un material cuyo valor de susceptibilidad magnética es negativa y cercano a cero, esto debido a que dentro del perfil existe una predominancia negativa del campo magnético total. En la dirección norte, el campo magnético total alcanza un valor cercano a cero, donde se presume podría existir un material de susceptibilidad magnética cercano a cero. Por su parte, el perfil *PII* (Figura 37b) muestra una zona de campo magnético negativo, que predomina dentro del perfil, alcanzando un mínimo aproximadamente a los 500 metros. Ambas anomalías observadas dentro de estos perfiles poseen una correspondencia lineal con la falla inferida que se observa en el sector sureste de la zona.

Los perfiles *PIII* y *PIV* (Figura 37c y 37d, respectivamente) poseen una irregularidad, descrita por una curva que presenta el comportamiento esperado sobre un contacto de falla. Ambas curvas presentan simetría, con dos picos de diferente amplitud y un descenso del campo magnético entre ellos, con respecto a la ubicación de la falla inferida. En zonas alejadas de la ubicación de la falla inferida, la simetría mostrada por el campo magnético desaparece. La diversidad de curvas observadas en ambos perfiles puede ser causada por variaciones en el espesor o variaciones en las propiedades magnéticas de los materiales asociados.



**Figura 37** Variación del campo magnético en los perfiles realizados  
La línea azul punteada indica la ubicación de la falla inferida dentro de los perfiles

El perfil *PV* (Figura 37e) muestra una variación particular de una curva simétrica, observándose una disminución considerable de la magnitud del campo magnético en la zona donde se encuentra ubicada la falla inferida.

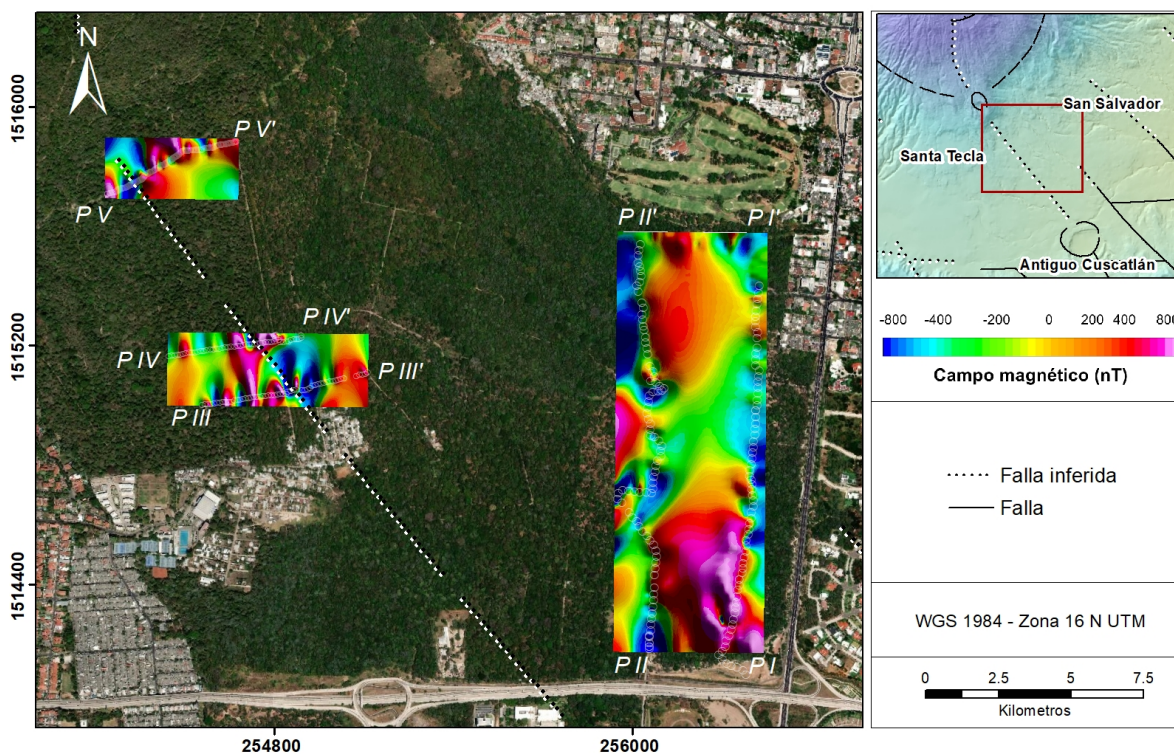
Los perfiles, observados en la Figura 37, muestran anomalías que reflejan evidencias de contrastes laterales de susceptibilidad magnética en zonas superficiales o en las unidades de rocas subsuperficiales. Los bajos valores inusuales de campo magnético dentro de la aparente zona de fallas podrían indicar una pérdida de magnetización dentro de la posible zona de ruptura. Este fenómeno ha sido relacionado a la acumulación de sedimentos, causada por la circulación de fluidos a lo largo de la falla. (Grauch et al., 2001).

Las irregularidades encontradas en las curvas poseen características similares a las anomalías causadas por fallas que suelen observarse en la literatura. Es importante considerar que los múltiples contrastes magnéticos pueden producirse a diferentes profundidades a lo largo de una falla, lo que puede explicar parte de la variabilidad dentro de los perfiles (Grauch & Hudson, 2011).

El mapa de reducción al polo (Figura 38) muestra que el campo magnético total de la zona de estudio está caracterizado por anomalías con valores altos y bajos de campo magnético.

Dentro de la zona de los perfiles *PI* y *P II*, existe una anomalía que posee una variación importante en el campo magnético total. Esta anomalía está caracterizada por una disminución aguda del campo magnético total.

En las zonas correspondientes a los perfiles restantes, existe un comportamiento similar a lo anteriormente mencionado. En dichas zonas, el mapa RTP muestra cambios abruptos del campo magnético total. Estas anomalías son observadas principalmente en la ubicación de la falla inferida. El mapa (Figura 38) muestra lineamientos anómalos magnéticos con una tendencia NO-SE, esta dirección preferencial es congruente con los rumbos generales de las fallas geológicas previamente establecidas por Bosse et al., 1978



