



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Determinación del límite entre los Bloques de Jalisco y  
Michoacán a lo largo del Graben de Colima y su influencia sobre  
el Complejo Volcánico de Colima mediante Métodos Geofísicos**

Tesis que presenta

**Randall Eduardo Guevara Betancourt**

Para obtener el grado de

**Doctor en Geociencias Aplicadas**

Director de la Tesis:

Dr. Vsevolod Yutxis

**San Luis Potosí, S.L.P., 26 de Febrero de 2021**



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Determinación de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán a lo largo del Graben de Colima y su influencia sobre el Complejo Volcánico de Colima mediante Métodos Geofísicos**” presentada para obtener el Grado de Doctor(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **(Nombre completo del candidato)** y aprobada el **día de mes de año** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

**Dr. Vsevolod Yutis**

Director de tesis

---

**Dr. Pablo Dávila Harris**

Miembro del Comité Tutorial

---

**Dr. Nick Varley**

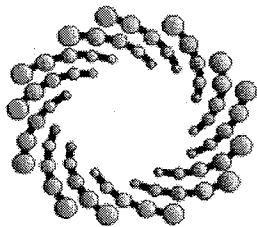
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en la División Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Vsevolod Yutxis.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No. de registro 742909) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



**IPICYT**

# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 018 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 26 días del mes de febrero del año 2021, se reunió a las 12:30 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

<b>Dr. Héctor López Loera</b>	<b>Presidente</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Pablo Dávila Harris</b>	<b>Secretario</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Vsevolod Yutsis</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**DOCTOR EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**Randall Eduardo Guevara Betancourt**

sobre la Tesis intitulada:

***Determinación del límite entre los Bloques de Jalisco y Michoacán a lo largo del Graben de Colima y su influencia sobre el Complejo Volcánico de Colima mediante Métodos Geofísicos***

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. Vsevolod Yutsis**

El Jurado, después de deliberar, determinó

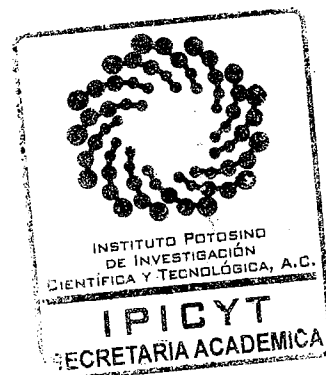
**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 14:18 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 26 días del mes de febrero de 2021.

**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado

**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico





# Dedicatoria

El presente trabajo está dedicado a mis padres Ilse Betancourt y Rogelio Guevara quienes siempre han sido un ejemplo a seguir y me han apoyado a seguir adelante, creyendo en mí en todo momento. A mi hermano Edder Guevara Betancourt quien siempre ha estado presente para darme esos ánimos necesarios para seguir adelante en los momentos complicados.

Dedico este trabajo también a mi Esposa Joselin Almaguer Rodríguez quien me inspiró y brindó todo su apoyo incondicional en esta aventura del doctorado.

A los a los suegros Othón Almaguer y Esperanza Rodríguez quienes desde mi llegada a México me han recibido de la mejor forma, dándome un hogar y su apoyo incondicional en todo momento.

## Agradecimientos

Agradezco primero a Dios por darme la salud y condiciones para concluir el presente trabajo.

A CONACYT por la beca brindada durante el periodo del doctorado y por el financiamiento de los proyectos CONACYT 221487 y PAPIIT/UNAM IN-116816 que hicieron posible la realización de este trabajo de investigación. Adicionalmente agradecer al Dr. Jorge Arzate por permitirme participar en dichos proyectos.

Un profundo agradecimiento al Dr. Vsevolod Yutis por su apoyo en todo el proceso, así como a los Doctores Nick Varley y Armando Calderón Moctezuma por los aportes realizados, y a los Doctores miembros de mi comité Héctor López y Pablo Dávila.

Extiendo un profundo agradecimiento al Dr. Armando Calderón Moctezuma por su colaboración y guía con la inversión 3D de los datos magnetotelúricos y al Centro Nacional de Súper-cómputo (CNS-IPICYT) por darnos acceso a la supercomputadora para llevar a cabo las inversiones 3D de datos magnetotelúricos.

Un agradecimiento muy especial a todos mis amigos durante el proceso, aquellos que me escucharon, aconsejaron y motivaron a seguir adelante: Armando Calderón, Oscar Guevara, Pascal Sieck, Carolina Latorre, Francisco León, Adrián García, Fermín Villapando, Rubí Hernández, Hugo Jiménez.

Un agradecimiento muy especial a todas aquellas personas que con su apoyo hicieron posible la adquisición de los datos en campo que sin ellos no hubiera sido posible la elaboración de dicho trabajo: Juan Carlos Espíndola, Karla Cacho, Raymundo Martínez, Armando Molar, Camilo Herrera, Mariam Betancourt, Mauricio Arboleda y Héctor Romo Lozan por su colaboración para hacer posible la adquisición de los datos de campo.

Agradezco de manera especial la posibilidad brinda por la División de Geociencias Aplicadas del IPICYT al acceso de una licencia del programa de Oasis Montaj para la realización de las inversiones 3D de datos Potencial mediante el módulo VOXi.

# Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	1
Créditos Institucionales	2
Dedicatoria	4
Agradecimientos	5
Contenido	6
Lista de Figuras	8
Resumen	15
Abstract	17
1. Introducción	18
1.1. Hipótesis de la investigación	21
1.2. Importancia de la investigación	21
1.3. Objetivo General	21
1.4. Objetivos específicos	22
2. Características tectónicas de la zona de estudio	23
2.1. Características tectónicas del Suroeste de México	23
2.2. Carácter vulcano-tectónico Suroeste Mexicano	25
2.3. Complejo Volcánico de Colima	27
2.4. Migración y sistema magmático del CVC	29
3. Metodología y resultados	31
3.1. Datos Gravimétricos y Aeromagnéticos a lo largo del GC.	31
3.2. Inversión 3D de datos gravimétricos y aeromagnéticos	36
3.3. Datos Magnetotelúricos.	39
3.3.1. “Strike” Geoeléctrico	39
3.3.2. Inversión 2D de datos Magnetotelúricos	41
3.3.3. Perfiles Gravimétricos y modelos de resistividad 2D	43
3.3.4. Mapas Resistivos	45
3.3.5. Inversión 3D de datos magnetotelúricos	47
3.4. Gravimetría y Aeromagnetismo de la zona del CVC	52
3.4.1. Datos Aeromagnéticos	52
3.4.2. Datos Gravimétricos	54
3.4.3. Deconvolución de Werner	56
3.4.4. Inversión 3D de datos gravimétricos y magnéticos	58

|

4.	Discusión de los Resultados	63
4.1.	Determinación de los límites de bloques de Jalisco y Michoacán a lo largo del Graben de Colima mediante Métodos Geofísicos	63
4.2.	Modelo de migración magmática y el sistema magmático del Complejo Volcánico de Colima.	68
5.	Conclusiones	74
6.	Anexos	77
6.1.	Anexo 1: Teoría de campos potenciales	77
6.2.	Anexo 2: Método Gravimétrico	82
6.3.	Anexo 3: Método Magnético	94
6.4.	Anexo 4: Método Magnetotelúrico	112
6.5.	Anexo 5: Sondeos MT Perfil COL	136
6.6.	Anexo 6: Sondeos MT Perfil GUZ	139
6.7.	Anexo 7: Comparación de anomalías Teóricas y medidas de las inversiones 3D de métodos potenciales en el CVC	142
6.8.	Anexo 8: Artículo Publicado	144
7.	Bibliografía	145

# Lista de Figuras

Figura 1. Mapa de localización. Ilustración de la geometría y distribución actual de las placas, así como de la ubicación de los dos perfiles MT (líneas azules) GUZ y COL además de los elementos estructurales más importantes y algunas de las propuestas de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán. DPE= Dorsal del Pacífico Este y la Transformada de Rivera modificados de Ferrari et al. (2012). Los sistemas estructurales: GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC= Norte del Graben de Colima, CGC = Centro del Graben de Colima, SGC= Sur del Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo tomado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuyutlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO), fueron modificados de Álvarez y Yutxis (2016). La zona de tremores modificada de Brudzinski et al. (2016). Las velocidades de subducción de las placas fueron tomadas de Pardo y Suárez, (1995) y DeMets y Traylen (2000) y están indicadas en cm/año. 20

Figura 2. Mapa de la ubicación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, junto con la triple unión de los Graben de Tepic-Zacoalco (GTZ), Chapala (GCh) y Colima (GC). Adicionalmente muestra la prolongación de la Falla de Tamazula, tomada de Garduño-Monroy et al. (1998) y la ubicación del Complejo Volcánico de Colima (CVC). GEG=Graben El Gordo tomado de Bandy et al. (1995). 26

Figura 3. Se muestra un mapa del Modelo Digital de Elevaciones del Complejo Volcánico de Colima con los principales sistema estructural E-W así como las estructuras asociadas al GC. modificado de Norini et al. (2019; 2010), adicionalmente se muestra el sistema estructural N-S correspondiente al NGC y CGC. EC = El Cántaro, NC = Nevado de Colima, VC = Volcán de Colima. 28

Figura 4. Se muestra la distribución de la Anomalía Gravimétrica a lo largo de la zona de estudio, obtenida de las bases de datos de GGMplus para la zona terrestre y del BGI para la zona oceánica. Consiste en la unión de la anomalía de Aire Libre para la parte oceánica, y la anomalía de Bouguer para la parte terrestre. Muestra la alta densidad en la parte costera, asociada con el BJ-BM. La línea discontinua gris señala el gradiente gravimétrico que separa a ambos bloques. Adicionalmente, muestra el límite entre la corteza oceánica y continental en la zona indicada como la Trinchera Mesoamericana, así como la distribución de la densidad desde la costa hasta el Punto Triple. GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC = Norte Graben de Colima, CGC = Centro Graben de Colima, SGC = Sur Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo modificado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuyutlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO) fueron modificados de Álvarez y Yutxis (2016). La zona de tremores fue modificada de Brudzinski et al. (2016). 33

Figura 5. Se muestra la distribución de la señal analítica con una continuación ascendente de 10 km permite definir de una mejor forma la presencia del alto gradiente gravimétrico entre BJ-BM, su separación y cómo se extiende sobre la superficie, señalándose mediante una línea gris discontinua. GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC = Norte Graben de Colima, CGC = Centro Graben de Colima, SGC = Sur Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo modificado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de

placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuyutlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO) fueron modificados de Álvarez y Yutsis (2016). La zona de tremores fue modificada de Brudzinski et al. (2016). 34

Figura 6. Se muestra la distribución de las anomalías magnéticas asociadas al Campo Magnético Residual Reducido al Polo. En la inversión del modelo de susceptibilidad magnética 3D, el programa calcula la Reducción al Polo a partir del CMR de manera automática, esta imagen sirve de comparación con los resultados obtenidos en la inversión 3D. GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC = Norte Graben de Colima, CGC = Centro Graben de Colima, SGC = Sur Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo modificado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuyutlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO) fueron modificados de Álvarez y Yutsis (2016). La zona de tremores fue modificada de Brudzinski et al. (2016). 35

Figura 7. Inversión de datos gravimétricos. a) Muestra la distribución de densidad de la inversión de gravimetría a lo largo de GC con una densidad de referencia de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , b) Muestra dos isosuperficies de dos densidad específicas:  $2.72 \text{ g/cm}^3$  (rojo) que presenta fracturas con dirección NE (líneas negras continuas) y  $2.69 \text{ g/cm}^3$  (rojo claro) que representa la roca más consolidada del BJ (rodeada por una línea negra discontinua), c) muestra una isosuperficie con valores de  $2.61 \text{ g/cm}^3$  que presenta dos direcciones NE y NO, indicadas con líneas negras, d) Muestra los lineamientos de las tres isosuperficies y su correlación. 37

Figura 8. Inversión de datos aeromagnéticos. a) muestra la inversión de los datos aeromagnéticos a lo largo del Graben de Colima, señalando las discontinuidades de los Bloques de Jalisco y Michoacán (líneas rojas) así como la respuesta magnética que podría estar asociada al sistema magmático del CVC (línea negra punteada). b) Muestra la isosuperficie asociada al valor de susceptibilidad magnética de  $0.007 \text{ SI}$ , c y d) muestran secciones que atraviesan de E-W el límite de los Bloques en la parte Norte y Sur del GC respectivamente. 38

Figura 9. Muestra la dirección del rumbo geoelectrico, el cual está asociada al sistema estructural. a) Los diagramas de rosas muestran las frecuencias que posee una misma dirección tomando en cuenta todos los sondeos del perfil, obteniendo como resultado la dirección preferente N-S en ambos perfiles: GUZ y COL y b) Muestra el mapa geológico (del Servicio Geológico Mexicano) con el "strike" geoelectrico para cada sondeo MT donde se grafica la dirección que posee cada una de las frecuencias de cada sondeo, la geología muestra la litología y las diferencias estructurales entre cada sondeo MT. 40

Figura 10. Curva L y perfiles residuales de MT. a) Curva L para la identificación del "τ" ideal. Sobre los puntos se encuentra indicado el valor del "τ" correspondiente a esos valores de RMS y Rugosidad. Se realizaron varias ejecuciones manteniendo el número de iteraciones y los parámetros de inversión constantes, cambiando solo el parámetro de regularización, obteniendo  $\tau = 3$ ; b) Cálculo de los residuos para los perfiles de MT. Se observa que, en la gran mayoría de los sectores, se obtienen valores muy cercanos a cero, lo que indica que la variación entre los datos calculados y observados fue muy pequeña. En los casos en que se obtienen diferentes valores, corresponden a las áreas donde las distancias entre los sondeos son mayores. 42

Figura 11. El modelo magnetotelúrico y los perfiles gravimétricos muestran la discontinuidad cortical que separa los BJ-BM, así como la discontinuidad lateral y su prolongación a profundidad, interpretado como el límite de Bloques. Adicionalmente, muestra los espesores de corteza que se comparan con los propuestos por Suhardja et al. (2015). La parte superior muestra el Modelo de Elevación Digital (DEM), la anomalía de Bouguer (AB), la Derivada Horizontal (DH) de la AB y la parte inferior muestra la inversión 2D de MT; GB# y CB# son anomalías asociadas a los perfiles GUZ y COL respectivamente que se ubican en los perfiles de inversión 3D. 44

Figura 12. Mapas de resistividad a 0, 5, 10,-15, 20 y 30 km de profundidad, donde se observa la distribución de los cuerpos resistivos y cómo varían con la profundidad. La zona del límite de Bloques se indica con las líneas café. 46

Figura 13. Modelo 3D de datos MT. Las figuras muestran el modelo obtenido a partir de la inversión de 3D de los perfiles de COL y GUZ desde diferentes puntos de vista. La barra de escala de colores se encuentra en escala logarítmica. 48

Figura 14. Mapa de localización de las secciones 3D Magnetotelúricas. Las líneas de color azul representan los perfiles asociados a los sondeos de medición y por ende las secciones 2D, mientras que las líneas de color blanco representan las secciones de la inversión 3D (incluidas las azules). 49

Figura 15. Secciones resistivas de la inversión 3D de datos magnetotelúricos correspondientes al perfil COL; a) corresponde a la línea A, b) Línea B y c) Línea C. 50

Figura 16. Secciones resistivas de la inversión 3D correspondientes al perfil GUZ; a) corresponde a la Línea D, b) Línea E y c) Línea F. 51

Figura 17. Mapa del Campo Magnético Residual Reducido al Polo Magnético, (CMRP) aplicado a la zona de estudio. Se puede observar que los edificios volcánicos del NC y VC presentan una respuesta magnética diferente con respecto al Volcán El Cántaro. Adicionalmente se muestra como algunas de las estructuras E-W y N-S correlaciona con las zonas de gradiente magnético. 53

Figura 18. Se muestra las diferentes respuestas gravimétricas sometidas a diferentes filtros. A) Anomalía de Bouguer con dos respuestas gravimétricas bajas circunscritas dentro de altos gravimétricos en forma de anillo. B) Primera derivada en Z, donde se resaltan lineamientos con dirección E-W en su mayoría. C) SA con la cual se logra definir muy bien dos cuerpos regionales señalados como 1y 2; donde el cuerpo 1 se divide en dos cuerpos menores indicados como 1.1 y 1.2. 55

Figura 19. Deconvolución de Werner. Del lado izquierdo se muestran las soluciones obtenidas mediante la deconvolución para los perfiles trazados sobre los edificios volcánicos con dirección O-E, donde se muestran dos de las zonas con una concentración importante de soluciones para los volcanes del NC y VC, identificadas como NC-1 y VC-1 respectivamente, que presentan una pequeña prolongación hacia el Este, con profundidades aproximadas de 6 y 3 km respectivamente. Del lado derecho se encuentran los mapas gravimétricos de la SA (superior) y 1aDz (inferior) donde se señala la ubicación de las zonas identificadas en los perfiles a modo de comparación. 57

Figura 20. Deconvolución de Werner. Muestra del lado izquierdo dos perfiles con las soluciones obtenidas de la deconvolución, en la parte superior izquierda se muestra el perfil con dirección N-S que atraviesa los tres edificios volcánicos, en la parte inferior izquierda se muestra el perfil con dirección NE-SO que atraviesa las anomalías mostradas por la SA de la Gravimetría que se muestra en el sector superior derecho. En la parte inferior derecha se muestra la 1aDz de la Gravedad. 58

Figura 21. Resultados de inversión gravimétrica 3D obtenidas por medio del módulo VOXI de Geosoft. a) vista en planta a una profundidad de 2500 m. b) perfil al Oeste del CVC con dirección N-S, c) Perfil Central del CVC, cruza de N-S los edificios volcánicos del CVC. d) Perfil Este del CVC con dirección N-S. La zona indicada como AG es la anomalía gravimétrica asociada con la alteración gravimétrica producto de los sistemas magmáticos de los cuerpos volcánicos. 59

Figura 22. Isosuperficies gravimétricas. Muestra la distribución espacial de dos isosuperficies principales con valores de  $2.7 \text{ g/cm}^3$  (rojo) y  $2.22 \text{ g/cm}^3$  (Azul). a) Vista en planta y comparativa con la reducción al polo, b) vista desde el Oeste y c) Vista desde el Este, donde se puede observar la distribución lateral y a profundidades de los cuerpos con menor y mayor densidad de la inversión. 60

Figura 23. Inversión de susceptibilidad magnética. Muestra diferentes vistas de la distribución de la susceptibilidad magnética asociada al CVC. a) Muestra la respuesta de susceptibilidad asociada a la alteración de la roca por el paso del magma como una anomalía con valores altos y dirección NE-SO a 11 km de profundidad identificada como AM, b) Muestra la distribución de la misma anomalía a 6 km de profundidad y las figuras c y d) muestran la distribución de dicha anomalía a profundidad en diferentes ángulos. 61

Figura 24. Isosuperficie obtenida a partir del resultado de la inversión de susceptibilidad magnética. a) muestra una comparación de la distribución de la isosuperficie con la reducción al polo. b y c) muestra la distribución lateral y a profundidad de la isosuperficie vista desde el Sur y Este respectivamente. 62

Figura 25. Muestra la superposición de las Figuras 24 y 25. a) Muestra los dos isosuperficies: gravimetría (rojo) y susceptibilidad magnética (azul), b) muestra las alineaciones de las dos isosuperficies y sus correlaciones. 65

Figura 26. Se muestran los resultados obtenidos con la inversión gravimétrica y aeromagnética 3D, la inversión 2D de los datos MT y el resultado de los perfiles gravimétricos. Las líneas naranjas (continua y discontinua) representan los límites del GC, mientras que las líneas continuas (roja y naranja) el límite de los Bloques de Jalisco y Michoacán respectivamente propuestos en esta investigación. 67

Figura 27. Dirección de la migración magmática vista en planta, donde se muestra sombreado de color azul que la dirección de la migración del sistema magmático profundo provienen desde el NE, mientras que la dirección de los edificios volcánicos en superficies presentan una dirección N-S. 71

Figura 28. Modelo de la migración del sistema magmático profundo del CVC. a) Muestra una vista del sistema desde el Sur, evidenciando que la alineación de los edificios volcánicos en superficie no corresponde con



la migración que presenta el sistema magmatico profundo ya que este provienen desde en NE, b) muestra una vista del sistema magmático del CVC desde el W, donde se muestra la geometría clara del sistema a traves de sus ascenso por la corteza; la superficie roja corresponde a altas susceptibilidades asociada a la alta crystalización del magma que muestra la migración del sistema magmático, el cuerpose color verde represente la densidad más baja del sistema asociado a la fracción más líquida del sistema magmático.	73
Figura 29. A) Modelo propuesto de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán y su influencia sobre el aporte magmático que nutre al Complejo Volcánico de Colima. Propuesta realizada mediante la interpretación de los resultados obtenidos mediante los métodos geofísicos. b) Modelo conceptual del sistema magmático del CVC donde se muestra un sistema de Mush en el límite inferior de la corteza, el cual dadas las condiciones de presión y temperatura logra ascender a través de las estructuras generadas en los márgenes del graben, cristalizándose en el camino y almacenándose la parte más líquida del material en la zona de la corteza superior.	76
Figura 30. Figura comparativa del geoide con el elipsoide terrestre. Tomado Albireo (2015).	85
Figura 31. Representación de la superficie terrestre como un elipsoide. Modificado de Rosi (2017)	87
Figura 32. Representación de un dipolo magnético. Tomado de Lowrie (2007).	97
Figura 33. Representación del valor del spin. La imagen de color azul representa el valor de $h2\pi$ , mientras que la imagen de color rojo representaría el valor de $-h2\pi$ . Imagen modificada de Martínez (2009).	98
Figura 34. Representación simplificada del momento magnético presente dentro de un material. Tomado de Luvrie (2007).	99
Figura 35. Representación de los tipos de ferromagnetismos. Imagen tomada de Tauxe et al. (2018).	101
Figura 36. Representación del CMT. Imagen tomada de EcuRed (2019).	102
Figura 37. Componentes del CMT. Tomada de Reeves (2005).	103
Figura 38. Se muestra la interacción que tienen los vientos solares con el CMT. Tomada de Reeves (2005).	104
Figura 39. Vista de una anomalía magnética antes y después de aplicarle la reducción al polo. La imagen de la izquierda presenta una respuesta magnética sin reducción al polo mientras que la imagen de la derecha si presenta reducción al polo. Tomada de Blakely (1996).	107

- Figura 40. Continuación ascendente. a) Hemisferio Sur en el lado positivo del plano xy. b) Hemisferio Norte en el lado negativo del plano xy. Tomada de Telford et al. (1990). 108
- Figura 41. Respuesta de las anomalías gravimétricas sometidas a la señal analítica y el gradiente horizontal. Tomada de Beiki (2010). 111
- Figura 42. Interacción del campo magnético terrestre con los vientos solares que hace posible la medición del campo electromagnético mediante MT, tomado de NASA (2005). 112
- Figura 43. Representación de las diferentes dimensionalidades que pueden presentar los medios de investigación, modificado de Martí et al. (2006). 117
- Figura 44. Análisis de dimensionalidad de cada uno de los sondeos magnetotelúricos para cada una de las frecuencias mediante el método de Bahr (1988). 120
- Figura 45. Ejemplo de curvas resistivas y sus respectivas fases. Esta curva NO presenta distorsión por desplazamiento estático. 124
- Figura 46. Demostración del desplazamiento estático en un sondeo magnetotelúrico. 126
- Figura 47. Representación gráfica del tensor de fase. Tomado de Caldwell et al. U2004). 131
- Figura 48. Imagen ilustrativa de los equipos utilizados en campo para la adquisición de los sondeos Magnetotelúricos. a) MTU-5A, b) V8 y c) componentes adicionales del equipo. 133
- Figura 49. Despliegue del equipo en campo que muestra la distribución del equipo así como de los implementos adicionales como electrodos y sensores magnéticos. 134
- Figura 50. Arreglos alternativos del equipo Magnetotelúrico. 135
- Figura 51. En esta figura se muestra la comparación entre las anomalías calculadas y medidas de la inversión gravimétrica, que dieron como resultado la isosuperficie de densidad  $2.22 \text{ g/cm}^3$ . a) Muestra la anomalía calculada del modelo de inversión, b) muestra la anomalía medida del modelo de inversión, c) representa el modelo digital de elevaciones; por debajo de estas se muestra la isosuperficie correspondiente a la densidad másbaja del sistema. 142
- Figura 52. En esta figura se muestra la comparación entre las anomalías calculadas y medidas de la inversión magnética, que dieron como resultado la isosuperficie de susceptibilidad magnética de  $0.01 \text{ SI}$ . a) Muestra la anomalía calculada del modelo de inversión, b) muestra la anomalía medida del modelo de

|

inversión, c) representa el modelo digital de elevaciones; por debajo de estas se muestra la isosuperficie correspondiente a la susceptibilidad magnética asociada a la cristalización del magma.

# Resumen

Con este estudio se busca aclarar una serie de interrogantes entorno a la ubicación y la geometría de los límites Este y Oeste de los Bloques de Jalisco y Michoacán respectivamente, así como la geometría del sistema magmático del Complejo Volcánico de Colima (CVC) y la dirección en la migración que este presenta. De manera que se busca entender la influencia que podría generar el sistema estructural asociado a los límites de los Bloques al sistema magmático del CVC y su migración.

Este estudio se lleva a cabo a lo largo del Graben de Colima (GC) ubicado al Suroeste de México, mismo que es considerado una estructura de extensión. Este abarca desde la unión del punto triple de los Grabens Citlala (ubicado al SO del Graben de Chapala), Colima y Tepic-Zacoalco al Sur de Guadalajara, hasta la Trinchera Mesoamericana al Sur de Manzanillo en la costa del Pacífico, recorriendo aproximadamente una extensión de 170 km. Este graben se ha relacionado espacialmente con el límite entre los Bloques de Jalisco y Michoacán, que han sido interpretados como una ruptura cortical que promueve el ascenso del material del manto superior, dando origen al CVC, ubiado en la parte central del GC.

Este complejo volcánico está compuesto por tres edificios volcánicos orientados de N-S con El Cántaro (EC) en la parte Norte, seguido hacia el Sur por el Nevado de Colima (NC) y el Volcán de Colima (VC) cuya actividad comenzó hace aproximadamente 1.7 Ma con el volcán EC, lo que ha hecho suponer que la migración del sistema magmático en la profundidad presenta la misma dirección N-S proveniente de manera directa de un punto abajo del volcán EC.

En esta investigación se hace uso de tres métodos geofísicos (gravimetría, aeromagnetismo y sondeos magnetotelúricos) para los que se utilizaron técnicas de inversión 2D y 3D, así como técnicas de análisis espectral, los cuales, analizados de forma conjunta, permitieron reducir las ambigüedades en los resultados obtenidos.

Los perfiles resistivos muestran discontinuidades laterales que presentan un carácter regional, con profundidades que abarcan el espesor de la corteza, dichas discontinuidades presentan una correlación clara con los perfiles gravimétricos, así como con los resultados de la inversión 3D de los datos aeromagnéticos y gravimétricos que muestran una clara discontinuidad cortical desde la costa hasta el punto triple, haciendo posible la propuesta de un nuevo modelo de los límites de los bloque de Jalisco y Michoacán.

Adicionalmente, mediante las inversiones 3D de los datos aeromagnéticos sobre el CVC, fue posible observar como el sistema magmático a profundidad parece ascender desde profundidades de al menos 15 km, preferentemente por el sistema estructural con dirección NE-SO que estaría asociado a la dirección que presenta el límite W del Bloque de Michoacán, haciendo evidente que la migración del sistema magmático profundo no sigue la misma dirección que la migración volcánica en superficie. Por otro lado, los datos obtenidos mediante la inversión gravimétrica 3D muestra la presencia de una zona de bajas densidades que podría estar asociado a una zona de acumulación magmática potencial mente móvil por debajo del volcán NC y VC, que sería la fracción más líquida del sistema magmático.

|

La propuesta del nuevo modelo de los límites de los Bloques Jalisco y Michoacán, permite mostrar la influencia que estos tienen sobre el sistema magmático profundo del CVC y su migración, haciendo posible determinar que esta no posee la misma dirección N-S que presentan los edificios volcánicos en superficie posiblemente debido a la influencia que ejercen los dos sistemas estructurales presentes en la zona (el regional N-S y el local E-O) sobre el ascenso magmático, que se encuentra emplazado dentro del Rift de Colima.

# Abstract

This study seeks to clarify a series of questions about the location and geometry of the East and West boundaries of the Jalisco and Michoacán blocks respectively, as well as the geometry of the magmatic system of the Colima Volcanic Complex (CVC) and the direction in the migration that it presents. An understanding is sought of the influence of the structural system associated with the boundaries of the blocks on the magmatic system of the CVC and its migration over time.

This study is carried out along the Colima Graben (CG) located in the Southwest of Mexico, considered as an extensional structure. It extends from the triple junction of the Grabens Citlala (located SW of the Chapala Graben), Colima and Tepic-Zacoalco south of Guadalajara, to the Mesoamerican Trench south of Manzanillo on the Pacific coast, with an extension of approximately 170 km. This graben is spatially related to the boundary between the Jalisco and Michoacán blocks, which have been interpreted as a crustal rupture allowing the ascent of upper mantle material, giving rise to the CVC, located in the central part of the Colima Graben.

The volcanic complex is composed of three N-S oriented volcanic edifices with El Cántaro (EC) in the northern part, followed to the south by Nevado de Colima (NC), and Volcán de Colima (VC) whose activity began approximately 1.7 Ma BP with EC volcano. This has led to the assumption that the migration of the magmatic system at depth has the same N-S direction, starting directly beneath EC volcano.

In this investigation, three geophysical methods were used (gravimetry, aeromagnetismo and magnetotelluric surveys) to which 2D and 3D inversion techniques were applied, as well as spectral analysis techniques, which, analyzed together, allowed us to reduce ambiguities in the results obtained.

The resistive profile show lateral discontinuities that have a regional character, and with depths that extend to cover the thickness of the crust. These discontinuities present a clear correlation with both the gravimetric profiles, as well as with the 3D inversion of the gravimetric and aeromagnetic data, which illustrated a clear crustal discontinuity from the coast to the triple junction making it possible to propose the location of the Jalisco and Michoacán Blocks boundary along the CG.

The 3D inversions of the aeromagnetic data over the CVC, allowed the observation of how the magmatic system at depth seems to preferentially ascend by a structural system with a NE-SW direction that is associated with the direction presented by the W limit of the Michoacán Block. This suggests that the temporal migration of the deep magmatic system does not follow the same direction as the volcanic edifices migration on the surface. On the other hand, the data obtained through the 3D gravimetric inversion reveals the presence of a low-density zone that could be associated with a potentially mobile magmatic accumulation zone below the NC and VC volcanoes.

A new model is proposed for the boundaries of the Jalisco and Michoacán blocks, which demonstrates the influence that these have on the magmatic system of the CVC, whereby its migration does not follow a N-S direction as exhibited by the volcanic edifices on the surface.

# 1. Introducción

La historia tectónica del Suroeste mexicano revela que en los últimos 25 Ma la región ha sufrido la reorganización de dos placas principales, la Placa Pacífico y la antigua Placa Farallón. Esta última evolucionó en la Placa de Guadalupe entre 25-12.5 Ma atrás, misma que se dividió posteriormente en las actuales placas Rivera y la Placa Cocos (PR-PC) entre 12.5-11 Ma atrás (Mammerickx y Klitgord, 1982; DeMets y Traylen, 2000).

Actualmente las placas Rivera y Cocos presentan un movimiento hacia el Noreste de México con respecto a la Placa Norteamericana, subduciendo bajo esta última a lo largo de la costa Suroeste mexicana, presentando diferentes velocidades de subducción, responsables de la formación del Graben de Colima, así como la creación de los Bloques de Jalisco y Michoacán desde hace aproximadamente 5 Ma (Selvans et al., 2011).

Esto ha llevado a que el Graben de Colima esté asociado al límite entre los Bloques de Jalisco y Michoacán Figura 1, adicionalmente, el carácter extensional que da origen al graben desde hace 5 Ma (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000), ha generado las condiciones necesarias para permitir el ascenso magmático dando paso a la formación del Complejo Volcánico de Colima (CVC).

Este Complejo Volcánico, comenzó su actividad hace 1.7 Ma (Allan, 1986), con la formación del volcán El Cántaro (EC), continuando la actividad volcánica hacia el Sur con el volcán Nevado de Colima (NC), terminando posteriormente en el Volcán de Colima (VC) que actualmente se encuentra activo.

Esta zona del Suroeste mexicano, ha sido ampliamente estudiada dada su complejidad tectónica y volcánica, siendo Waitz, (1906) quien realizó los primeros estudios geológicos al CVC y Atwater (1989) quien determinó por primera vez la presencia de la Placa Rivera, posterior a esto, se da paso a una serie de hipótesis y propuestas en cuanto a la ubicación de los límites entre los Bloques de Jalisco y Michoacán (Rosas-Elguera et al., 1996; Garduño-Monroy et al., 1998; Pacheco et al., 2003; Serrato-Díaz et al., 2004), así como sobre el sistema magmático del CVC y su migración magmática (Allan et al., 1991; Atlas et al., 2006; Spica et al., 2014; Spica et al., 2017; Escudero y Bandy, 2017).

Esta serie de hipótesis nacen dado que las evidencias superficiales en la zona no son fácilmente detectables para la determinación de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán, así como las interrogantes en cuanto a la geometría del sistema magmático del CVC y la procedencia del magma que lo alimenta; por esta razón, nace la necesidad de la utilización de métodos geofísicos que permitan: estudiar las características estructurales del subsuelo y lograr aportar nueva información para una mejor comprensión de la zona de estudio.

Con el fin de colaborar en la determinación de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán, y la influencia que estos tienen sobre el sistema magmático del CVC, en esta investigación se hizo uso de tres métodos geofísicos (sondeos Magnetotéluricos, Gravimetría y Aeromagnetometría), con el fin de reducir la incertidumbre en los resultados obtenidos.

El método Magnetotélurico permite un mayor poder de penetración y ha sido aplicado exitosamente en diferentes partes del mundo para la investigación de zonas de subducción

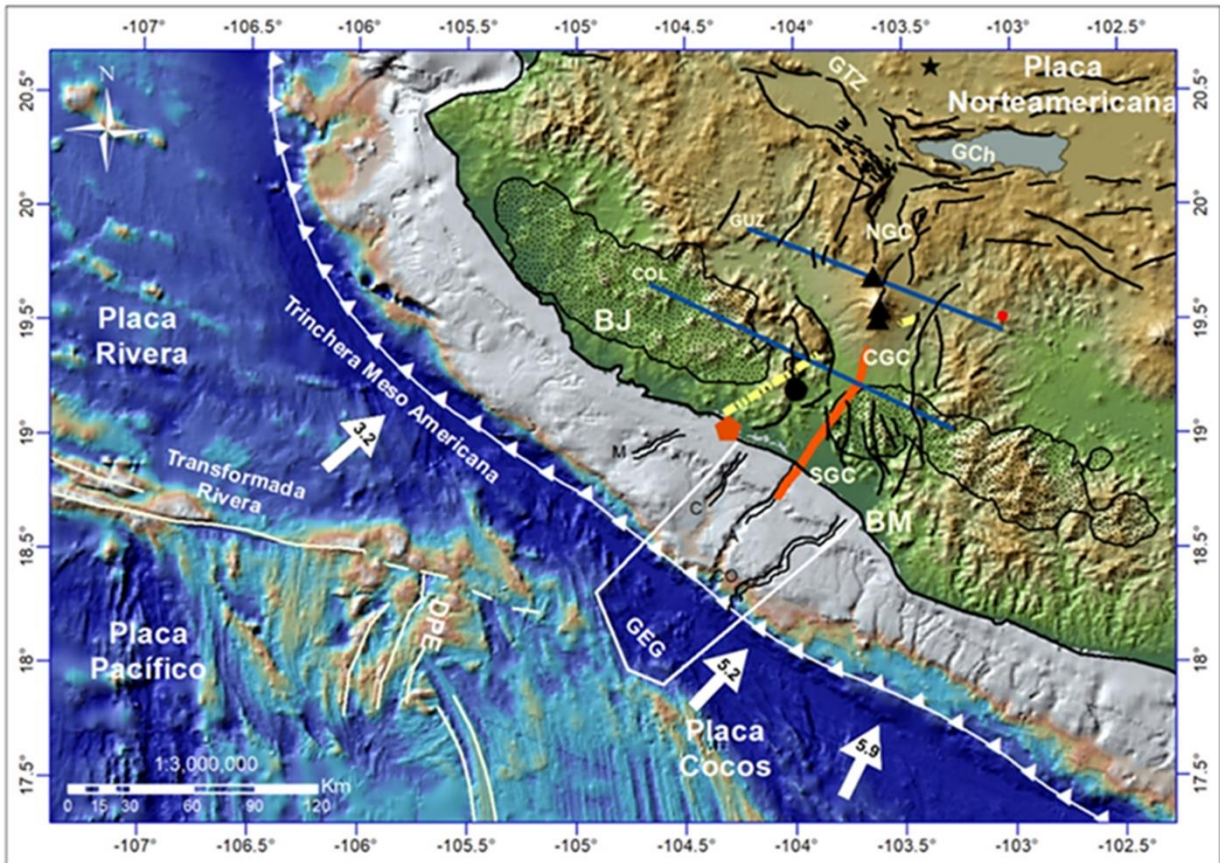
|

(Robertson et al., 2015; Corbo Camargo et al., 2013), así como para estudios estructurales (Smirnov y Pedersen, 2009; Becken y Ritter, 2012; Arzate-Flores et al., 2016; Ingham et al., 2001). De tal manera, en esta investigación fueron aplicados 20 sondeos magnetotélúricos dispuestos en dos perfiles con dirección NO-SE paralelos a la costa Figura 1, en la zona Central y Sur del GC para ayudar en la determinación de los límites de Bloques y su geometría a profundidad.

Por otra parte, los datos gravimétricos y aeromagnéticos fueron utilizados tanto para ayudar a la determinación del límite de Bloques a lo largo del GC, sobre todo en aquellas zonas donde los perfiles MT no abarcan como es en el sector Norte y Sur (cercano a la costa) del GC, así como para aportar en la comprensión de la influencia estructural que ejercen los límites de los Bloques sobre la migración del sistema magmático del CVC y su geometría.

Adicionalmente se hacen aportes en la dinámica de ascenso y en el sistema magmático que conforma al complejo, así como en la dirección de migración que este presenta y como se alimenta la actividad volcánica del VC y las características de su depósito magmático.





- |                    |                     |                    |                    |
|--------------------|---------------------|--------------------|--------------------|
| ▲ Volcanes del CVC | ● C. Colima         | — Límite de placas | ■ Lago Chapala     |
| ★ C. Guadalajara   | ● Sondeos MT        | — Límite de placas | ■ Zona de tremores |
| ◆ C. Manzanillo    | — Fallas tectónicas | — Límite de placas |                    |
|                    |                     | — Límite de placas |                    |
|                    |                     | — Límite de placas |                    |

Figura 1. Mapa de localización. Ilustración de la geometría y distribución actual de las placas, así como de la ubicación de los dos perfiles MT (líneas azules) GUZ y COL además de los elementos estructurales más importantes y algunas de las propuestas de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán. DPE= Dorsal del Pacífico Este y la Transformada de Rivera modificados de Ferrari et al. (2012). Los sistemas estructurales: GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC= Norte del Graben de Colima, CGC = Centro del Graben de Colima, SGC= Sur del Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo tomado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuyutlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO), fueron modificados de Álvarez y Yutis (2016). La zona de tremores modificada de Brudzinski et al. (2016). Las velocidades de subducción de las placas fueron tomadas de Pardo y Suárez, (1995) y DeMets y Traylen (2000) y están indicadas en cm/año.