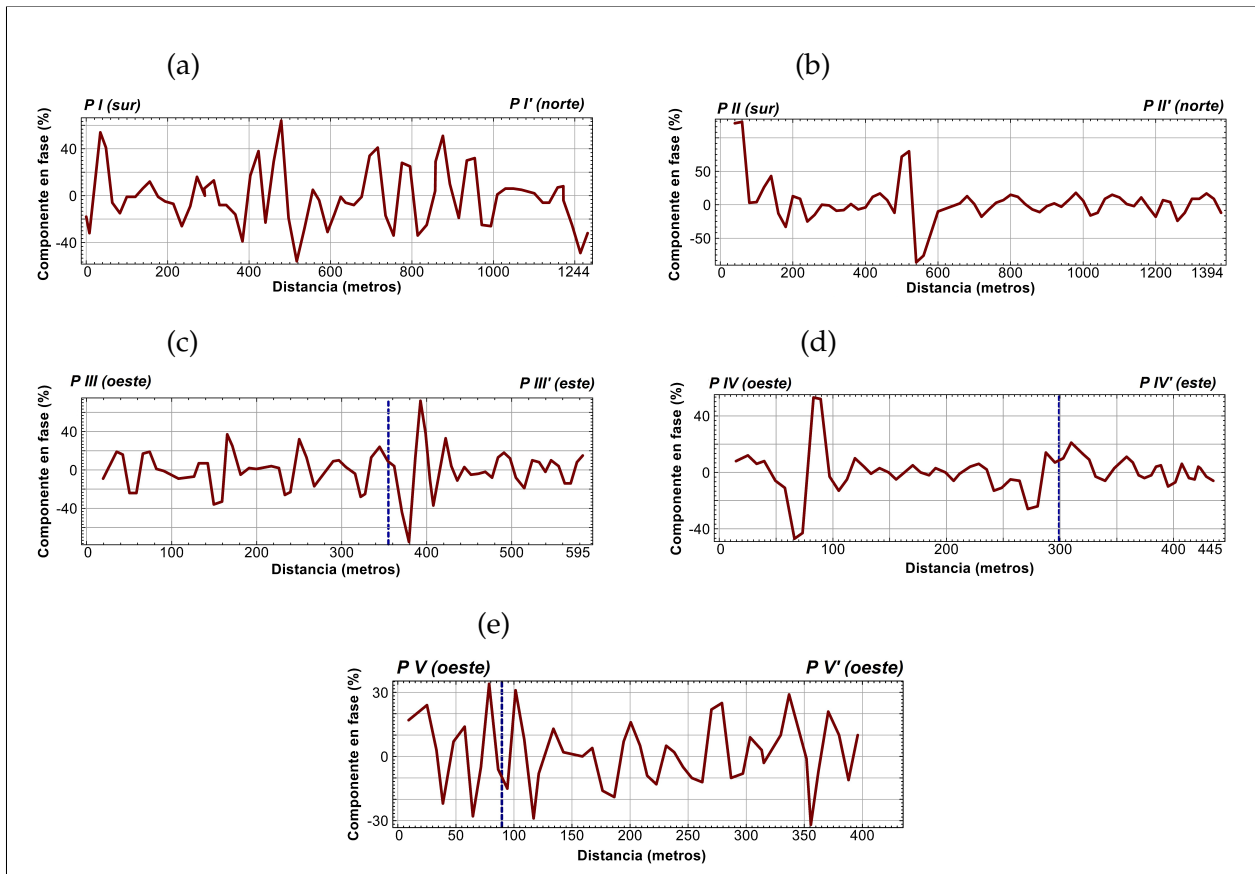
**Figura 38** Mapa de reducción al polo (RTP)

Las anomalías magnéticas encontradas poseen una alta correlación con los segmentos de falla inferidos dentro de la zona de estudio. Los resultados obtenidos dentro de los perfiles *PI* y *P II* son evidencia de esta correlación. Las anomalías magnéticas encontradas en esta zona son colineales a un segmento de falla inferida ubicado en el sureste del área de estudio. Estas anomalías podrían indicar el verdadero alcance del segmento de falla.

### 6.3. Very Low Frequency (VLF)

En general, los datos de VLF son útiles para examinar cualitativamente estructuras subsuperficiales. Se espera que el método obtenga una delineación de los límites de fallas, mostrando algunas estructuras de interés dentro del área de estudio; sin embargo, debido a su carácter cualitativo, se dificulta el reconocimiento o identificación de unidades litológicas individuales.

La zona relativa al perfil *PI* (Figura 39a) indica varias transiciones de valores altos a bajos, que se extienden a lo largo del perfil, siendo las transiciones más significativas aproximadamente a 500 m y en el intervalo de los 800 a 1000 m. Por su parte, el perfil *PII* posee un comportamiento regular, sin embargo, se observa una anomalía predominante, aproximadamente a los 500 m. Los picos principales observados en la componente en fase de ambos perfiles (400 a 600 m en perfil *PI* y 500 m en perfil *PII*) son complementos efectivos a los cambios observados en el campo magnético (Figura 37). Los materiales conductores, indicados por el filtro de Fraser, se encuentran ubicados en posiciones similares a las anomalías magnéticas observadas.



**Figura 39** Resultado de la aplicación del filtro de Fraser  
La línea azul punteada indica la ubicación de la falla inferida dentro de los perfiles

El perfil *PIII* (Figura 39c) posee un comportamiento constante a lo largo del perfil, sin embargo, sobresale una variación que se encuentra a 380 metros. El material conductor asociado a esta variación se encuentra a poca distancia de la ubicación de la falla inferida.

El perfil *PIV* (Figura 39d), en la dirección oeste, muestra una anomalía significativa, esta variación podría ser producto de una irrupción vehicular durante la toma de datos. Sin embargo, se puede observar que el filtro de Fraser en el perfil muestra un valor significativo en la zona donde está ubicada la falla inferida.

Por su parte, a lo largo del perfil *PV* (Figura 39e) existen transiciones de valores altos a bajos. Se observa que la anomalía más significativa indicada por el filtro se encuentra sobre la ubicación de la falla inferida.

La aplicación del filtro de Fraser al componente en fase asoció anomalías conductivas. Estas anomalías se encuentran cerca, o incluso sobre la ubicación de la falla inferida; cada uno de los cuerpos conductores asociados por el filtro de Fraser presentan una orientación similar a las anomalías magnéticas observadas en la zona de estudio.

Las pseudosecciones de densidad de corriente obtenidas a partir del filtro de Karous-Hjelt se muestran en la Figura 40.