## **1.1. Hipótesis de la investigación**

La determinación de la geometría de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán permitirán identificar la influencia de estos sobre la dirección de la migración magmática y en el ascenso de material del sistema magmático del Complejo Volcánico de Colima.

## **1.2. Importancia de la investigación**

Con el presente estudio se propone investigar una zona que a pesar de haber sido ampliamente estudiada en superficie mediante estudios geológicos y estructurales, sísmicos y algunos estudios geoquímicos y geofísicos, sigue presentando una discusión abierta sobre la ubicación de los límites de los Bloques y el sistema magmático del Complejo Volcánico de Colima.

En la presente investigación se pretende estudiar la zona como un sistema integrado límite de Bloques-Sistema Magmático del CVC, de manera que se pueda demostrar la influencia que ejercen los límites sobre el ascenso y migración del sistema magmático profundo.

De manera que la importancia de esta investigación además de aportar información nueva y única hasta el momento, permite la determinación precisa de los límites de los Bloques, además hace posible entender de mejor manera al sistema magmático profundo del CVC y la influencia que ejercen los límites de los Bloques sobre su migración. También permite identificar las zonas que se podrían ver afectadas o amenazas por la posibilidad de nuevas fuentes de magma en el futuro, esto conlleva a que se podrían identificar de mejor forma hacia donde se podrían extender las nuevas zonas de riesgo.

## **1.3. Objetivo General**

- Determinar los límites de los Bloques Jalisco y Michoacán a largo del Graben de Colima y su influencia sobre la migración del sistema magmático del Complejo Volcánico de Colima mediante el análisis conjunto de los resultados obtenidos de las inversiones de gravimetría, Aeromagnetometría y de datos magnetotelúricos.

## 1.4. Objetivos específicos

- Definir los límites Este del Bloque de Jalisco y Oeste del Bloque de Michoacán mediante la utilización de datos potenciales (Gravimetría y Aeromagnetismo) así como perfiles Magnetotelúricos.
- Determinar la procedencia y la dirección de la migración magmática que ha alimentado al CVC mediante la utilización de inversiones 3D de datos Gravimétricos y Aeromagnéticos.
- Determinar la geometría y profundidad actual del sistema magmático del CVC mediante la deconvolución de Werner y las inversiones 3D de datos Gravimétricos y Aeromagnéticos.
- Definir la influencia de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán sobre el sistema magmático del CVC.
- Describir la geometría de la corteza continental en el sector centro y Sur del Graben de Colima mediante datos gravimétricos y aeromagnéticos, así como la elaboración de modelos de inversión 2D de perfiles magnetotelúricos.

## 2. Características tectónicas de la zona de estudio

En el presente capítulo se describe el ambiente tectónico de la zona de estudio, comenzando con sus características regionales asociadas al Rift de Colima y Graben de Colima (GC), los Bloque de Jalisco (BJ) y Bloque de Michoacán (BM) y continuando posteriormente a un análisis más local del Complejo Volcánico de Colima

La historia tectónica del suroeste mexicano revela que, en los últimos 25 Ma, la región ha sufrido la reorganización de dos placas principales, la Placa Pacífico y la antigua Placa Farallón. Esta última se transformó en la Placa de Guadalupe entre 25-12.5 Ma atrás, que luego se dividió en las actuales Placa Rivera y Placa Cocos (PR-PC) entre 12.5-11 Ma atrás (Mammerickx y Klitgord, 1982; DeMets y Traylen, 2000), la Figura 1 muestra la geometría y ubicación actual de las placas.

Actualmente, las placas Rivera y Cocos presentan un movimiento hacia el Noreste mexicano con respecto a la Placa Norteamericana (PN), subduciendo bajo esta, a lo largo de la costa Suroeste. Este proceso es responsable de la formación del GC, así como de la creación de los Bloques de Jalisco y Michoacán (Selvans et., al. 2011).

Esto ha llevado a que el GC esté asociado a los límites de los bloques, generando diversas propuestas en cuanto a su ubicación (p. ej. Rosas-Elguera et al., 1996; Garduño-Monroy et al., 1998; Pacheco et al., 2003; Serrato-Díaz et al., 2004), algunas de ellas señaladas en la Figura 1.

### 2.1. Características tectónicas del Suroeste de México

El proceso de subducción de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana (Figura 1), ha producido que la corteza continental se divida en los Bloques de Jalisco y Michoacán, cada uno con movimientos independientes a la Placa Norteamericana. Esto debido a las diferencias en la dirección de subducción entre Rivera y Cocos y a los cambios de velocidad que estas han tenido con el tiempo

La placa Cocos desde 20 Ma a 11 Ma atrás, ha subducido por debajo de la Placa Norteamericana en la geometría actual a una velocidad aproximada de 12 cm/año y entre 6-7.5 cm/año desde 11 Ma hasta el presente (Müller et al., 2008), además, estas velocidades varían a todo lo largo de la zona de subducción. Por otro lado, una parte de la placa Rivera parece moverse con la placa Norteamericana (Lonsdale, 1995). La tasa actual de movimiento de las placas Rivera con respecto a la Norteamericana se encuentra entre 3,2 y 3,8 cm/año. (DeMets y Traylen, 2000; Figura 1).

Estos movimientos de las Placas Rivera-Cocos han propiciado la generación del Rift de Colima y a su vez del GC desde hace aproximadamente 5 Ma, cuando la placa Rivera comenzó a presentar movimientos independientes de la placa Cocos (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000), extendiéndose desde la triple unión al Sur de Guadalajara hasta la costa del Pacífico, por aproximadamente 170 km con características variables a lo largo del GC. En la parte Norte presenta un ancho entre 40 y 50 km

y dos fallas normales bien definidas con dirección N-S, mientras que en la parte Sur se va haciendo más ancho, con fallas altamente erosionadas (Allan et al., 1991; Luhr, 1997).

El Rift de Colima se encuentra sobrepuesto a la zona del límite de las placas Rivera-Cocos, causando una ruptura de la corteza que se expresa como el GC, significando que los Bloques de Jalisco y Michoacán fueron una vez un solo bloque (Johnson y Harrison, 1990), sin embargo, ahora cada uno presenta características diferentes.

El BJ está limitado por la placa Rivera en la Trinchera Meso-Americana (TMA), con la placa Norteamericana y el Graben Tepic-Zacoalco al Norte y con el bloque Michoacán y el Graben de Colima al Este (Luhr et al., 1985; Suárez et al., 1994; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000), mientras que el BM está limitado por el GC al Oeste, por un segmento del río Balsas al Este, por el Graben de Chapala al Norte y por TMA al Sur (Rosas-Elguera et al., 2003; Figura 1). Los espesores de corteza en esta zona aumenta de 20 km en la costa hasta los 42 km tierra adentro, haciendo que el BJ presente un mayor grosor, además de tener un espesor que aumenta de manera más rápida que el BM (Suhardja et al., 2015).

Garduño-Monroy et al. (1998), Pacheco et al. (2003) y Selvans et al. (2011) propusieron que el límite Oriental del BJ podría asociarse con la falla Tamazula, que tiene una dirección NE-SO que cruza el CVC y el GC, tratándose de una estructura con característica regional importante, con una extensión de 160 km aproximadamente, (Figura 1).

Sin embargo, Taran et al. (2002) a través de la medición de los isótopos de Helio y Carbono, determinaron que la falla de Tamazula no tiene características de una estructura profunda o activa, y más bien indica que los análisis de aguas de los manantiales cercanos a La Tuna, Agua Caliente de Colima y Chilatan, ubicados al SE, E y NE del VC respectivamente y asociados al límite este del GC, sí muestran características geoquímicas de una falla activa profunda.

Adicionalmente, Brudzinski et al. (2016), mediante datos sísmicos, señalan la presencia de una zona con ausencia de tremores tectónicos, y fueron explicados por a la presencia de fluidos ascendentes de la fusión parcial a través fracturas presentes en la zona, estos fluidos funcionan como atenuadores de la señal sísmica; sugiriendo una posible zona límite entre las placas de Rivera y Cocos que a su vez podría estar asociado a los límites de los Bloques Jalisco-Michoacán en la corteza superior (Figura 1), coincidiendo con la diferencia en las profundidades de la corteza del modelo propuesto por Suhardja et al. (2015), basado en los resultados sísmicos del proyecto MARS.

## 2.2. Carácter vulcano-tectónico Suroeste Mexicano

El Suroeste mexicano está caracterizado por la subducción de las placas Rivera-Cocos por debajo de la placa Norteamericana, generando movimientos divergentes debido a las variaciones en los ángulos de subducción a lo largo de la costa, así como de sus velocidades (Pardo y Suarez, 1996; Ferrari, 2000), dado esto, se tiene la presencia de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) que muestra una dirección oblicua casi perpendicular a la TMA (Figura 2).

El vulcanismo del sector occidental de la FVTM, en el límite Sur de la Sierra Madre Occidental, consiste en un vulcanismo bimodal, formado tanto por estratovolcanes, así como por campos monogenéticos basálticos, mientras que el vulcanismo emplazado dentro del BJ presenta un aproximado de 87 conos volcánicos distribuidos en cuatro campos volcánicos (Mascota, Los Volcanes, Ayutla y Tapalpa) presentan conos de escoria y flujos de lava altamente potásicos, que incluyen minettes, absarokitas y lamprófidos de hornblenda básicos, en estrecha proximidad espacial a conos y flujos de andesita y andesita basáltica (Ownby et al, 2008).

Durante el Cretácico tardío y el Paleógeno temprano, se presentaron diferentes fases compresivas y transpresivas (Serpa et al., 1992; Garduño-Monroy et al., 1998), mientras que una fase de extensión subsiguiente generó el Rift de Colima, cuyo relleno está formado por sedimentos lacustres, aluvión y rocas volcánicas del Plioceno-Cuaternario (Allan, 1986; Serpa et al., 1992; Norini et al., (2019); así como derrames de lavas andesíticas, flujos piroclásticos y depósitos de caída aérea, que alcanzaron un volumen total superior a 300 km<sup>3</sup> (Macías, 2005) provenientes de las diferentes actividades de los volcanes que conforman al CVC.

Varios autores han atribuido que el origen, la evolución y la importancia geodinámica del Rift de Colima es debido a varios factores, entre ellos: **a)** un rifting activo del BJ producido por un cambio hacia el Este de la subducción de la Dorsal del Pacífico Oriental por debajo de la placa Norteamericana (Luhr et al., 1985; Allan, 1986), **b)** el rifting pasivo producto de la subducción que genera el límite de placas Rivera-Cocos (Nixon, 1982; DeMets y Stein, 1990; Bandy et al., 1995), **c)** la actividad de los puntos calientes (Moore et al., 1994), y **d)** al movimiento hacia el SO del BJ con respecto a la placa Norteamericana (Rosas-Elguera et al., 1996; Selvans et al., 2011; Ferrari et al., 2012).

Allan (1986) divide al GC en tres partes, el Norte, Centro y Sur (NGC, CGC, SGC respectivamente) siendo el CGC el lugar donde se encuentra localizado el CVC. El sector Norte y Centro del GC presentan una dirección bien definida N-S, con un ancho de aproximadamente 50 km (Allan et al., 1991; Luhr, 1997).

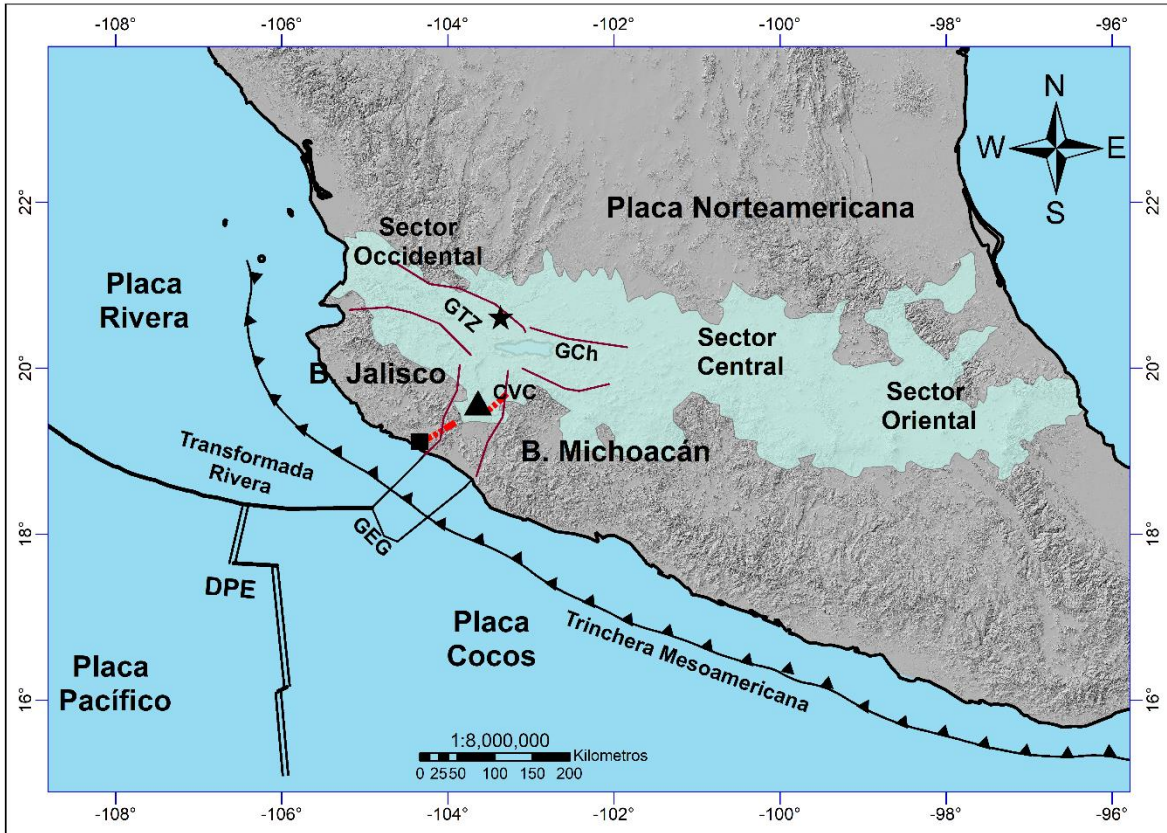


Figura 2. Mapa de la ubicación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, junto con la triple unión de los Graben de Tepic-Zacoalco (GTZ), Chapala (GCh) y Colima (GC). Adicionalmente muestra la prolongación de la Falla de Tamazula, tomada de Garduño-Monroy et al. (1998) y la ubicación del Complejo Volcánico de Colima (CVC). GEG=Graben El Gordo tomado de Bandy et al. (1995).



## 2.3. Complejo Volcánico de Colima

El Complejo Volcánico de Colima (CVC) se ha caracterizado por presentar interacciones complejas con la tectónica regional y local, así como sucesivas actividades volcánicas que han permitido la formación de varios edificios volcánicos en diferentes etapas de su evolución. Este está compuesto de tres edificios volcánicos principales, alineados de Norte a Sur.

Estos cuerpos volcánicos que conforman el CVC presentan una evolución cronológica con igual dirección N-S, donde las actividades del volcán El Cántaro (EC) fueron las más antiguas con edades que oscilan entre 1.66 y  $1.33 \pm 0.24$  Ma (Allan, 1986), finalizando su actividad volcánica hace aproximadamente 1 Ma (Macías et al., 1993), fecha en la que da inicio la actividad del volcán Nevado de Colima (NC) ubicado a 17 km al Sur del volcán EC, mientras que el Volcán de Colima (VC) presenta una vida de apenas 50.000 años (Robin et al., 1987) y se encuentra ubicado a 5.5 km Sur del NC, como se ilustra en la Figura 3.

El volcán EC posee una composición calco-alcalina que varía desde andesitas hasta dacitas, formado por varios derrames de lavas de composición andesítica, seguido de la formación de domos de composición dacítica (Luhr y Carmichael, 1990; Macías et al., 1993).

La evolución del NC se da en al menos tres etapas eruptivas (Robin et al., 1987; Cortés et al., 2005), donde varios de estos eventos están asociados a la Falla Tamazula indicada por Garduño-Monroy et al. (1998) y a depósitos de avalanchas de escombros (Macías, 2005), que se han llegado a extender aproximadamente 120 km hacia el Sur, alcanzando la costa del Pacífico, producto de lahares secundarios (Capra, 2000).

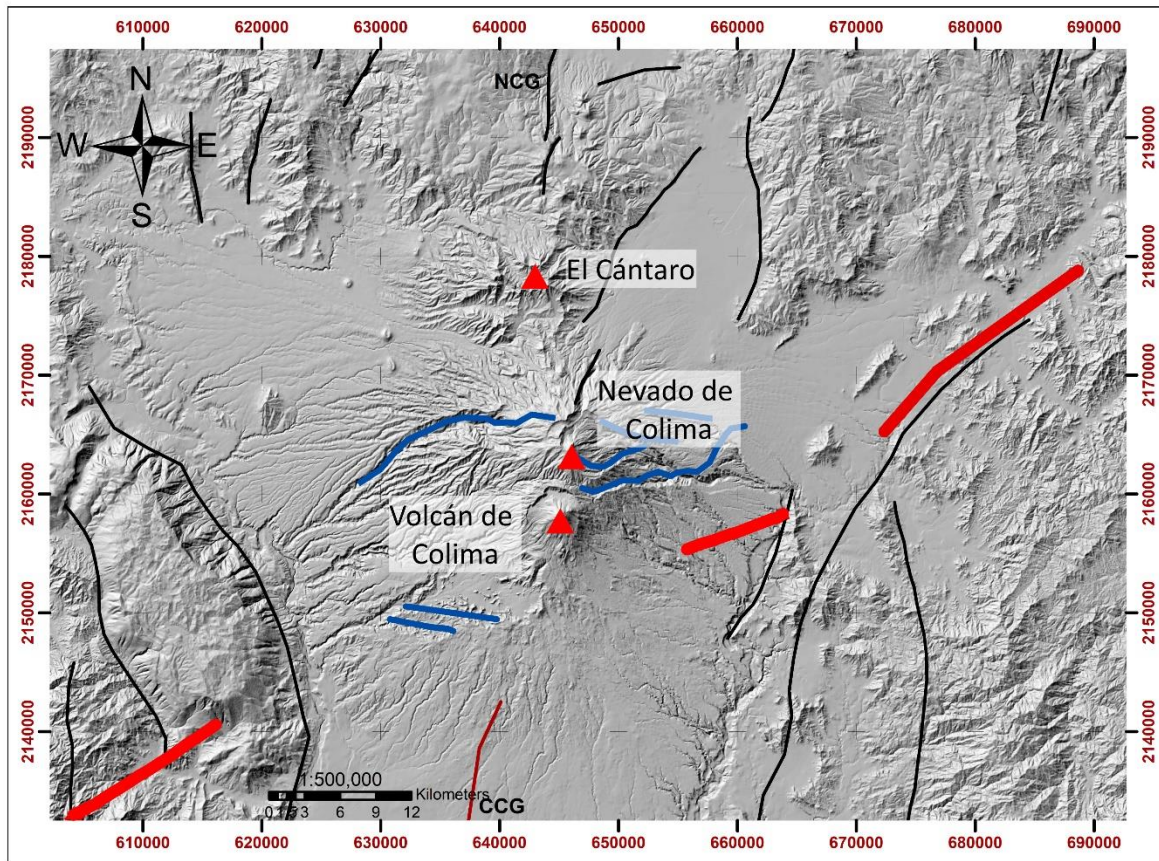
Por su parte, el VC es el cono más joven y se ubica a 30 km al Norte de la ciudad de Colima, tiene una elevación de 3850 m.s.n.m y se ubica a 175 km al Norte de la TMA; su actividad inició hace unos 50 mil años (Robin et al., 1987), probablemente al cesar la actividad del NC.

Waitz (1906) describió por primera vez la formación de flujos piroclásticos del VC, entre 1961-1962 se presentaron emisiones de lava en el flanco Norte del volcán (Cortés et al., 2010). Posteriormente, se registró un evento muy grande entre los años 1975-1976, el cual generó los flujos de lava de mayor volumen desde el siglo 18 (Thorpe et al., 1977), seguido a esto, la década de 1980 representa el punto de partida de los estudios modernos dada la erupción de 1981 (Macías, 2005), ya que a partir de 1985 se estableció la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima denominada RESCO para el monitoreo del VC (Varley et al., 2019).

El VC tuvo una reactivación en 1998, y desde entonces el volcán ha presentado diferentes periodos de actividad con fases efusivas como las mostradas en el 2001 con una duración de 22 meses. Posteriormente, en el 2004 se presentó otro episodio efusivo con la formación de un domo y dos flujos de lavas en los flancos. En el 2005 ocurrieron las explosiones de mayor magnitud desde 1913, que posteriormente en el 2007 se comenzara la formación de un nuevo domo, lo que demostraba que el volcán mantenía un flujo activo de lava que duró hasta el 2011; después de esto continuó con un periodo de 18 meses de calma reactivándose un nuevo periodo que comprende desde el 2013-2017, compuesto de actividad efusiva y explosiones Vulcanianas (Varley et al., 2019).



Otra importante característica morfológica de la zona corresponde a la formación del domo del Volcancito, formado en 1869 y adicionalmente el complejo de tres domos localizados hacia el Sur conocidos como Los Hijos del Volcán, de los cuales no se conocen su edad (Crummy et al., 2019).



▲ Volcanes del CVC    — Fallas GC    — Falla Tamazula    — Estructuras E-W

Figura 3. Se muestra un mapa del Modelo Digital de Elevaciones del Complejo Volcánico de Colima con los principales sistema estructural E-W así como las estructuras asociadas al GC. modificado de Norini et al. (2019; 2010), adicionalmente se muestra el sistema estructural N-S correspondiente al NGC y CGC. EC = El Cántaro, NC = Nevado de Colima, VC = Volcán de Colima.

Adicional al GC, en los alrededores del CVC se han definido diversos sistemas estructurales (Garduño-Monroy et al., 1998; Norini et al., 2010) que juegan un papel importante en el análisis vulcano-tectónico para la comprensión de su dinámica.

Garduño-Monroy et al. (1998) sugieren una estructura de carácter regional con dirección NE-SO que recorre desde la Bahía de Manzanillo hasta atravesar el CVC, proponiendo que la alineación NE-SO entre el VC y el cono parásito El Volcancito, reflejan las rutas de la migración magmática a lo largo de la Falla Tamazula.

Por otro lado, un sistema de fallas con tendencia E-O es descrito como un graben por Norini et al. (2010), determinando así que la dinámica de este graben se da por efecto de la gravedad, debido a la diferencia en la elevación del basamento de la zona que presenta una elevación de 1500 m.s.n.m en el CVC y de 500 m.s.n.m en la ciudad de Colima, generando así que el NC y el VC se estén desplazando hacia el Sur, mientras que Murray y Wooller (2002) atribuyen este desplazamiento al asentamiento y la compactación del edificio volcánico, a la influencia del desnivel del basamento, a la dispersión gravitacional o a una combinación de estos factores. Adicionalmente, Norini et al. (2010) también señalan que dicho graben presenta una dinámica independiente a la que posee el sistema regional del Rift de Colima, dada que este sistema E-W es un sistema local y superficial.

## **2.4. Migración y sistema magmático del CVC**

La migración volcánica en complejos volcánicos es un fenómeno que se presenta comúnmente en sistemas volcánicos emplazados en zonas que tienen una tectónica activa y asociada a la evolución que estas presentan como es el caso del vulcanismo emplazado en el Rift de Etiopía (Sanrock et al., 2018), o el Arco Volcánico Andino que está compuesto de aproximadamente 200 cuerpos volcánicos y 12 sistemas de calderas gigantes producto de la subducción de las placas Nazca y Antártica por debajo de la placa Sudamericana, el cual ha presentado una migración de aproximadamente 250 km hacia el Este (Stern, 2004) o en las Antillas Menores, donde el doble arco volcánico presenta una migración hacia el Oeste con un velocidad entre 1-1.4 km/Ma asociado a la subducción (Germa et al., 2011).

La migración magmática del CVC ha sido un tema bastante discutido dada la orientación temporal espacial N-S que presentan los cuerpos volcánicos que lo componen. Se ha propuesto que esta posee la misma dirección proviniendo desde el volcán EC dadas la observaciones realizadas por Allan (1986) y Allan et al. (1991), en conjunto con las tomografías presentadas por Ochoa-Chávez et al. (2016), proponen un sistema de conductos bajo el CVC que comunica la cámara magmática con la superficie mediante las fracturas existentes (Escudero y Bandy, 2017).

Sin embargo, Garduño-Monroy et al. (1998), propone que la migración magmática presenta una dirección NE-SO a través de la falla Tamazula, mientras que Norini et al. (2010) apoya la idea de que una migración magmática con dirección N-S sería la más consecuente dado el confinamiento del centro del GC.

De manera similar lo indican Escudero y Bandy (2017), basados en las tomografías sísmicas, donde muestran la presencia de una migración magmática hacia el Sur, que la correlacionan con la ubicación N-S de los estratovolcanes que conforman el CVC, lo que los lleva a pensar que el material magmático continuaría su ascenso a través de conductos o diques interconectados que se encuentran por encima de la o las cámaras magmáticas ubicadas entre los 5 y 10 km de profundidad (Escudero y Bandy, 2017).

Por otra parte, Spica et al. (2014, 2017) mediante tomografías de ondas de Rayleigh a través del BJ y el Oeste de Michoacán definieron un sistema magmático por debajo del VC a una profundidad entre 15-22 km. Mediante el mismo método Sychev et al. (2019), proponen la presencia de una

cámara superficial a una profundidad de 10 km que alimenta la actividad de VC, pero adicionalmente proponen la presencia de un conducto principal que provendría desde el manto atravesando toda la corteza y lo asocian a la Falla de Tamazula, indicando que el magma es liberado desde el manto y asciende verticalmente hasta una profundidad de 15 km, esta zona la asocian a una barrera natural entre el límite de la corteza inferior y superior, donde para ascender el magma es necesario la acumulación de una fracción más líquida y ligera del material y contaminado por fluidos que al alcanzar la cantidad suficiente puede ascender a través de la corteza.

Adicionalmente, basados en la estabilidad de la hornblenda en las erupciones de 1998-1999, Luhr (2002) estima la profundidad de la cámara magmática del VC en aproximadamente 6.3 km por debajo de la cumbre, mientras que Medina et al. (1996) mediante estudios gravimétricos detectó una anomalía con valores bajos que asoció a la cámara magmática obteniendo una profundidad entre 5 y 10 km bajo la cumbre del VC, al igual que Álvarez y Yutis (2016) basados en el mismo método, proponen la existencia de dos cámaras magmáticas a profundidades similares, mientras que Núñez-Cornú y Sánchez-Mora (1999) identificaron una zona asísmica para la erupción de 1991 ubicada entre 4 y 7 km por debajo de la cumbre, la cual la asocian a una cámara magmática, mientras que mediante análisis geoquímicos de inclusiones fluidas Reubi et al. (2013) proponen la presencia de una cámara magmática a 8 km de profundidad.

López-Loera et al. (2011) tras modelos magnéticos de  $2^3/4$ D del Campo magnético reducido al polo reveló que una fuente de anomalía magnética estaría relacionada a una posible cámara magmática, con una elongación N-S, ubicada a 4.8 km de profundidad por debajo de la cima del VC, sugiriendo además la existencia de una segunda cámara magmática más antigua con una profundidad de 5 km que presenta una distribución igual N-S, mientras que Loera (2012) publicó que dichas profundidades son de 4.7 km y 8.4 km desde la superficie.

Adicionalmente, hipocentros de eventos sísmicos asociados a las erupciones de los años 1991, 1994 y 1997-1998, ubicados a una profundidad entre 5 y 7 km, con dirección N-S (Zamora-Camacho et al., 2007), sumado a el alineamiento mostrado entre los volcanes NC y VC, y los domos Los Hijos, los cuales se encuentran ubicados en el flanco Sur del VC. Norini et al. (2010), sugieren que el CVC posee una alineación N-S de una o más cámaras magmáticas con una profundidad mayor a los 5 km, cuyo magma asciende, drenado las cámaras a través de una red de dique con esta misma dirección N-S (Norini et al., 2019).

### 3. Metodología y resultados

Para llevar a cabo esta investigación, se aplicaron tres diferentes métodos geofísicos: 1) Gravimétrico, el cual mide las variaciones del campo gravimétrico de la Tierra, permitiéndonos determinar el parámetro físico de la densidad, haciendo posible determinar zonas de fallamiento regional o local, presencia de cámaras magmáticas, zonas de rellenos como el caso de los graben, entre otros rasgos tectónico-geológico, 2) Magnético, este método permite medir las variaciones del campo magnético terrestre dando la posibilidad de medir la susceptibilidad magnética cuyas anomalías podrían estar asociadas a la presencia de diferentes materiales de corteza, estructuras geológicas, y zonas de alta cristalización de materiales magmáticos, y por último, 3) el método Magnetotelúrico, el cual permite medir el campo electromagnético natural de la Tierra haciendo posible determinar zonas con alteración asociada a estructuras geológicas, alteración hidrotermal o presencia de fluidos mediante perfiles o mapas resistivos, dando la ventaja de un poder de profundización muy alto que para este estudio se obtuvieron profundidades de al menos 50 km permitiendo ver todo el espesor de la corteza.

Para esta investigación se utilizaron técnicas de inversión 3D para el caso de los métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) e inversión 2D y 3D para el caso de datos magnetotelúricos. Los detalles teóricos de los métodos utilizados se pueden encontrar en los Anexos 1, 2 y 3 respectivamente.

A continuación, se desarrollará la metodología utilizada para el procesamiento de los datos así mismo se mostrarán los resultados obtenidos iniciando con la parte regional de la zona de estudio, a lo largo del GC y posteriormente nos enfocaremos en el CVC.

#### 3.1. Datos Gravimétricos y Aeromagnéticos a lo largo del GC.

En el análisis gravimétrico fueron utilizadas dos bases de datos diferentes, para la parte terrestre se utilizó la base de datos "Global Gravity Model plus" (GGMplus), con una resolución espacial de los ~250m en la interpolación de los datos tomando en cuenta en efecto topográfico gravitacional (Hirt et al., 2013), mientras que para la parte oceánica, se utilizó la base de datos brindada por la "International Gravimetric Bureau" (IGB) con resolución espacial equivalente de 1'x1' (~1.85 km x 1.85 km; Bonvalot et al., 2012, Balmino et al., 2012).

Las anomalías están estimadas en la superficie de la Tierra, e incluyen la corrección de la masa atmosférica con respecto al nivel del mar, corrigiendo el efecto que ejerce la masa de la atmósfera sobre la medición gravimétrica. Incluye además las correcciones de aire libre y las correcciones topográficas (Bonvalot et al., 2012).

Para la anomalía gravimétrica, se utilizaron en la parte terrestre la anomalía de Bouguer (AB) y en la parte oceánica la anomalía de aire libre, coincidiendo entre sí los valores de anomalía a lo largo

de la costa en 0 mGal. La AB se calculó con un valor de densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , comúnmente aceptado para el valor de densidad de la corteza (Telford et al., 1990). La Figura 4 muestra una distribución de las anomalías gravimétricas que oscilan entre los 75 mGal en la parte oceánica hasta los -225 mGal en la parte continental. Cerca de la costa se muestran dos respuestas de valores gravimétricos altos, separados por una zona con menor densidad ubicada al SE de Manzanillo. Adicionalmente, la TMA se muestra como un valor gravimétrico bastante bajo, asociado al déficit de masa correspondiente a la trinchera.

A partir de la anomalía gravimétrica, se obtuvo la Señal Analítica (SA), que es la combinación de gradientes horizontales y vertical de la anomalía gravimétrica, permitiendo definir y delimitar los bordes asociados a la fuente responsable de la señal de una manera más efectiva (Blakely, 1996). Adicionalmente, a la SA se le aplicó una Continuación Ascendente (CA) de 10 km para eliminar los efectos generados por estructuras superficiales o contactos litológicos que se reflejaban como señales de alta frecuencia.

Al aplicar la SA, se detalla la presencia de dos anomalías claras, separadas por un gradiente gravimétrico de ancho variable, desde la costa con  $\sim 60 \text{ km}$ , hasta los 15 km en las cercanías del Complejo Volcánico de Colima (Figura 5).

Los datos aeromagnéticos fueron obtenidos del Servicio Geológico Mexicano (SGM), se utilizaron nueve cartas magnéticas para completar el área de interés. Los vuelos se realizaron en diferentes años entre 1963 y 1999, las líneas de vuelo se realizaron a 300 m de altura y espaciadas 1 km entre sí.

Los datos obtenidos corresponden al Campo Magnético Residual (CMR). Para obtener el CMR, cada carta se redujo a su respectiva intensidad magnética de acuerdo con el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF por sus siglas en inglés). Seguidamente, las cartas se compilaron en un solo mapa para formar un mapa de CMR que abarca toda el área de estudio.

Posteriormente se aplicó el algoritmo Reducción al Polo (RP) (Baranov y Naudy, 1964); debido a las condiciones a gran escala del área de investigación, fue viable el cálculo de un promedio de los diferentes valores de inclinación y declinación de cada una de las cartas magnéticas, obteniendo como resultado  $45.2^\circ$  y  $8.2^\circ$  respectivamente. Con estos valores se procedió a hacer el cálculo de la anomalía de RP, cuyos resultados se muestran en la Figura 6, donde se muestran anomalías entre los rangos de -180 a 290 nT.



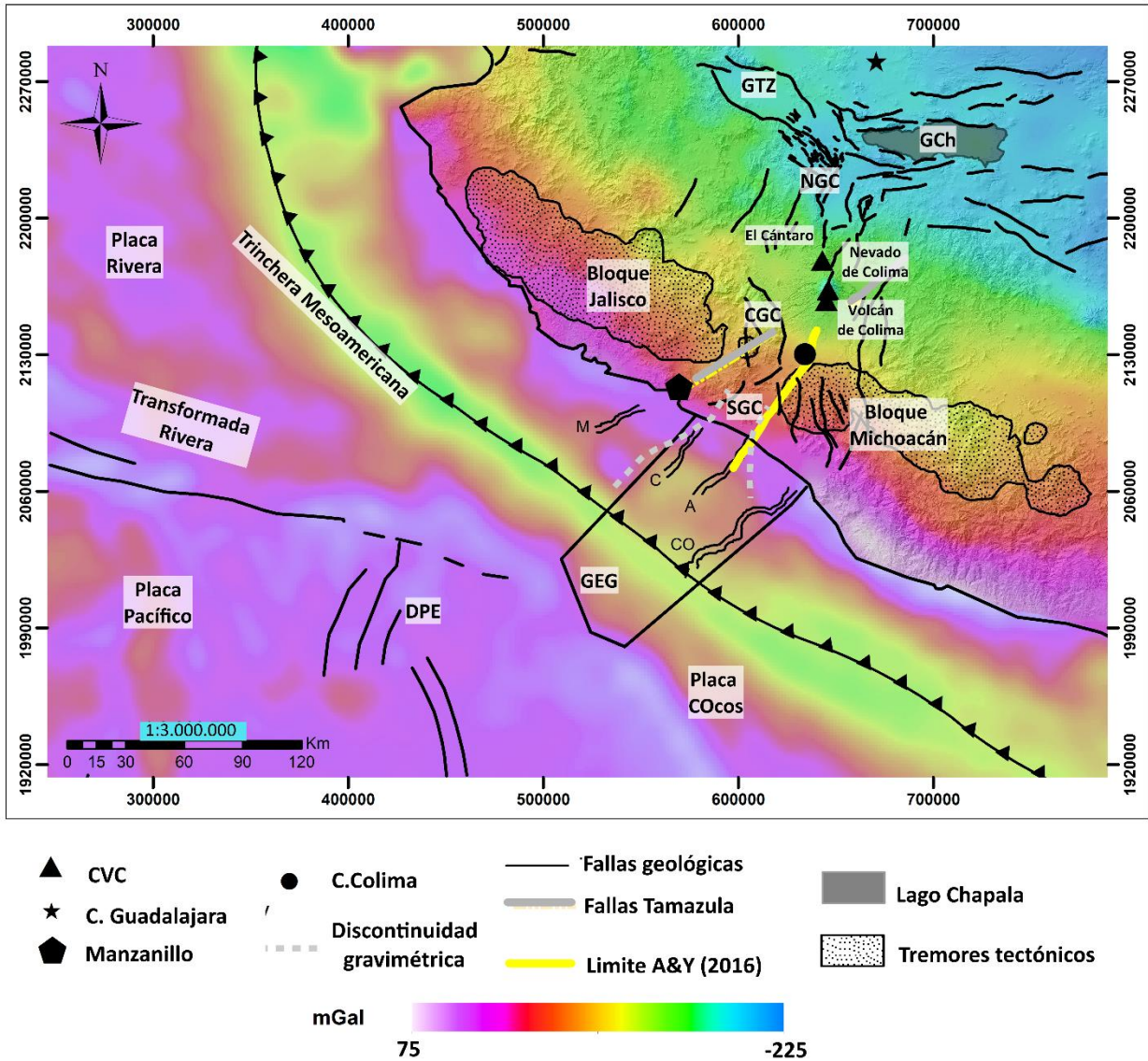


Figura 4. Se muestra la distribución de la Anomalía Gravimétrica a lo largo de la zona de estudio, obtenida de las bases de datos de GGMplus para la zona terrestre y del BGI para la zona oceánica. Consiste en la unión de la anomalía de Aire Libre para la parte oceánica, y la anomalía de Bouguer para la parte terrestre. Muestra la alta densidad en la parte costera, asociada con el BJ-BM. La línea discontinua gris señala el gradiente gravimétrico que separa a ambos bloques. Adicionalmente, muestra el límite entre la corteza oceánica y continental en la zona indicada como la Trinchera Mesoamericana, así como la distribución de la densidad desde la costa hasta el Punto Triple. GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC = Norte Graben de Colima, CGC = Centro Graben de Colima, SGC = Sur Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo modificado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuyutlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO) fueron modificados de Álvarez y Yutsis (2016). La zona de tremores fue modificada de Brudzinski et al. (2016).