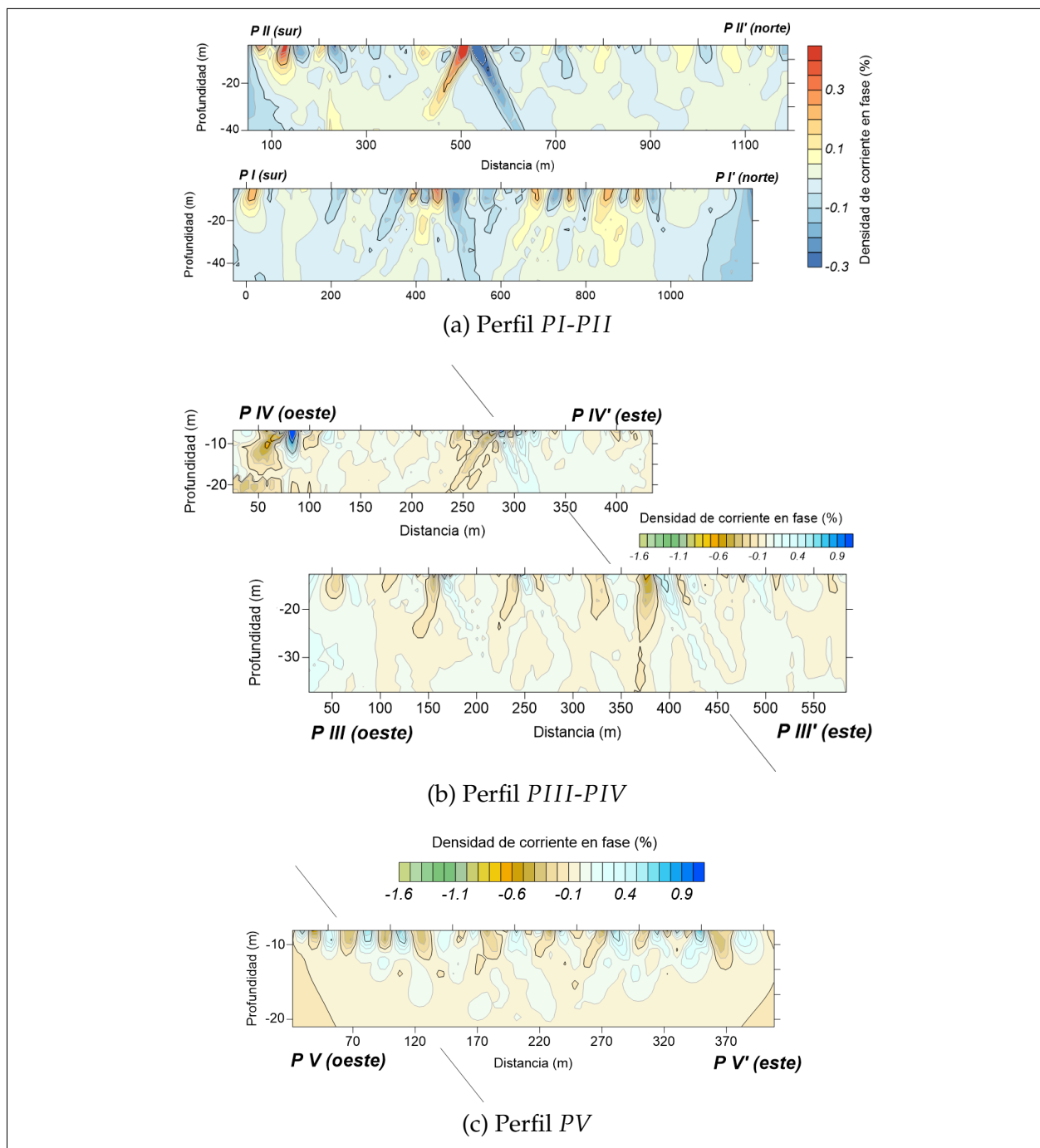
Dentro del perfil *PI* (Figura 40a) se observan zonas con cambios considerables de densidad de corriente, las mayores variaciones se encuentran concentradas en un intervalo de 400 *m* a 600 *m*.

El perfil *PII*, al igual que el perfil *PI*, posee cambios de densidad de corriente a lo largo del perfil, sin embargo, en la zona central de este existe una irregularidad significativa, que se encuentra aproximadamente a 500 metros. Cada una de las anomalías observadas en ambos perfiles coincide con los resultados obtenidos a través de la aplicación del método magnético (Figura 37b), lo cual podría confirmar un mayor alcance del segmento de falla inferido al sureste de la zona de estudio.

Dentro de los perfiles *PIII* y *PIV* (Figura 40b) se observan anomalías con valores de densidad de corriente negativas, la ubicación de estas anomalías concuerda con la posición de la falla inferida. Por su parte, la pseudosección obtenida en el perfil *PV* muestra variaciones de la densidad de corriente a lo largo del perfil.

El filtro K-H presenta fuertes variaciones de densidad de corriente, presentándose las fluctuaciones más grandes en la zona donde se ubica la falla inferida.

La presencia del alineamiento de las anomalías observadas puede deberse, al igual que las anomalías magnéticas, a la filtración de fluidos debido a estructuras fracturadas.



**Figura 40** Resultado de la aplicación del filtro de Karous-Hjelt  
La línea indica la ubicación de la falla inferida dentro de los perfiles

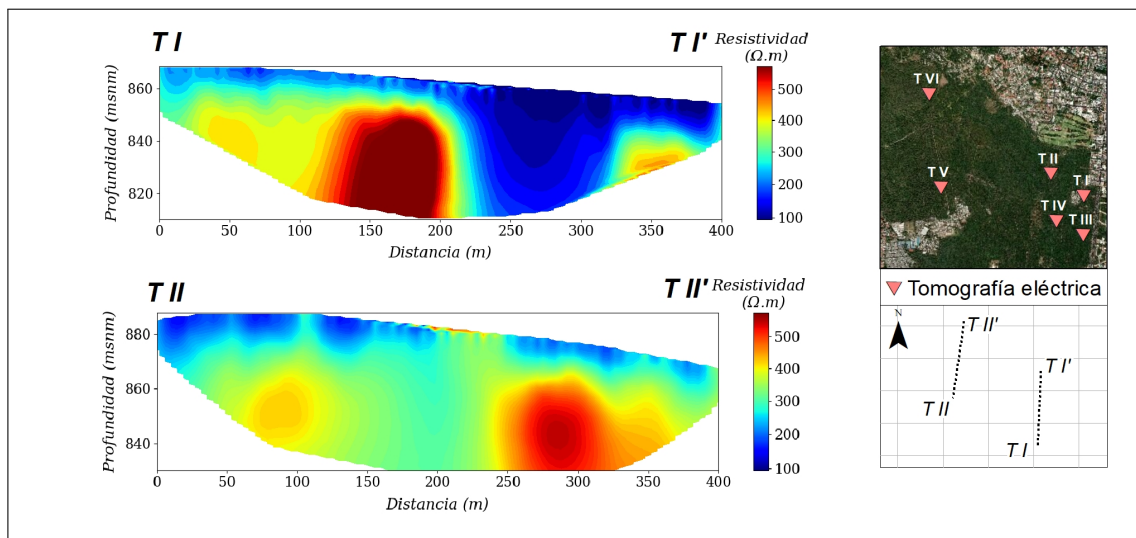
## 6.4. Tomografía de resistividad eléctrica (ERT)

El modelo 2D para el perfil  $TI$  y  $TII$ , obtenido por medio de la tomografía eléctrica, puede verse en la Figura 41. Ambos modelos presentaron los valores de resistividad más bajos del área de estudio.