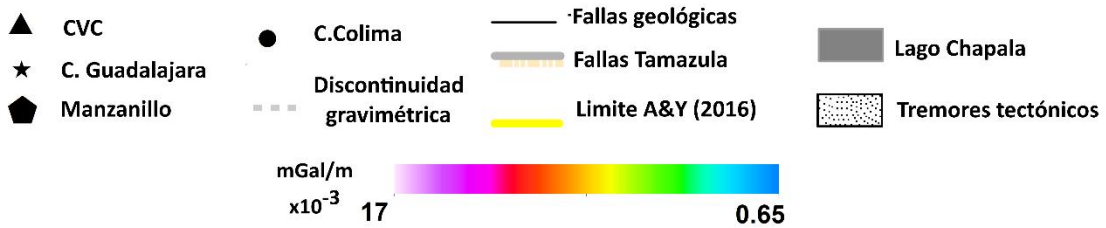
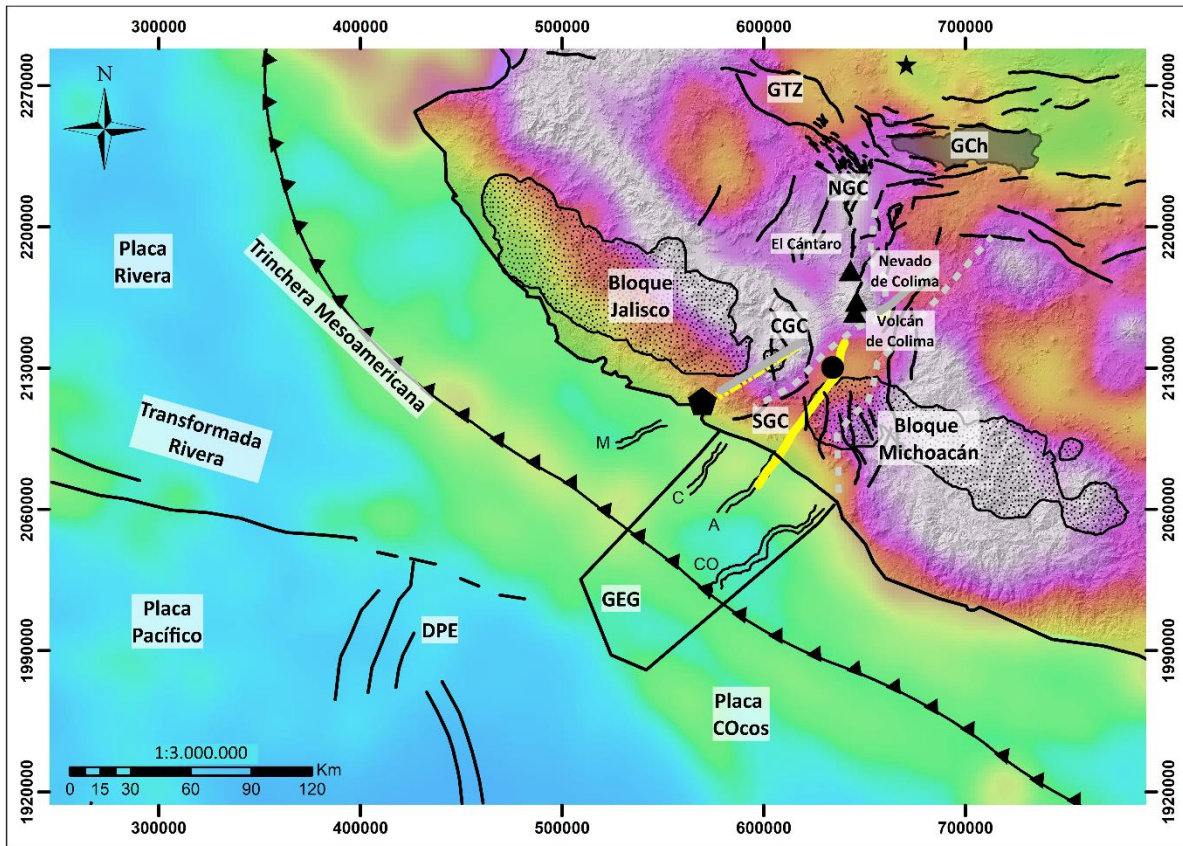


Figura 5. Se muestra la distribución de la señal analítica con una continuación ascendente de 10 km permite definir de una mejor forma la presencia del alto gradiente gravimétrico entre BJ-BM, su separación y cómo se extiende sobre la superficie, señalándose mediante una línea gris discontinua. GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC = Norte Graben de Colima, CGC = Centro Graben de Colima, SGC = Sur Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo modificado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuyutlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO) fueron modificados de Álvarez y Yutis (2016). La zona de tremores fue modificada de Brudzinski et al. (2016).



v

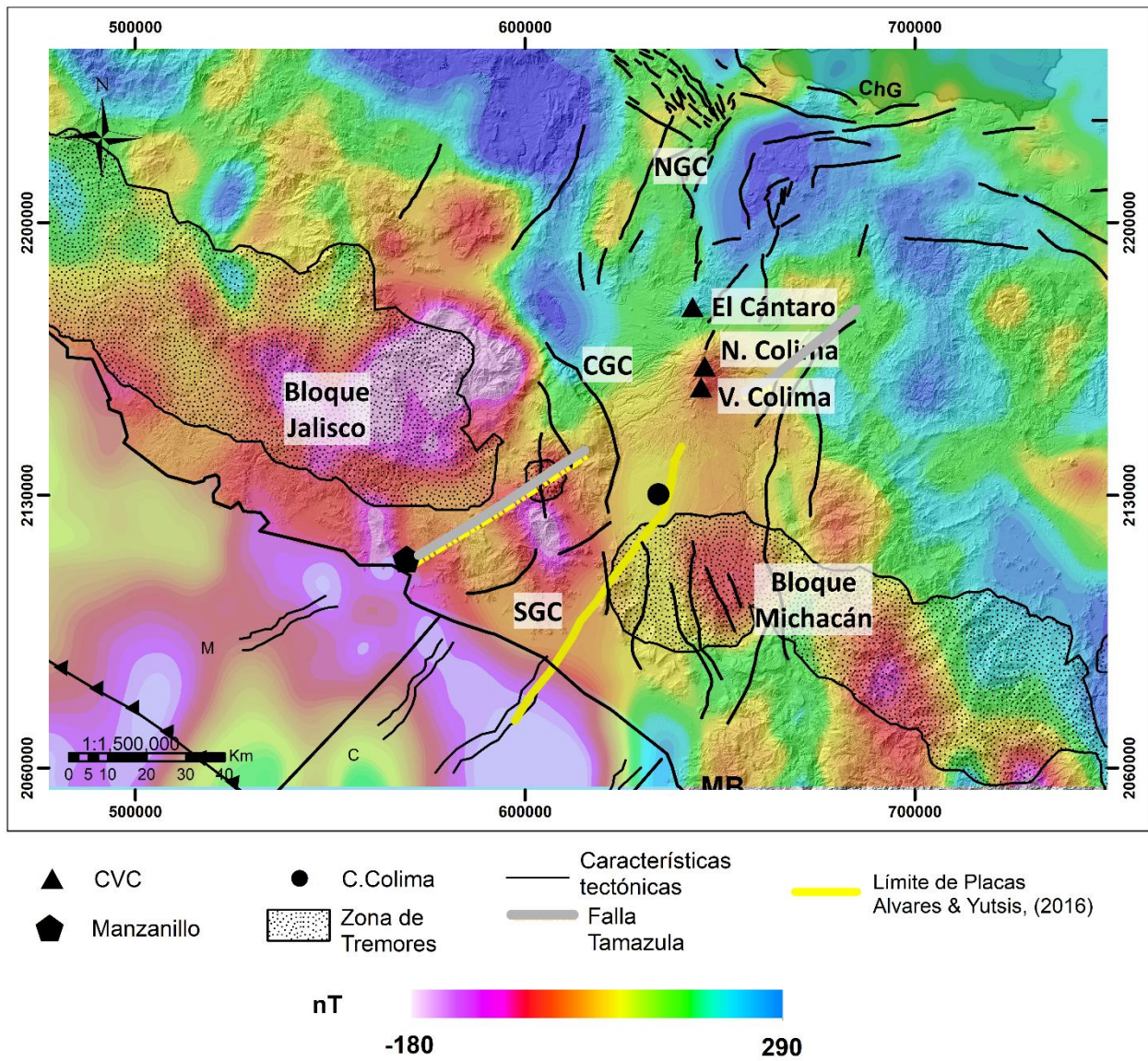


Figura 6. Se muestra la distribución de las anomalías magnéticas asociadas al Campo Magnético Residual Reducido al Polo. En la inversión del modelo de susceptibilidad magnética 3D, el programa calcula la Reducción al Polo a partir del CMR de manera automática, esta imagen sirve de comparación con los resultados obtenidos en la inversión 3D. GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, GCh = Graben Chapala, NGC = Norte Graben de Colima, CGC = Centro Graben de Colima, SGC = Sur Graben de Colima modificados de Arboleda (2018), GEG = Graben El Gordo modificado de Bandy et al. (1995), FT= Falla de Tamazula tomada de Garduño-Monroy et al. (1998), A & Y = límite de placas y los cañones de Manzanillo (M), Cuytlán (C), Armería (A) y Coahuayana (CO) fueron modificados de Álvarez y Yutisis (2016). La zona de tremores fue modificada de Brudzinski et al. (2016).



## 3.2. Inversión 3D de datos gravimétricos y aeromagnéticos

Para apoyar la determinación de los límites de los Bloques Jalisco y Michoacán, se hizo uso la inversión 3D de los datos gravimétricos y aeromagnéticos utilizando la herramienta VOXi Earth Modeling del programa Oasis Montaj de Geosoft (Geosoft Inc., 2017). Este software utiliza Celdas de Corte Cartesiano (CCC) y un algoritmo de Inversión de Reponderación Iterativa (IRI) desarrollado por Ingram et al. (2003) y simplificado por Ellis y MacLeod (2013). El CCC representa superficies geológicas con mayor precisión, cortando cada superficie de voxel en sub volúmenes poliédricos. Mientras que la metodología IRI toma un modelo inicial y lo usa como una restricción iterativa de reponderación que actúa para enfocar la amplitud más baja de anomalías positivas en una amplitud más compacta de anomalías positivas. Este proceso se repite hasta que se logra la el error de tolerancia buscado. El modelo realizado se limitó adicionalmente con el Modelo de Elevación Digital (DEM por sus siglas en inglés), y la regularización mínima, mientras que la ponderación de profundidad utilizada fueron el estándar.

Para la gravimetría, la malla utilizada consta de 50 celdas en “x”, “y” y “z”, con dimensión de 6.2 km en los ejes “x” y “y”, mientras que en “z” tiene una dimensión de 2 km con una profundidad de inversión de 30 km, con lo que se generó un modelo de densidad basados en la anomalía gravimétrica con una densidad de muestreo por celda de 2, el valor del error tolerado fue de 0,5 mGal y la densidad de referencia utilizada fue de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 7, donde la respuesta de alta densidad se encuentra sobre la parte NO del área de estudio (rodeada por una línea negra - Figura 7b) además, la isosuperficie de  $2.72 \text{ g/cm}^3$  muestra una serie de fracturas o discontinuidades con orientación NE indicada con líneas grises.

La isosuperficie correspondiente al valor de baja densidad ( $2.61 \text{ g/cm}^3$  mostrada en la Figura 7c, presenta dos tendencias de alineación: NE según las isosuperficies de alta densidad y la dirección NO. Por otro lado, la Figura 7d superpone las diferentes tendencias indicadas en las Figuras 7b y c, mostrando la correlación entre ellas.

La inversión aeromagnética se realizó utilizando el campo magnético residual de la zona de estudio, los valores de inclinación y declinación utilizados para la inversión en el cálculo del RP fueron de  $45.2^\circ$  y  $8.2^\circ$  respectivamente. La malla utilizada presenta las mismas características y dimensiones que la utilizada en la inversión gravimétrica., con una densidad de muestreo de 10 muestreos por celda y un error de tolerancia de 6.5 nT.

Los resultados muestran una zona de separación con dirección variable entre NE en el sector cerca de Manzanillo y Tecomán, que continúa hasta el CVC donde ambos lados de la discontinuidad parecen cambiar en direcciones diferentes una N-S y la otra en dirección NE-SO como se observa en la Figura 8.

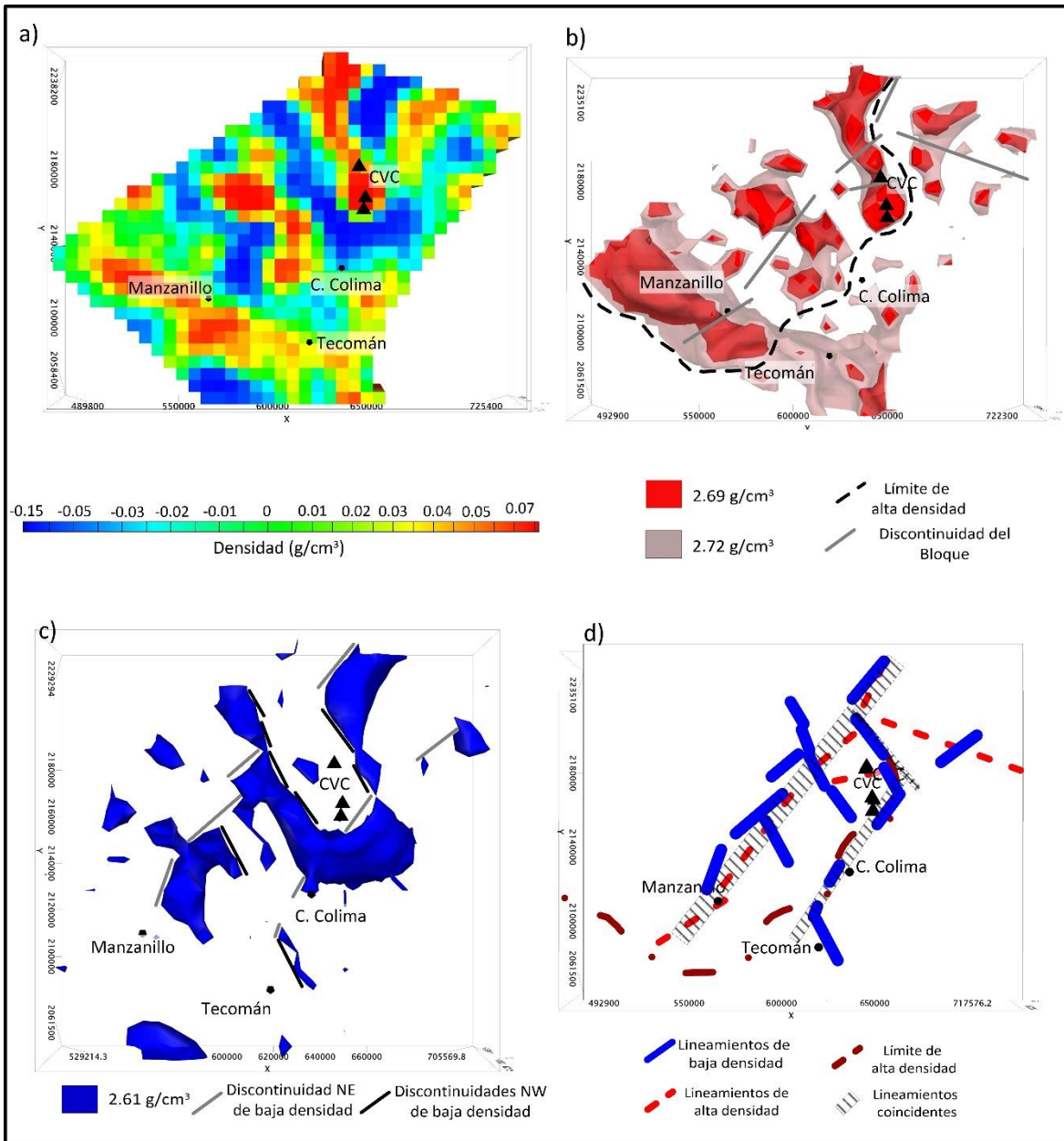


Figura 7. Inversión de datos gravimétricos. a) Muestra la distribución de densidad de la inversión de gravimetría a lo largo de GC con una densidad de referencia de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , b) Muestra dos isosuperficies de dos densidad específicas:  $2.72 \text{ g/cm}^3$  (rojo) que presenta fracturas con dirección NE (líneas negras continuas) y  $2.69 \text{ g/cm}^3$  (rojo claro) que representa la roca más consolidada del BJ (rodeada por una línea negra discontinua), c) muestra una isosuperficie con valores de  $2.61 \text{ g/cm}^3$  que presenta dos direcciones NE y NO, indicadas con líneas negras, d) Muestra los lineamientos de las tres isosuperficies y su correlación.

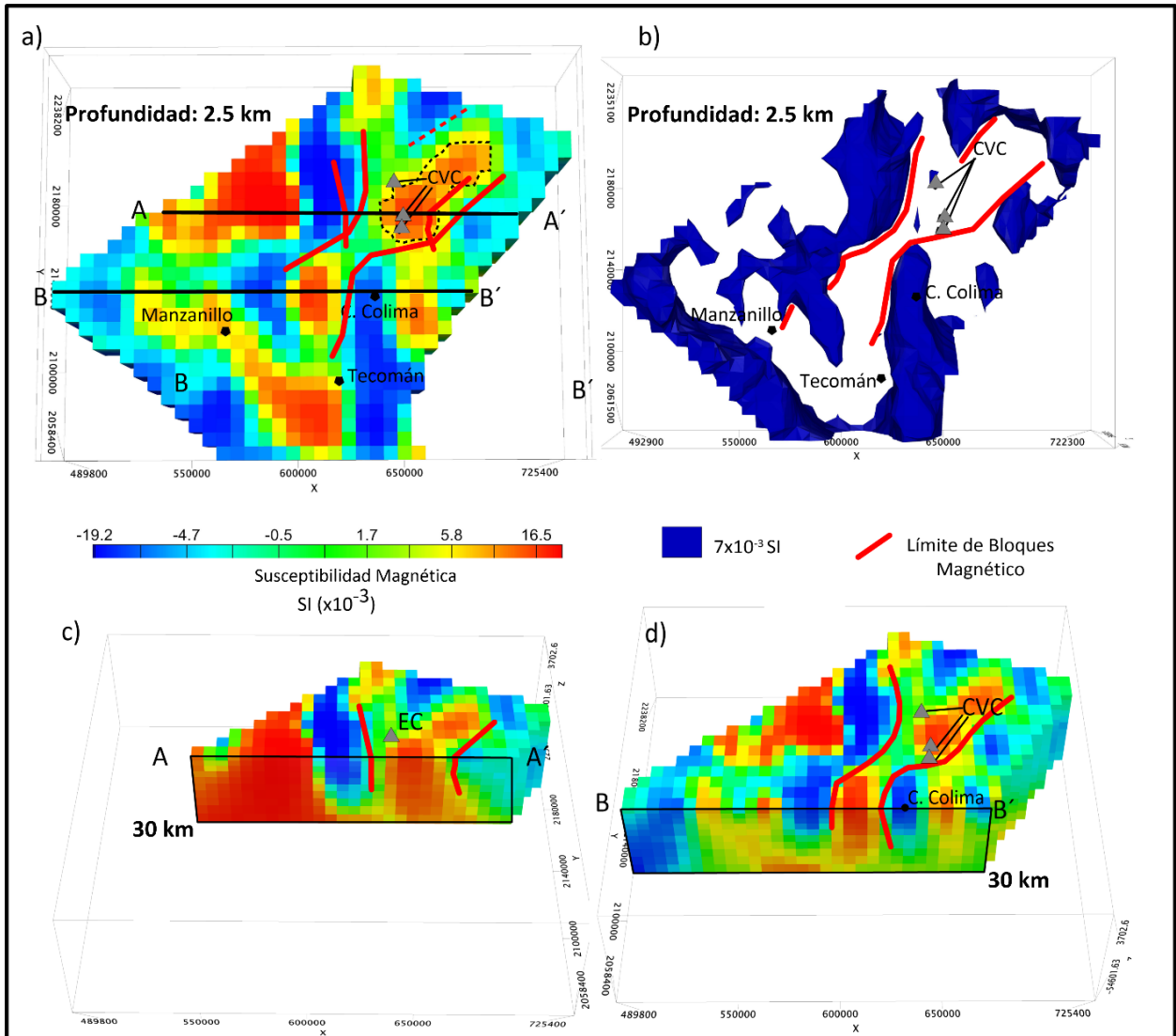


Figura 8. Inversión de datos aeromagnéticos. a) muestra la inversión de los datos aeromagnéticos a lo largo del Graben de Colima, señalando las discontinuidades de los Bloques de Jalisco y Michoacán (líneas rojas) así como la respuesta magnética que podría estar asociada al sistema magmático del CVC (línea negra punteada). b) Muestra la isosuperficie asociada al valor de susceptibilidad magnética de 0.007 SI, c y d) muestran secciones que atraviesan de E-W el límite de los Bloques en la parte Norte y Sur del GC respectivamente.

### 3.3. Datos Magnetotelúricos.

El estudio magnetotelúrico consta de 20 estaciones de MT utilizando dos modelos de equipos ambos marca Phoenix Geophysics dado la disponibilidad y el acceso que se tenía a estos; los modelos son tres MTU-5A y uno modelo V8, de 5 canales de registro (3 magnéticos y 2 eléctricos), registran la señal electromagnética natural de la tierra, lo que permite medir las propiedades eléctricas y magnéticas del subsuelo y determinar las variaciones laterales de la resistividad del medio.

Las estaciones se encuentran distribuidas en dos perfiles (GUZ y COL) con una longitud de 120 km y 160 km respectivamente y dirección NO paralela a la costa. COL está ubicada al Sur del Graben de Colima y GUZ está al Norte del Complejo Volcánico de Colima (Figura 1 y 9b). El tiempo de muestreo de cada estación varió entre 16 y 28 horas, lo que permite obtener registros de frecuencias en el rango de 100 Hz a  $10^{-3}$  Hz.

Previo a la inversión de los datos, se obtuvo el ángulo del “strike” geoelectrico, para así corregir la distorsión por inducción electromagnética. Adicionalmente, fue necesario determinar el parámetro de regularización ideal tau ( $\tau$ ) para ambos perfiles para lograr un equilibrio entre la rugosidad de los modelos y el error de ajuste de las curvas. También, se realizó el cálculo de la residual de los modelos resistivos para determinar la confiabilidad de las inversiones 2D.

#### 3.3.1. “Strike” Geoelectrico

El “strike” geoelectrico proporciona información sobre la dirección estructural, donde los valores de los elementos diagonales en el tensor de impedancia se vuelven mínimos. El “strike” geoelectrico a menudo está relacionado con las estructuras geológicas del área de estudio (Khyzhnyak, 2014).

Para el cálculo de este, se utilizó el método de Bahr (1988) en los 20 sondeos MT, presentando un ajuste adecuado con las estructuras geológicas regionales del área. En la Figura 9 se muestran los diagramas de rosas de las direcciones obtenidas, ambos perfiles muestran una dirección preferente N-S y adicionalmente se muestran las direcciones de cada uno de los sondeos. Conocida esta dirección, ahora es posible continuar con la inversión 2D girando cada sondeo a  $0^\circ$  de acuerdo con la dirección del rumbo geoelectrico.

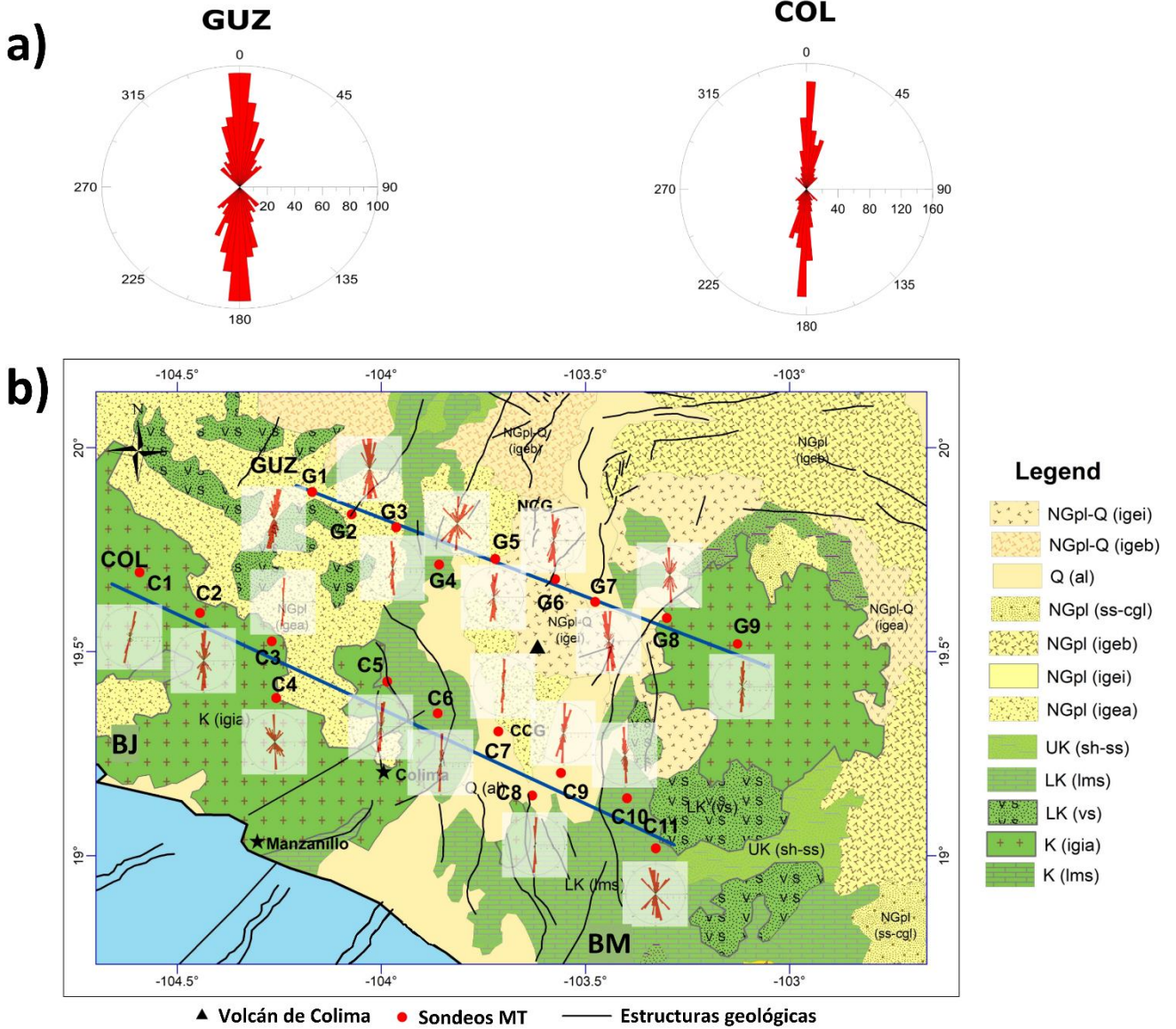


Figura 9. Muestra la dirección del rumbo geoelectrico, el cual está asociada al sistema estructural. a) Los diagramas de rosas muestran las frecuencias que posee una misma dirección tomando en cuenta todos los sondeos del perfil, obteniendo como resultado la dirección preferente N-S en ambos perfiles: GUZ y COL y b) Muestra el mapa geológico (del Servicio Geológico Mexicano) con el "strike" geoelectrico para cada sondeo MT donde se grafica la dirección que posee cada una de las frecuencias de cada sondeo, la geología muestra la litología y las diferencias estructurales entre cada sondeo MT.

### 3.3.2. Inversión 2D de datos Magnetotelúricos

Para la inversión 2D de los datos magnetotelúricos, los sondeos se giraron a la dirección del “strike” geoelectrónico (0°) con el fin de obtener los mejores resultados en las secciones resistivas a la hora de aplicar el algoritmo de inversión 2D, obteniendo un modelo para cada perfil que se comparará con las respuestas de la anomalía gravimétrica y su derivada horizontal.

La corrección del desplazamiento estático se realizó calculando el promedio estadístico de las resistividades iniciales de las curvas TE y TM para cada sondeo (Simpson y Bahr, 2005), haciendo esfuerzos para respetar lo más posible aquellos cambios en las resistividades que podrían estar asociados con cambios litológicos o estructurales geológicas en el área (Figura 9b), debido a las características regionales del estudio.

La inversión se realizó con el programa WinGlink utilizando el algoritmo de Rodi y Mackie (2001) ya que este programa ha sido desarrollado para la resolución de inversiones 2D de MT (Ghaedrahmati et al., 2014). Dada la distribución de los datos en campo se procedió a realizar dos perfiles con inversión 2D, para las resistividades y fases en TE y TM. Las frecuencias varían de 300 Hz a  $1 \times 10^{-3}$  Hz. Las inversiones se realizaron sin la componente vertical, dado a la alta presencia de ruido en ciertas frecuencias. Esto no afecta los resultados de la inversión, ya que la resistividad está dada por

$$\rho_{app} = \frac{i}{\omega\mu} \left( \frac{\langle E_x \rangle}{\langle H_y \rangle} \right)^2 \text{ o } \rho_{app} = \frac{i}{\omega\mu} \left( \frac{\langle E_y \rangle}{\langle H_x \rangle} \right)^2 \text{ según sea el modo (TE o TM respectivamente).}$$

Las mallas de inversión cuentan con 150 filas, así como 120 y 150 columnas para GUZ y COL respectivamente. El número de columnas varió según la longitud del perfil y la distancia entre los sondeos. Las mallas seleccionadas proporcionan un buen ajuste de las curvas y mayores detalles en el contraste resistivo del límite inferior de la corteza.

Durante la inversión, el error tolerable de la resistividad se estableció en 10% y las fases en 5% valores que son comúnmente utilizados (p. ej. Ingham et al., 2001; Corbo Camargo et al., 2013; Arzate et al., 2018). Esto se aplicó para ambos perfiles en los modos TE y TM, para obtener un mejor ajuste del modelo.

Para seleccionar el parámetro de regularización adecuado “ $\tau$ ”, se utilizó el criterio de la curva L. Se determinó mediante varias corridas de 70 iteraciones para cada “ $\tau$ ”. Este parámetro es una relación entre la rugosidad del modelo y el ajuste de los datos, por lo que al aumentar el valor de “ $\tau$ ”, el modelo resistivo se suaviza más pero el RMS aumenta (Türkoğlu et al., 2015).

Teniendo en cuenta que las estaciones con separaciones significativas pueden generar estructuras robustas si no se cuenta con un “ $\tau$ ” adecuado (Figura 10a), se le prestó especial atención a este parámetro. El valor ideal de “ $\tau$ ” se encuentra en el punto de “quiebre” de la curva. Los resultados se muestran en la Figura 10a, donde se encontró un valor ideal igual a 3 para ambos perfiles.

Finalmente, para la validación de los modelos de resistividad, se realizó un cálculo de los residuales, donde los modelos observados se comparan cuantitativamente con los calculados usando la siguiente fórmula:



$$\frac{(S_1 - S_2)}{S_1} * 100\% \quad (3-1)$$

Donde  $S_1$  representa los datos calculados y  $S_2$  los datos observados. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 10b.

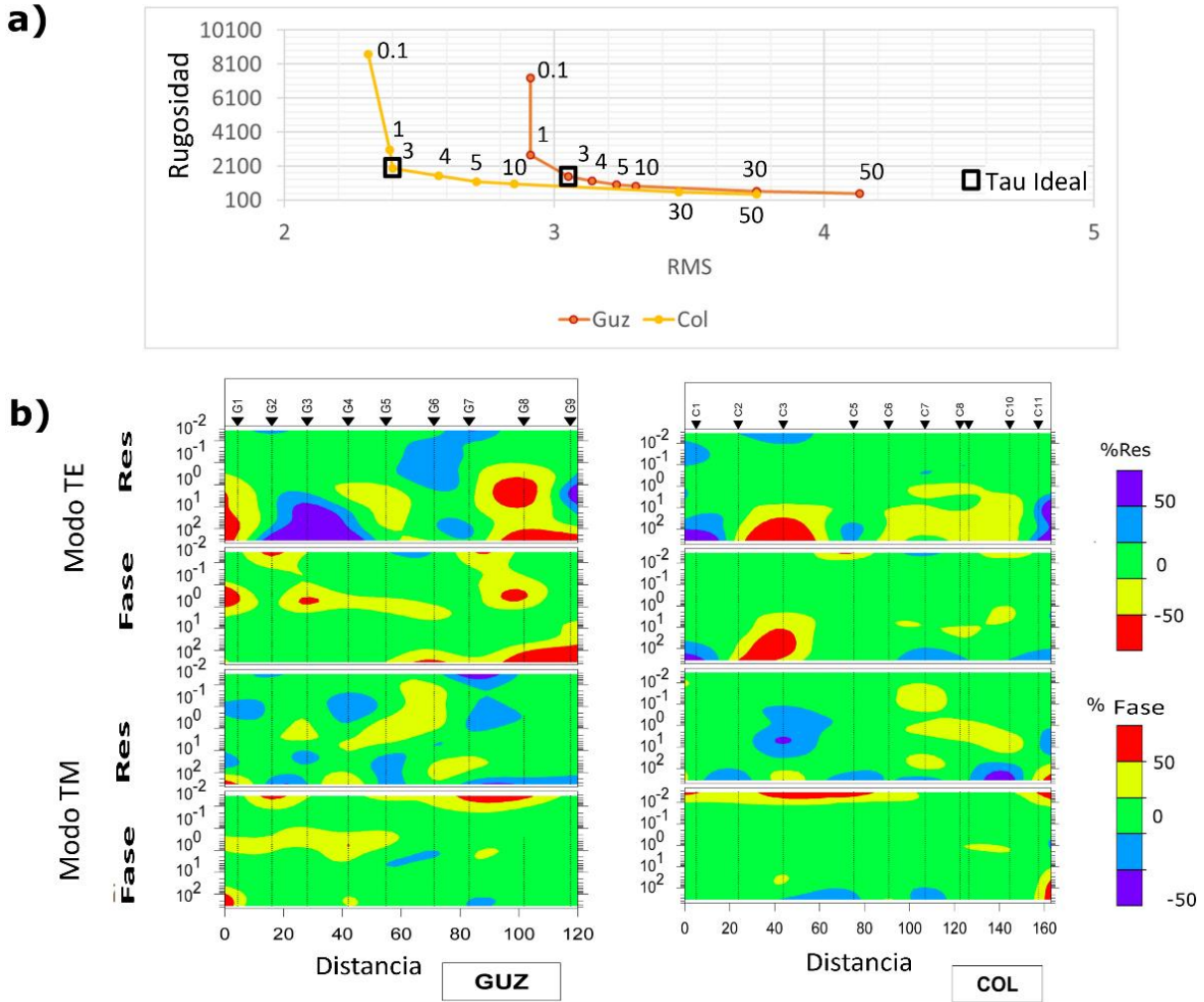


Figura 10. Curva L y perfiles residuales de MT. a) Curva L para la identificación del “ $\tau$ ” ideal. Sobre los puntos se encuentra indicado el valor del “ $\tau$ ” correspondiente a esos valores de RMS y Rugosidad. Se realizaron varias ejecuciones manteniendo el número de iteraciones y los parámetros de inversión constantes, cambiando solo el parámetro de regularización, obteniendo  $\tau = 3$ ; b) Cálculo de los residuos para los perfiles de MT. Se observa que, en la gran mayoría de los sectores, se obtienen valores muy cercanos a cero, lo que indica que la variación entre los datos calculados y observados fue muy pequeña. En los casos en que se obtienen diferentes valores, corresponden a las áreas donde las distancias entre los sondeos son mayores.

Posteriormente, el modelo se invirtió, utilizando el valor de  $\tau = 3$ . Los rangos de resistividad obtenidos se establecieron entre 1 y 10000  $\Omega\text{m}$ . Los errores -asociados al ajuste de las curvas- obtenidos durante la inversión para cada perfil fueron 3% y 2.4% para GUZ y COL respectivamente

(Figura 11), los cuales fueron calculados mediante las diferencias obtenidas de los datos observados y datos calculados mostrados en la Figura 10.

### **3.3.3. Perfiles Gravimétricos y modelos de resistividad 2D**

Una vez que se han obtenido los parámetros de inversión, se procedió a realizar los modelos de inversión 2D (Figura 11), estos muestran la distribución de resistividad a profundidad, adicionalmente, con los resultados de la Figura 4, se obtuvieron los perfiles de la anomalía gravimétrica y su derivada horizontal.

A lo largo de los perfiles resistivos, es posible observar una respuesta de alta resistividad ( $> 3000 \Omega\text{m}$ ) por encima de los 40 km de profundidad, con variaciones en su grosor desde el NO al SE variando alrededor de 5 y 10 km entre ambos sectores (indicado con línea roja discontinua en la Figura 11). Esos espesores también varían entre los perfiles conforme se alejen de la costa, de manera que se presenta un aumento de COL a GUZ sobre todo en la parte SE de los perfiles.

Las discontinuidades laterales son más frecuentes en el perfil de COL (más cercano a la costa) que en el perfil de GUZ, que presenta tres discontinuidades laterales bien definidas. Adicionalmente, a  $\sim 35$  y 25 km de profundidad (GUZ y COL respectivamente) aparece una zona conductora con resistividades de  $\sim 10 \Omega\text{m}$ .

En la parte más superficial (arriba de los 0 m.s.n.m), una capa con resistividades por debajo de 200  $\Omega\text{m}$  se presenta en la parte central de los dos perfiles, entre los sondeos G4-G7 y C4-C7 (GUZ y COL respectivamente).

Las discontinuidades laterales mostradas en los modelos resistivos se ven reflejadas también en los perfiles gravimétricos y su derivada horizontal como gradientes, haciéndose evidente una mayor frecuencia de gradientes gravimétricos en el perfil de COL con respecto a GUZ, así como es posible observar una diferencia en los valores de cada sector de las discontinuidades laterales, donde, en general, la parte NO presenta un valor más alto que el de la SE.