El procesamiento de los datos indica claramente una anomalía de interés definida por una variación lateral de resistividad. Ambas secciones de tomografía eléctrica muestran una fuerte variación de resistividad lateral en el centro del arreglo.

La tomografía  $TI$  presenta, en la superficie del modelo, una capa de espesor reducido, aproximadamente  $9\text{ m}$ . Esta capa aumenta su espesor en la dirección norte, hasta alcanzar un valor de aproximadamente  $15\text{ m}$ . La capa superficial presenta una baja resistividad, aproximadamente  $230\ \Omega \cdot m$ , su resistividad disminuye en la dirección norte, alcanzando un valor de  $140\ \Omega \cdot m$ . Bajo la capa anteriormente mencionada, yace un material con una resistividad mayor de aproximadamente  $400\ \Omega \cdot m$ . Este material es interrumpido por una zona conductiva, la cual posee una resistividad similar a la capa superior.

Por su parte, la tomografía  $TII$  presenta valores menores de resistividad, sin embargo, exhibe un comportamiento similar al presentado por la tomografía  $TI$ . Se observa la presencia de una capa conductiva superficial de espesor reducido, aproximadamente  $7\text{ m}$ , el cual aumenta en la dirección sur del modelo. Bajo esta capa se observa una formación resistiva que contiene una zona conductiva.



**Figura 41** Modelo de resistividad de tomografías  $TI$  y  $TII$

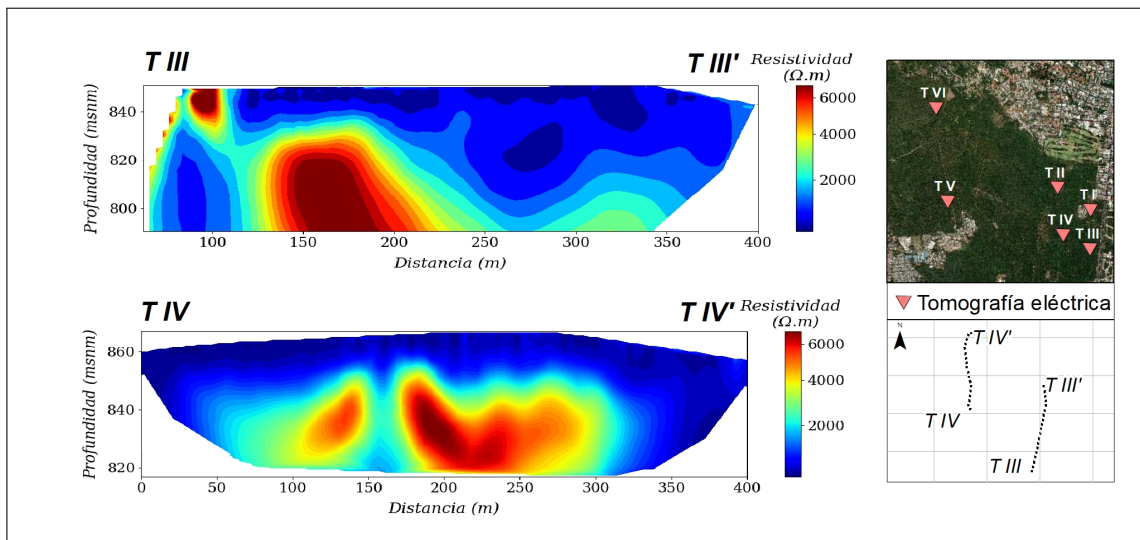
Ambos modelos observados en la figura anterior, presentan variaciones de resistividad caracterizados por una distribución decreciente. Este comportamiento ha sido asociado a procesos de deformación propio de fallas principales por Diaferia et al., 2006.

Las tomografías eléctricas *TIII* y *TIV* muestran formaciones más resistivas que las anteriormente descritas.

La tomografía *TIII* presentó dificultades en la toma de datos, debido a que las altas resistividades de los materiales en el subsuelo dificultaron la inyección de corriente. Dicha tomografía presenta en su modelo un material predominante cuya resistividad es de aproximadamente  $1500 \Omega \cdot m$ . Un material de mayor resistividad ( $7000 \Omega \cdot m$ ) atraviesa el material predominante, extendiéndose desde los primeros metros de la tomografía hasta el centro de esta.

La presencia de materiales con resistividades alta, como el de la tomografía *TIII* suele asociarse a un comportamiento de barrera ante la circulación de fluido, causado por precipitación de minerales en la matriz porosa, posterior a un posible desplazamiento entre las paredes de la falla.

Por su parte, en el modelo de la tomografía *TIV* predomina un material de resistividad de aproximadamente  $1000 \Omega \cdot m$ , a mayor profundidad la resistividad aumenta, encontrándose un material de resistividad cercana a los  $2700 \Omega \cdot m$ . En la parte central de este material, se observa una disminución lateral abrupta, la cual se encuentra cercana al centro del modelo. Esta disminución lateral en el modelo podría tener un origen similar al observado en las tomografías *TI* y *TII* (Figura 41).