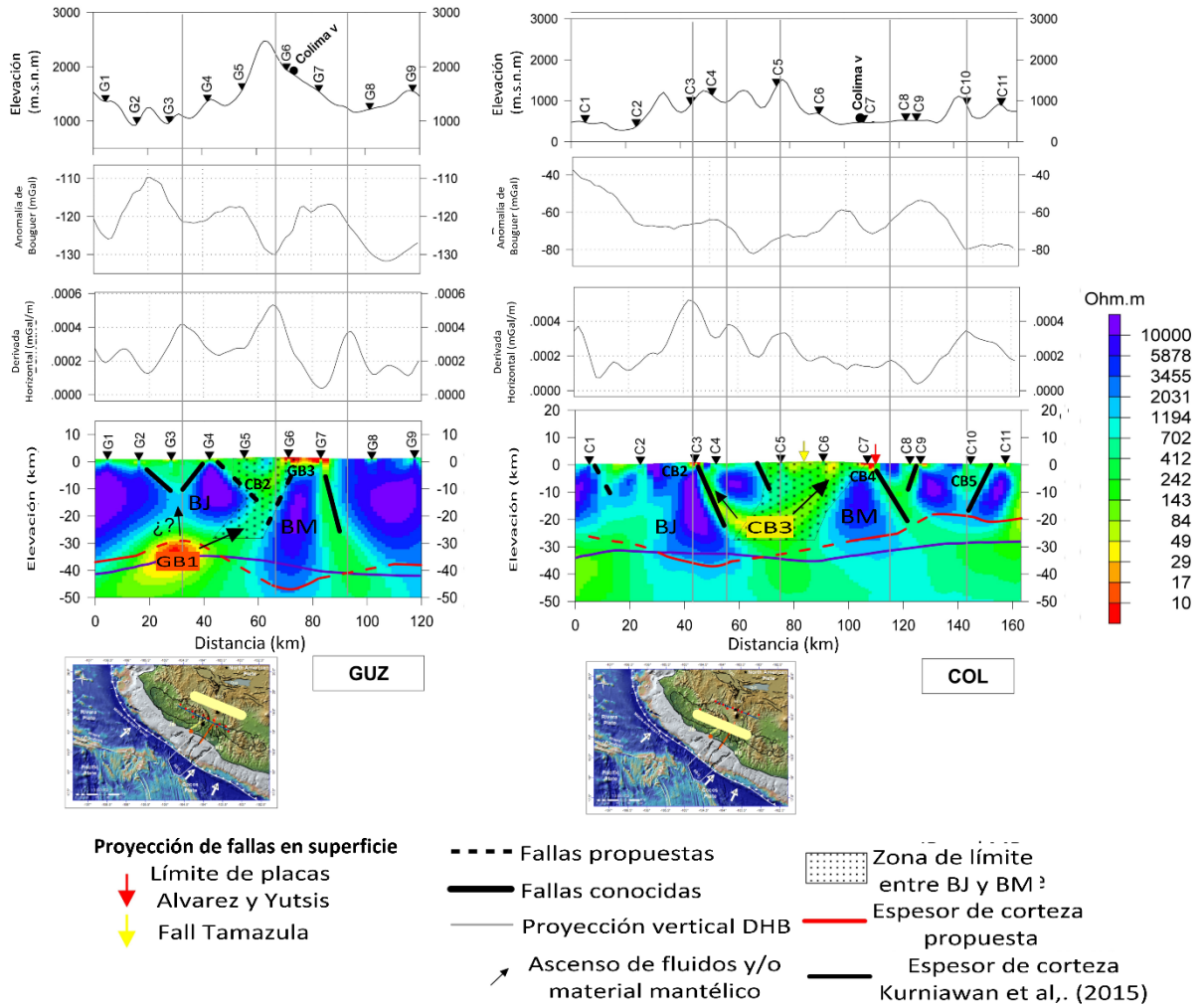


Figura 11. El modelo magnetotelúrico y los perfiles gravimétricos muestran la discontinuidad cortical que separa los BJ-BM, así como la discontinuidad lateral y su prolongación a profundidad, interpretado como el límite de Bloques. Adicionalmente, muestra los espesores de corteza que se comparan con los propuestos por Suhardja et al. (2015). La parte superior muestra el Modelo de Elevación Digital (DEM), la anomalía de Bouguer (AB), la Derivada Horizontal (DH) de la AB y la parte inferior muestra la inversión 2D de MT; GB# y CB# son anomalías asociadas a los perfiles GUZ y COL respectivamente que se ubican en los perfiles de inversión 3D.

### 3.3.4. Mapas Resistivos

Con los mapas resistivos están basados en los perfiles 2D mostrados en la sección anterior, en estos, es posible observar la distribución de los cuerpos resistivos en el plano xy a diferentes profundidades por debajo del nivel del mar (0, 5, 10, 15, 20 y 30 km), proporcionando una mejor perspectiva para observar la evolución desde la superficie. Los resultados se muestran en tres partes: la superficial (Figura 12a y b), media (Figura 12c y d) y profunda (Figura 12e y f).

En la parte superficial (Figura 12a), se observa un conductor ( $\leq 20 \Omega m$ ) que se distribuye paralelo a la costa a lo largo del perfil de COL, mostrando una extensión hacia GC, aumentando su resistividad (señalado dentro de líneas café).

A 5 km, esta zona conductora se concentra entre los sondeos C5 y C7 del perfil de COL, desapareciendo el carácter conductor hacia el Norte del CVC. Aparecen dos resistivos ( $\geq 3000 \Omega m$ ) los extremos del perfil GUZ, separados por una zona de gradiente resistivo que se encuentra mejor definido en el sector NO del perfil (indicado con línea café).

En la parte media, entre los 10 y 15 km, se muestra que este resistivo de la parte NO de los perfiles, parece desplazarse más hacia el NO conforme se va profundizado como se puede observar en la Figura 12e. Mientras que la Figura 12f, muestra el límite inferior del cuerpo resistivo que observa en los perfiles de inversión 2D, donde se muestra una respuesta conductora con una dirección N (señalada con líneas café), acompañada de otros dos cuerpos conductores ubicados a los extremos del perfil de COL.

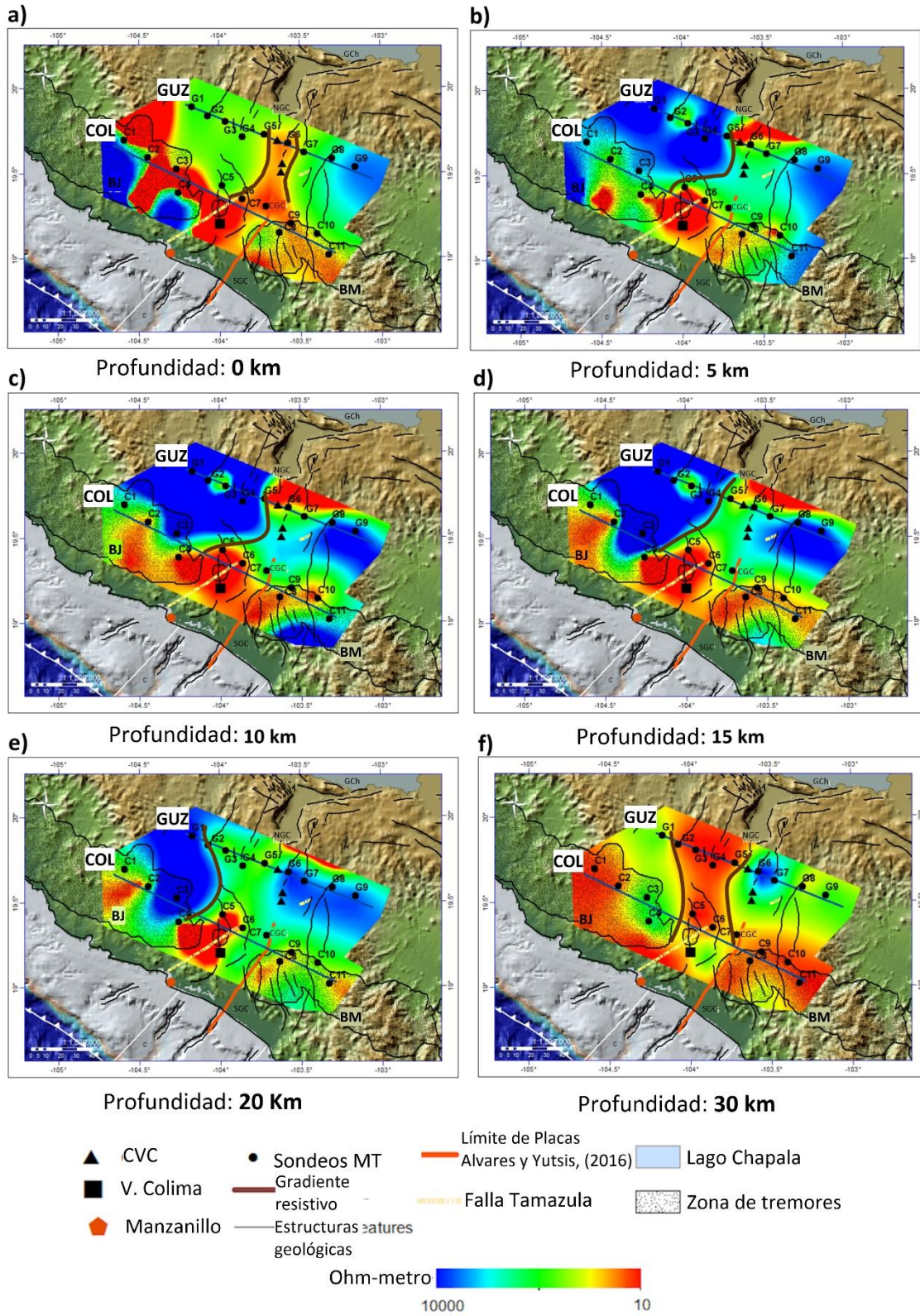


Figura 12. Mapas de resistividad a 0, 5, 10, 15, 20 y 30 km de profundidad, donde se observa la distribución de los cuerpos resistivos y cómo varían con la profundidad. La zona del límite de Bloques se indica con las líneas café.

### 3.3.5. Inversión 3D de datos magnetotelúricos

Para llevar a cabo la inversión 3D de los datos magnetotelúricos correspondientes a los perfiles COL y GUZ, fue utilizado el código ModEM de Egbert y Kelbert (2012). Para esta inversión, aparte de utilizar el tensor de impedancia completo ( $Z_{xx}$ ,  $Z_{xy}$ ,  $Z_{yx}$ ,  $Z_{yy}$ ), se hizo uso además el tensor del Tipper ( $T_{xz}$  y  $T_{yz}$ ), siendo el Tipper la relación entre las componentes verticales y horizontales y adicionalmente este no presenta distorsiones galvánicas.

El programa ModEM permite el cambio de los valores de la matriz de covarianza en todas las direcciones. Para este caso en específico se utilizó la covarianza anisotrópica de  $dx = dy = 0.1$  y  $dz = 0.2$ . La malla utilizada para la inversión sin incluir los límites constó de 35 nodos en x, 55 en y, y 85 en z, cubriendo el área de estudio y la discretización horizontal fue de 4km. Para emular las distorsiones superficiales, se utilizaron múltiples capas más pequeñas el valor mínimo del “skin depth”, adicionalmente, la profundidad vertical se incrementó en un factor de 1, donde la capa inicial posee un espesor de 10m.

Para modelar el efecto del “static shift”, fueron incluidas varias capas en la superficie con un espesor de 1m, de la misma forma que se hizo en los modelos de inversión 2D que se presentarán en esta sección. Para contrarrestar el efecto que presenta la cercanía de la costa sobre los sondeos MT (ya que se encuentra a  $\sim 40$  km del perfil COL), fue incluida la zona de costa con una resistividad de  $0.3 \Omega\text{m}$ , y de igual manera que en los modelos 2D los sondeos fueron rotados a la dirección del strike geoelectrico N-S. Las iteraciones fueron dejadas libres, obteniendo un RMS de 5% en 89 iteraciones. En la Figura 13 se muestran el modelo 3D con las isosuperficies conductivas obtenido a partir de los resultados de la inversión 3D de los perfiles de Guzmán y Colima.

La comparación entre los resultados obtenidos de las inversiones 3D con las 2D mostrados en la Figura 11 no se puede llevar a cabo con una simple interpolación de los datos 3D, debido a que la física de los modelos 2D es extender los límites al infinito en la perpendicular, mientras que para las inversiones 3D, es más que una interpolación dado que este contempla las variaciones en las 3 dimensiones.

Para llevar a cabo la comparación, se decidió obtener tres secciones de la inversión 3D, paralelas entre sí para cada perfil tal y como se muestra en la Figura 14. Esto se hace con el objetivo de ver el comportamiento de las anomalías en las zonas cercanas a los sondeos. En la Figura 14 se puede observar que las líneas A, B y C son las correspondientes al perfil COL 2D, mientras que D, E y F son las correspondientes a la sección GUZ 2D.



|

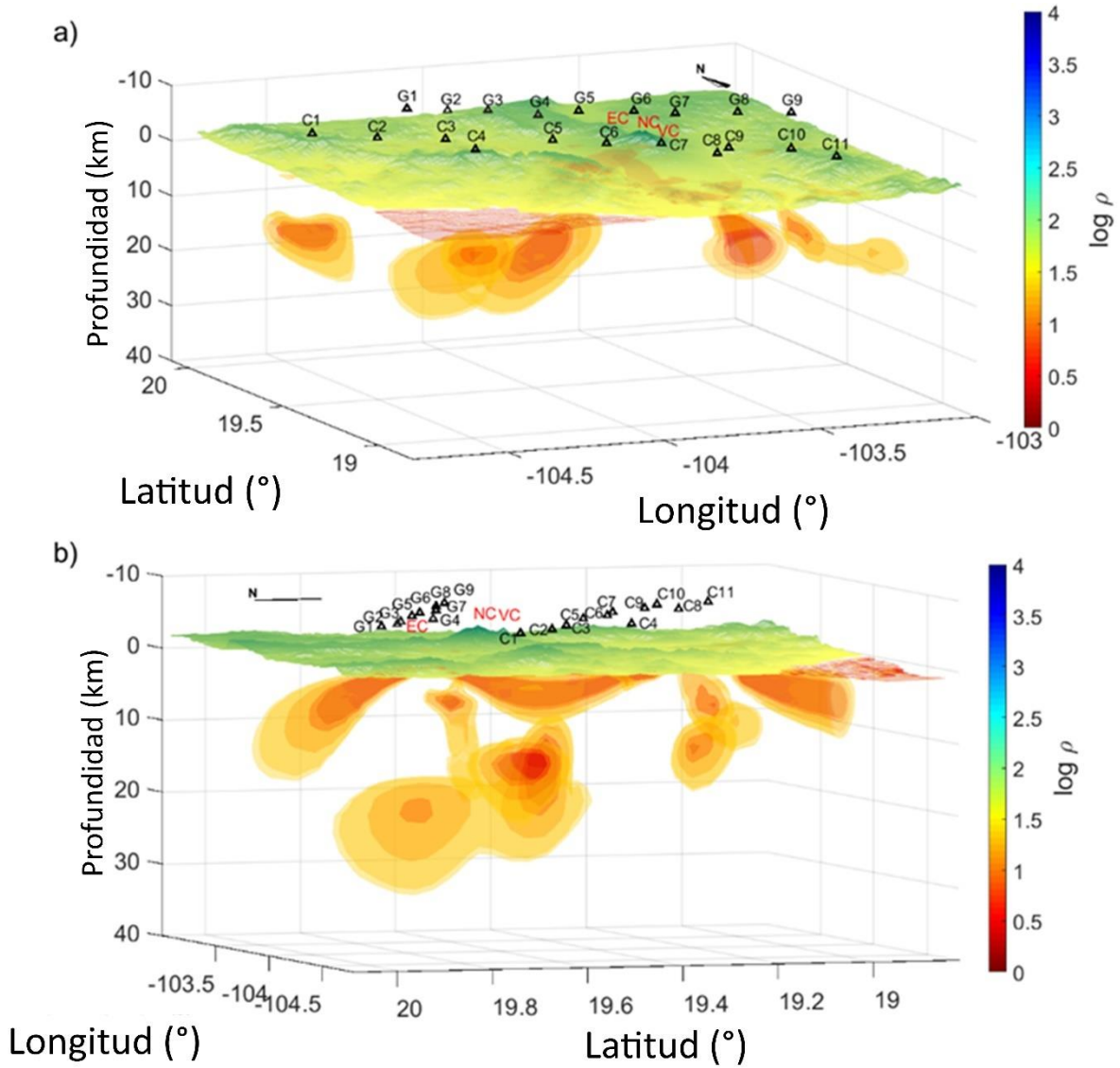


Figura 13. Modelo 3D de datos MT. Las figuras muestran el modelo obtenido a partir de la inversión de 3D de los perfiles de COL y GUZ desde diferentes puntos de vista. La barra de escala de colores se encuentra en escala logarítmica.

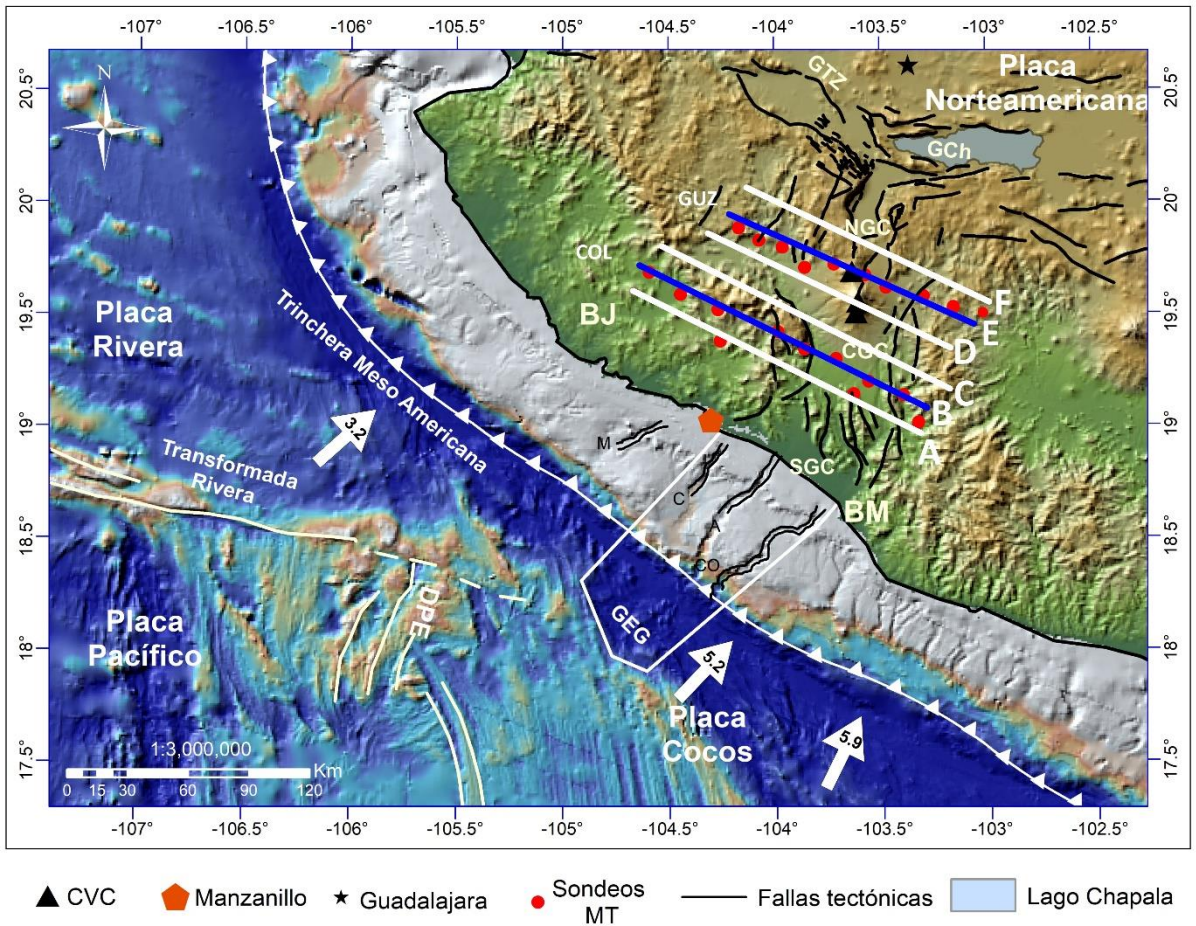


Figura 14. Mapa de localización de las secciones 3D Magnetotelúricas. Las líneas de color azul representan los perfiles asociados a los sondeos de medición y por ende las secciones 2D, mientras que las líneas de color blanco representan las secciones de la inversión 3D (incluidas las azules).

La Figura 15 muestra los resultados obtenidos de la inversión 3D de los datos MT para las tres secciones correspondientes al perfil COL (líneas A, B y C), donde las anomalías señaladas en la Figura 15 "CB#" se hace con el fin de identificar estos cuerpos conductores con los obtenidos mediante las inversiones 2D del mismo perfil.

En los modelos 3D lo primero en identificarse es la presencia de la anomalía CB3, dada su presencia en la Línea B y su continuidad con mayor presencia hacia la Línea C (Figura 15 b y c); dicha anomalía CB3, es posible encontrarla en la inversión 2D, con la misma intensidad y valores aproximados a los  $50 \Omega m$  de resistencia tanto en la Línea B como en la Figura 11b, siendo ambas secciones coincidentes espacialmente.

La anomalía CB1, que presenta un comportamiento similar a la CB3, en el sentido de que se muestra en la Línea B pero aparece con mayor fuerza en la Línea C en la Figura 15 b y c, se muestra con un carácter menos conductor en la sección 2D de la Figura 11b, mientras que el cuerpo CB2 se muestra con características similares en ambos casos (3D y 2D), al igual que CB4 y CB5.

|

En la Figura 13 las isosuperficies muestran un cuerpo que se puede interpretar como la cámara de magma debido a su baja resistividad y posición debajo de los volcanes, la isosuperficie se extiende hacia el Sur y la proyección de la profundidad y forma de este cuerpo puede ser visto en la anomalía CB4 en la Figura 15d. Finalmente, la anomalía CB5 en la sección 2D se encuentra en la Línea B del modelo 3D.

\*

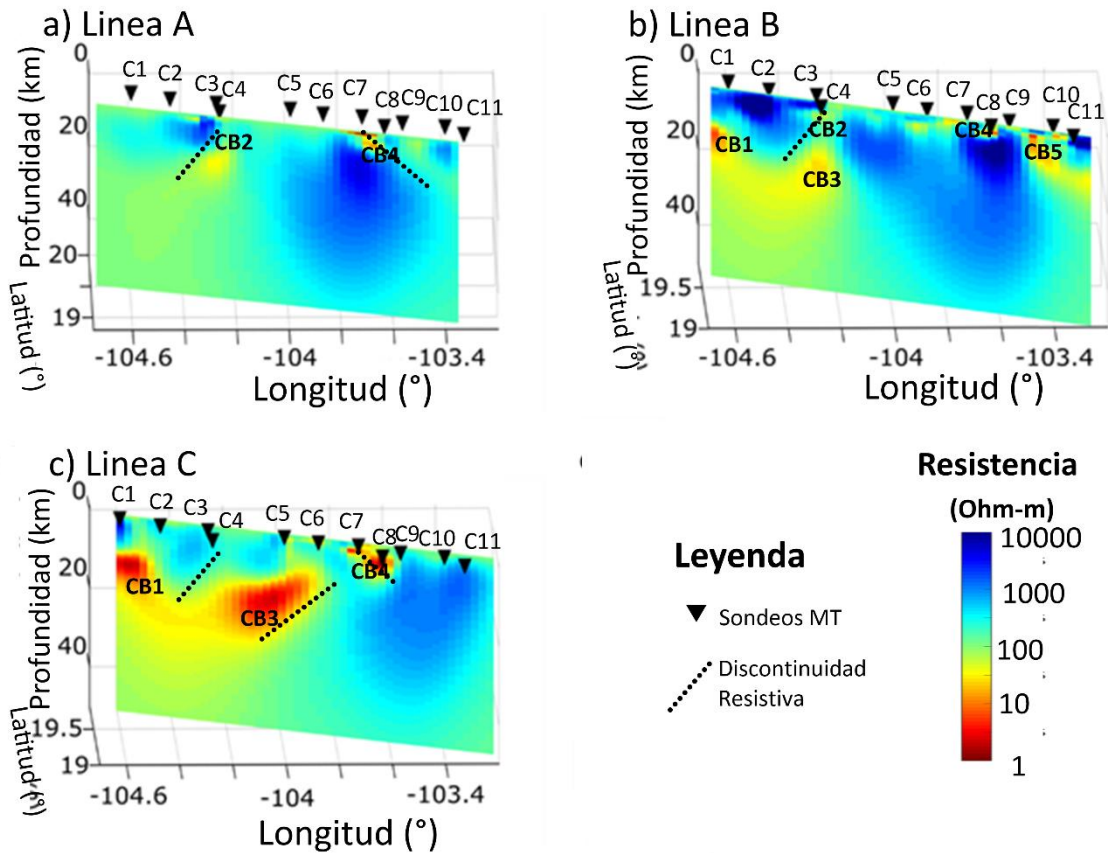


Figura 15. Secciones resistivas de la inversión 3D de datos magnetotelúricos correspondientes al perfil COL; a) corresponde a la línea A, b) Línea B y c) Línea C.

Por parte del perfil GUZ, los resultados se muestran en la Figura 16, y de igual manera se muestran las tres secciones correspondientes al perfil. Los cuerpos con carácter más conductivos se encuentran hacia el NO del perfil de GUZ identificados como GB1 y GB2, donde ambos parecen tener continuidad desde profundidad (~20 km) hasta superficie (Figura 16 a y b), este cuerpo conductor es posible observarlo en la Figura 11a, donde el CB1 presenta las mismas características conductivas en 2D como en 3D mientras que el cuerpo CB2 se muestra menos conductivo en los perfiles 2D, sin embargo es clara la presencia de este y su continuidad hacia superficie.

Adicionalmente, la anomalía CB2 que se encuentra cerca de la superficie, tiene un mayor carácter conductivo hacia la Línea D, línea que se encuentra más cerca del CVC y la localización de dicha

|

anomalía coincide espacialmente con la ubicación en superficie del CVC, lo que podría ser evidencia de una respuesta asociada a la cámara magmática del complejo. Por otro lado, se tiene la presencia de un tercer cuerpo conductor (CB3), el cual se presenta con características similares tanto en las secciones 3D como en el perfil 2D de la Figura 11<sup>a</sup>. Por

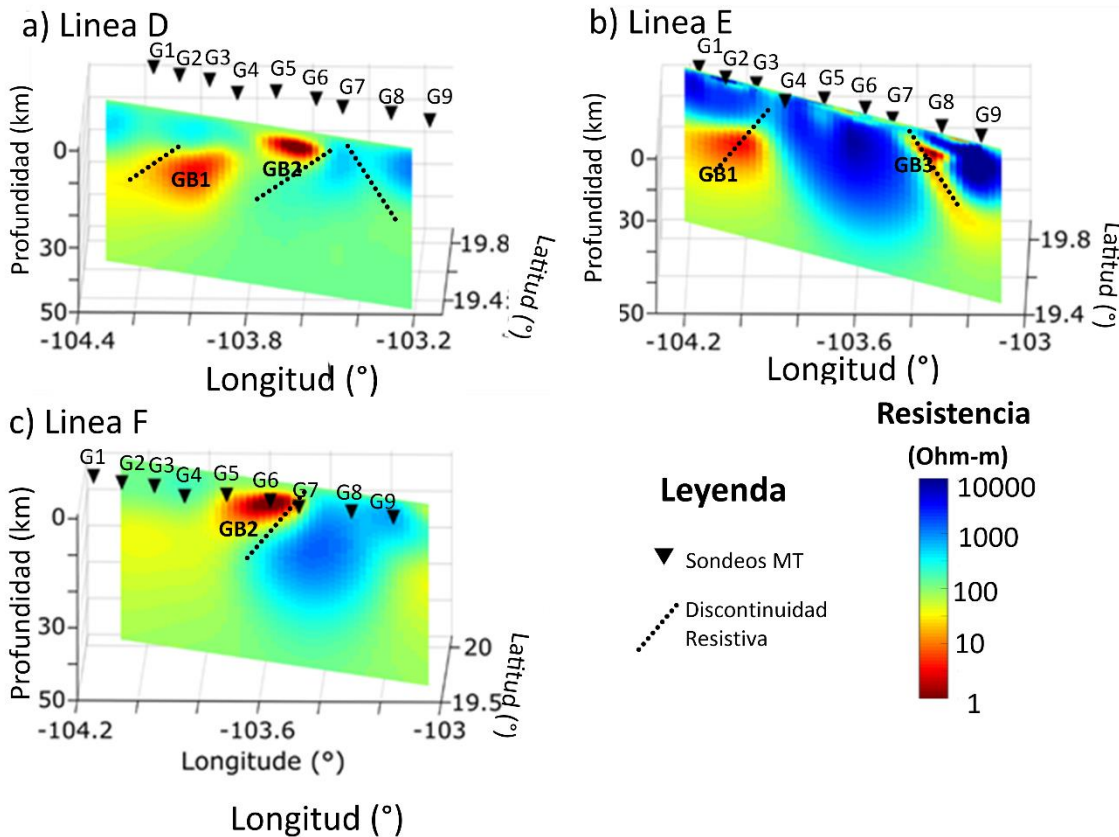


Figura 16. Secciones resistivas de la inversión 3D correspondientes al perfil GUZ; a) corresponde a la Línea D, b) Línea E y c) Línea F.

En general, la inversión 3D nos permite determinar de mejor manera la distribución de los cuerpos, mientras que el modelo 2D por sus características nos indica la presencia de ellos, sin embargo, las dimensiones y geometrías se vuelve más complicado. Adicionalmente, los resultados obtenidos en el modelo 3D vienen a confirmar los cuerpos conductores que se han mencionado anteriormente, como es el caso del conductor en la parte inferior de la corteza a una profundidad aproximada de 30 km y se logran identificar zonas o conductos de ascenso desde ese reservorio hasta la superficie exactamente en la zona del CVC.



### **3.4. Gravimetría y Aeromagnetismo de la zona del CVC**

Para la zona del CVC se utilizaron datos de métodos potenciales (magnetometría aérea y gravimetría). Para el caso aeromagnético, se trabajó con datos obtenidos del Servicio Geológico Mexicano, mientras que, para la gravimetría, los datos utilizados provienen de la plataforma Global Gravity Model plus (GGMplus) con una resolución de hasta los primeros cientos de metros.

Para el análisis de estos datos fue necesario la aplicación de una metodología de análisis espectral denominada deconvolución Werner, técnica utilizada en zonas volcánicas que han dado su enfoque a la distinción de diques y contactos estructurales, brindando buenos resultados para la determinación de las profundidades del sistema magmático, como por ejemplo en la isla de Milos en Grecia (Tsokas, 1996), o para la determinación de las estructuras que definen la caldera de La Primavera en México (Almaguer et al., 2019).

En esta ocasión se utilizará para la determinación de la profundidad de la o las cámaras magmáticas del complejo volcánico. Para llevar a cabo la deconvolución de Werner, fue necesario utilizar el módulo de PDepth del programa Oasis Montaj de Geosoft, con el objetivo de hacer una estimación de las profundidades y distribución de los cuerpos magmáticos del CVC, que en conjunto con la inversión 3D permiten definir de mejor forma sus características, geometría, ubicación y profundidad.

Adicional a esto, se utilizaron otras técnicas para el análisis del espectro como la primera derivada vertical (1aDz) y la señal analítica (SA), herramientas que nos permiten en una primera instancia conocer mejor la respuesta del medio, en cuanto a direcciones estructurales y distribución de densidades y susceptibilidades magnéticas.

#### **3.4.1. Datos Aeromagnéticos**

Los datos aeromagnéticos utilizados en esta sección, corresponden a las cartas magnéticas de Colima E13-3 y Lázaro Cárdenas E13-6-9 del Servicio Geológico Mexicano. Para ambos casos los vuelos se realizaron a una altura de 300 metros y espaciados entre sí 1km.

Los vuelos fueron realizados en diferentes años: para el caso de la carta Colima se llevaron a cabo en 1963, 1983 y 1999, a los datos obtenidos durante estos vuelos se les redujo una intensidad de campo magnético correspondiente al Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF por sus siglas en inglés) de 1965, 1985 y 1995 respectivamente, mientras que para la carta Lázaro Cárdenas los vuelos se llevaron a cabo en 1994 substrayendo el valor IGRF correspondiente a 1995. Los datos fueron obtenidos como un solo grid del Servicio Geológico Mexicano, de manera que se redujeron los errores a la hora de unir dichos datos.

Obtenidos los datos magnéticos, se aplicó el algoritmo de reducción al polo magnético, calculando un promedio estadístico de las diferentes inclinaciones y declinaciones señaladas en las cartas,

|

obteniendo como resultado  $46.2^\circ$  como inclinación y  $8.25^\circ$  como declinación, las anomalías resultantes se encuentran en un rango entre 317 y -276 nT.

En la Figura 17 es posible observar el contraste de respuestas magnéticas ubicadas en las zonas de EC con valores negativos ( $\sim -250$  nT) mientras que al Sur, el NC y el VC presentan una firma positiva de valores de hasta 317 nT, separada por una zona de gradiente magnético con dirección E-W. Adicionalmente es posible observar una serie de gradientes magnéticos con la misma dirección al Sur del VC y otra con dirección N-S al Este del CVC con dimensiones considerables.

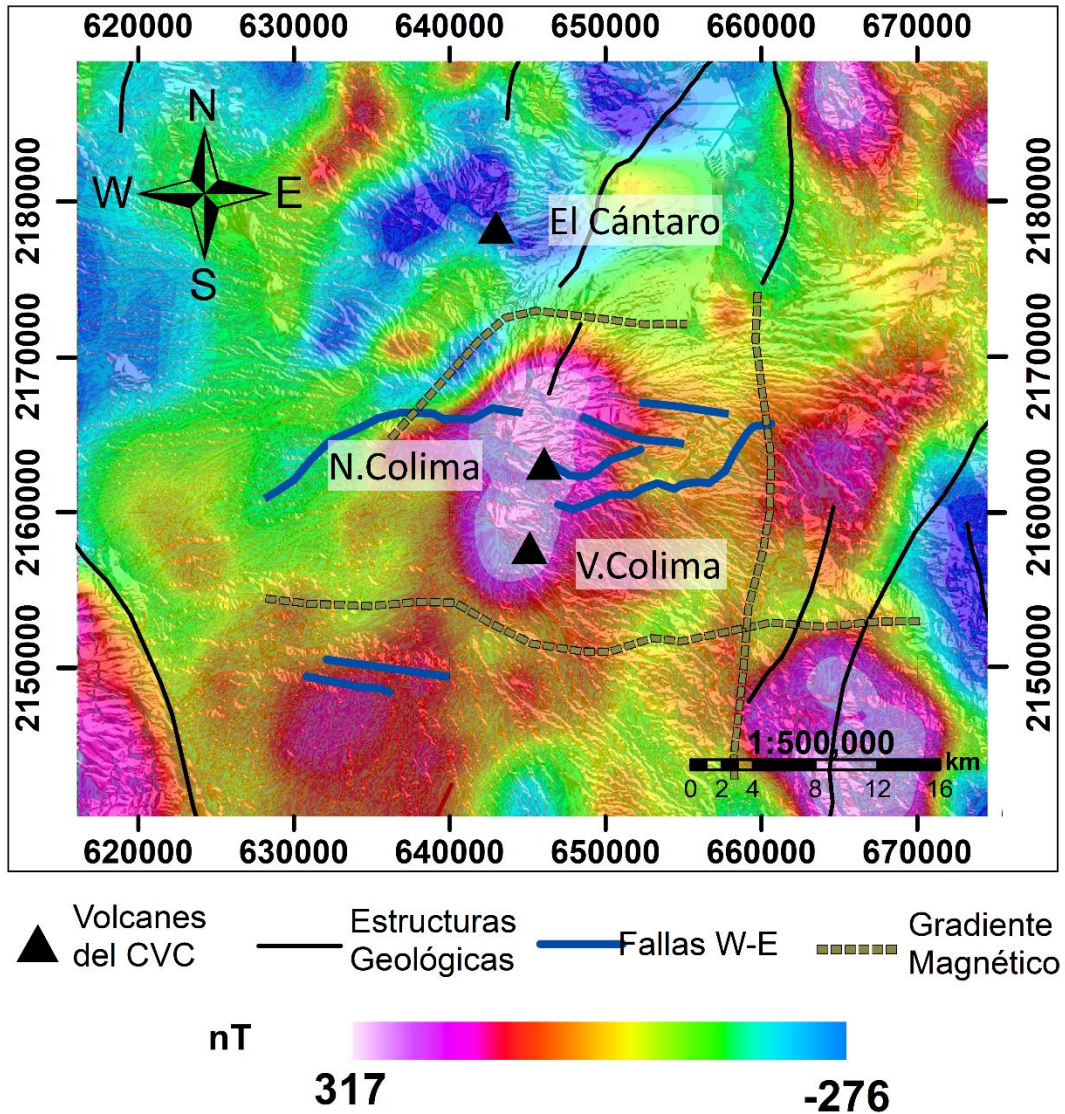


Figura 17. Mapa del Campo Magnético Residual Reducido al Polo Magnético, (CMRP) aplicado a la zona de estudio. Se puede observar que los edificios volcánicos del NC y VC presentan una respuesta magnética diferente con respecto al Volcán El Cántaro. Adicionalmente se muestra como algunas de las estructuras E-W y N-S correlaciona con las zonas de gradiente magnético.

### 3.4.2. Datos Gravimétricos

La anomalía fue estimada sobre la superficie terrestre y la corrección sobre la masa atmosférica ya está aplicada e incluida Bonvalot, S. et al. (2012), obteniendo así la anomalía de Bouguer, para la cual se utilizó una densidad de referencia de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , valor aceptado para la corteza terrestres (Figura 18A).

Con los resultados obtenidos de la anomalía de Bouguer, es posible observar respuestas con valores bajos, de forma circular en la zona de los volcanes NC y VC con un área aproximada de  $140 \text{ km}^2$ . Con un tamaño menor ( $\sim 40 \text{ km}^2$ ) se encuentra una anomalía con valores bajos en la zona del volcán EC. Ambas anomalías están rodeadas y delimitadas por respuestas altas con forma de anillo separando las anomalías que circunscriben a los volcanes EC de NC-VC.

De igual forma, en la Figura 18A es posible observar una zona de gradiente bastante amplia en el sector Sur del CVC con dirección E-W que se observa de manera más evidente en la Figura 18B. Por otro lado, se aplicó la primera derivada vertical, con el fin de observar los gradientes gravimétricos ya que estos son más sensibles a las estructuras geológicas (Stanley y Green, 1972; Saibi et al., 2006); los resultados se observan en la Figura 18B, donde se muestra una serie de gradientes gravimétricos con dirección W-E en el flanco Este del VC y delimitando de mejor forma la anomalía en el sector del volcán EC.

Con el objetivo de ubicar y delimitar de mejor forma los cuerpos responsables de generar las anomalías gravimétricas en la zona, se procedió a aplicar la SA a la anomalía de Bouguer. La función de este algoritmo está conformada por los gradientes horizontales y el gradiente vertical de una anomalía, sea esta gravimétrica o magnética (Blakely, 1996), su función es delimitar la ubicación del cuerpo o la fuente que genera la anomalía, definiendo de manera clara los límites del cuerpo.

En la Figura 18C, la SA permite identificar dos cuerpos de gran tamaño, el primero ubicado en la parte del CVC de la figura, se divide en dos más pequeños: el primero de ellos (identificado como 1.1 en la Figura 18C), se encuentra en las cercanías de los volcanes NC-VC, y el segundo en la zona del volcán EC (identificado como 1.2). Resultando que el cuerpo 1.1 es el de mayor tamaño y con una geometría que presenta una elongación con dirección E-W justo a la altura del volcán NC. Estas dos anomalías (1.1 y 1.2) parecen estar separadas por una discontinuidad con dirección E-W que también se presenta en la anomalía magnética.

Adicionalmente el segundo cuerpo de gran tamaño, identificado como 2 se ubica al NE del CVC (Figura 18C). Dicho cuerpo se encuentra delimitado por dos gradientes gravimétricos bien definidos con dirección NE y NO. De igual manera que en las figuras anteriores, la discontinuidad al Sur del CVC se mantiene presente con la SA.



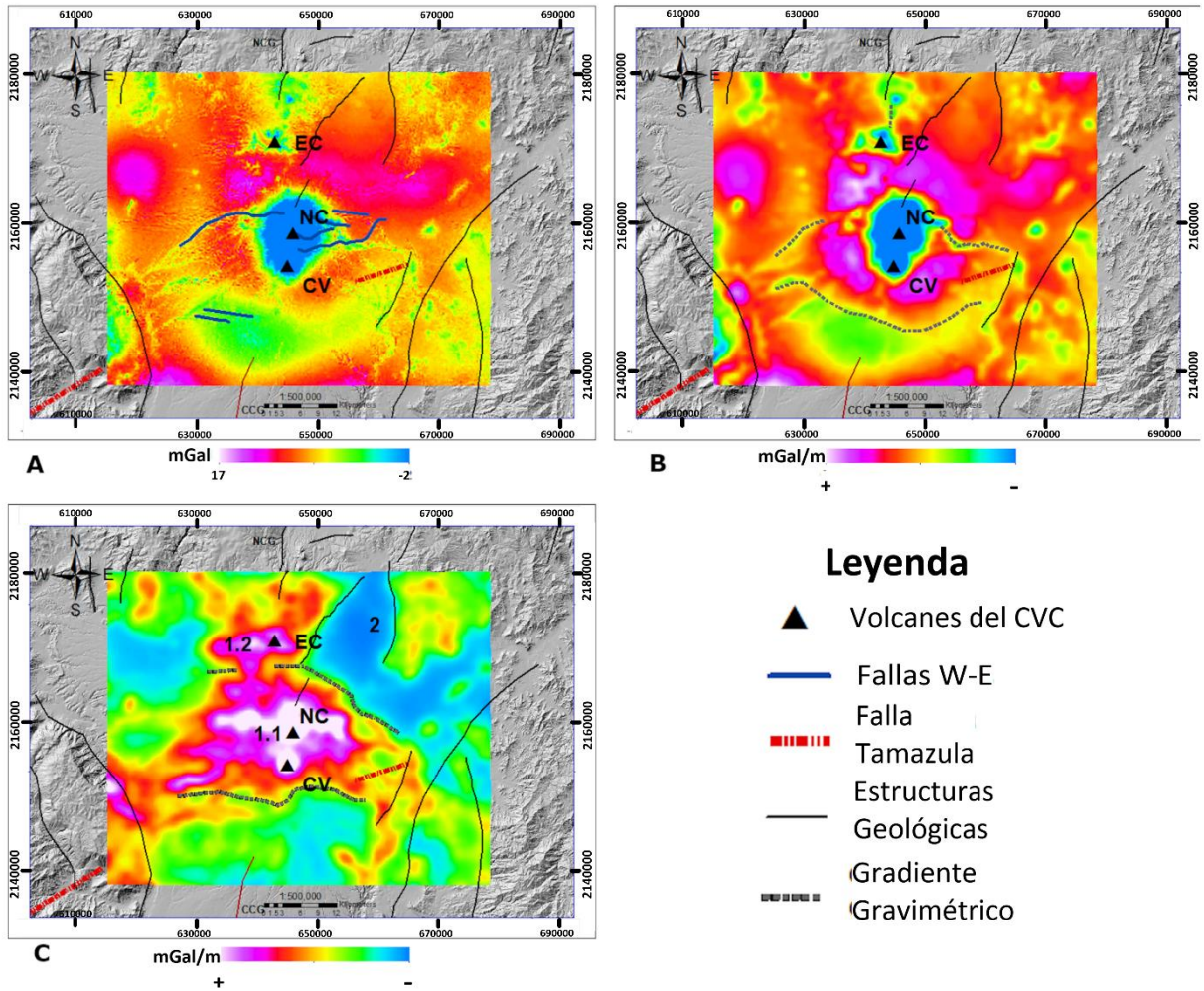


Figura 18. Se muestra las diferentes respuestas gravimétricas sometidas a diferentes filtros. **A)** Anomalia de Bouguer con dos respuestas gravimétricas bajas circunscritas dentro de altos gravimétricos en forma de anillo. **B)** Primera derivada en Z, donde se resaltan lineamientos con dirección E-W en su mayoría. **C)** SA con la cual se logra definir muy bien dos cuerpos regionales señalados como 1y 2; donde el cuerpo 1 se divide en dos cuerpos menores indicados como 1.1 y 1.2.

### 3.4.3. Deconvolución de Werner

La Deconvolución de Werner fue propuesta inicialmente para resolver problemas de diques delgados, justo lo que se desea determinar con la aplicación de este método a nuestra zona de estudio, sin embargo, Hartman et al. (1971) extendieron la idea considerando que esta deconvolución inicial era una aproximación para resolver otros tipos de anomalías magnéticas.

Ku y Sharp (1983) proponen una Deconvolución de Werner automatizada, basados en la formulación de Werner (1953), considerando las anomalías magnéticas como producto de un dique delgado vertical y bidimensional, escogiendo el eje "x" perpendicular al "strike" de los diques, el eje "y" paralelo al "Strike" y el eje "z" vertical. El dique es extendido al infinito en los ejes "y" y "z".

Este método es utilizado para la determinación de profundidades, para ello es necesario obtener la posición en X, Y, la elevación de los sitios a analizar, la topografía y la anomalía, desplegadas en un perfil a lo largo de la zona de interés.

La aplicación de esta técnica puede llevarse a cabo tanto para datos magnéticos como gravimétricos. En el primer caso se utiliza la anomalía magnética reducida al polo directamente, mientras que para el caso de la gravimetría se utiliza la derivada horizontal o vertical ya que son matemáticamente equivalentes a la respuesta magnética (Geosoft, 2002). En este caso, los parámetros específicos para la inclinación y declinación que se deben de utilizar son  $90^\circ$  y  $0^\circ$  respectivamente para el caso de utilizar la derivada en z; en el caso de la derivada horizontal, los valores utilizados serían  $90^\circ$  para la declinación y  $0^\circ$  para la inclinación.

Para esta investigación se trazaron 5 perfiles, 3 con dirección O-E cruzando cada uno de los edificios volcánicos que conforman el CVC (P1, P2 y P3), un cuarto perfil (P4) tiene dirección N-S cruzando los tres cuerpos volcánicos y el quinto perfil (P5) posee una dirección NE-SO cruzando los dos cuerpos identificados por la SA en la Figura 18C. El trazo de los perfiles y los resultados obtenidos se muestran en las Figuras 19 y 20.

Para este estudio el análisis de la deconvolución de Werner fue aplicado únicamente a los datos magnéticos con el fin de evitar los errores producto del cálculo de las derivadas a la hora de hacer el filtrado de la señal superficial. Los valores de inclinación y declinación utilizados son de  $46.2^\circ$  y  $8.25^\circ$  respectivamente y el análisis se realizó a una profundidad máxima de 15 km ya que a mayor profundidad se generaban soluciones aisladas que no brindan información útil.

En la Figura 19, se muestran las soluciones obtenidas mediante los perfiles con dirección W-E sobre cada uno de los edificios volcánicos (EC, NC y VC), para el caso de NC y VC se obtuvo una alta densidad de soluciones en las cercanías de los edificios volcánicos identificadas como NC-1 y VC-1 respectivamente (señaladas de color verde en la Figura 19). Para el NC, la mayor concentración de soluciones se muestra por debajo del edificio volcánico, presentando una prolongación hacia el Este y profundidades cercanas a los 6 km bajo la cumbre. Estas soluciones se encuentran distribuidas de manera similar en el VC con profundidades más someras que se aproximan a los 3 km y presentan una distribución más recargada hacia el Este de los conos volcánicos con respecto al NC.

Adicionalmente, para ambos volcanes, se indican dos zonas como NC-2 y NC-3 para el Nevado de Colima y VC-2 y VC-3 para el Volcán de Colima que corresponden a los límites circulares identificados mediante 1aDz, sin embargo, las soluciones en estas zonas no muestran una tendencia clara.

Para el caso del volcán EC, el comportamiento de los resultados obtenidos es diferente a los anteriores, ya que no muestra una zona con una alta densidad de soluciones, sino más bien estas se presentan distribuidas de manera aleatoria a lo largo del perfil, como se ilustra en la Figura 19.

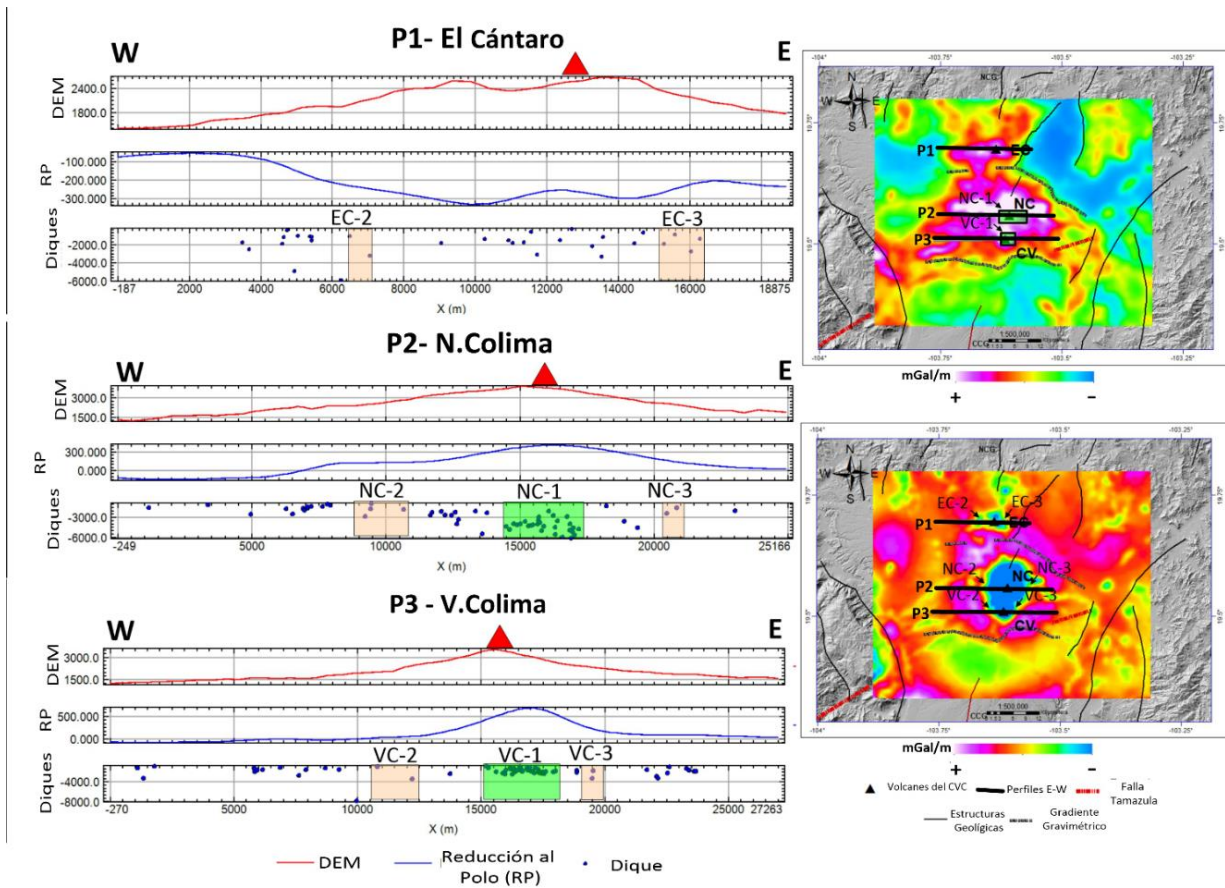


Figura 19. Deconvolución de Werner. Del lado izquierdo se muestran las soluciones obtenidas mediante la deconvolución para los perfiles trazados sobre los edificios volcánicos con dirección O-E, donde se muestran dos de las zonas con una concentración importante de soluciones para los volcanes del NC y VC, identificadas como NC-1 y VC-1 respectivamente, que presentan una pequeña prolongación hacia el Este, con profundidades aproximadas de 6 y 3 km respectivamente. Del lado derecho se encuentran los mapas gravimétricos de la SA (superior) y 1aDz (inferior) donde se señala la ubicación de las zonas identificadas en los perfiles a modo de comparación.

En el caso de los otros dos perfiles, los resultados se muestran en la Figura 20. El perfil P4, con dirección N-S muestra una zona amplia (aproximadamente 5 km) con una alta densidad de soluciones asociadas a la presencia de una fuente magmática, que se ubican ligeramente al Sur del NC y que se extiende hasta el VC identificada como Z1, sin tener evidencia clara en el sector del volcán EC. Por otra parte, el perfil P5 con dirección NE-SO, que atraviesa las dos anomalías mostradas en la Figura 18c e identificadas como 1.1 y 2, muestra resultados que corresponden a la



misma zona Z1 del perfil P4, pero adicionalmente, se observa otra zona (Z2) con una densidad bastante alta de soluciones con profundidades de 6 km bajo la superficie y comportamiento similar a los mostrados por los perfiles P2 y P3 de los volcanes NC y VC (Figura 18).

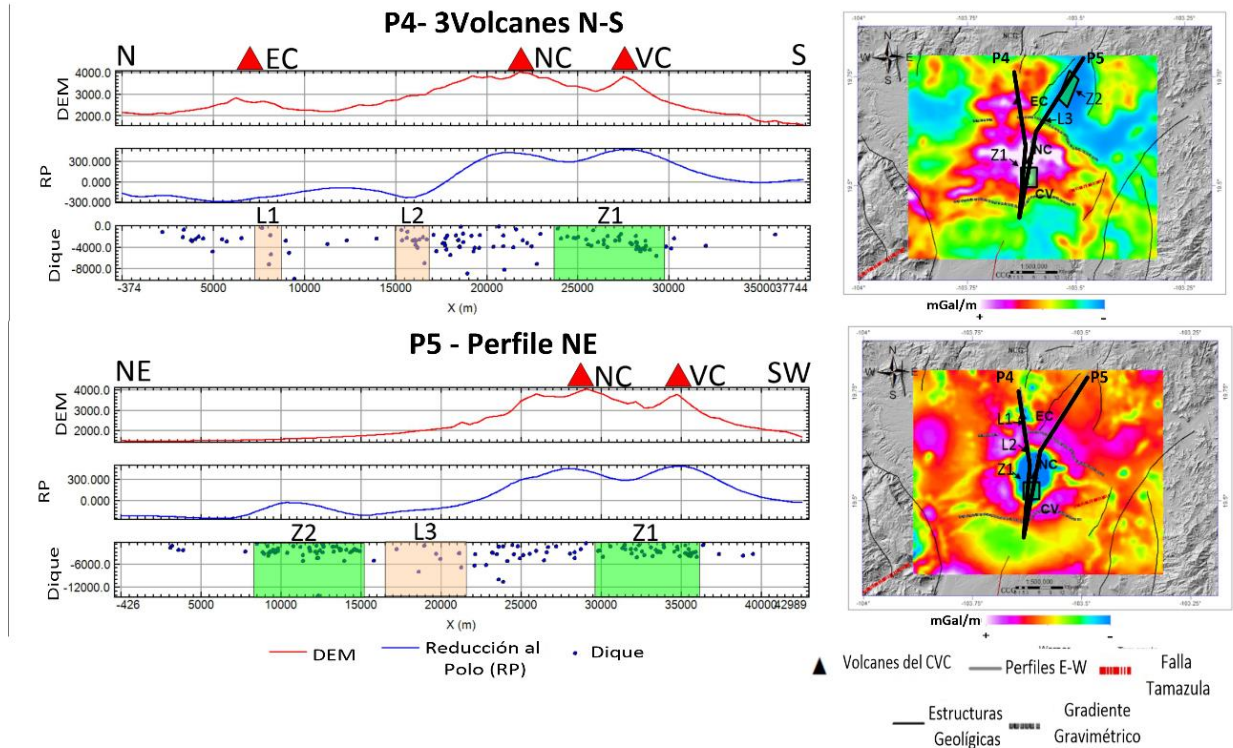


Figura 20. Deconvolución de Werner. Muestra del lado izquierdo dos perfiles con las soluciones obtenidas de la deconvolución, en la parte superior izquierda se muestra el perfil con dirección N-S que atraviesa los tres edificios volcánicos, en la parte inferior izquierda se muestra el perfil con dirección NE-SO que atraviesa las anomalías mostradas por la SA de la Gravimetría que se muestra en el sector superior derecho. En la parte inferior derecha se muestra la 1aDz de la Gravedad.

### 3.4.4. Inversión 3D de datos gravimétricos y magnéticos

Para la inversión 3D de los datos potenciales, se utilizó la interface de VOXI Earth Modelling del programa Geosoft Oasis Montaj. La inversión fue realizada para los dos métodos con el objetivo de obtener una mejor descripción y caracterización del sistema magmático del CVC.

En el caso de la gravimetría, fue realizado un modelo de densidades utilizando la residual de la anomalía de Bouguer, con una malla de 15 km de profundidad y un muestreo por celda de 2 debido a la densidad de los datos con la que se cuenta. El tamaño de cada celda es de 1200 m para X, 1100 m para Y y 200 m en Z para completar una malla con dimensiones de 51, 48 y 44 celdas respectivamente. El valor de error tolerado fue de 0.5 mGal y la densidad de referencia utilizada fue

de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , densidad aceptada para la corteza terrestre (Telford et al., 1990). La comparación de la anomalía y medida se muestran en la Figura 51 del anexo 7.

Los resultados obtenidos mediante la inversión se muestran en la Figura 21, donde se presentan diferentes ángulos de visión en la zona del CVC, para una mejor comprensión de la distribución de densidades. La Figura 21a muestra una vista en planta a una profundidad de 2500m, donde se observa una respuesta con valores bajos en la densidad, aproximados a  $2.3 \text{ g/cm}^3$  en la zona de los volcanes NC y VC, rodeada por altos gravimétricos aproximados a  $2.68 \text{ g/cm}^3$  de forma semicircular, con una discontinuidad con dirección E-O, la cual atraviesa al CVC, en el sector Sur del volcán EC, se presenta además otra anomalía gravimétrica con valores bajos ( $\sim 2.3 \text{ g/cm}^3$ ) de densidad similar a los mostrados en el NC-VC, sin embargo ésta es de menor tamaño ( $\sim 20 \text{ km}$ ).

En las secciones de las Figura 21b, c y d, se muestran cortes transversales con dirección N-S que se ubican en la parte Oeste, Centro y Este de la alineación del CVC. En dichos cortes la distribución de las densidades a profundidad muestra una anomalía negativa ubicada por debajo del volcán EC con dimensiones mucho menores a las mostradas por la anomalía ubicada por debajo del NC y VC, no se observa una conexión directa con estos. Por otro lado, la anomalía negativa correspondiente al NC-VC, posee una distribución que parece extenderse hacia el Este del CVC.

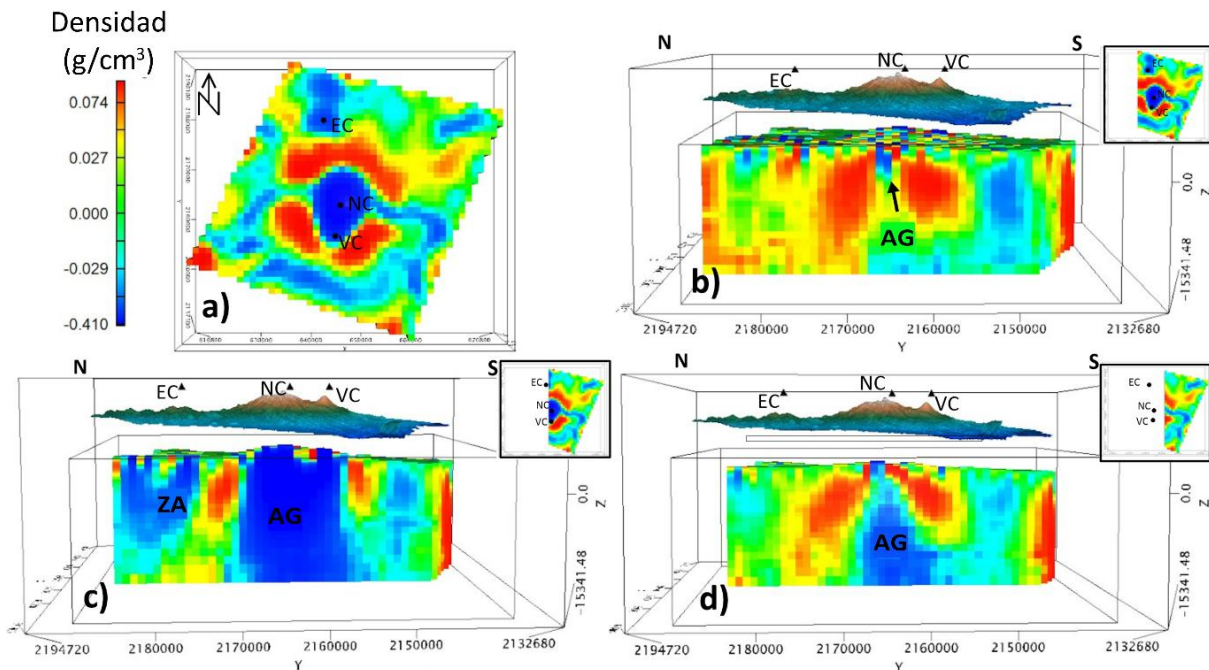


Figura 21. Resultados de inversión gravimétrica 3D obtenidas por medio del módulo VOXI de Geosoft. **a)** vista en planta a una profundidad de 2500 m. **b)** perfil al Oeste del CVC con dirección N-S, **c)** Perfil Central del CVC, cruza de N-S los edificios volcánicos del CVC. **d)** Perfil Este del CVC con dirección N-S. La zona indicada como AG es la anomalía gravimétrica asociada con la alteración gravimétrica producto de los sistemas magmáticos de los cuerpos volcánicos.

A partir de los resultados obtenidos con la inversión, se generaron las isosuperficies asociadas a valores específicos de densidad con el fin de poder visualizar de mejor forma la distribución que



presentan dichos valores (Figura 22). En dicha figura se grafican dos isosuperficies donde se puede observar diferencias en las distribuciones asociadas a las respuestas de densidad más altas y bajas de la zona de estudio.

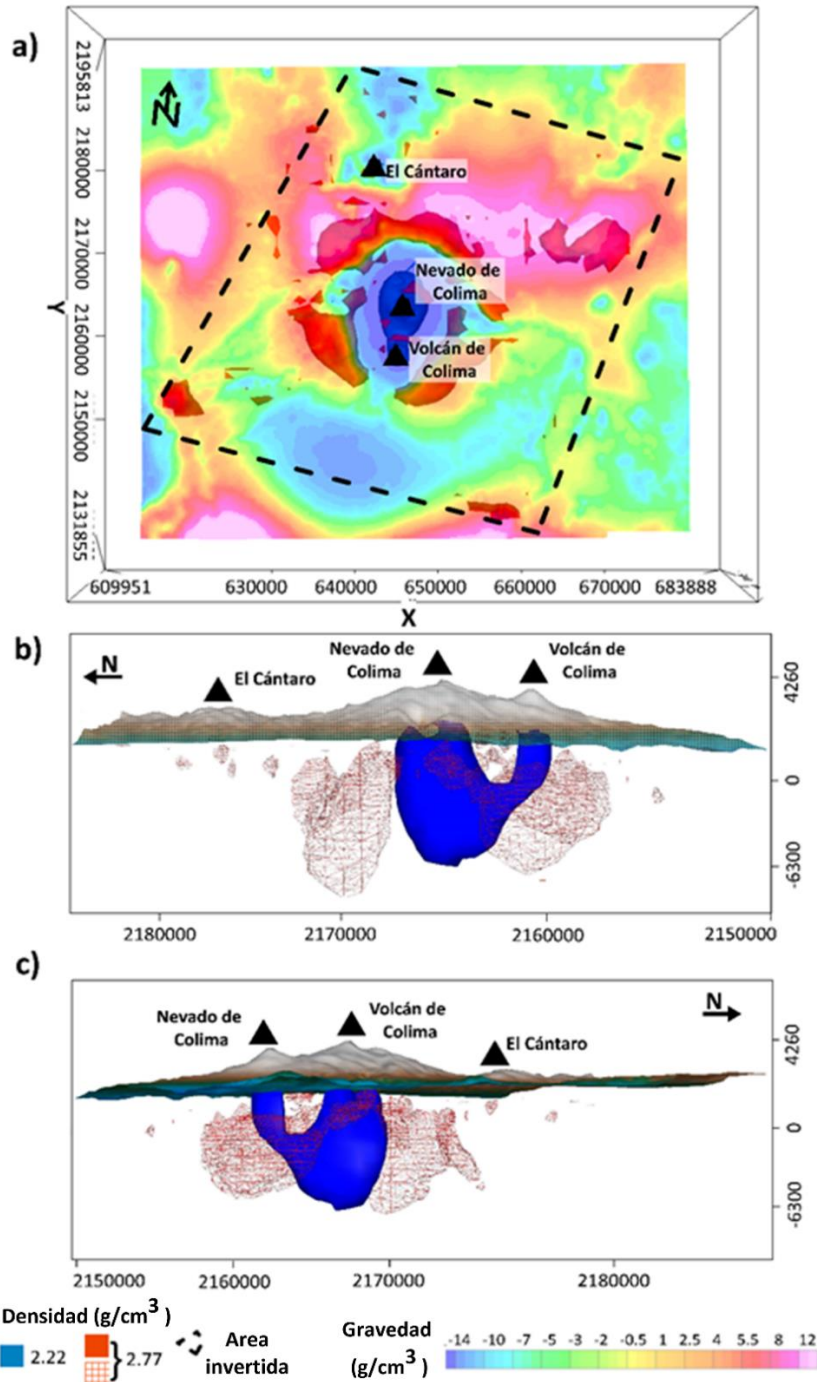
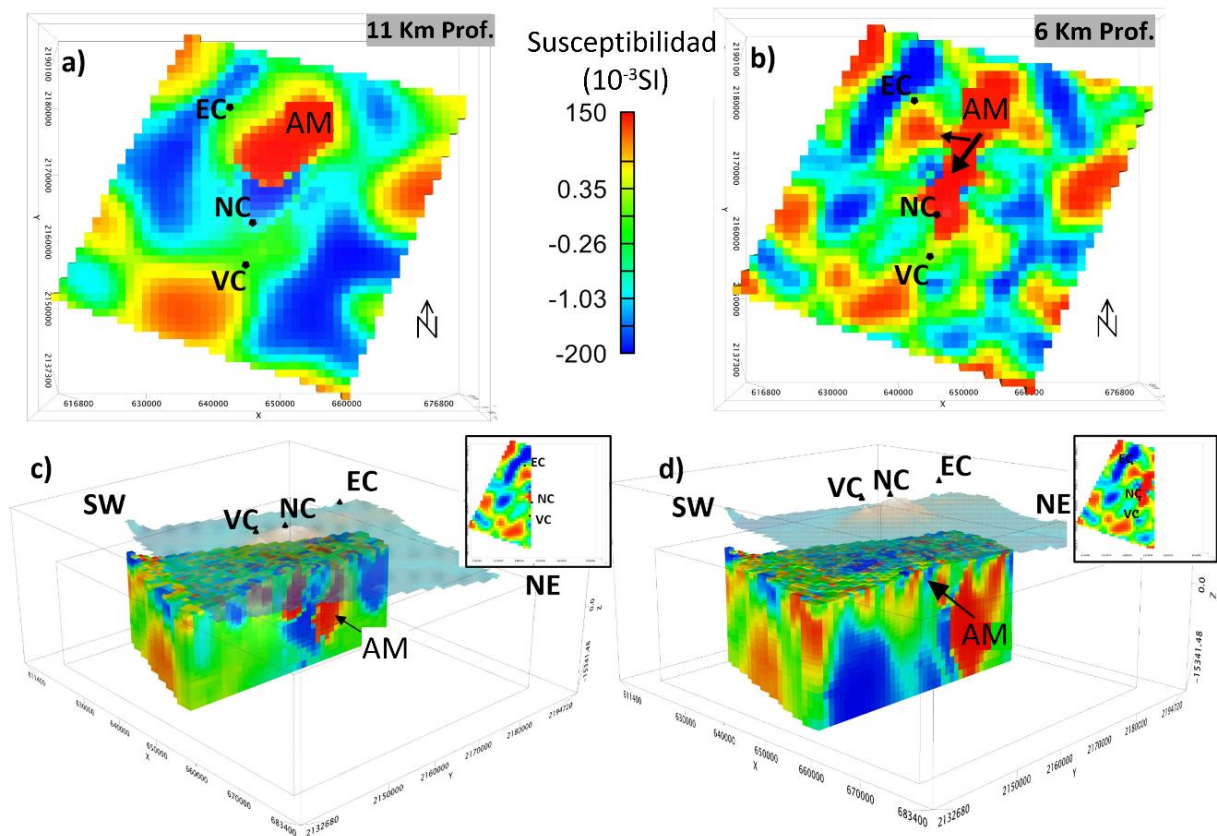


Figura 22. Isosuperficies gravimétricas. Muestra la distribución espacial de dos isosuperficies principales con valores de 2.7 g/cm<sup>3</sup>(rojo) y 2.22 g/cm<sup>3</sup> (Azul). **a)** Vista en planta y comparativa con la reducción al polo, **b)** vista desde el Oeste y **c)** Vista desde el Este, donde se puede observar la distribución lateral y la profundidad de los cuerpos con menor y mayor densidad de la inversión.

En el caso de la magnetometría se realizó un modelo de susceptibilidad magnética, utilizando el CMR, el cual es reducido al polo magnético por el módulo VOXI, con una malla de mismas dimensiones a las utilizadas en la inversión de datos gravimétricos. Sin embargo, para este caso se utilizó un muestreo por celda de 10 y se estableció un error de tolerancia de 6 nT. Adicionalmente, los valores de inclinación y declinación fueron de  $46.2^\circ$  y  $8.25$  respectivamente. En la Figura 52 del anexo 7 se muestra la comparación de las anomalías calculadas y medidas de la inversión.

Los resultados obtenidos muestran una anomalía magnética con valores de susceptibilidad aproximada de  $10 \times 10^{-3}$  SI, cuya distribución varía según la profundidad, ya que a 11 km de profundidad se encuentra ubicada al NE del NC y a medida que asciende se observa un desplazamiento al SO en dirección del NC y el VC, mostrando una bifurcación hacia el volcán EC a una profundidad de 6 km aproximadamente (Figura 23).



*Figura 23. Inversión de susceptibilidad magnética. Muestra diferentes vistas de la distribución de la susceptibilidad magnética asociada al CVC. **a)** Muestra la respuesta de susceptibilidad asociada a la alteración de la roca por el paso del magma como una anomalía con valores altos y dirección NE-SO a 11 km de profundidad identificada como AM, **b)** Muestra la distribución de la misma anomalía a 6 km de profundidad y las figuras **c y d)** muestran la distribución de dicha anomalía a profundidad en diferentes ángulos.*

Partiendo de los resultados obtenidos en la Figura 23 se procedió a trazar la isosuperficie principal con un valor de  $10 \times 10^{-3}$  SI para observar su distribución espacial y comportamiento a profundidad observadas en la Figura 24.

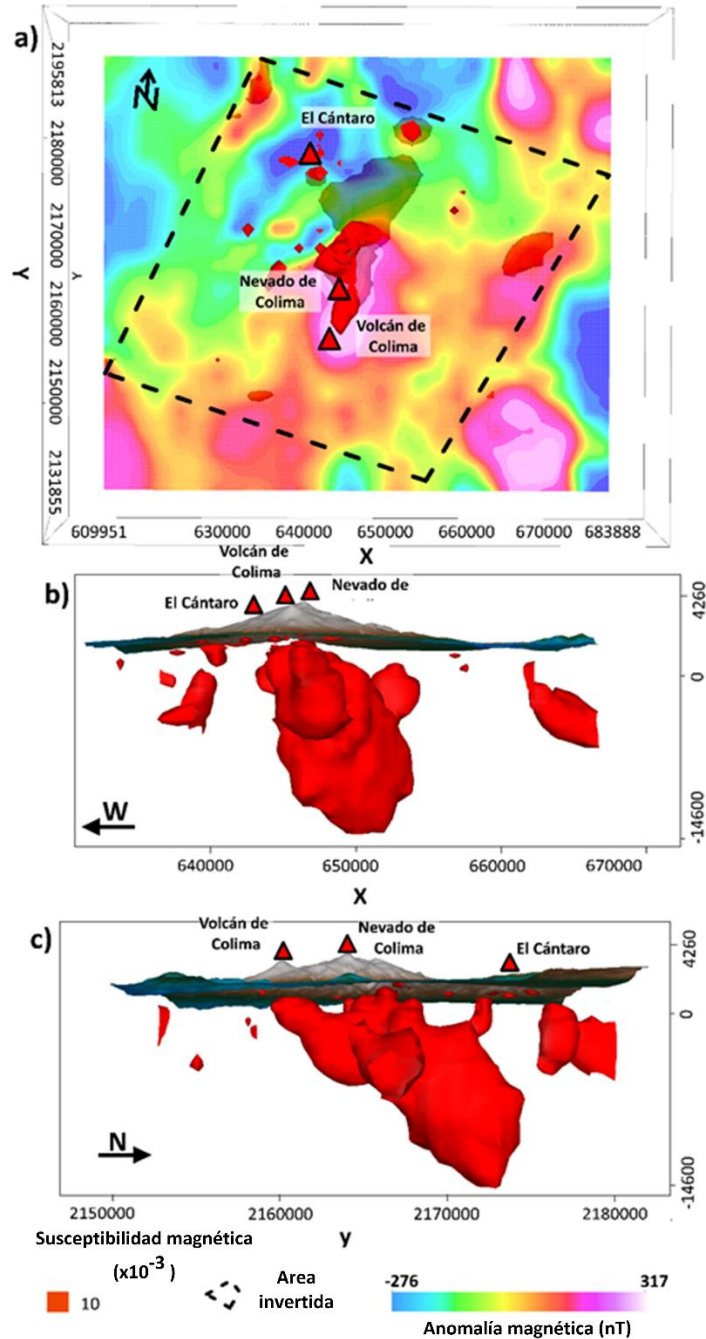


Figura 24. Isosuperficie obtenida a partir del resultado de la inversión de susceptibilidad magnética. **a)** muestra una comparación de la distribución de la isosuperficie con la reducción al polo. **b y c)** muestra la distribución lateral y a profundidad de la isosuperficie vista desde el Sur y Este respectivamente.

## 4. Discusión de los Resultados

En el presente capítulo se analizarán y discutirán los resultados obtenidos por parte de los tres métodos geofísicos empleados (gravimetría, aeromagnetismo y sondeos magnetotelúricos) mediante las inversiones 3D y 2D llevadas a cabo y las Deconvoluciones de Werner.

La discusión se enfocará en torno al cumplimiento del objetivo general, de manera que se analizará y determinará la geometría y ubicación de los límites de los bloques de Jalisco y Michoacán a lo largo de la zona del GC y posteriormente se analizará la influencia que estos límites tienen sobre la migración y ascenso del material magmático del CVC.

### 4.1. Determinación de los límites de bloques de Jalisco y Michoacán a lo largo del Graben de Colima mediante Métodos Geofísicos

El resultado de las anomalías gravimétricas nos muestra una distribución de densidades permitiendo identificar zonas con diferentes características, mientras que la SA permite identificar de manera más clara la ubicación de los cuerpos asociados a esa anomalía gravimétrica. Tanto el mapa de la anomalía gravimétrica como el de su SA muestran dos zonas anómalas cerca de la costa (ver Figura 4 y 5) con valores correspondientes a altas densidades asociados con el BJ en el sector de Manzanillo y con el BM en el sector de Tecomán, estos están separados por un gradiente gravimétrico alto (indicado por líneas de puntos grises) con una dirección SO-NE cerca de la costa, cambiando a N-S al Norte del CVC, reflejándose también en las inversiones 3D de gravedad y susceptibilidad magnética (Figura 8). Estos resultados muestran una alineación con el límite NO del GEG y la proyección a la costa a través del cañón de Armería, así como con la dirección señalada por el rumbo geoelectrico en la parte Norte del GC (Figura 9a).

La respuesta de menor densidad del gradiente gravimétrico en el sector costero es una respuesta producto de la acumulación de sedimentos con 6 km de espesor como resultado de dos graben que coinciden espacialmente cerca de la costa y se extienden hacia el océano (GEG y Sur del GC) con una dirección NE (Bandy et al., 1999). este tipo de respuestas ya se han obtenido en ambientes similares (p.ej. en el área de Perete cerca de Nápoles, Italia; Rapolla et al., 2002). La profundidad de los sedimentos disminuye a 2.5 km al Norte del Volcán de Colima (Allan, 1986), siendo esta la razón por la cual el gradiente se vuelve menos evidente en la parte norte del GC.

El gradiente gravimétrico, así como el gradiente en la susceptibilidad magnética que separa los BJ y BM corresponden espacialmente con una zona que presenta ausencia de tremores tectónicos en la parte continental, definida por Brudzinski et al. (2016) en la Figura 5. Ellos asocian con el límite de placas Rivera-Cocos, pero dadas las profundidades que asocian, podría proyectarse a superficie como el límite entre BJ y BM desde la zona de la corteza inferior, dada la presencia del material de fusión parcial producto de la subducción y al ascenso de este material. Esto causaría alteraciones en

las condiciones necesarias para la percepción de los tremores tectónicos funcionando como atenuadores de las señales sísmicas, situación que generaría el “gap” que nos muestran Brudzinski et al. (2016).

La inversión gravimétrica (Figura 7b), muestra que la parte NO tiene la concentración de respuesta de alta densidad. Por otro lado, en la parte SE de la cuadrícula la respuesta gravimétrica es de menor densidad, esto estaría asociado con el levantamiento de diferentes cuerpos extrusivos asociados al BJ (Rosas-Elguera et al., 1996; Castillo et al., 2014; Mercier de Lépinay et al., 1997), mientras que el BM presenta una mayor concentración de sedimentos y por consiguiente una respuesta de baja densidad como se observa en la Figura 7.

Adicionalmente, las isosuperficies gravimétricas de las Figura 7b y c, muestran una discontinuidad con dirección NE sobre la densidad más alta ( $2.72 \text{ g/cm}^3$ ) que corresponde con el límite NO del GC, dejando en evidencia que el límite NO del GC no coincide espacialmente con el límite Este del BJ.

Sibuet et al. (2020) indica que dada la presencia de serpentización proveniente del manto, se obtienen respuestas bajas en los valores de susceptibilidad están asociados a estructuras de Rift, tal y como se obtiene en la inversión de susceptibilidad magnética en la Figura 8a, donde se muestra una tendencia NE con valores de susceptibilidad bajos, que están asociados a las estructuras de Rift de Colima. Por otro lado, exactamente sobre el CVC se muestra una alta susceptibilidad magnética con dirección NE y de acuerdo con Piochi et al. (2005) estos altos valores de susceptibilidad magnética en una zona volcánica sugiere una fuerte relación entre la presencia de una estructura y un flujo de magma a través de esta estructura.

En la Figura 8b es posible identificar por la isosuperficie una separación evidente entre los sectores NO y SE. Superponiendo las isosuperficies magnéticas y gravimétricas (Figura 25) se identificó la correspondencia espacial de la alineación NE asociada con el límite NO del GC (Figura 25b), por otro lado, se produce una correlación entre la isosuperficie al NE del CVC asociado con el límite NO del BM.