**Figura 42** Modelo de resistividad de tomografías *TIII* y *TIV*

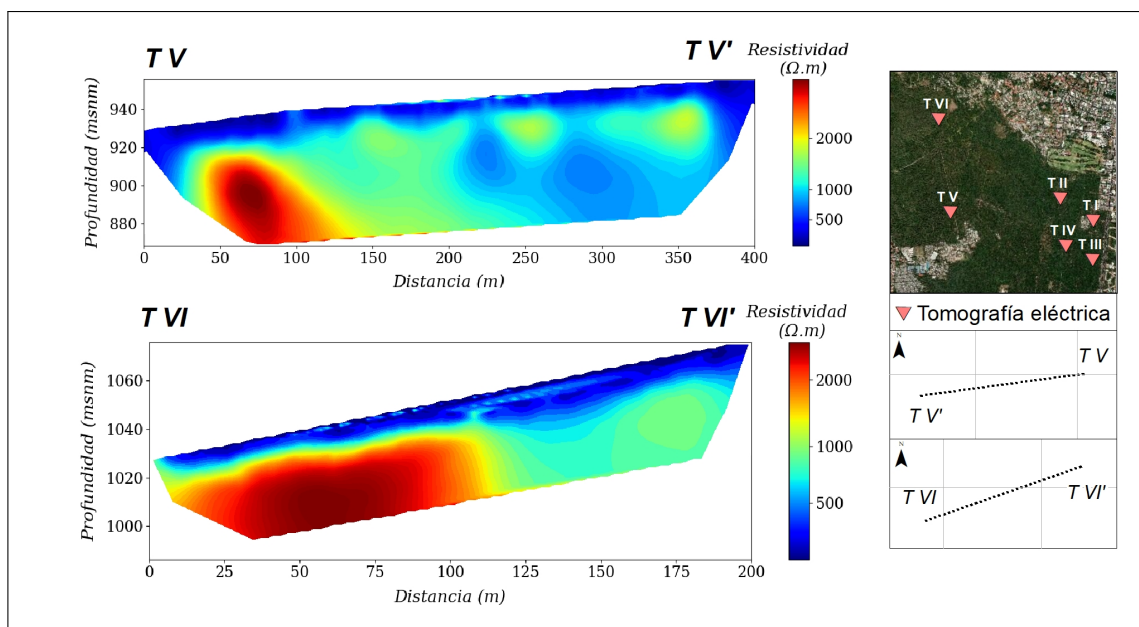
Los modelos de las tomografías *TIII* y *TIV* presentan un comportamiento opuesto. En la tomografía *TIII* se observa un aumento gradual de la resistividad, por su parte, la tomografía *PIV* muestra una disminución abrupta de la resistividad. Dado este comportamiento opuesto, considerando la proximidad existente entre ambas tomografías, podría indicar la falta de una falla predominante dentro de la esta sección.



Los resultados obtenidos a través de la tomografía realizada en la sección oeste de la zona de estudios pueden observarse en la Figura 43.

La tomografía *TV* fue realizada sobre la ubicación de la falla inferida. El modelo obtenido muestra zonas con diferencias de resistividad considerables.

En la zona superficial del modelo se puede observar una capa, cuyo espesor es de aproximadamente 7 m, con una resistividad de aproximadamente  $500 \Omega \cdot m$ . Bajo esta capa, se observa un material de resistividad mayor al anterior que alcanza una resistividad de  $2000 \Omega \cdot m$ , la resistividad de este material disminuye en dirección este. En el centro del modelo, se puede observar una disminución considerable de la resistividad que alcanza los  $800 \Omega \cdot m$ . Estas variaciones de resistividad son congruentes con la ubicación de la anomalías observada por el método magnético y por el método de VLF. Al igual que en la tomografía *TIII*, esta zona conductiva puede deberse a un circulación de agua a zonas profundas.



**Figura 43** Modelo de resistividad de tomografía *TV* y *TVI*

Por su parte, el modelo de la tomografía *TVI* presenta un material conductivo cuyo espesor es de aproximadamente 5 metros. Bajo esta, yace una formación resistiva, la cual posee una resistividad de aproximadamente  $3000 \Omega \cdot m$ . La resistividad de esta formación disminuye en dirección este.

El modelo muestra una disminución paulatina de la resistividad, que inicia aproximadamente a los 120 metros, alcanzando un valor de  $730 \Omega \cdot m$ . Esta variación gradual es similar a los observado en los modelos de las tomografías *TI* y *TII* (Figura 41).

Las tomografías *TI*, *TII* y *TVI* son colineales, y se encuentran alineadas al segmento de falla ubicado al sureste del área de estudio. El comportamiento similar entre estas tomografías podrían establecer el alcance del posible sistema de fallas, por lo que, las anomalías observadas podrían deberse a una extensión del tramo inferido.

A través de los resultados obtenidos en los distintos modelos de resistividad, se observa que existe un comportamiento similar entre las tomografías *TI*, *TII* y *TVI*; estas se encuentran ubicadas de manera colineal con un tramo de falla inferida, por lo cual existe la posibilidad que el alcance de este tramo esté desarrollado como se muestra en la Figura 44.

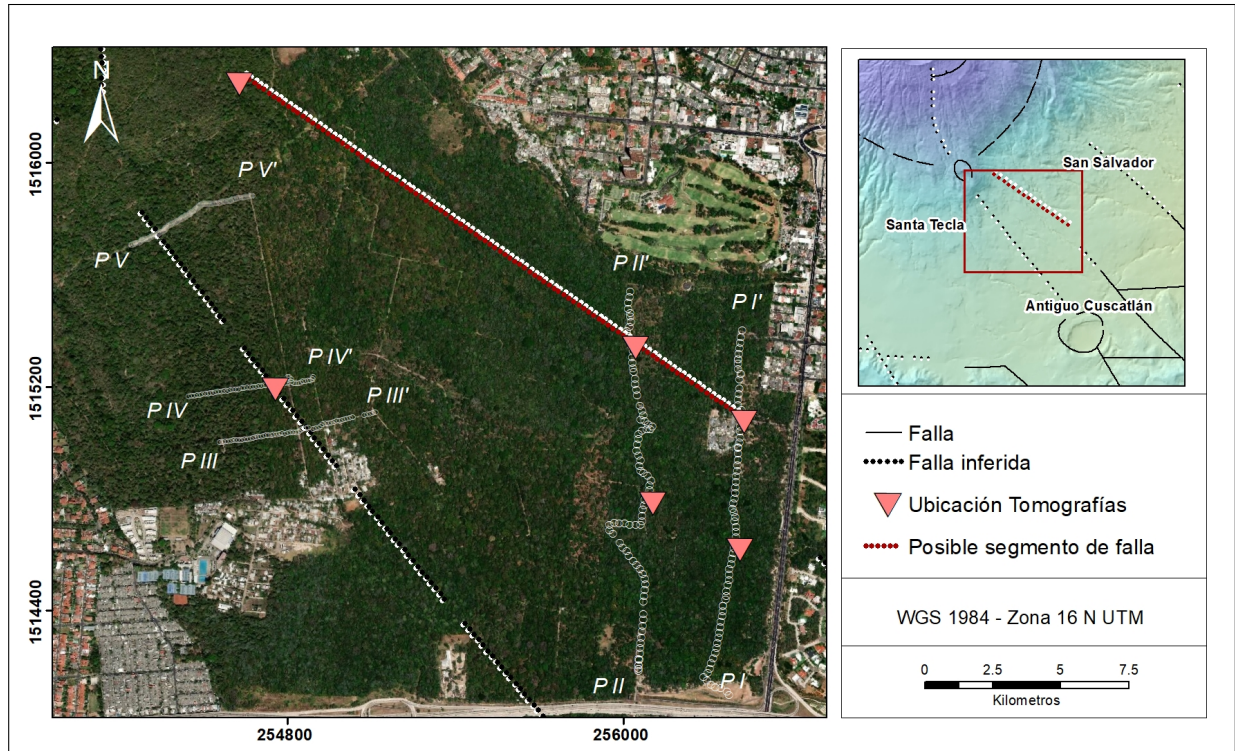


Figura 44 Posible segmento de falla

# Capítulo 7

## Conclusiones y recomendaciones

A partir del análisis y procesamiento realizado, se detalla la información recapitulada a partir de estos.

### 7.1. Conclusiones

Para algunos eventos sísmicos, la ausencia de rupturas en superficie y complejos contextos tectónicos requieren claramente metodologías de investigación adaptadas para la caracterización de fallas ciegas u ocultas. Las imágenes InSAR y los métodos geofísicos aplicados en el estudio mostraron ser técnicas capaces de complementarse, permitiendo un estudio completo de la zona de interés.

Grandes terremotos ( $M_l > 6$ ) permiten determinar la deformación de la superficie con relativa facilidad, por el contrario, para terremotos moderados ( $M_l < 6$ ) es difícil revelar información de deformación, sin embargo, a pesar de las bajas magnitudes de los eventos dentro del enjambre sísmico, estos fueron lo suficientemente superficiales para poder observar la deformación causada en superficie a partir de imágenes InSAR. La deformación observada corrobora el mecanismo focal de desgarre que muestra una ruptura con inclinación NE-SO.

Los métodos geofísicos integrados aplicados permitieron obtener y analizar anomalías geofísicas que indicaran la presencia de fallas geológicas.

El método magnético y el método electromagnético VLF obtuvieron anomalías asociadas a la ubicación espacial del posible segmento de falla. Por su parte, el método de resistividad permitió alcanzar información de mayor detalle, indicando fuertes contrastes laterales debido a diferentes unidades geológicas, las cuales evidencian la presencia de una falla.

Las anomalías encontradas a partir del método magnético conectan lugares aislados con posibles segmentos de fallas, además confirman el patrón general del comportamiento tectónico de la zona, lo cual ayuda a comprender su marco estructural.

Las expresiones magnéticas examinadas en la zona de estudio pueden ser explicadas por la yuxtaposición de capas con diferentes propiedades magnéticas. Esto puede deberse a las posibles alteraciones de las propiedades magnéticas de los materiales a lo largo de la zona de falla debido a la deposición causada por la circulación de fluidos.

Las anomalías observadas a partir del método VLF comprobaron la presencia de materiales conductores, los cuales podrían estar asociados al segmento de falla. Se obtuvo una buena correlación entre los máximos del filtro de Fraser y las zonas conductivas observadas con el filtro K-H.

Los resultados obtenidos entre el método magnético y VLF, mostraron una correspondencia espacial debido a que ambos métodos obtuvieron anomalías en zonas similares. Las zonas conductivas observadas a partir del método de VLF podrían tener un origen similar a las anomalías magnéticas. Estas zonas conductivas podrían ser asignadas a las estructuras de las posibles fallas, y su origen estaría relacionado con la migración de fluidos a niveles bajos del subsuelo.

En los sitios investigados, la tomografía eléctrica se muestra como un método confiable para la obtención de imágenes de estructuras geológicas subsuperficiales que estén caracterizadas por contrastes significativos.

Los distintos modelos de resistividad obtenidos mostraron variaciones de resistividad agudas como graduales. Las tomografías realizadas en la zona sur del parque Bicentenario presentaron variaciones agudas de resistividad, las cuales pueden ser propias de fallas menores. Sin embargo, el comportamiento opuesto existente entre los modelos de resistividad obtenidos en esta zona, pueden indicar la ausencia de un segmento de falla.

Los resultados obtenidos en la zona norte del parque, poseen variaciones de resistividad graduales, propios de fallas principales. El comportamiento semejante entre las secciones obtenidas en esta zona podría significar una evidencia de la presencia de un segmento de falla.

El método magnético y VLF permitieron realizar un estudio de diagnóstico rápido. A partir del método de tomografía eléctrica se obtuvo información de mayor resolución de las anomalías obtenidas a partir del diagnóstico rápido. La correspondencia consistente de las fallas mapeadas con las anomalías geofísicas observadas representa la evidencia principal de la posible presencia de un sistema de fallas dentro de la zona de estudio. Los resultados de los análisis establecieron que las anomalías encontradas presentan una dirección preferencial de NO-SE, que es congruente con los rumbos generales de las estructuras geológicas en las zonas aledañas.

## 7.2. Recomendaciones

- Aplicar métodos geofísicos tales como método gravimétrico y sísmico, que permitan la construcción de un modelo geológico con el propósito de comprobar los resultados obtenidos en esta investigación.
- Obtener datos SAR que se ajusten de mejor manera a las fechas en las cuales surgieron los eventos.
- Modelar el interferograma obtenido con el propósito de obtener los parámetros focales de los sismos.
- Aplicar una metodología similar a la presentada en esta investigación en el flanco norte del volcán de San Salvador que permita establecer el alcance del posible sistema de fallas.

# Referencias

- Abdelazeem, M., El-Sawy, E.-S. K., & Gobashy, M. M. (2013). Analysis of Magnetic Gradients at North East of Wadi Ar Rika quadrangle, Saudi Arabia, to delineate subsurface linear features and faults. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 2(1), 27–38.
- Alatorre-Zamora, M. Á., Campos-Enríquez, J. O., Belmonte-Jiménez, S. I., & Ibarra-Nuño, J. (2014). Inference of Fault and Fracture Systems beneath the Matatlan waste dump basement, a VLF study. *Geofísica Internacional*, 53(3), 241–257.
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., & Martínez-Díaz, J. J. (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1–13.
- Al-Oufi, A., Mustafa, H. A., Al-Tarazi, E., & Rajab, J. A. (2008). Exploration of the Extension of two lava tubes, faults and dikes using very low frequency-electromagnetic technique in NE Jordan. *Acta Geophysica*, 56(2), 466–484.
- Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67–79.
- Baranwal, V. C., Franke, A., Börner, R.-U., & Spitzer, K. (2011). Unstructured Grid based 2-D Inversion of VLF Data for Models including Topography. *Journal of Applied Geophysics*, 75(2), 363–372.
- Baxter, S. (1984). *Léxico estratigráfico de El Salvador*. Superintendencia de Energía, Comisión Ejecutiva Hidroeléctrica del Río Lempa.
- Bommer, J. (1996). *Papeles Técnicos UCA, Serie Fundamentos de Sismología para Ingenieros*. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, El Salvador.
- Bommer, J., Salazar, W., & Samayoa, R. (1998). Riesgo sísmico en la región metropolitana de San Salvador. *Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA)*.
- Bosse, H., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., ... Weber, H. (1978). Geological map of El Salvador Republic: Hannover germany. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, D-3 scale, 1(100,000)*.
- Boyce, J. I., Pozza, M. R., Morris, W. A., Eyles, N., & Doughty, M. (2002). High-resolution magnetic and seismic imaging of basement faults in western Lake Ontario and Lake Simcoe, Canada. En *Symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems*.