Los perfiles resistivos tanto 2D como 3D se muestran resistividades medias y bajas sobre la zona de gradiente gravimétrico y vacíos de tremores, dada la alteración en las roca producto de la presencia de fluidos ascendentes como resultado de la subducción y del alto grado de fracturamiento presente en la zona, señaladas por Brudzinski et al. (2016). En las Figura 11, 15 y 16 se muestra que la corteza continental posee valores alto resistivos ( $\geq 3000 \Omega\text{m}$ ), y se encuentra dividida por estas discontinuidades laterales, reflejadas en los perfiles gravimétricos de la Figura 11, en forma de valles en la curva y con la discontinuidad cortical a lo largo del GC, mostrado en los resultados de la inversión gravimétrica.

Este límite ubicado cerca de los sondeos G6-G8 y C7-C9 se hace más amplio con forme se acerca a la costa, a la vez que la corteza se vuelve más compleja y fracturada como lo muestran las inversiones gravimétrica y magnética, observándose también en los perfiles gravimétricos como una mayor frecuencia de gradientes gravimétricos (perfil COL, Figura 11).

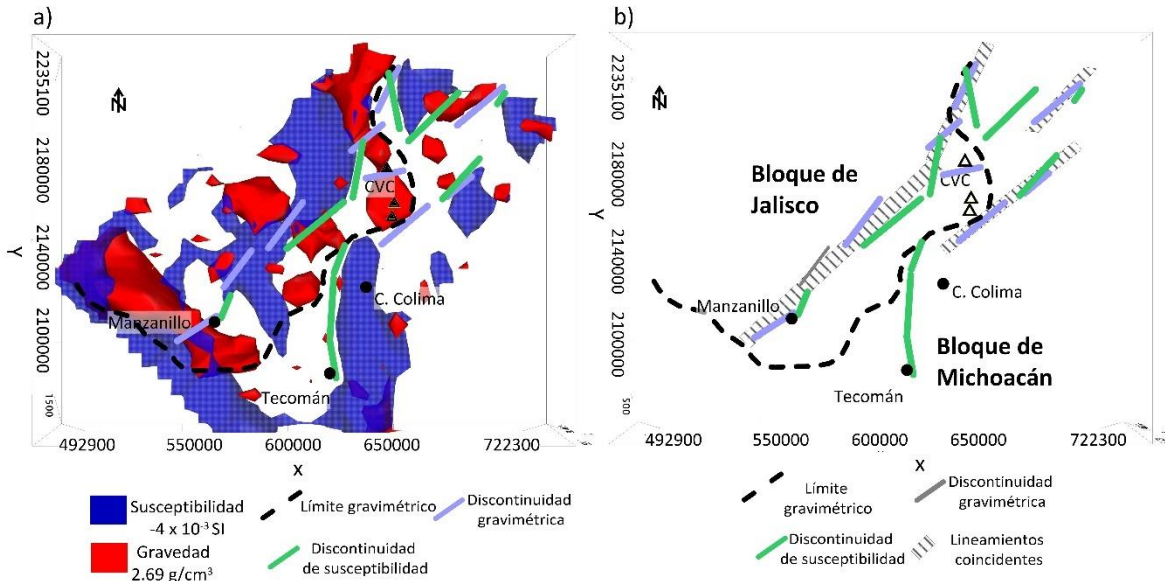


Figura 25. Muestra la superposición de las Figuras 24 y 25. a) Muestra los dos isosuperficies: gravimetría (rojo) y susceptibilidad magnética (azul), b) muestra las alineaciones de las dos isosuperficies y sus correlaciones.

Esta complejidad cortical se presenta por la acción de esfuerzos estructurales con direcciones diferentes que se aplican a una misma zona generando así un alto grado de fracturamiento en la corteza, como ha sucedido en otros sectores, como el caso del rift de Etiopía que presenta la acción de tres graben (Wright et al., 2006; Hutchison et al., 2015) o en el caso del “Upper Rhine Graben” en Europa que presenta sistemas de esfuerzos con diferentes orientaciones (Ustaszewski et al., 2005).

Sin embargo, la zona de estudio presenta características adicionales, ya que además de reunir sistemas estructurales diferentes como la influencia de los dos graben (GEG y GC), estos se encuentran muy cerca de la costa, haciendo que los esfuerzos estructurales generen una corteza más compleja y altamente fracturada, dado el menor espesor de corteza en este sector.

Es claro que esta zona de discontinuidad presente en los tres métodos, está asociada al límite de los Bloques, siendo así esta una zona de cambio, donde el espesor y la densidad de la corteza varían en ambos lados de la discontinuidad. El BJ presenta entre 20-25 km de profundidad en COL aumentando a 25-30 km en el perfil GUZ aproximadamente, mientras que el BM muestra una profundidad de 20-30 km para COL y 35-40 km para GUZ, que comparadas con los modelos derivados de la sismicidad realizados por Suhardja et al. (2015) presenta grandes similitudes (Figura 11, 15 y 16). Adicionalmente, el BJ posee mayores densidades como se puede apreciar en ambos perfiles gravimétricos e inversiones 3D de datos gravimétricos.

En la corteza inferior y dentro de la zona de fractura, se observan anomalías conductivas (identificadas como CB3 y GB2 para los perfiles de COL y GUZ respectivamente, como se ilustra en las Figura 11, 15 y 16), que estarían asociadas a la presencia de un reservorio de material magmático que dada su ubicación en la corteza inferior, adquiere características de baja viscosidad que le permiten ascender a través de las fracturas producidas por los esfuerzos extensionales presentes



en el rift; estos tipos de sistemas que presentan grandes volúmenes con viscosidades bajas y con potencial de alta movilidad son denominados sistemas “mush” por Edmonds et al. (2019).

A profundidad, los perfiles resistivos muestran que la zona fracturada está compuesta por dos estructuras mayores que corresponden al límite O del GC (sondeos G3-G4 ilustrado en las Figura 11a y 16; y sondeos C3-C5 mostrados en las Figura 11b y 15) y al límite E del BJ (sondeos G7 y C7) que muestran un buzamiento, para el caso del GC representa un buzamiento hacia el NO que se muestra más claro en el perfil de GUZ, dado que presenta una corteza menos fracturada y para el caso del límite Este del BJ el buzamiento que muestra es hacia el NE.

Esto se puede observar con mayor claridad en los mapas resistivos (Figura 12), donde se muestra cómo el límite del GC se desplaza hacia NO conforme se profundiza. La parte superior de esta zona limítrofe, se encuentra cubierta por materiales con resistividades  $> 100 \Omega m$ , que se observa en la Figura 12a como un conductor en el GC que se extiende a lo largo de este y se vuelve más conductivo hacia el Sur, asociado a los materiales superficiales que rellenan el graben.

Para la determinación del límite del BM, la inversión gravimétrica y la susceptibilidad magnética, apoyada de los perfiles resistivos, permiten su identificación de una forma más clara. En la Figura 8 es posible observar una clara diferenciación entre los Bloques de Jalisco y Michoacán, donde el límite del BM parece presentar una dirección muy similar a la del BJ en la zona cercana a la costa, sin embargo justo en el CVC, el límite del BM cambia su dirección N-S a una dirección NE-SO tal y como se muestra en Figura 26, donde se traza la propuesta de los límites basado en los resultados geofísicos.

El gradiente gravimétrico, así como la inversión 3D de datos potenciales y los perfiles resistivos 2D y 3D, permitieron identificar el límite entre BJ y BM a lo largo del área de estudio, los resultados obtenidos se muestran en la Figura 26. En esta figura se observa que cerca de la línea de la costa, al Sur del GC, una correlación espacial con el gap de tremores tectónicos indicada por Brudzinski et al. (2016), sin embargo, el límite del BJ se encuentra más cerca del BM dentro de la brecha de tremores. Con una observación detallada, dentro de este gap de tremores, existe la presencia de una zona pequeña con registros de ellos (Figura 26), estas áreas pequeñas corresponden con los fragmentos de menor tamaño asociados al BJ -que se encuentran dentro del GC-, dadas sus características resistivas y de densidad; que fueron el resultado del rifting responsable de la formación de GC como se muestra en la Figura 7b.

En el GC central, el CVC está ubicado en la parte donde los límites de los dos Bloques se encuentran más cercanos entre sí, presentando el CVC a manera regional, la misma firma de gravimetría y susceptibilidad magnética que el BJ. Al Norte, los límites cambian de dirección, el BJ presenta una tendencia SSE-NNO y el BM presenta una tendencia SO-NE, esto podría ser un efecto producido por la influencia de la unión triple que muestra evidencia en la inversión gravimétrica (Figura 7b y c) con algunas zonas de fracturas NO-SE en la isosuperficie de alta densidad, y la misma tendencia en la isosuperficie de baja densidad como efecto de los graben de Chapala y Tepic-Zacoalco.



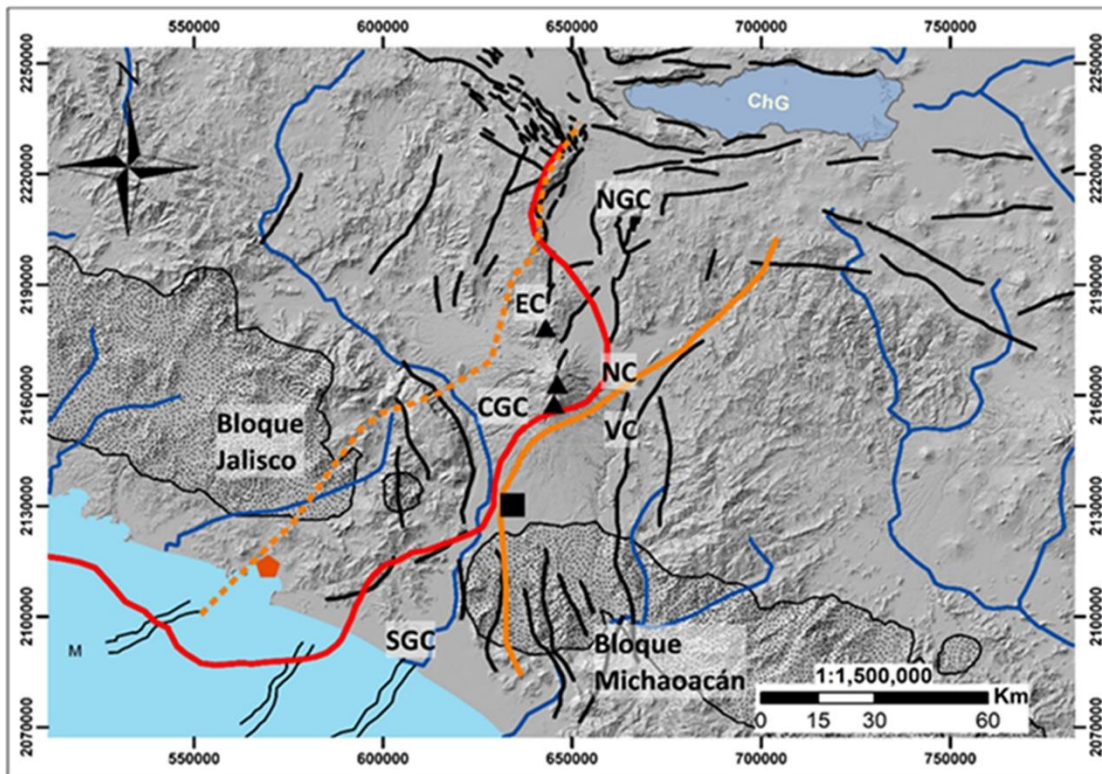


Figura 26. Se muestran los resultados obtenidos con la inversión gravimétrica y aeromagnética 3D, la inversión 2D de los datos MT y el resultado de los perfiles gravimétricos. Las líneas naranjas (continua y discontinua) representan los límites del GC, mientras que las líneas continuas (roja y naranja) el límite de los Bloques de Jalisco y Michoacán respectivamente propuestos en esta investigación.

## 4.2. Modelo de migración magmática y el sistema magmático del Complejo Volcánico de Colima.

Una vez teniendo claro la ubicación y geometría de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán, se procede a analizar la dirección que presenta la migración magmática del CVC y la influencia que han ejercido el límite de los bloques sobre esta.

La dirección que ha presentado la migración magmática, así como lo correspondiente a sus cámaras magmáticas han sido un punto de discusión de una gran cantidad de estudios y de este en particular, desde Waitz (1906), autor del primer estudio geológico sobre el VC, hasta los estudios posteriores a la década de 70s donde comienzan los estudios modernos del complejo volcánico.

Para lograr comprender la migración del sistema magmático, es importante conocer a fondo el tipo de sistema magmático que se presenta, su geometría, profundidad y mecanismos de ascenso del magma, de manera que ayude a comprender su procedencia y así determinar aquellas zonas que tengan mayor probabilidad para la aparición de nuevos centros eruptivos. Mediante el análisis de los resultados obtenidos de los datos gravimétricos y aeromagnéticos, junto con técnicas de inversión 3D, y análisis espectral; se logra reducir la ambigüedad de los resultados.

Basado en lo obtenido, las ideas más recientes de un sistema de Mush son más consistentes para explicar el sistema magmático del CVC que los conceptos tradicionales de cámaras magmáticas líquidas por debajo de los edificios volcánicos. Un Mush es aquella parte de los depósitos que contienen una cantidad de cristales suficientemente alta para formar una estructura semirrígida (Wager et al., 1980). Estos depósitos se forman a través de la expulsión de la masa fundida de un Mush a través de diferentes mecanismos: a través de una compactación (McKenzie, 1985; Bachmann y Bergantz, 2004), intercambio convectivo o difusivo mediante filtración a presión impulsado por gas, o por super líquido fundido e inyectada en un material más rico en cristales, que luego se enfría y cristaliza (Sisson y Bacon, 1999; Pistone et al., 2015).

Estos reservorios pueden sufrir una reorganización que puede variar en la escala de tiempo, puede ser en escalas de tiempo cortas como antes o durante una erupción o puede ocurrir en una escala de tiempo larga como en procesos de fraccionamiento, sedimentación, compactación y flujo reactivo (Tait et al., 1989) o puede ser por recarga del reservorio por magmas máficos de la corteza inferior o del manto superior (Edmonds et al., 2010; Ruprecht y Bachmann, 2010). En algunos casos, la reorganización puede ser producida por fuerzas tectónicas (Linde y Sacks, 1998). El resultado puede ser la generación de movilidad en nuevos volúmenes y un cambio en la alimentación de magma hasta la superficie.

Iniciando con las anomalías obtenidas en las Figura 18A y B muestran valores bajos de gravedad con forma circular que corresponde con los edificios volcánicos NC-VC, y en menor medida, el volcán EC, esto sumado a la diferencia en la firma magnética mostrada en la Figura 17, permite pensar de primera instancia, que tal vez con el concepto del mush, las zonas identificadas por magnetismo

tienen una cierta característica por la densidad de cristales, y no necesariamente existe la conexión entre el NC-VC y el volcán EC.

Este tipo de respuestas gravimétricas como las mostradas en los mapas de la Figura 18, que presentan formas circulares ubicadas en los volcanes NC-VC y EC, se han obtenido en otros sistemas volcánicos activos, por ejemplo en Italia (Rapolla et al., 2002; Piochi et al., 2005). Adicionalmente, el gradiente gravimétrico ubicados entre los volcanes NC-VC y el volcán EC con dirección E-O, así como atravesando a los volcanes NC-VC (Figura 17 y 18), corresponde a la evidencia geofísica del sistema estructural con dirección E-O señalado por Norini et al. (2010).

De manera complementaria, la deconvolución de Werner (Figura 19) muestra respuestas relacionadas a la presencia de diques, los cuales representan las estructuras de ascenso donde se ha acumulado el material magmático producto de la fusión parcial tal y como señalan Maccaferri et al. (2014) y Edmonds et al. (2019). Para el NC-VC se muestra gran cantidad de soluciones con una profundidad promedio de 7600 m y 5600 m respectivamente, mientras que el volcán EC no presenta una concentración de soluciones claramente visible como el mostrado en el NC y VC; interpretándose esto como la presencia de un mayor volumen magmático potencialmente móvil en la zona del NC-VC, donde la única diferencia notoria entre estos dos es que este volumen magmático presenta mayor profundidad hacia el NC, ascendiendo hacia el VC.

Adicionalmente, la Figura 19 muestra que el sistema magmático presenta un desplazamiento hacia el Este con respecto a los edificios volcánicos tanto para NC como para el VC. Esto sumado a la ausencia de soluciones en el volcán EC orientan a pensar que la migración magmática podría no provenir desde el N en la dirección que muestran los edificios volcánicos en superficie, tal como lo han propuesto varios autores (p. ej. Norini et al., 2010, Spica et al., 2017; Escudero y Bandy, 2017).

Partiendo del concepto que un sistema mush puede estar compuesto por roca parcialmente o totalmente fundida contenida dentro de un sector rodeado de roca sólida (Sparks et al., 2019), sin embargo, es posible que algunas partes del sistema magmático puede estar a temperaturas por debajo de la roca sólida, de manera que un aumento en la temperatura en un espacio de tiempo corto podría llevar al rejuvenecimiento y la removilización del Mush cristalizado, este aumento en la temperatura puede darse por la inyección de magmas calientes y máficos en la base del reservorio de Mush en la corteza superior (Bachman y Bergantz, 2006), enfriándose y presentando cristalización de sus minerales (Cooper y Kent, 2014).

Algunos de estos sistemas mush pueden abarcar la extensión vertical de la corteza y más allá, denominándose un sistema transcortical de mush (Marsh, 2006; Sparks et al., 2019). Por otra parte, valores altos en la susceptibilidad magnética obtenidos en campos volcánicos están asociadas a zonas por donde se da la migración magmática en zonas profundas dado que la fracción fundida del magma asciende a través de las zonas de cristalización dichos materiales (Callot et al., 2001; Piochi et al., 2005; Magee et al., 2018; Jackson et al., 2018), situación que se presenta en un sistema Mush altamente cristalizado y con movilidad limitada.

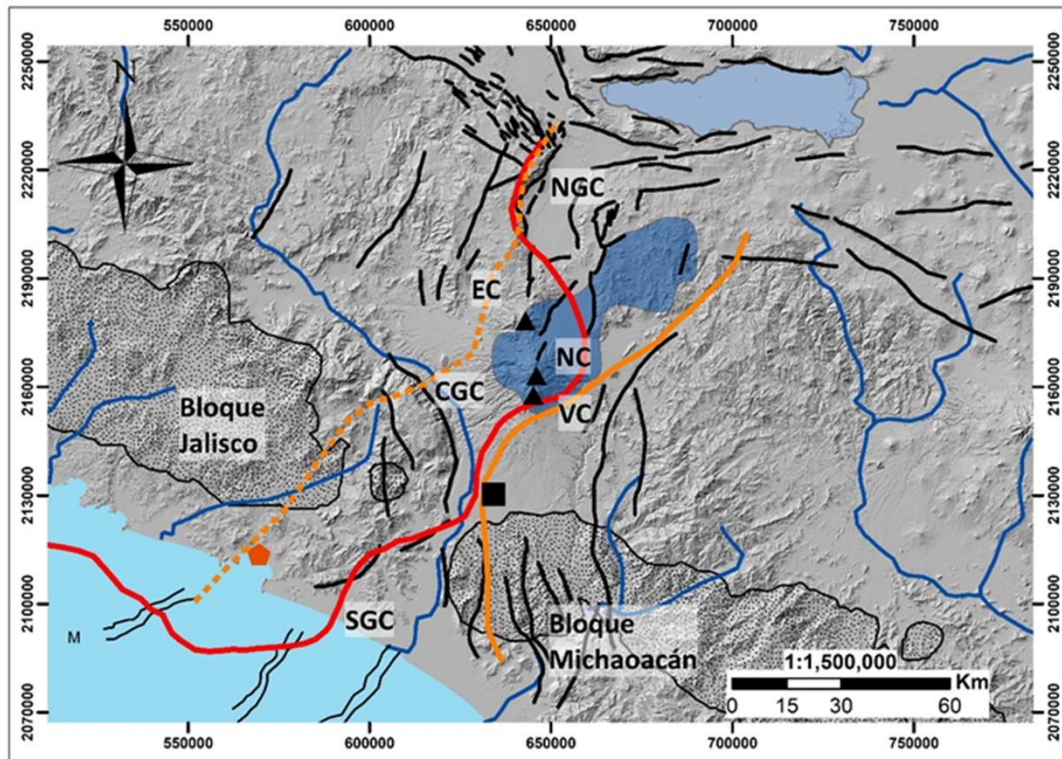
Los resultados obtenidos mediante las inversiones 3D de los perfiles resistivos ilustrados en la Figura 13, así como las inversiones 3D de los datos aeromagnéticos muestran una zona de ascenso de magma hacia el CVC que se encuentra altamente cristalizado, que proviene desde el NE del complejo (Figura 27), dados los altos valores de susceptibilidad obtenidos, los resultados de la deconvolución

de Werner (Figura 20 P5- Perfil NE) y que las densidades mostradas son entre medias y altas, se estaría asociando a un reservorio de Mush altamente cristalizado a través del sistema estructural con la misma dirección del límite del Bloque Michoacán (Figura 26 y 27) y cuya fracción más líquida y sin cristalización se encuentra almacenada en la corteza superior.

Las anomalías magnéticas que se muestran en las Figura 23 y 24, están asociada a la cristalización que se presenta entre las estructuras relacionadas con el límite Oeste del BM (con dirección NE) producto de la movilización del magma a través de ellas que posteriormente se cristaliza tal y como lo indican Reubi y Blundi, (2008) y Norini et al (2019), esta zona de ascenso magmático presenta una profundidad de al menos 15 km, ascendiendo desde el NE del CVC hasta llegar al NC-VC.

Estos resultados son consistentes con la teoría de un sistema de Mush con varios conductos magmáticos que asciende a través de un sistema de estructuras extensionales característicos de una zona de Rift; y consecuente con los resultados obtenidos por Ochoa-Chávez et al. (2016) mediante las imágenes tomográficas que muestran las bajas velocidades sísmicas con la misma dirección NE.

Los datos de las profundidades de la fracción más líquida del depósito magmático, calculadas a partir de las inclusiones fluidas varían entre 5 y 8 km según Reubi et al. (2013) y los 12 km dados por Atlas et al. (2006), sin embargo, las profundidades que muestran las inversiones gravimétricas que van desde los 7.5 km la parte más profunda a los 5 km en la parte más somera (hacia el VC) y los resultados de susceptibilidad magnética donde el ascenso magmático proviene de profundidades de al menos 15 km desde el NE del CVC, sin embargo, los datos magnetotélúricos nos muestran que dichas profundidades podrían ser de hasta 30 km (Figura 13).



- |              |                    |                   |                      |
|--------------|--------------------|-------------------|----------------------|
| ▲ CVC        | ▨ Zona de Tremores | — Límite E del BJ | --- Límite NW del GC |
| ■ Colima     | — Ríos principales | — Límite W del BM | — Caract. Tectónicas |
| ◆ Manzanillo |                    |                   |                      |

Figura 27. Dirección de la migración magmática vista en planta, donde se muestra sombreado de color azul que la dirección de la migración del sistema magmático profundo provienen desde el NE, mientras que la dirección de los edificios volcánicos en superficies presentan una dirección N-S.

La inversión gravimétrica y sus isosuperficies (Figura 21 y 22), así como el modelo 3D de datos magnetotelúricos (Figura 13) muestran la presencia del cuerpo con menor densidad ( $2.22 \text{ g/cm}^3$ ) y resistividades de medias a bajas ( $\sim 300 \Omega m$ ) por debajo de los volcanes NC-VC asociado a un depósito compartido de la fracción más líquida y móvil del magma, cuya profundidad del punto medio de la isosuperficie gravimétrica es de 6200 m, que, dado a las baja densidad que presenta se trataría de la fracción más líquida del sistema magmático, mientras que en las cercanías del volcán EC no se muestra una respuesta similar, dado que el material magmático presente en la zona podría encontrarse cristalizado y solidificado dada su edad de formación, y por esta razón la respuesta de alta susceptibilidad magnética obtenida en esta zona.

La profundidad de la fracción más líquida del sistema magmático del NC-VC es muy similar (desde 7.5 km la parte más profunda hacia el NC, hasta 5 km la parte más somera hacia el VC) con lo señalado por Escudero y Bandy (2017) mediante las velocidades de ondas sísmicas y por Reubi et al. (2013) mediante la petrología. Adicionalmente, las profundidades obtenidas concuerdan con la

sismicidad local que sugiere que el depósito magmático del VC, se encuentra a una profundidad de 6 km según Zobin et al. (2002).

Estos depósitos de magma con características de baja viscosidad son poco probables que se presentes en la corteza superior dado a que esta se encuentra más fría, haciendo que el magma se cristalice y dicha fracción líquida se almacene en láminas delgadas que no son tan evidentes por medios geofísicos (Jackson et al., 2018). Sin embargo, las únicas zonas que reúnen las condiciones necesarias para que esto sea posible, son las zonas de Rifts (Edmonds et al., 2019), como es nuestro caso, dadas las características extensionales que presentan las estructuras asociadas a Rift y GC, donde el magma aprovecha las estructuras de los límites para el ascenso de su fracción más líquida.

Hacia el sector NE del CVC, donde se encuentra la zona de alteración por ascenso del magma que alimenta a los volcanes NC-VC, se presenta una serie de estructuras con dirección NE, identificados mediante estudios geológicos por Allan (1986), cuya evidencia geofísica se presenta con gradientes claros tanto en la gravimetría (Figura 18C) como en la magnetometría (Figura 23), que podrían relacionarse con estructuras profundas que delimitan muy bien esta zona de anomalía asociada al ascenso magmático del CVC. Taran et al. (2002), en su análisis de isótopos de He y carbono, obtuvieron como resultados valores característicos de una falla activa y profunda ubicado al NE del CVC, mientras que Norini et al. (2010) indica que el sistema estructural asociado al Rift de Colima es ampliamente activo, explicando las altas tasas de resurgencia del VC y el ascenso de magma a través del sistema estructural que posee esa dirección.

Con los resultados obtenidos es posible observar que el modelo tradicional de cámaras magmáticas ubicadas por debajo de los edificios volcánicos no calza muy bien para el CVC, ya que el ascenso del material magmático no se presenta de forma vertical a través de la corteza, de manera que no tenemos tres cámaras magmáticas para tres cuerpos volcánicos.

Por esta razón, el sistema magmático del CVC se explica de mejor manera mediante el concepto de un sistema de Mush, dado que el ascenso del material magmático presenta características de alta cristalización en las respuestas geofísicas, el ascenso del material no se da de forma meramente vertical, sino que presenta desplazamiento horizontal, así como una migración acorde a las estructuras asociadas al límite Oeste del BM. Adicionalmente el sistema magmático del CVC presenta una clara fragmentación de sus fases, donde la fase más líquida y móvil se encuentra alojada en la corteza superior (entre 7.5 – 5.2 km de profundidad), alojada en el Centro del Graben de Colima de acuerdo a lo mencionado por Spica et al. (2014), donde la dirección estructura es N-S y es por esta razón que los puntos de salida del magma presenta dicha dirección N-S.

El Mush presente se caracteriza por ser un sistema de Mush transcortical dado su recorrido desde al menos una profundidad de 15 km provenientes del NE del CVC. Una migración volcánica similar sucede en el Rift El Taupo en Nueva Zelanda, en donde el sistema volcánico presenta una migración acorde con la evolución del Rift (Villamor et al., 2017).



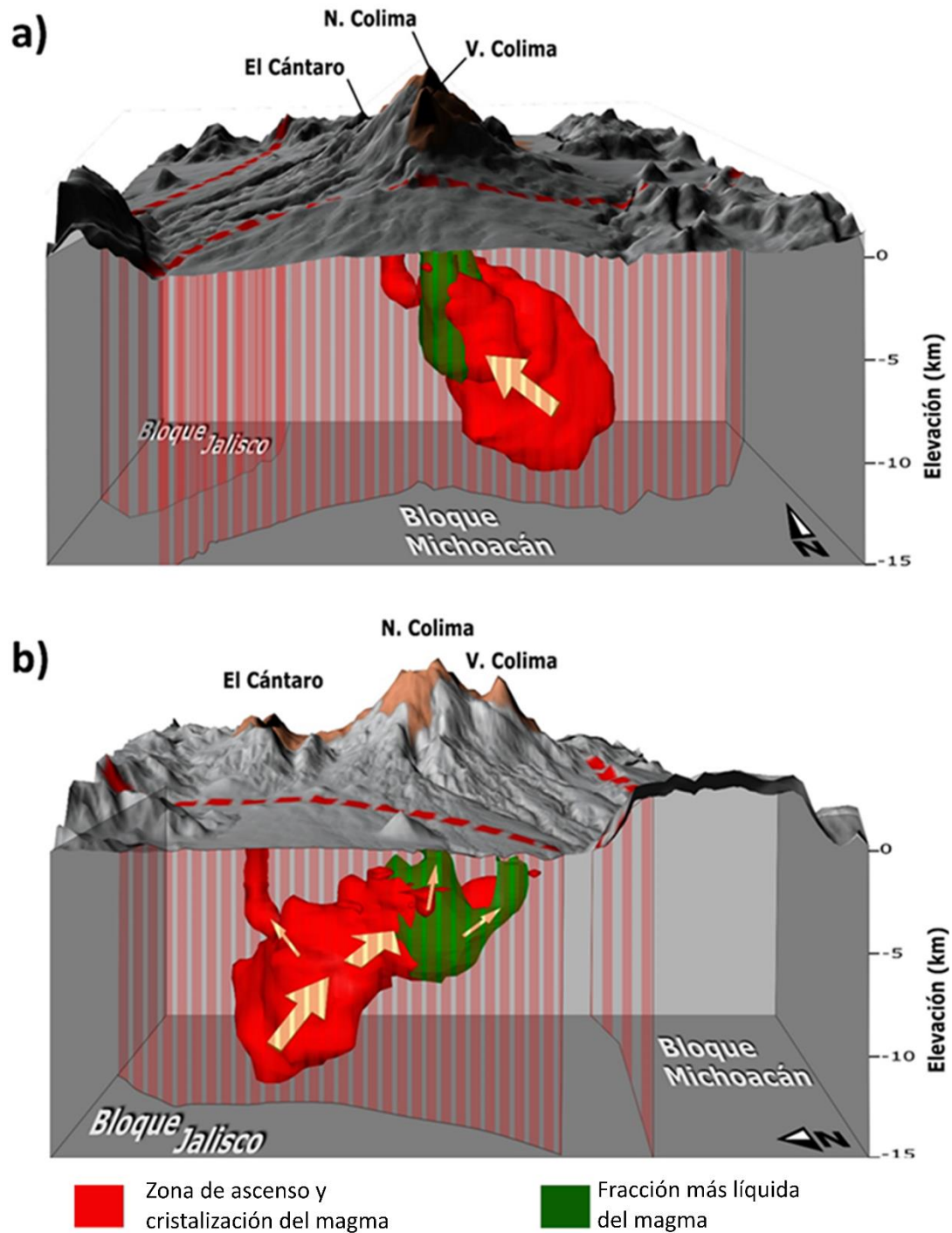


Figura 28. Modelo de la migración del sistema magmático profundo del CVC. a) Muestra una vista del sistema desde el Sur, evidenciando que la alineación de los edificios volcánicos en superficie no corresponde con la migración que presenta el sistema magmático profundo ya que este provienen desde en NE, b) muestra una vista del sistema magmático del CVC desde el W, donde se muestra la geometría clara del sistema a través de sus ascenso por la corteza; la superficie roja corresponde a altas susceptibilidades asociada a la alta cristalización del magma que muestra la migración del sistema magmático, el cuerpo de color verde represente la densidad más baja del sistema asociado a la fracción más líquida y móvil del sistema magmático.



## 5. Conclusiones

Esta investigación es la primera en utilizar tres métodos geofísicos diferentes con inversión 2D y 3D para la determinación de los límites Este y Oeste de los Bloques de Jalisco y Michoacán (respectivamente) a lo largo del GC, que durante mucho tiempo se ha intentado su determinación en superficie mediante la identificación de rasgos morfológicos y geológicos, sin embargo su determinación no ha sido del todo clara debido a sus características difusas producto de la erosión, dada la influencia del Graben de Colima y el Complejo Volcánico de Colima.

Con los resultados de este estudio, ha sido posible observar que los límites se vuelven más claros por debajo de los 5 km de profundidad, donde se hacen evidentes discontinuidades corticales que se extienden a lo largo del área de estudio desde la costa hasta el punto triple (GTZ-GCh-GC), esto nos permite conocer la influencia que han tenido sobre la formación del CVC y su migración magmática.

Se hace evidente una discontinuidad de la corteza que se extiende a lo largo del GC. El límite Este del BJ se extiende con dirección NE-SO desde la costa cerca de Manzanillo, hasta el sector Sur del CVC, el cual se muestra casi paralelo al límite Oeste del BM. En este punto, el límite del BJ cambia a una dirección N-S hasta 30 km al Suroeste del lago Chapala, mientras que el límite del BM cambia su dirección al NE. A profundidad, los límites de los Bloques presentan un buzamiento hacia el NE y NO, evidente evidenciado por los perfiles magnetotelúricos por debajo de los sondeos C7 y G7.

Se evidencia además que los límites E del BJ y O del GC no coinciden espacialmente entre sí, como se había creído hasta el momento, ya que el límite del BJ está cercano al del BM tal y como es de esperarse y se considera que en algún tiempo atrás fueron un solo bloque.

Por otro lado, el límite Oeste del BM se confirmó mediante la inversión 3D de datos aeromagnéticos y magnetotelúricos, presentando una dirección casi N-S cerca de Tecomán y cambiando su dirección en las cercanías del Sur del CVC a una dirección NE-SO, donde se han identificado sistemas de estructuras regionales con esta dirección. Estos sistemas estructurales presentan un control sobre el ascenso magmático que nutre al CVC. De tal manera, los límites propuestos de los Bloques de Jalisco y Michoacán y la interacción entre estos y el aporte magmático quedan expresados tal y como se muestra en la Figura 29.

Adicionalmente, esta investigación es la primera en estudiar mediante inversiones 3D y análisis espectral de datos potenciales, la influencia que ejercen los límites de dichos Bloques sobre el sistema magmático del CVC y su migración, haciendo aportes importantes al entendimiento del sistema magmático del CVC y la complejidad que este posee.

La tendencia hacia el Este mostrada por la Deconvolución de Werner sumada a los resultados obtenidos por inversiones 3D, permiten determinar que el sistema magmático del CVC consiste en un sistema de mush transcortical con una fase líquida no cristalizada ubicado en la parte superior de la corteza.

Las inversiones gravimétricas y aeromagnéticas ayudaron a determinar la existencia de un sistema Mush asociado con el CVC, donde la fracción más líquida se ubica debajo de los volcanes NC-VC a

7.5 km debajo del volcán NC, mientras que se vuelve menos profunda (~ 5.2 km) hacia el Volcán de Colima. Así también se evidenció que el volcán EC presenta una cristalización completa de su material magmático. Además, el magma altamente cristalizado asciende desde el NE del CVC a través de las estructuras asociadas al límite Oeste del BM.

La complejidad del CVC se da debido a diversos factores, entre ellos la ubicación dentro de una zona de rift con emplazamiento volcánico, a la presencia del cuerpo conductor en la zona inferior de la corteza (~35 km) mostrada en el perfil resistivo GUZ (Figura 11) y en el modelo 3D de datos MT (Figura 13), a los altos valores de susceptibilidad magnética asociados a la presencia de la alta cristalización del magma, así como los contrastes laterales mostrados en los perfiles resistivos (GUZ entre los sondeos G3-G7 y su continuidad en el perfil COL entre sondeos C3-C7 con valores de resistividad ~300Ωm) con orientación NE-SO asociado a la dirección del límite O del Bloque de Michoacán y al cuerpo con bajas densidades en la corteza superior (~6200 m de profundidad), hacen que el CVC reúnan todas las características presentes en un sistema magmático de Mush indicadas por Edmonds et al, (2010) y Jackson et al, (2018).

El reservorio del sistema magmático se encuentra entre la corteza inferior y el manto superior, a una profundidad ~35 km cuyo material se encuentra fundido dadas las condiciones de presión y temperatura, permitiendo que este ascienda a través del margen derecho del rift (límite O del BM), generando un "Mush" cristalizado en la zona de ascenso y encontrando una zona bastante fracturada e interconectada que permite el almacenamiento de la parte más fluida del magma a ~6200 m dada su baja densidad cumpliendo las condiciones señaladas por Maccaferri et al. (2014), Hübert et al. (2018) y Samrock et al. (2018), tal y como se muestra en la Figura 29b.

Con la utilización de diferentes métodos geofísicos en esta investigación (MT, gravimetría y magnetometría) y con la aplicación de las diferentes técnicas de procesamiento de los datos (inversiones 2D, 3D y análisis espectrales) han permitido aportar evidencia contundente sobre todo el sistema magmático del CVC desde profundidades del manto superior, abarcando la totalidad de la corteza y sobre la influencia que ejerce el sistema estructural en la migración magmática en el trayecto de su ascenso. Esta investigación ha estudiado el sistema completo Graben de Colima - Complejo Volcánico de Colima permitiendo comprender de mejor forma la interacción entre ambos, haciendo posible para investigaciones futuras la determinación de aquellas zona con mayor probabilidad de presentar nuevos puntos de expulsión de material. Haciendo posible la actualización de las zonas de riesgo.

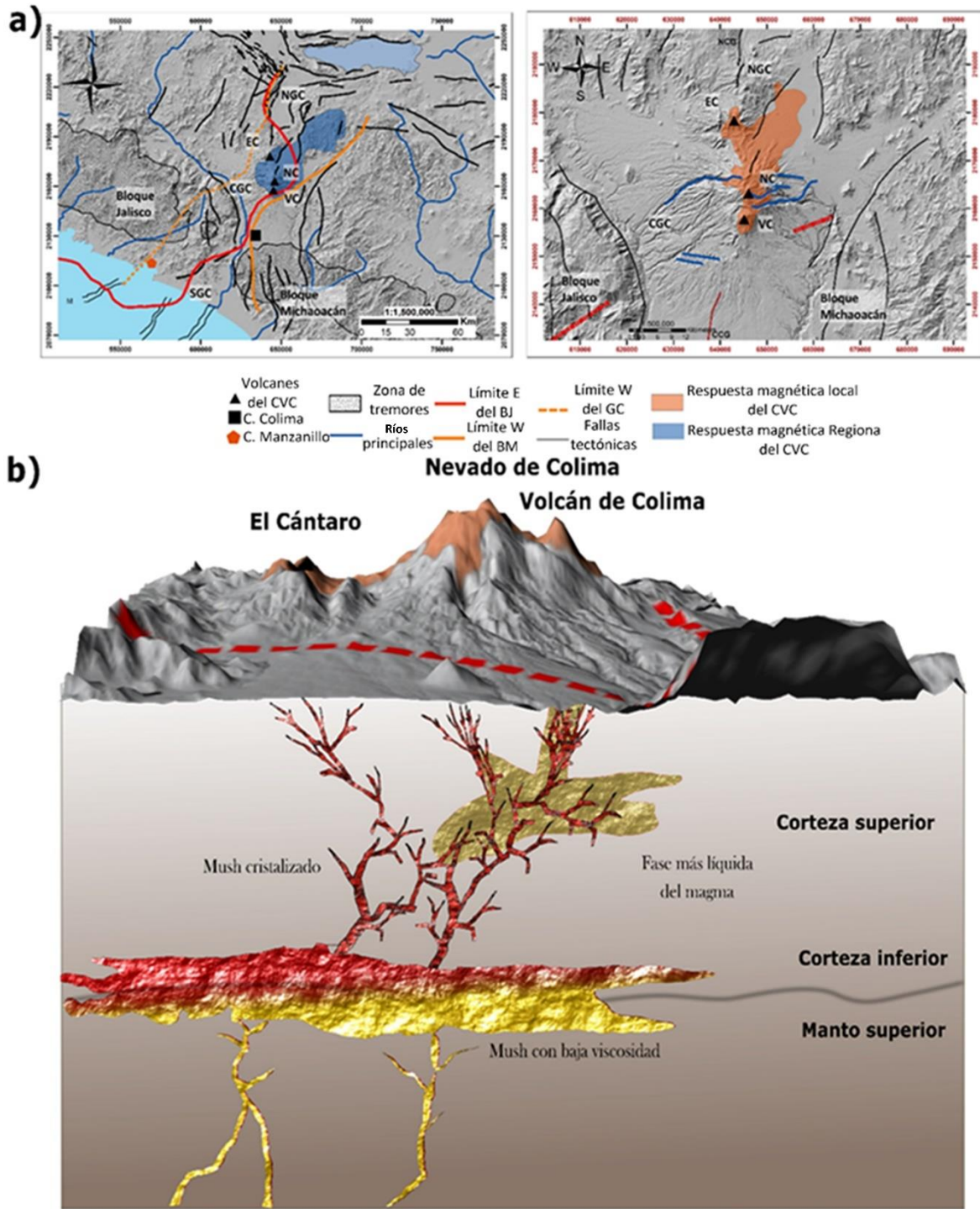


Figura 29. A) Modelo propuesto de los límites de los Bloques de Jalisco y Michoacán y su influencia sobre el aporte magmático que nutre al Complejo Volcánico de Colima. Propuesta realizada mediante la interpretación de los resultados obtenidos mediante los métodos geofísicos. b) Modelo conceptual del sistema magmático del CVC donde se muestra un sistema de Mush en el límite inferior de la corteza, el cual dadas las condiciones de presión y temperatura logra ascender a través de las estructuras generadas en los márgenes del graben, cristalizándose en el camino y almacenándose la parte más líquida del material en la zona de la corteza superior.

## 6. Anexos

### 6.1. Anexo 1: Teoría de campos potenciales

Cuando se habla de métodos potenciales, se refiere a aquellos métodos cuyos conceptos y teoría están basados en los campos potenciales y la ecuación de Laplace como es el caso de la Gravimetría y la Magnetometría. El potencial es la habilidad que tiene la gravedad y el magnetismo para realizar trabajo.

Para ambos métodos, se realizan las mediciones espaciales y temporales, así como los valores absolutos de la gravedad terrestre y el campo magnético, determinando la componente vertical y en los ejes "x" y "y", siendo una medición vectorial o bien, el valor total correspondiente a una medición escalar.

Los elementos más importantes de la teoría de campos potenciales, así como los métodos gravimétrico y magnético serán desarrollados en el presente anexo, además de los tratamientos que reciben los datos para su procesamiento y posterior análisis.

#### ***Campos Potenciales***

La Teoría de Potenciales describe una amplia variedad de fenómenos tales como los campos magnéticos, gravimétricos, eléctricos, entre otros; producidos por diversas razones como corrientes eléctricas uniformes, transferencia constante de calor a través de medios uniformes, flujo constante de fluidos ideales, entre otros (Blakely, 1996).

En la historia de esta teoría, se presentaron dos eventos particularmente importantes, el primero se llevó a cabo en 1687 cuando Isaac Newton propuso la Ley de la Gravitación Universal, describiendo así que cada partícula de materia en el universo es atraída hacia otra con una fuerza directamente proporcional a su masa e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa. La segunda se dio cerca de un siglo después por Pierre Simon Laplace, quien demostró que la atracción gravitacional obedece a una ecuación diferencial simple que actualmente lleva su nombre.

Para comprender de mejor manera los campos potenciales se deben definir previamente lo que es un campo para posteriormente comprender el término de un Campo Potencial, para así entender de mejor manera la teoría de campos potenciales y sus aplicaciones en los métodos geofísicos tales como la gravimetría y la magnetometría.

## Campos

Un campo se define como un conjunto de funciones de espacio y tiempo (Blakely, 1996), por ejemplo: un campo de fuerza describe las fuerzas que actúan sobre cada punto del espacio en un tiempo determinado. Un campo puede ser clasificado como un escalar o un vector, para el primer caso, el campo sería una única función del espacio tiempo como por ejemplo la temperatura de un volumen de gas, en el segundo caso, este describe la evolución de lo que se mide, siendo una función del tiempo y el espacio como el flujo de calor, la velocidad de un fluido.

Para el caso del campo gravimétrico y magnético, ambos son campos vectoriales, sin embargo, a la hora de realizar las mediciones, el dato que se mide es una única componente del vector (un escalar). Estos campos vectoriales pueden ser caracterizados por sus líneas de campo que son tangentes a cualquier punto del sector del campo, en donde cualquier desplazamiento pequeño a lo largo de las líneas de campo debe de tener componentes "x", "y" y "z" proporcionales a la componente correspondiente "x", "y" y "z" del campo en el punto de su desplazamiento. De manera que, si  $\mathbf{F}$  es un vector de campo continuo, sus líneas de campo van a estar descritas por:

$$dxF_x = dyF_y = dzF_z \quad (6-1)$$

## Trabajo, Energía y el Potencial

El trabajo está definido como la fuerza que se ejerce para desplazar un cuerpo de un punto "a" hacia un punto "b" (Serway et al., 2002), de manera que, si se considera una partícula de prueba que se desplaza por el eje x bajo la influencia de una fuerza F, desplazándose de un punto inicial ( $x_i$ ) a un punto final ( $x_f$ ), el trabajo estaría representado como:

$$W = F\Delta x \quad (6-2)$$

Si se aproximan los desplazamientos a cero (se hace el análisis para desplazamiento muy pequeño), de manera que el desplazamiento de la partícula se comporte como si este fuera continuo, el trabajo se expresaría como:

$$W = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \sum_{x_i}^{x_f} F_x \Delta x = \int_{x_i}^{x_f} F_x dx \quad (6-3)$$

Asignándole una masa m a la partícula de prueba, que se mueve bajo la acción de una fuerza neta constante  $\sum \mathbf{F}$ . Al ser esta fuerza constante, la partícula se desplazará con una aceleración constante y si la partícula se desplaza una distancia d, el trabajo neto de la partícula efectuado por la fuerza sería:

|

$$\sum W = (\sum F) d = (ma)d \quad (6-4)$$

Haciendo válidas las siguientes relaciones ya que la partícula experimenta una aceleración constante:

$$d = \frac{1}{2}(v_f + v_i)t \quad a = \frac{(v_f - v_i)}{t} \quad (6-5)$$

Se obtiene:

$$\sum W = m \left( \frac{v_f - v_i}{t} \right) \frac{1}{2} (v_f + v_i)t \quad (6-6)$$

$$\sum W = \frac{1}{2} m v_f^2 - \frac{1}{2} m v_i^2 \quad (6-7)$$

Quedando expresado bajo el término de la energía, dado por:

$$E = \frac{1}{2} m v^2 \quad (6-8)$$

De manera que el trabajo quedaría expresado en término de la energía como:

$$\sum W = E_f - E_i \quad (6-9)$$

Derivando parcialmente el trabajo en la ecuación (6-3) se obtiene:

$$\frac{\partial W}{\partial x} = F_x \quad (6-10)$$

Y extendiendo esto a las tres dimensiones quedaría como:

$$F(x, y, z) = \left( \frac{\partial W}{\partial x}, \frac{\partial W}{\partial y}, \frac{\partial W}{\partial z} \right) \quad (6-11)$$

$$F(x, y, z) = \nabla W \quad (6-12)$$

De manera que la derivada parcial del trabajo en cualquier dirección, es equivalente a la componente de la fuerza en dicha dirección.



## ***Campos conservativos***

Se considera a un campo  $\mathbf{F}(x,y,z)$  como un campo vectorial conservativo si cumple cualquiera de las siguientes condiciones:

- Si las integrales de línea de  $\mathbf{F}$  no dependen de la trayectoria.
- La integral de línea en una trayectoria cerrada siempre es cero.
- Si  $\mathbf{F}$  es gradiente de alguna función escalar, es decir  $\mathbf{F}(x, y, z) = \nabla g$ .

Para nuestro caso, el campo vectorial  $\mathbf{F}(x, y, z)$  está dado por el gradiente de la función de trabajo  $W$ . De manera que, si la función trabajo tiene derivadas continuas, entonces la ecuación (6-12) se puede integrar de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} W(P, p_0) &= \int_{p_0}^P \mathbf{F} \cdot d\mathbf{s} \quad (6-13) \\ &= \int_{p_0}^P \left( \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz \right) \\ &= \int_{p_0}^P dW \\ &= W(P) - W(P_0) \quad (6-14) \end{aligned}$$

Dando como resultado que el trabajo depende únicamente de los puntos inicial ( $P_0$ ) y final ( $P$ ) y no así de la trayectoria que presente el campo vectorial, siendo esta la definición de un campo conservativo. Por otra parte, si tratamos con una trayectoria cerrada, es decir que  $P_0 = P$ , entonces obtenemos que  $W(P, P_0) = 0$  de manera que no se efectúa trabajo neto.

## ***Superficies equipotenciales***

El potencial  $\phi$  de un campo vectorial está definido como la función de trabajo, donde su signo puede ser positivo o negativo dependiendo de la convención utilizada, por ejemplo, en campos gravimétricos donde dos partículas de signos iguales se atraen entre sí,  $\mathbf{F} = \nabla\phi$ , mientras que, para cargas eléctricas, donde dos partículas de signos iguales se repelen  $\mathbf{F} = -\nabla\phi$ . Para nuestro caso, el valor del potencial en un punto dado no es tan importante como si lo es la diferencia de potencial entre dos puntos separados.

|

De manera que una superficie equipotencial se define como aquella superficie que posee el mismo valor de potencial, expresándose como:

$$\phi(x, y, z) = \text{constante} \quad (6-15)$$

Si  $\hat{s}$  es un vector unitario tangente a una superficie equipotencial de  $\mathbf{F}$ , entonces  $\hat{s} \cdot \mathbf{F} = \frac{\partial \phi}{\partial s}$  en cualquier punto y debe desaparecer (hacerse cero, ya que la derivada de una constante es cero) de acuerdo con la definición de una superficie equipotencial. De tal manera que las líneas de campo en cualquier punto deben de ser siempre perpendiculares a la superficie equipotencial y viceversa, por lo tanto, no se realiza ningún trabajo para mover una partícula de prueba a lo largo de la superficie equipotencial.

## 6.2. Anexo 2: Método Gravimétrico

El método gravimétrico se enfoca en medir las variaciones del campo gravitacional en la superficie de la Tierra. Estas variaciones están asociadas a cambios en la densidad de los materiales terrestres, de tal manera que la exploración gravimétrica identifica aquellos contrastes en las densidades que están asociados a diversos fenómenos geológicos según su respuesta.

La historia del método comienza con Galileo Galilei, quien en 1589 realizó su experimento en la Torre de Pisa, donde dejó caer dos objetos con diferente masa para determinar cómo esta afectaba la velocidad con la cual los objetos caían (Telford et al., 1990).

Años después, Johann Kepler postula las leyes que controlan el Sistema Solar entre los años 1609 y 1618 (Serway et al., 2002), posteriormente Sir Isaac Newton propone la ley de la Gravitación Universal entre 1685 y 1687 (Telford et al., 1990). Entre 1735 y 1745, durante una expedición a Perú, Lapland y Pierre Bouguer establecieron las relaciones básicas de la gravimetría tales como la relación de esta con la elevación y la latitud, así como la atracción horizontal provocada por las montañas y la densidad de la Tierra, todos estos, conceptos indispensables para el análisis en estudios gravimétricos.

Dentro de los principios fundamentales, se busca conocer las bases necesarias para una mejor comprensión de la teoría detrás del método gravimétrico, dentro de los que destacan la Ley de la Gravitación Universal, aceleración de la gravedad, el potencial gravitacional entre otros conceptos que se desarrollarán a lo largo de este anexo.

### ***Ley de la Gravitación Universal***

La ley de la Gravitación Universal fue propuesta en 1687 por Isaac Newton, esta consiste en la atracción experimentada entre partículas de materia en el universo, expresada como una fuerza que es directamente proporcional a su masa e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia de separación entre ellas, representada por la ecuación:

$$F_{1,2} = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \mathbf{r}_{1,2} \quad (6-16)$$

Donde  $F_{1,2}$  es la fuerza ejercida por la partícula de masa  $m_1$  sobre la partícula de masa  $m_2$ ,  $\mathbf{r}_{1,2}$  es el vector unitario dirigido de  $m_2$  hacia  $m_1$ ,  $r$  es la distancia entre las partículas y  $G$  es la constante de la gravitación universal con un valor en el Sistema Internacional (SI) de  $6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ .

## ***Aceleración de la gravedad***

Al encontrarse en atracción dos partículas, estas generan aceleración una sobre la otra y viceversa, de manera que la aceleración que presenta la masa  $m_2$  por la presencia de  $m_1$  se puede obtener dividiendo la ecuación (6-16) entre  $m_2$ , obteniendo:

$$\mathbf{g} = G \frac{m_1}{r^2} \mathbf{r}_1 \quad (6-17)$$

De manera que analizando el caso de la aceleración gravitacional terrestre  $m_1$  correspondería a la masa terrestre y  $r$  representaría el radio de la Tierra, quedando como:

$$\mathbf{g} = G \frac{M_T}{R_T^2} \mathbf{r}_1 \quad (6-18)$$

La aceleración de la gravedad terrestre fue medida por primera vez por Galileo obteniendo un valor numérico de  $\mathbf{g}$  en la superficie de la Tierra de aproximadamente  $980 \text{ cm/s}^2$ . En honor al descubrimiento realizado por Galileo, la unidad de medida de la aceleración gravimétrica de  $1 \text{ cm/s}^2$  es llamada el Galileo o Gal (Telford et al., 1990).

## ***Potencial gravitacional***

El campo gravitacional es un campo conservativo, esto quiere decir que el trabajo realizado para mover una masa en un campo gravitacional es independiente de la trayectoria y únicamente depende del punto inicial y final tal, de forma que si la masa vuelve a su punto de partida la energía neta es cero. Otra forma de verlo es que la suma de la energía cinética y la energía potencial tiene que ser constante en un sistema cerrados (Telford et al., 1990), representándose como:

$$K + U = cte \quad (6-19)$$

Donde  $K$  es la energía cinética y  $U$  representa a la energía potencial. La fuerza que da lugar al campo conservativo se puede obtener por medio de la función potencial escalar  $U(x, y, z)$  por medio del gradiente

$$\nabla U(x, y, z) = \frac{-\mathbf{F}(x, y, z)}{m_2} = -\mathbf{g}(x, y, z) \quad (6-20)$$

Y en coordenadas esféricas

$$\nabla U(r, \theta, \phi) = \frac{-\mathbf{F}(r, \theta, \phi)}{m_2} = -\mathbf{g}(r, \theta, \phi) \quad (6-21)$$

|

De tal manera se puede obtener la energía potencial  $U$  como

$$U(r, \theta, \phi) = \int_{\infty}^r (\nabla U) \cdot dr = - \int_{\infty}^r \mathbf{g} \cdot dr \quad (6-22)$$

Utilizando la ecuación (6-18) obtenemos

$$U(r) = \frac{Gm}{r} \quad (6-23)$$

Apoyados en el teorema de la divergencia (Teorema de Gauss), que establece que la integral de la divergencia de un campo vectorial  $\mathbf{g}$  sobre una región de espacio  $\mathbf{V}$  es equivalente a la integral de la componente normal hacia afuera del campo  $\mathbf{g}$  sobre una superficie que encierra la región (Telford et al., 1990), representada como:

$$\int_{\mathbf{V}} \nabla \cdot \mathbf{g} dv = \int_{\mathbf{S}} \mathbf{g} \cdot d\mathbf{s} \quad (6-24)$$

Si no hay materia atractiva dentro del volumen, las integrales son cero y  $\nabla \cdot \mathbf{g} = 0$ ; pero de las ecuaciones (6-20) y (6-21) la fuerza gravitacional es el gradiente del escalar potencial  $U$  por lo tanto:

$$-\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0 \quad (6-25)$$

Lo quiere decir que el potencial en un espacio libre satisface la ecuación de Laplace.

### ***Gravedad terrestre***

En vista que la Tierra no posee una forma esférica perfecta, la gravedad de esta no es homogénea en toda su superficie, de modo tal que la magnitud de la gravedad depende de cinco factores: latitud, elevación, topografía de los alrededores, mareas terrestres y las variaciones de la densidad en el subsuelo (Telford et al., 1990).

Normalmente el campo gravimétrico de la Tierra presenta valores que van de los 978.0327 gal en el ecuador, hasta los 981.2186 gal en el polo Norte (Roy, 2008); estas variaciones que el campo gravimétrico presenta, son conocidos como anomalías gravimétricas  $\nabla g$ . Generalmente, las anomalías gravimétricas que se presentan poseen valores más pequeños que los dados por la latitud

|

y la elevación, sin embargo, estas son más grandes que las anomalías provocadas por las mareas y los efectos topográficos (Telford et al., 1990; Roy, 2008).

La forma de la Tierra está dada por el esferoide de referencia, el cual se determina mediante la geodesia. Este presenta un abultamiento en la zona del Ecuador y un achatamiento en las zonas de los polos (Lowrie, 2007; Telford et al., 1990) (Figura 30).

### ***Esferoide de referencia***

El esferoide es una representación geométrica–matemática utilizada para la representación de la Tierra, que no tiene necesariamente que coincidir con la topografía (Figura 30). La rotación terrestre genera una fuerza centrífuga que produce una variación en el radio de esta, produciendo así que el radio polar sea ligeramente menor que el radio ecuatorial, haciendo que la forma de la Tierra no se asemeje a una esfera sino más bien a un elipsoide de revolución (esferoide), en donde  $x = y > z$  como se puede observar en la Figura 31.

La proyección en el plano horizontal  $xy$  es un círculo mientras que las proyecciones en los planos verticales  $x - z, y - z$  son elipses de dimensiones iguales, tal y como se observa en la Figura 31.

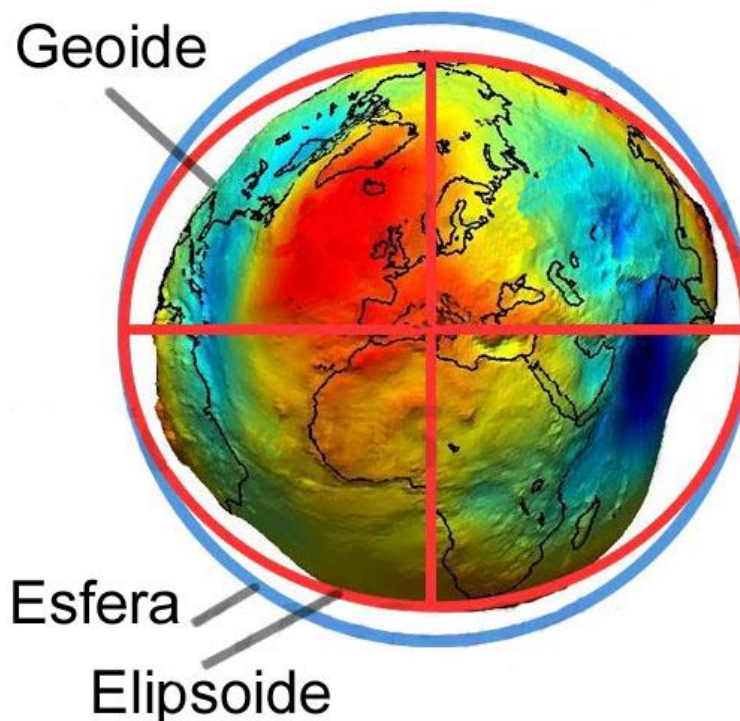


Figura 30. Figura comparativa del geoide con el elipsoide terrestre. Tomado Albireo (2015).



|

El potencial gravitacional terrestre  $W$  es la suma de los potenciales de la fuerza gravitacional ( $U$ ) y de la fuerza centrífuga ( $\varphi$ ), y se expresado como:

$$W = U + \varphi \quad (6-26)$$

Siendo el geoide una superficie equipotencial particular del campo gravitacional de la Tierra ya que cumple las condiciones de una superficie equipotencial:

$$W = W_0 = cte \quad (6-27)$$

Dada la rotación que presenta la Tierra, el potencial de la gravedad en un punto que se encuentra rotando con la Tierra está expresado como:

$$\Delta U = -4\pi G\rho \quad (6-28)$$

En el espacio donde  $\rho$  es cero se obtiene

$$\Delta U = 0 \quad (6-29)$$

Conocida como la ecuación de Laplace. Esta tiene soluciones denominadas funciones armónicas y pueden ser expresadas en coordenadas esféricas (Martinez,2014) como:

$$U = \frac{GM}{r} \left( 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n [C_n^m \cos m\lambda + S_n^m \sin m\lambda] P_n^m \cos\theta \right) \quad (6-30)$$

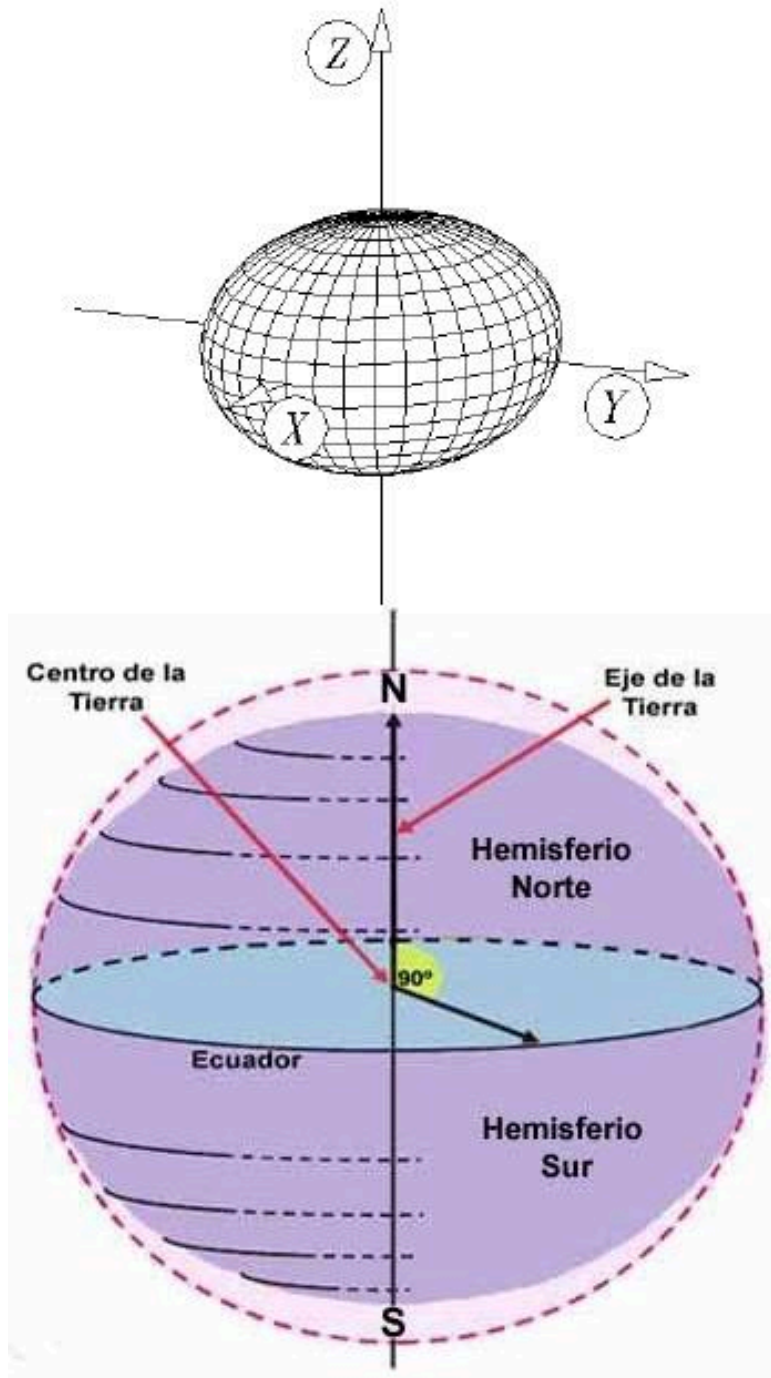


Figura 31. Representación de la superficie terrestre como un elipsoide. Modificado de Rosi (2017)

|

Adicionalmente, el potencial de la fuerza centrífuga viene dado por:

$$\varphi = \frac{1}{2}\omega^2(x^2 + y^2) \quad (6-31)$$

Este potencial no es una fuerza conservativa ya que no cumple con la ecuación de Laplace (6-29) como se muestra a continuación:

$$\Delta\varphi = 2\omega^2 \quad (6-32)$$

De manera que el potencial gravitatorio terrestre  $W$  adquiere la forma de

$$W = \frac{GM}{r} \left( 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n [C_n^m \cos m\lambda + S_n^m \sin m\lambda] P_n^m \cos\theta \right) + \frac{1}{2}\omega^2 r^2 \sin^2\theta \quad (6-33)$$

Ahora, suponiendo que la Tierra adquiere la forma de un elipsoide, con la misma masa terrestre  $M$ , así como su velocidad angular  $\omega$ , esta superficie por definición será una superficie equipotencial, de modo que:

$$U = U_0 = cte \quad (6-34)$$

Y de igual forma que el anterior, está conformado del potencial de la fuerza gravitacional y la fuerza centrífuga, quedando de la siguiente manera:

$$U = \frac{GM}{r} \left( 1 + \left(\frac{a}{r}\right)^2 C_{0(ref)}^2 P^2 \cos\sigma + \left(\frac{a}{r}\right)^4 C_{0(ref)}^2 P^2 \cos\sigma \right) + \frac{1}{2}\omega^2 r^2 \sin^2\theta \quad (6-35)$$

Donde el subíndice ref indica que esos coeficientes están evaluados con los parámetros adoptados del elipsoide general de referencia;  $P_n$ , con  $n = 2$  y  $4$  son los polinomios de Legendre (Gil y Sevilla, 1988). Si introducimos la latitud geográfica del elipsoide  $\phi$ , que se define como el ángulo entre la normal del elipsoide y el plano ecuatorial, podemos obtener la fórmula rigurosa para determinar la gravedad normal sobre el elipsoide (Martinez, 2014), y se representaría como:

$$g_t = 9.78049(1 + 0.0052884\text{sen}^2\phi + 0.0000059\text{sen}^22\phi) \text{ m/s}^2 \quad (6-36)$$

Donde el valor de 9.78049 corresponde al valor de la gravedad en el Ecuador y  $\phi$  es la latitud en radianes. Esta ecuación fue adoptada en 1980 por el Sistema de Referencia Geodésico (GRS80).

### ***El Geoide***

La Tierra al no poseer una forma esférica ideal, no presenta una distribución uniforme de su masa, ya que cada una de las partes que conforman la estructura interna (corteza continental, corteza oceánica, manto y núcleo) poseen diferentes densidades, presentando variaciones entre sus puntos más altos y bajos del orden de 9000 m, generando que la gravedad no sea igual en toda la Tierra, por esta razón es que se propone el modelo del geoide.

Este se define como una superficie equipotencial del campo gravitacional que coincide de manera aproximada con el nivel medio de los mares sobre los océanos, así como sobre la superficie. En esta superficie, cualquiera de sus partes interseca con ángulos rectos en cualquier dirección de la gravedad.

Sin embargo, hay que considerar que la forma de la Tierra es dinámica, lo que quiere decir que está cambiando constantemente por casos como la formación de cordilleras, erosión misma que produce aligeramiento de un bloque montañoso, el aumento o disminución de temperatura que forma o funde casquetes glaciares. Todo esto hace que el geoide sea una superficie muy irregular y difícil de trabajar.

Dadas estas irregularidades, es más fácil trabajar asumiendo que la forma de la Tierra es como la de un cuerpo regular como el de un esferoide, de manera tal que se omiten las irregularidades que el geoide presenta y las irregularidades de la topografía terrestre. Todo esto es importante dada la necesidad de reducir las anomalías gravimétricas a esta superficie equipotencial. Las correcciones y procedimientos para llevar a cabo estas reducciones se desarrollan a continuación.

### ***Reducciones gravimétricas***

Los datos gravimétricos están generalmente influenciados por los cinco factores mencionados anteriormente, por esta razón una vez realizada la adquisición de datos en campo, es necesario realizar correcciones para reducir los datos gravimétricos a un punto en los que todos se encuentre fuera de la influencia de factores como la topografía, las mareas, entre otros. Por esta razón se desarrollan a continuación las correcciones que se deben de realizar previo a una interpretación de los datos.

## **Corrección por latitud**

La gravedad terrestre presenta una variación con la latitud como resultado de la rotación y el abultamiento que esta posee en el Ecuador, donde la aceleración centrífuga producida por la rotación es mayor en el Ecuador y cero en los polos.

La corrección por latitud  $\Delta g_L$  consiste en contemplar el efecto gravitacional producto del sitio de estudio según la latitud en la que nos encontremos, dada la variación que se tiene de la gravedad desde el Ecuador hasta los polos que ronda poco más de los 3 gal; y estaría dada por la ecuación:

$$\frac{\Delta g_L}{\Delta s} = \frac{\Delta g_t}{R_T \Delta \phi} = 0.811 \sin 2\phi \text{ mGal/km} \quad (6-37)$$

Donde  $\Delta s = N - S$  la distancia horizontal  $= R_T \Delta \phi$  y  $R_T$  representa el radio de la Tierra y  $\Delta g_t$  esta dada por la ecuación (6-36). Esta corrección es adicionada a  $\mathbf{g}$  con forme nos vayamos acercando hacia el Ecuador.

## **Corrección de aire libre**

Dada la variación inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que presenta la atracción gravitacional, es necesario hacer correcciones producto de los cambios de elevación entre las estaciones, donde se busca reducir las lecturas de campo a una superficie de referencia que sea igual para todas las estaciones. Esta reducción no toma en cuenta el material presente entre la estación y la superficie de referencia, únicamente contempla la elevación que posee la estación; y está dada por la siguiente fórmula:

$$\frac{\Delta g_{AL}}{\Delta R} = \frac{2GM_e}{R_T^3} = \frac{2g}{R_T} \quad (6-38)$$

$$= 0.3086 \text{ mGal/m} \quad (6-39)$$

Esta corrección lo que significa es que la atracción gravitacional varía de manera constante 0.3086 mGal por cada metro que se desplace en la vertical, de manera que se adiciona a la lectura cuando la estación se encuentra ubicada sobre el plano de referencia, de lo contrario se substraer. Es importante señalar que el valor mostrado en la ecuación (6-39) es el cambio en mGal por un metro de elevación, de manera tal que este debe de ser multiplicado por la diferencia en elevación entre la estación de referencia y la estación a corregir.

## Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer si toma en cuenta la atracción que ejercen los materiales presentes entre la estación y el plano de referencia sobre el equipo de medición. Para este caso se asume que la estación está ubicada en el centro de una placa, la cual se extiende horizontalmente y posee un grosor constante (Telford et al., 1990), de manera tal que la lectura de la estación se vería afectada (el valor incrementaría) por el efecto de atracción que ejerce esta placa sobre la estación. La corrección de Bouguer está dada por:

$$\frac{\Delta g_B}{\Delta R} = 2\pi G\rho \quad (6-40)$$

$$= 0.04192\rho \text{ mGal/m} \quad (6-41)$$

Donde  $\rho$  es la densidad que posee la losa (densidad de la corteza o la densidad específica de la zona de estudio cuando éste es un estudio local mediante medición directa de muestras) en gramos por centímetros cúbicos. Esta corrección es aplicada de manera inversa que la anomalía de aire libre; de forma que se resta cuando la estación esta sobre el plano de referencia y viceversa. Al igual que la corrección de aire libre es necesario multiplicar este factor por la diferencia en elevaciones entre la estación de referencia y la estación a corregir. Para esta corrección es necesario hacer dos suposiciones según Telford et al. (1990):

- La placa presenta una densidad uniforme
- Esta presenta una extensión horizontal infinita

Las correcciones de aire libre y Bouguer ya que son variaciones constantes de la gravedad según su cambio en la elevación, a menudo se combinan llamándose a esta combinación *corrección de elevación*, dando como resultado:

$$\frac{\Delta g_E}{\Delta R} = \frac{\Delta g_{AL}}{\Delta R} - \frac{\Delta g_B}{\Delta R} \quad (6-42)$$

$$= (0.3086 - 0.04192\rho) \text{ mGal/m} \quad (6-43)$$

Esta corrección se aplica de la misma forma que la corrección de aire libre, de manera que se suma si se encuentra sobre el nivel de referencia.



## **Corrección de terreno**

La corrección de terreno es utilizada para corregir aquellos efectos que tienen las irregularidades de terreno en el entorno sobre las lecturas, dado que las colinas ubicadas por encima del nivel de la estación ejercen una atracción hacia arriba sobre el gravímetro mientras que los valles generan una atracción hacia abajo.

Existen diversos métodos para realizar la corrección de terreno y para todos es necesario conocer detalladamente el relieve en los alrededores de las estaciones y poseer un modelo de elevación digital (DEM) detallado que se extienda más allá del área de estudio.

El proceso utilizado para esta corrección consiste en dividir el área en círculos concéntricos y líneas radiales donde la distancia radial va aumentando conforme se aleja de la estación y se compara la elevación dentro de cada una de las secciones con la elevación de la estación. El efecto gravitatorio de cada sector es calculado mediante la siguiente fórmula:

$$\delta g_T(r, \theta) = G\rho\theta \left[ (r_0 - r_i) + (r_i^2 + \Delta z^2)^{1/2} - (r_0^2 + \Delta z^2)^{1/2} \right] \quad (6-44)$$

Donde  $\theta$  representa el sector angular (en radianes),  $\Delta z = |z_E - z_0|$  donde  $z_E$  representa la elevación de la estación y  $z_0$  es la elevación promedio en el sector,  $r_i$  y  $r_0$  son el radio interior y exterior respectivamente. La corrección de terreno es la suma de la contribución de todos los sectores

$$\Delta g_T = \sum_r \delta g_T(r, \theta) \quad (6-45)$$

## **Corrección por mareas**

La interacción entre Sol-Luna-Tierra genera cambios en la aceleración sobre la superficie de la Tierra que son percibidos por los instrumentos gravimétricos. Dichos efectos van a depender de la latitud y la hora en que son realizadas las lecturas. Las amplitudes de estos efectos se encuentran en el rango de los 0.3 mGal. De estos efectos generados, dos tercios son producidos por la interacción Tierra-Luna y el otro tercio se da como resultado de la interacción Tierra-Sol (Lowrie, 2007).

La teoría de las mareas es bien conocida y su efecto gravimétrico dependiente del tiempo puede ser calculado con precisión para cualquier lugar de la Tierra en cualquier momento, por esta razón para realizar la corrección por mareas es necesario conocer la hora en que se realizó cada una de las medidas.

|

### ***Anomalía de Bouguer y de aire libre***

Una vez aplicadas cada una de las correcciones anteriormente señaladas, se obtiene lo que se denomina la *anomalía de Bouguer* para cada estación dada por la suma y resta de las correcciones realizadas anteriormente como se muestra a continuación:

$$g_B = g_{obs} - g_t + (\Delta g_L + \Delta g_{AL} - \Delta g_B + \Delta g_T) \quad (6-46)$$

Donde  $g_{obs}$  es la gravedad leída en la estación.

### 6.3. Anexo 3: Método Magnético

Al tratarse de un método potencial al igual que el caso de la gravimetría, presentan similitudes entre sí, sin embargo, para el caso del magnetismo, es necesario contemplar ciertos factores, ya que las variaciones en el campo magnético son más erráticas y localizadas (Telford et al., 1990), debido a que este presenta dipolos magnéticos mientras que en el campo gravimétrico no, debido en parte a que el campo magnético presenta una dirección variable mientras que el campo gravimétrico siempre se da en la vertical. Adicionalmente el campo magnético presenta una dependencia del tiempo que no la presenta el campo gravimétrico (Telford et al., 1990).

El método magnético busca medir las variaciones del campo magnético terrestre (CMT), identificando así anomalías magnéticas que están relacionadas con estructuras mineralizadas, contactos geológicos, así como estructuras regionales.

Para una mejor comprensión del método magnético, en esta sección se desarrollan una serie de conceptos fundamentales como la Ley de Coulomb, Campo Magnético y potencial magnético, así como propiedades magnéticas de las rocas, tipos de magnetización entre otras cosas con el objetivo de poder comprender a fondo las mediciones magnéticas y el alcance de estas.

#### ***Ley de Coulomb***

Charles Coulomb en 1785 logró medir las magnitudes de las fuerzas eléctricas entre objetos cargados, confirmando que la fuerza eléctrica entre dos esferas cargadas en los extremos de una barra magnética delgada es inversamente proporcional al cuadrado de su separación. Gauss por su parte, extendió esta definición de Coulomb y atribuyó las fuerzas de atracción y repulsión de una carga magnética ficticia (Lowrie, 2007), que está expresada por la fórmula

$$F(r) = K \frac{p_1 p_2}{r^2} \quad (6-47)$$

Donde F es la fuerza que ejerce  $p_1$  sobre  $p_2$ , r es la distancia entre las dos cargas y K es una constante de proporcionalidad, la cual fue definida originalmente como adimensional e igual a la unidad para mantener una analogía con la ley de la fuerza electrostática.

#### ***Campo y Potencial Magnético***

El campo gravitacional de una masa dada es definido como la fuerza ejercida en una unidad de masa. De manera similar, el campo eléctrico de una carga dada es la fuerza ejercida en una unidad de carga. Sin embargo, estas ideas no pueden ser transferidas de manera directa al magnetismo, debido a que los monopolos magnéticos no existen realmente (Lowrie, 2007).

|

El campo magnético es definido como el flujo de corriente eléctrica necesaria en una bobina para generar el campo (Reeves, 2005). Las unidades del campo magnético en el SI están dadas por V·s/m<sup>2</sup> o por Weber/ m<sup>2</sup> o Teslas (T). Este presenta un valor promedio en el Ecuador de 50 000 nT, el cuál va disminuyendo a medida que nos movemos hacia los polos, mientras que las anomalías magnéticas que se esperan detectar en los estudios de campo pueden llegar a ser del orden de 0.1nT.