- Bozzo, E., Lombardo, S., Merlanti, F., y cols. (1994). VLF Prospecting: Observations about Field Experiments. *Annals of Geophysics*.
- Buforn, E., Lemoine, A., Udias, A., Madariaga, R., & Martínez-Guevara, J. (2001). Mecanismo focal de los terremotos de el salvador. En *Memorias 2nd congreso iberoamericano de ingeniería sísmica* (pp. 115–118).
- Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). Fault Zone Architecture and Permeability Structure. *Geology*, 24(11), 1025–1028.
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Pullinger, C., & Capote, R. (2010). Geological and Seismological Analysis of the 13 February 2001 Mw 6.6 El Salvador Earthquake: Evidence for Surface Rupture and Implications for Seismic Hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2873–2890.
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J., Capote, R., & Hernández, W. (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geologica Acta: An international earth science journal*, 10(2), 103–123.
- Carr, M. J., & Stoiber, R. E. (1977). Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 88(1), 151–156.
- Chouteau, M., Zhang, P., & Chapellier, D. (1996). Computation of Apparent Resistivity Profiles from VLF-EM Data using Linear Filtering 1. *Geophysical Prospecting*, 44(2), 215–232.
- Company, K. E. G. (2009). *The Magnetic Method. Geothermal Training*.
- Crosetto, M., Crippa, B., & Biescas, E. (2005). Early Detection and in-depth Analysis of Deformation Phenomena by Radar Interferometry. *Engineering Geology*, 79(1-2), 81-91.
- Curto, J. B., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Alvarenga, C. J., Dantas, E. L., & Blakely, R. J. (2013). Unveiling the Transbrasiliano fault system in northern Paraná Basin using airborne magnetic data. En *13th international Congress of the Brazilian Geophysical Society* (pp. 452–456).
- Dewey, J. W., & Suárez, G. (1991). Seismotectonics of middle America. En *Neotectonics of North America* (Vol. 1, pp. 309–321). Geological Society of America.
- Diaferia, I., Barchi, M., Loddo, M., Schiavone, D., & Siniscalchi, A. (2006). Detailed Imaging of Tectonic Structures by multiscale Earth Resistivity Tomographies: The Colfiorito normal Faults (Central Italy). *Geophysical Research Letters*, 33(9).
- Di Giacomo, D., Storchak, D., Safronova, N., Ozgo, P., Harris, J., Verney, R., & Bondár, I. (2014). A new isc service: The bibliography of seismic events. *Seismological Research Letters*, 85(2), 354–360.
- Elnashai, A. S., & Di Sarno, L. (2008). *Fundamentals of Earthquake Engineering*. Wiley New York.
- Ernstson, R., K. y Kirsch. (2006). *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology*. Berlin: Springer.
- European Space Agency. (2007). *ASAR Product Handbook*.
- Everett, M. E. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press.

- Evison, F., & Rhoades, D. (2000). The Precursory Earthquake Swarm in Greece. *Annals of Geophysics*, 43(5).
- Feng, X.-Y., & Li, C.-L. (2018). Application of Integrated Geophysical Prospecting Technology in Deep Faults Identification in East Tarim Area. En *International Geophysical Conference* (pp. 1475–1478).
- Ferrés, D. (2014). Estratigrafía, geología y evaluación de peligros volcánicos del complejo volcánico de San Salvador.
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F., & Massonnet, D. (2007). *InSAR principles: Guidelines for SAR Interferometry*. ESA publications.
- Fraser, D. (1969). Contouring of VLF-EM Data. *Geophysics*, 34(6), 958–967.
- Friðleifsson, I. B., y cols. (1985). The Geothermal Training Programme of the United Nations University in Iceland. En *Proceedings of the geothermal resources council international symposium on geothermal energy*.
- Goldstein, R. M., & Werner, C. L. (1998). Radar Interferogram Filtering for Geophysical Applications. *Geophysical Research Letters*, 25(21), 4035-4038.
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A., & Werner, C. L. (1988). Satellite Radar Interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio science*, 23(4), 713-720.
- Gómez, J. A. Á. (2009). *Tectónica activa y geodinámica en el norte de Centroamérica*. Universidad Complutense de Madrid.
- Grauch, V., & Hudson, M. R. (2011). Aeromagnetic anomalies over faulted strata. *The Leading Edge*, 30(11), 1242–1252.
- Grauch, V., Hudson, M. R., & Minor, S. A. (2001). Aeromagnetic Expression of faults that offset basin fill, Albuquerque basin, New Mexico. *Geophysics*, 66(3), 707–720.
- Griffiths, D. H., & King, R. F. (1981). *Applied Geophysics for Geologists and Engineers: the Elements of Geophysical Prospecting*. Elsevier.
- Günther, T., & Rücker, C. (2013). *Boundless Electrical Resistivity Tomography (BERT)*.
- Günther, T., Rücker, C., & Spitzer, K. (2006). Three-dimensional Modelling and Inversion of DC Resistivity Data Incorporating Topography. *Geophysical Journal International*, 166(2), 506–517.
- Hainzl, S., & Ogata, Y. (2005). Detecting Fluid Signals in Seismicity Data through Statistical Earthquake Modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5).
- Hansen, R., Racic, L., & Grauch, V. (2005). Magnetic Methods in Near-Surface Geophysics. En *Near-surface Geophysics* (pp. 151–176). Society of Exploration Geophysicists (SEG).
- Harlow, D. H., White, R. A., Rymer, M. J., & Alvarez G., S. (1993). The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4), 1143–1154.

- Hernández, W., Alvarado, G. E., Jicha, B., & Mixco, L. (2019). El domo volcánico el güegüecho (1, 88 ma) y su evolución en el contexto de la caldera de Ilopango, El Salvador. *Revista Geológica de América Central*(60), 41–64.
- Hernández, W., & Jicha, B. (2019). *Múltiple colapso sectorial del volcán de San Salvador*. Universidad Tecnológica de El Salvador.
- Housner, G. W. (1947). Characteristics of Strong-Motion Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 37(1), 19–31.
- Hutchinson, P. J., & Barta, L. S. (2002). VLF Surveying to Delineate Longwall mine-induced fractures. *The Leading Edge*, 21(5), 491–493.
- Jacob, R. W., Byler, J. B., & Gray, M. B. (2013). Integrated Geophysical Investigation of the St. James Fault Complex: A case study. *Geophysics*, 78(5), B275–B285.
- Jensen, J. R. (2009). *Remote Sensing of the Environment: An earth resource perspective*. Pearson Education India.
- Karous, M., & Hjelt, S. (1983). Linear filtering of VLF Dip-angle Measurements. *Geophysical Prospecting*, 31(5), 782–794.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2013). *An Introduction to Geophysical Exploration*. John Wiley & Sons.
- Lawson, A. C., & Reid, H. F. (1908). *The California Earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission* (n.º 87). Carnegie Institution of Washington.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology* (Vol. 58). Elsevier.
- Lexa, J., Sebesta, J., Chávez, J. A., Hernández, W., & Pecskey, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 106–140.
- López-Loera, H., & Tristán-González, M. (2013). Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 137–156.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Lu, Z., & Dzurisin, D. (2014). *InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes: Monitoring a Volcanic Arc from Space*. Springer.
- Major, J., Schilling, S., Sofield, D., Escobar, C., & Pullinger, C. (2001). *Volcano hazards in the San Salvador region, El Salvador* (Inf. Téc.). US Geological Survey.
- Maltman, A. (2012). *The geological deformation of sediments*. Springer Science & Business Media.
- MARN. (2017). *Informe Técnico 4: Actualización de Serie Sísmica en el Área Metropolitana de San Salvador* (AMSS).
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Benito, B., & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65–68.



- Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). Radar Interferometry and its Application to changes in the Earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 441–500.
- McCaffrey, R. J., McElroy, W. J., & Leslie, A. G. (1995). Exploration of a Lignite-bearing basin in Northern Ireland using ground magnetic and VLF-EM methods. *Geophysics*, 60(2), 408–412.
- McNeill, J., & Labson, V. (1991). Geological Mapping using VLF Radio Fields. En *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B* (pp. 521–640). Society of Exploration Geophysicists.
- Milsom, J. (2007). *Field Geophysics* (Vol. 25). John Wiley and Sons.
- Muchingami, I., Hlatywayo, D., Nel, J., & Chuma, C. (2012). Electrical Resistivity Survey for Groundwater Investigations and Shallow Subsurface Evaluation of the Basaltic-greenstone formation of the Urban Bulawayo aquifer. *Physics and Chemistry of the Earth*, 50, 44–51.
- Mussett, A. E., & Aftab Khan, M. (2000). *Looking into the Earth*. Cambridge University Press.
- Oskooi, B. (2004). *A Broad view on the Interpretation of Electromagnetic Data (VLF, RMT, MT, CSTMT)* (Tesis Doctoral no publicada). Acta Universitatis Upsaliensis.
- Parasnis, D. S. (1986). *Principles of Applied Geophysics*. Springer Science & Business Media.
- Parker, A. L. (2016). *InSAR Observations of Ground Deformation: Application to the Cascades Volcanic Arc*. Springer.
- Pearson, W. C. (2006). Identification of magnetic anomalies from basement, intrasedimentary faults and salt domes and basement structural interpretation enhance prospectiveness for upper Jurassic and lower Cretaceous gas exploration in the Sabine Uplift Area of Texas and Louisiana: Example from Black Lake Gasfield Area, Natchitoches Parish, Louisiana. En *SEG technical program expanded abstracts* (pp. 878–882). Society of Exploration Geophysicists (SEG).
- Ponce, D., Simpson, R., Graymer, R., & Jachens, R. (2004). Gravity, Magnetic, and high-precision relocated seismicity profiles suggest a connection between the Hayward and Calaveras faults, northern California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(7).
- Rajaraman, H., Babu, V. R., Dandele, P., Chavan, S., & Achar. (2011). Using VLF-EM to delineate a Fracture Zone in Basement granites for uranium exploration. *The Leading Edge*, 30(10), 1158–1161.
- Ramesh Babu, V., Ram, S., & Sundararajan, N. (2007). Modeling and inversion of magnetic and VLF-EM data with an application to basement fractures: A case study from Raigarh, India. *Geophysics*, 72(5), B133–B140.
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons.
- Rosa, H., & Barry, D. (2005). Población, territorio y medio ambiente en El Salvador. *Boletín PRISMA*(11), 1–16.
- Santos, F. M., Mateus, A., Figueiras, J., & Gonçalves, M. A. (2006). Mapping Groundwater Contamination around a landfill facility using the VLF-EM Method —a case study. *Journal of Applied Geophysics*, 60(2), 115–125.

- Schettino, A. (2014). *Quantitative Plate Tectonics*. Springer.
- Shivaji, A. (1999). VLF-EM and in situ conductivity measurements in Schirmacher Range, East Antarctica. *Technical Publication*(13), 227–240.
- Sinha, A. K. (1990). Interpretation of ground VLF-EM data in terms of inclined sheet-like conductor models. *Pure and Applied Geophysics*, 132(4), 733–756.
- Srigutomo, W., Harja, A., Sutarno, D., & Kagiya, T. (2005). VLF Data Analysis through Transformation into Resistivity Value: Application to Synthetic and Field Data. *Indonesian Journal of Physics*, 16(4), 126–136.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernandez-Rey, R., & Diaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66–81.
- Telford, W. M., Geldart, L., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (Vol. 1). Cambridge University Press.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., ... others (2015). International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1), 79.
- Torrese, P., Pilla, G., Bersan, M., Rainone, M. L., & Ciancetti, G. (2009). Mapping the uprising of highly mineralized waters occurring along a fault zone in the “Oltrepò Pavese” plain upper aquifers (northern Italy) using VLF-EM survey. En *Symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems* (pp. 749–760).
- Vidale, J. E., & Shearer, P. M. (2006). A survey of 71 earthquake bursts across southern California: Exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).
- Wright, J. L. (1988). *VLF Interpretation Manual*.
- Wright, T. J., Lu, Z., & Wicks, C. (2003). Source model for the Mw 6.7, 23 October 2002, Nenana Mountain Earthquake (Alaska) from InSAR. *Geophysical Research Letters*, 30(18).
- Zhou, X., Chang, N.-B., & Li, S. (2009). Applications of SAR Interferometry in Earth and Environmental Science Research. *Sensors*, 9(3), 1876-1912.