La resolución de los problemas magnéticos se hace en términos de polos ficticios, como es el caso de la definición del campo magnético **B** como una fuerza ejercida por un polo de intensidad *p* sobre un polo unitario a una distancia *r*. Telford et al. (1990) define la magnitud del campo magnético como la Fuerza en una unidad de polo:

$$B(r) = \frac{F}{p_2}$$
$$B(r) = K \frac{p_1}{r^2} \quad (6-48)$$

Donde el campo **B** tiene dimensiones de *dyn*e<sup>1/2</sup> · *cm*<sup>-1</sup> para el sistema cgs y K tiene un valor de 1. En el Sistema Internacional de unidades (SI), la constante de proporcionalidad K no es adimensional, esta tiene el valor de  $\mu_0/4\pi$ , donde  $\mu_0$  es la *constante de permeabilidad* y tiene un valor de  $4\pi \times 10^{-7}$ NA<sup>-2</sup>.

Por otra parte, el Potencial magnético **W** puede ser definido como la región alrededor de un polo de intensidad *p* en el cual una partícula de prueba siente los efectos de atracción o repulsión a una distancia *r* (Lowrie, 2007). El valor del campo magnético del polo es dado por la ecuación (6-49)

$$W = - \int_r B dr = \frac{\mu_0 p}{4\pi r} \quad (6-49)$$

\*

### ***Dipolo Magnético***

Para el caso de los dipolos magnéticos se consideran dos “polos” magnéticos de igual intensidad, pero diferente signo (uno negativo y otro positivo) como se observa en la Figura 32, separados una distancia *d* entre ellas. De manera tal que el potencial *W* a una distancia *r* desde el centro de ambos polos, en una dirección que produce un ángulo  $\theta$  con el eje, es la suma de los dos potenciales (el positivo y el negativo) (Lowrie, 2007), al punto señalado como (*r*,  $\theta$ ):

$$W = \frac{\mu_0 p}{4\pi r} \left( \frac{1}{r_+} - \frac{1}{r_-} \right) \quad (6-50)$$

|

$$W = \frac{\mu_0 p}{4\pi r} \left( \frac{r_- - r_+}{r_+ r_-} \right) \quad (6-51)$$

Donde  $r_+$  y  $r_-$  son la distancia a cada uno de los polos y están representados como:

$$\begin{aligned} r_+ &\approx r - \frac{d}{2} \cos \theta \\ r_- &\approx r + \frac{d}{2} \cos \theta' \end{aligned} \quad (6-52)$$

Cuando  $d \ll r$  se puede escribir que  $\theta \approx \theta'$  y los términos de orden  $\left(\frac{d}{r}\right)^2$  pueden ser omitidos de forma (ya que tienden a cero) que se pueden hacer las siguientes simplificaciones

$$\begin{aligned} r_- - r_+ &\approx \frac{d}{2} (\cos \theta' + \cos \theta) \approx d \cos \theta \\ r_- &\approx r^2 - \frac{d^2}{4} \cos^2 \theta \approx r^2 \end{aligned} \quad (6-53)$$

Sustituyendo las ecuaciones (6-53) en (6-51) obtenemos

$$W = \frac{\mu_0 (dp) \cos \theta}{4\pi r r^2} = \frac{\mu_0 m \cos \theta}{4\pi r r^2} \quad (6-54)$$

En donde la cantidad de  $(dp) = m$  es llamado el momento magnético del dipolo.

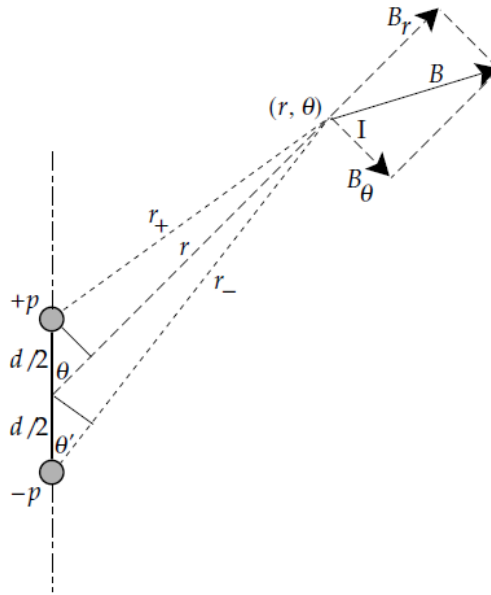


Figura 32. Representación de un dipolo magnético. Tomado de Lowrie (2007).

## Magnetización y el campo magnético en los materiales

Para comprender de mejor forma la magnetización dentro de los materiales, es necesario reducirnos a nivel atómico. Los campos magnéticos son generados por las corrientes eléctricas, estas corrientes a nivel atómico se forman por el movimiento de los electrones alrededor del núcleo atómico. Dicho movimiento puede ser orbital o de spin, estando este último asociado a un movimiento de giro alrededor de un eje. El spin genera un *momento magnético*, y cada uno de estos momentos magnéticos es directamente correlacionado con el *momento angular*. La teoría clásica nos indica que el *momento* del electrón está dado por:

$$m = i\pi r^2 = \pi r^2 \frac{q_e v_e r}{2\pi r} = \frac{q_e v_e r}{2} \quad (6-55)$$

Sin embargo, la física cuántica nos indica que el modelo que se acaba de describir no puede ser posible ya que al encontrarse un electrón girando alrededor de un núcleo, este estaría perdiendo energía y eventualmente tendría que colapsar con el núcleo. De tal forma, en la mecánica cuántica esto se evita por el hecho de que el momento angular de un objeto es cuantizado de tal manera que el spin y el momento orbital magnético están restringidos a poseer valores discretos (Lowrie, 2007), esto quiere decir que al medir el spin desde diferentes posiciones solo se obtiene una serie de valores posibles en cuanto a su posición, los cuales corresponden a  $\frac{h}{2\pi}$  y  $-\frac{h}{2\pi}$  donde h es una constante definida por Max Planck que lleva su nombre (constante de Planck), dando así dirección a su movimiento de rotación como se observa en la Figura 33.



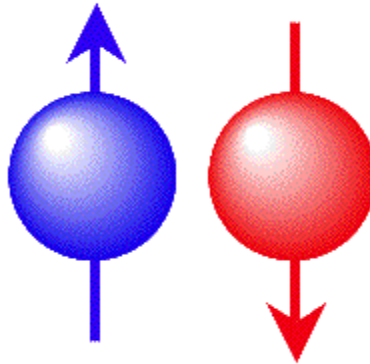


Figura 33. Representación del valor del spin. La imagen de color azul representa el valor de  $\frac{h}{2\pi}$ , mientras que la imagen de color rojo representaría el valor de  $-\frac{h}{2\pi}$ . Imagen modificada de Martínez (2009).

De manera que

$$\mu_e v_e r = n \cdot \frac{h}{2\pi} \quad (6-56)$$

Donde  $\mu_e$  es la masa de un electrón y  $n$  es el nivel orbital de energía, de manera que resolviendo la ecuación anterior para  $v_e r$  y sustituyéndolo en la ecuación (6-55) se va a obtener el momento magnético.

$$m = \frac{h}{2\pi} \cdot \frac{q_e}{2\mu_e} \quad (6-57)$$

En la Figura 34 se muestra una simplificación del momento magnético dentro de un material. Para obtener el momento magnético neto del material, es necesario realizar la suma vectorial de cada uno de los momentos magnéticos de los átomos involucrados en un volumen  $V$  del material (Telford et al., 1990; Lowrie 2007). Este momento magnético por unidad de volumen de un material es denominado como *Magnetización* y se describe como:

$$M = \frac{\sum m_t}{V} \quad (6-58)$$

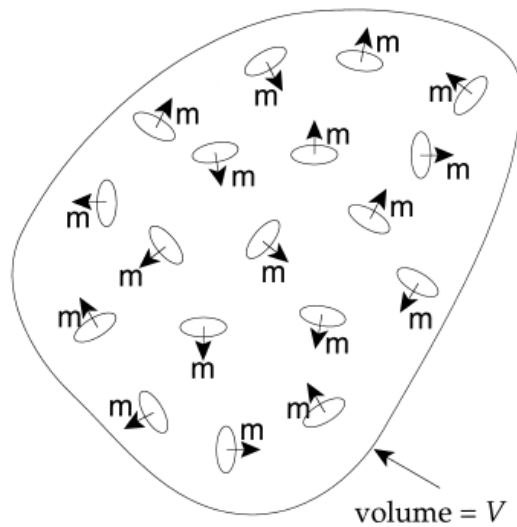


Figura 34. Representación simplificada del momento magnético presente dentro de un material. Tomado de Lowrie (2007).

La magnetización posee las dimensiones del momento magnético  $\frac{A}{m}$  en el SI. Por otro lado, las unidades de  $\frac{B}{\mu_0}$  son las mismas que  $\mathbf{M}$ , en general la magnetización  $\mathbf{M}$  en el interior de un material magnético va a estar dada exactamente por  $\frac{B}{\mu_0}$  (Lowrie, 2007), así que la diferencia entre ambos está dada por el *campo de magnetización*  $\mathbf{H}$  que se expresa mediante la siguiente fórmula:

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{B}}{\mu_0} - \mathbf{M} \quad (6-59)$$

La diferencia entre los campos  $\mathbf{B}$  y  $\mathbf{H}$  se presentan en las líneas de campo, las líneas de campo  $\mathbf{B}$  siempre forman lazos cerrados, mientras que las líneas de campo  $\mathbf{H}$  son discontinuas en la superficie donde la magnetización  $\mathbf{M}$  cambia en intensidad o dirección (Lowrie, 2007).

De manera tal que el método magnético en la exploración geofísica aprovecha esta característica de la magnetización en la superficie ya que las anomalías magnéticas sobresalen en las estructuras geológicas o contactos litológicos causando un contraste en la magnetización con respecto a los tipos de rocas adyacentes. Por otro lado,  $\mathbf{M}$  y  $\mathbf{H}$  se relacionan de manera proporcional mediante la fórmula:

$$M = \kappa H \quad (6-60)$$

Donde la constante de proporcionalidad  $\kappa$  se conoce como *susceptibilidad magnética* (Tauxe et al., 2018), la cual es una medida de la facilidad que presentan los materiales para ser magnetizados. Esta constante no posee unidades, de modo que es adimensional y en la mayoría de los materiales presenta una dependencia de la temperatura.

La relación entre  $\mathbf{M}$  y  $\mathbf{H}$  no es necesariamente lineal como se muestra en la ecuación (6-60),  $\kappa$  puede variar con la intensidad del campo magnético, puede ser negativa o podría ser representada con mayor precisión en algunos materiales como un tensor (Blakely, 1996).

Existen diferentes tipos de magnetización tal es el caso del *Diamagnetismo* y el *Paramagnetismo*. El *Diamagnetismo* es una propiedad inherente de toda la materia, donde al aplicar un campo magnético, este perturba el movimiento orbital de los electrones de tal manera que induce una pequeña magnetización en sentido opuesto al campo aplicado; para este caso la susceptibilidad diamagnética es negativa.

Para el caso del *Paramagnetismo*, son aquellos materiales que a la aplicación de un campo magnético externo hace que los momentos magnéticos se alineen de manera parcial y paralela al campo aplicado, produciendo de este modo una magnetización neta en la dirección del campo aplicado (Blakely, 1996).

Los materiales normalmente responden a campos magnéticos externos generando así campos magnéticos propios. Algunos pocos materiales generan espontáneamente sus campos magnéticos en ausencia de uno externo (Tauxe et al., 2018). Por esta razón se vuelve conveniente separar la magnetización de los materiales  $\mathbf{M}$  en dos:

- Aquella contribución que solo existe en presencia de un campo magnético externo, el cual se denomina como *Magnetización Inducida*.
- Y la contribución que existe en completa ausencia de un campo magnético externo que se denomina *Magnetización Remanente*.

En los estudios geofísicos es habitual considerar la magnetización total  $\mathbf{M}$  de una roca como la suma vectorial de sus magnetizaciones inducidas y remanentes, de manera que se expresaría como:

$$M = M_i + M_r$$

$$M = \kappa H + M_r \quad (6-61)$$

La magnetización remanente es conocida también como *magnetización espontánea* y constituye el fenómeno conocido denominado como *ferromagnetismo* (Tauxe et al., 2018). Esta magnetización remanente ocurre por una interacción fuerte entre los spines vecinos de ciertos cristales. Esta interacción entre spines se lleva a cabo mediante un intercambio de energía, mismo que es

consecuencia del *Principio de exclusión de Pauli*, donde dos electrones no pueden tener los mismos números cuánticos.

Ciertos cristales al encontrarse por debajo de la temperatura de Curie<sup>1</sup> presentan una magnetización permanente o remanente como resultado de la alineación de los spines desapareados. Los spines pueden estar alineados de manera paralela o antiparalela y el sentido de esta alineación va a estar definida por la estructura del cristal.

En materiales *ferromagnéticos*, el intercambio de energía es minimizado cuando todos los spines están alineados paralelamente, como se observa en la Figura 35a. Para el caso de los materiales *anti ferromagnéticos* los spines se alinean de manera perfectamente antiparalela, como se muestra en la Figura 35b; en ciertas ocasiones los spines se inclinan unos cuantos grados, lo que da lugar a un momento neto muy débil ( Figura 35c).

Adicionalmente, los materiales anti ferromagnéticos pueden tener un momento neto si los spines no están perfectamente compensados como consecuencia a defectos en la estructura cristalina, a lo que se denomina momentos de defecto (ver Figura 35d). Otra configuración posible en el ferromagnetismo, es que los spines estén orientados antiparalelos, pero las magnitudes de los momentos de cada dirección no son iguales, dando esto como resultado un momento neto, como se aprecia en la Figura 35e.

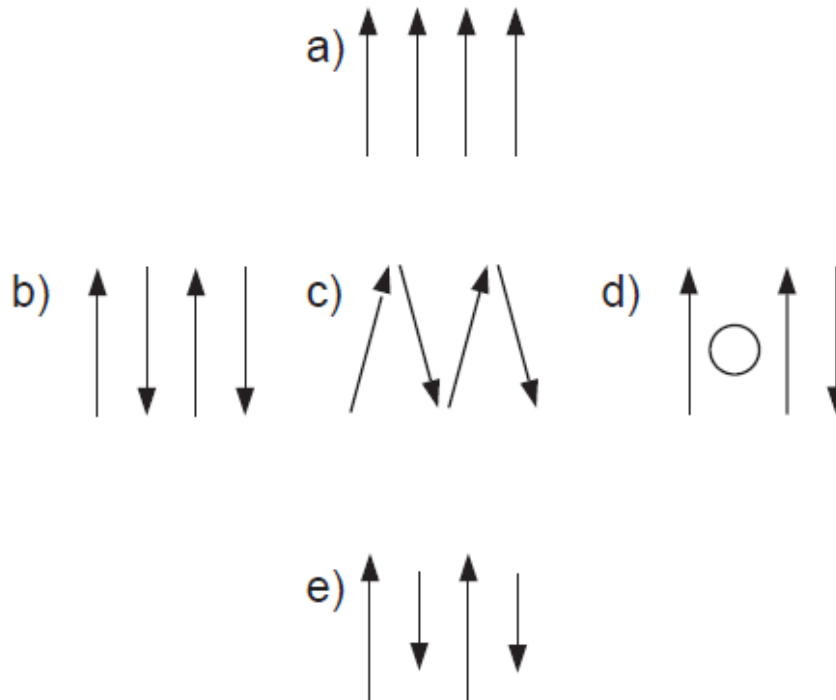


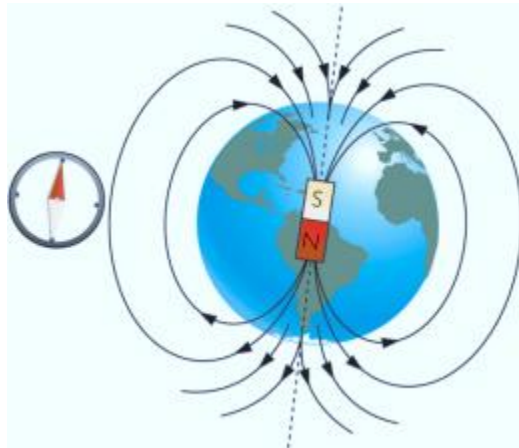
Figura 35. Representación de los tipos de ferromagnetismos. Imagen tomada de Tauxe et al. (2018).

<sup>1</sup> La ley de Curie señala que, en un material paramagnético, la magnetización de dicho material es directamente proporcional al campo magnético aplicado e inversamente proporcional a la temperatura.

## ***El campo geomagnético***

Desde el punto de vista geomagnético se considera que la Tierra se encuentra compuesta de tres capas identificadas como: Núcleo, Manto y Corteza; donde el núcleo se divide en un núcleo interno el cual es sólido y uno externo, mismo que presenta una composición líquida. El proceso de convección en la parte líquida del núcleo de hierro da lugar al campo geomagnético dipolar que se asemeja a una barra magnética alineada aproximadamente a lo largo del eje de rotación (ver Figura 36).

El manto presenta un papel poco importante en el magnetismo de la tierra, ya que son las rocas de la corteza terrestre las que presentan en su campo magnético el pasado y el presente grabados a detalle.



*Figura 36. Representación del CMT. Imagen tomada de EcuRed (2019).*

Es importante tener en consideración que la orientación magnética del campo geomagnético se presenta de manera tal que el Norte magnético se encuentra apuntando hacia el Sur geográfico, generando que en el Ecuador magnético las líneas de campo sean horizontales mientras que, en los polos, estas líneas presentan una orientación vertical (Reeves, 2005) (ver Figura 36).

El CMT no es constante, este varía año con año y lo ha hecho a lo largo del tiempo, haciendo que los polos magnéticos difieran de los polos geográficos en valores que van desde los 10° hasta los 20°. Este está definido en cualquier punto de la Tierra como un vector compuesto de tres componentes escalares, los cuales normalmente se expresan de manera ortogonal (vertical, horizontal-Norte, horizontal-Sur) o por la magnitud escalar del vector del campo magnético total y su orientación en profundidad y azimut como se puede observar en la Figura 37.

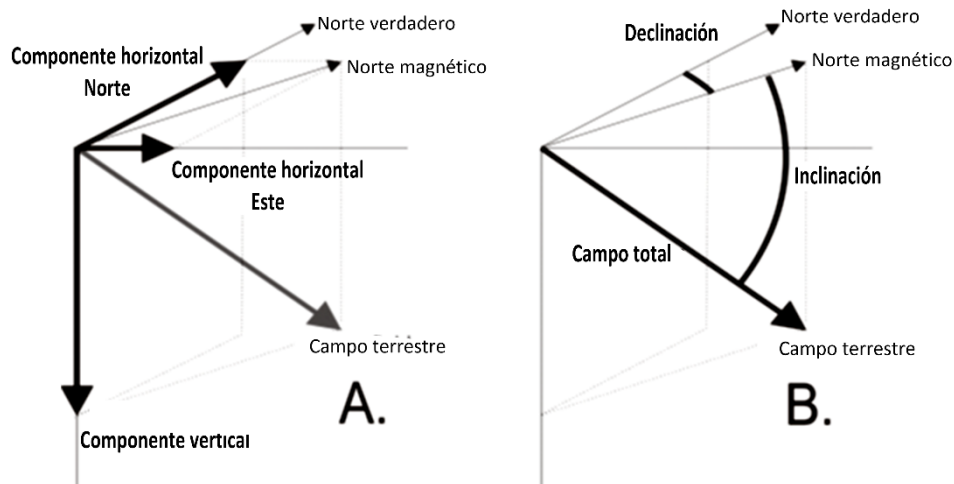


Figura 37. Componentes del CMT. Tomada de Reeves (2005).

El ángulo que se forma entre la horizontal y el campo magnético total es llamado **Inclinación Magnética (I)**, el cual es convencionalmente positivo al Norte del Ecuador magnético y negativo al Sur de este ( $-90^\circ \leq I \leq +90^\circ$ ). El ángulo entre el Norte magnético y el Norte geográfico se denomina **Declinación (D)**, el cual se toma como positivo hacia el Este y negativo hacia el Oeste.

Como se mencionó anteriormente, el CMT no presenta valores constantes, sino más bien varía dependiendo de una serie de factores. Estas variaciones y los factores que las provocan serán analizados a continuación.

### ***Variaciones temporales del Campo Magnético Terrestre***

El CMT varía en diferentes escalas de tiempo, estas van desde segundos hasta millones de años, teniendo un profundo efecto en el levantamiento y procesamiento de los datos. Pevio a corregir estas variaciones, es necesario realizar la sustracción del campo magnético principal (el generado por el núcleo terrestre) al CMT, lo que deja como resultado al Campo Magnético Residual (CMR) con las anomalías magnéticas.

#### ***Variación diurna***

La variación diurna se debe a la rotación que presenta la Tierra, ya que los vientos solares que emiten partículas cargadas electromagnéticamente que tienden a distorsionar la región exterior del CMT. La rotación diaria de la Tierra dentro de esta zona de distorsión solar genera corrientes en la ionosfera terrestre, en la parte del planeta que se encuentra de día como se observa en la Figura 38, dichas corrientes pueden causar variaciones del CMT que se encuentran alrededor de los 50 nT de amplitud.

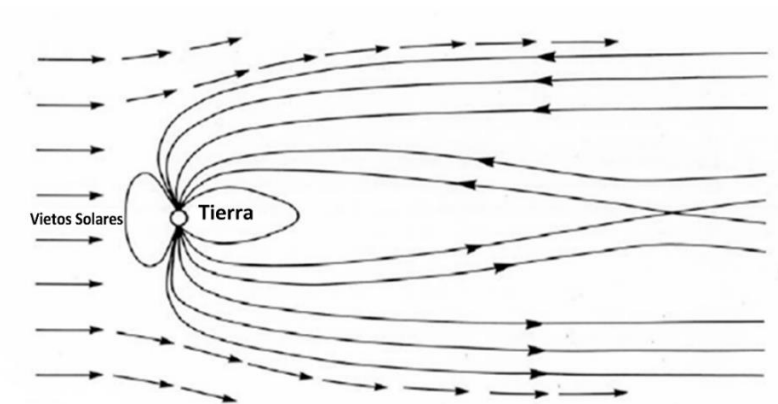


Figura 38. Se muestra la interacción que tienen los vientos solares con el CMT. Tomada de Reeves (2005).

### ***Micropulsaciones***

Las micropulsaciones son variaciones que ocurren a escalas muy pequeñas, que comúnmente corresponden a algunos minutos y sus amplitudes poseen algunos pocos nT de magnitud, sin embargo, los efectos que producen en el registro de datos magnéticos son significativos.

Desafortunadamente, la forma exacta de estas micro pulsaciones puede cambiar de un lugar a otro en distancias cortas (10 Km), de manera tal que la eliminación de estas variaciones es una de las limitantes que tiene el método magnético y en especial el aeromagnético.

### ***Tormentas magnéticas***

La escala de las amplitudes en las que varían las tormentas magnéticas son mucho mayores que las anteriores, ya que estas pueden llegar a alcanzar varios cientos de nT y se pueden presentar de manera repentina, esta se presenta en periodos aislados y sus amplitudes pueden ser mucho mayores. Estas variaciones se encuentran ligadas con las actividades solares producto de las manchas solares.

De igual manera que las micropulsaciones, la forma de las curvas durante una tormenta magnética cambia de un sitio a otro, sin embargo, para este caso se vuelve imposible la adquisición de datos ya que mientras se esté llevando a cabo la tormenta magnética no es posible alcanzar la calidad de los datos requerida.



### ***Variación secular***

Las variaciones seculares son las que ocurren en una escala de tiempo más grande, así como cientos de años. La principal manifestación de esta variación global es el cambio en el tamaño y la posición de las desviaciones de los dipolos por años y décadas (Reeves, 2005).

Estas variaciones seculares pueden ser estimadas en periodos de cinco o diez años, de manera tal que, a la hora de realizar trabajos magnéticos, es necesario tomar estas variaciones en consideración, ya que se vuelven importantes cuando se desea comparar campañas que se han realizado en tiempos diferentes o si se requiere el fusionar diferentes mapas ya sean de la misma zona o de otras áreas.

### ***Inversión geomagnética***

Se han encontrado evidencias de la dirección del CMT en el pasado geológico, mediante la magnetización remanente de las rocas recolectadas de fondos de lagos, flujos de lavas, suelo marino, entre otros (Reeves, 2005). Mediante técnicas de datación ha sido posible asignar fechas a los diferentes eventos, dejando en evidencia que el campo magnético terrestre ha sufrido inversiones de polaridad en intervalos de tiempo irregulares que pueden ir de los 10.000 años a varios millones de años (Reeves, 2005).

### ***Correcciones de datos magnéticos***

Para poder trabajar con los datos magnéticos de manera confiable, es necesario realizar una serie de correcciones producto de las diferentes variaciones que el campo sufre. Algunas de estas variaciones son posibles corregir, sin embargo, hay otras que no son posible corregir como es el caso de las micropulsaciones y otras que imposibilitan la realización de las campañas de adquisición como las tormentas magnéticas.

### **Corrección diurna**

Esta corrección se debe al efecto que se genera sobre el CMT, debido a la rotación de la Tierra (variación diurna). Con esta corrección se pretende eliminar esa variación para llevar las lecturas realizadas a un estado base que no varíe ni esté influenciada por dichos cambios.

Para esto, es necesario contar con una estación base, misma que estará realizando un registro continuo de un punto en particular con el objetivo de únicamente registrar las variaciones que el campo magnético presenta con el pasar de las horas y así poder conocer y diferenciar las anomalías magnéticas de las variaciones diurnas del campo.

## Corrección por IGRF

Al hacer mediciones del campo magnético con cualquier magnetómetro, este mide el campo magnético total, tanto el aporte del Núcleo, así como el de la corteza, de manera que, con esta corrección, el objetivo es quedarnos con el aporte del campo correspondiente a la corteza terrestre. De manera que la anomalía magnética es construida substrayendo la magnitud del campo magnético regional que es calculado por la “*International Geomagnetic Reference Field*” (IGRF) de manera que:

$$\Delta T = |T| - |F| \quad (6-62)$$

Donde  $|T|$  corresponde a la magnitud del CMT medida por el magnetómetro, y  $|F|$  corresponde al campo magnético regional dado por el IGRF.

### ***Herramientas para el procesamiento de datos potenciales***

Una vez obtenidos los datos gravimétricos o magnéticos con las correspondientes correcciones, hay una serie de herramientas de gran utilidad para trabajar, analizar e interpretar los resultados obtenidos. Estas herramientas hacen posible interpretar de mejor forma los fenómenos geológico-tectónico en nuestra zona de estudio.

### ***Reducción al Polo***

La reducción al polo es una herramienta que se utiliza para trabajar el método magnético desarrollado por Baranov y Naudy (1964), ya que, para las anomalías gravimétricas, en el caso de las positivas, se localizan sobre los puntos donde se encuentra concentrada la fuente de la señal anómala, pero para el caso de las anomalías magnéticas, esto no es necesariamente cierto, debida a que la magnetización y el campo no son exactamente verticales ambos y se presenta la bipolaridad magnética.

A menos que la magnetización y el campo sean verticales ambos, se hará una contribución a las fases de la anomalía magnética que puede trasladar lateralmente, cambiar su forma o incluso cambiar el signo de la anomalía (Blakely, 1996), como se puede observar en la Figura 39. De manera que la reducción al polo se utiliza para eliminar este tipo de distorsión presente en las anomalías magnéticas y así lograr ubicar la anomalía sobre su fuente y que no se presente el desplazamiento o distorsión señalado.

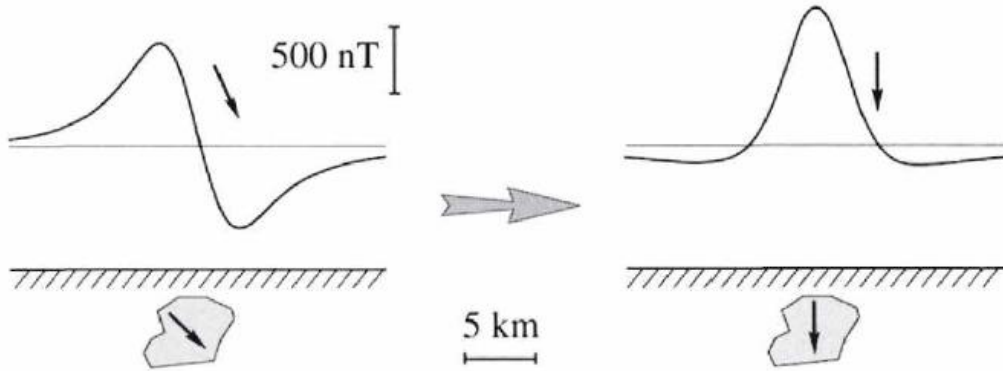


Figura 39. Vista de una anomalía magnética antes y después de aplicarle la reducción al polo. La imagen de la izquierda presenta una respuesta magnética sin reducción al polo mientras que la imagen de la derecha si presenta reducción al polo. Tomada de Blakely (1996).

### **Continuación ascendente**

La continuación ascendente es una herramienta para métodos potenciales que ha sido ampliamente estudiada y se han propuesto diversas variantes del método. La importancia práctica que presenta esta herramienta, está relacionada con la distorsión que sufren las anomalías de los métodos potenciales con la topografía, ya que las anomalías se ubican con elevaciones variables de manera que dicho método pretende reducir o eliminar esta distorsión (Naudy y Neumann, 1965; Ervin, 1977; Ivan, 1986).

El hecho de que los campos potenciales obedezcan la ecuación de Laplace, nos permite determinar el valor del campo sobre una superficie arbitraria, únicamente con conocer el valor de este sobre otra superficie y que no existan masas entre estas dos (Telford et al., 1990); a este proceso se le denomina *continuación* y esta puede ser ascendente o descendente.

Siguiendo el método dado por Grant y West en 1965, vamos a tener el plano  $z=0$  separado por espacio libre de la región que contiene masa  $z < 0$  Figura 40, donde P es un punto en el espacio libre, Q es un punto localizado en el plano con masa y R es la distancia radial PQ.

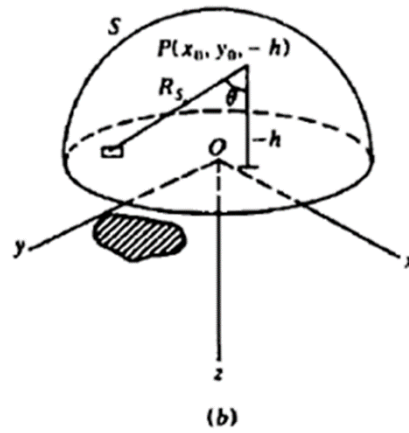
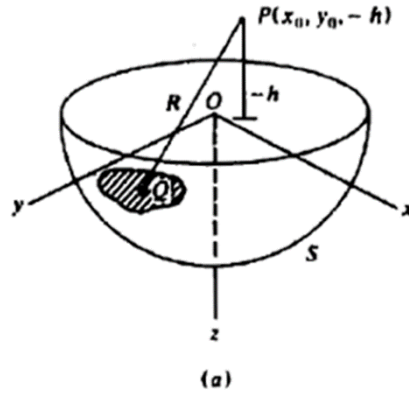


Figura 40. Continuación ascendente. a) Hemisferio Sur en el lado positivo del plano xy. b) Hemisferio Norte en el lado negativo del plano xy. Tomada de Telford et al. (1990).

Si  $U_p$  es el potencial en el punto P dado por:

$$U_p = \left(\frac{1}{2\pi}\right) \int_x \int_y \left(\frac{g}{R_s}\right) dx dy \quad (6-63)$$

Donde  $R_s^2 = (x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2$ , y para obtener  $\frac{\partial U_p}{\partial z}$  en P, reemplazamos  $h^2$  en  $R_s^2$  con  $z^2$  y luego reemplazamos  $z$  con  $(-h)$ . Para este caso se está tratando con  $g$  como gravedad, sin embargo, puede ser cualquier función potencial en el plano xy que no sea función de  $z$ , obteniendo como resultado:

$$\frac{\partial U_p}{\partial z} = \left(\frac{1}{2\pi}\right) h \int_x \int_y \left(\frac{g}{R_s^3}\right) dx dy \quad (6-64)$$

Siendo esta la ecuación de *continuación* que permite el cálculo del potencial en cualquier espacio partiendo del conocimiento de los valores sobre la superficie.

### ***Señal analítica y gradiente horizontal***

La señal analítica está conformada por el gradiente horizontal y el gradiente vertical de una anomalía, sea esta gravimétrica o magnética (Blakely, 1996). Esta señal tiende a formarse en la posición en la que se encuentra el cuerpo, de manera tal que permite delimitar la ubicación de este o la fuente que genera la anomalía.

Esta herramienta fue utilizada por primera vez por Nabighian (1972, 1984) para la interpretación magnética en 2D. En 1984 él generalizó la técnica para trabajar en 3D y así mostró que las transformaciones de Hilbert<sup>2</sup> satisfacen las relaciones de Cauchy-Riemann. Por su parte Roest et al. (1992) extendió la definición de la señal analítica del campo potencial  $\emptyset(x, y)$  medido en un plano horizontal a 3D y demostró que la amplitud  $A(x, y)$  según señala Beiki (2010) está dada por:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial\emptyset(x, y)}{\partial x}\right]^2 + \left[\frac{\partial\emptyset(x, y)}{\partial y}\right]^2 + \left[\frac{\partial\emptyset(x, y)}{\partial z}\right]^2} \quad (6-65)$$

Las componentes de la tercera columna para el caso de 3D, corresponden a las transformadas de Hilbert de las dos primeras columnas. De tal manera que se puede definir la señal analítica para cada una de las filas, llamada señal analítica direccional, en las direcciones x, y, z. La señal analítica en forma matricial se representa de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} A_x(x, y, z) \\ A_y(x, y, z) \\ A_z(x, y, z) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_{xx} & g_{xy} & g_{xz} \\ g_{yx} & g_{yy} & g_{yz} \\ g_{zx} & g_{zy} & g_{zz} \end{bmatrix} \quad (6-66)$$

De manera tal que la amplitud de la señal analítica direccional está dada por:

$$|A_a(x, y, z)| = \sqrt{(g_{ax})^2 + (g_{ay})^2 + (g_{az})^2} \quad (6-67)$$

Donde  $a$  representa la dirección deseada (x, y o z). Según indica Beiki (2010). Debeglia y Corpel (1997) demostraron que las derivadas de la amplitud de la señal analítica presentan una separación

---

<sup>2</sup> Para mayor detalle sobre las transformaciones de Hilbert ver Beiki (2010).

|

más eficiente de la anomalía causadas por la interferencia de estructuras que la generada por la amplitud de la señal analítica.

Se presenta como ejemplo el modelo de la Figura 41, el cual muestra dos prismas, el cuerpo A se encuentra cerca de la superficie, y el cuerpo B se localiza debajo del cuerpo A. El cuerpo A presenta dimensiones de  $200 \times 200 \times 200 \text{ m}^3$  y una profundidad con respecto a la superficie de 20m, y un exceso de densidad de  $100 \text{ kg/m}^3$  que se superpone al cuerpo B que presenta dimensiones de  $750 \times 750 \times 750 \text{ m}^3$  y profundidad desde la superficie de 220m y un contraste de densidad de  $1300 \text{ kg/m}^3$ .

$|A_{x,z}|$  y  $|A_{y,z}|$  (que corresponden a las derivadas verticales de  $|A_x|$  y  $|A_y|$  respectivamente) se muestran en la Figura 41a y b, donde se observa que se mejoran los bordes del cuerpo que genera la anomalía en las direcciones x y y, de manera tal que la combinación de las derivadas verticales de las componentes x y y pueden ser una mejor función para detectar los bordes de los cuerpos.

La Figura 41c ilustra la siguiente función de la Derivada Estándar:

$$|ODE| = \sqrt{|A_{x,z}|^2 + |A_{y,z}|^2} \quad (6-68)$$

Una función estándar muy utilizada para la determinación es la amplitud del gradiente horizontal:

$$AGH = \sqrt{(g_{xz})^2 + (g_{yz})^2} \quad (6-69)$$

La respuesta de esta función se muestra en la Figura 41d. Esta función tiende a presentar su máximo sobre los bordes de los cuerpos causantes de la anomalía.

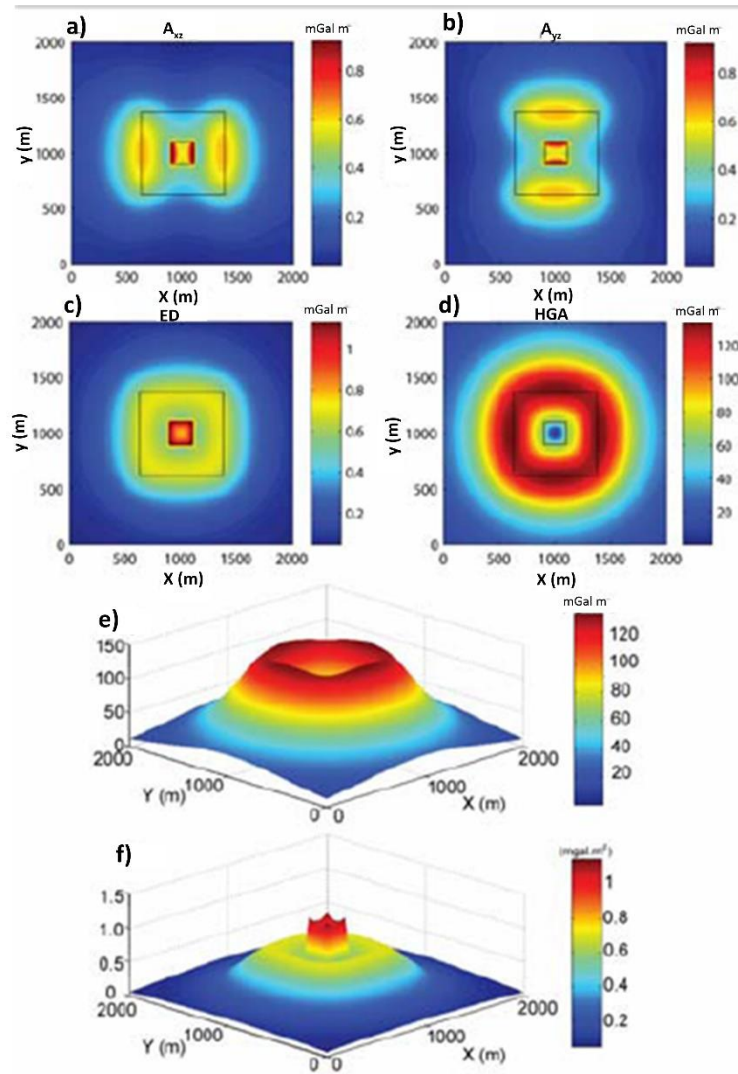


Figura 41. Respuesta de las anomalías gravimétricas sometidas a la señal analítica y el gradiente horizontal. Tomada de Beiki (2010).

### Deconvolución de Werner

La Deconvolución de Werner fue propuesta para resolver problemas de diques delgados, sin embargo, Hartman et al. (1971) extendieron la idea considerando que esta deconvolucion inicial era una aproximación para resolver otros tipos de anomalías magnéticas.

Ku y Sharp (1983) proponen una deconvolución de Werner automatizada basados en la formulación de Werner en 1953 para problemas de diques delgados, considerando las anomalías magnéticas como producto de un dique delgado vertical y bidimensional, escogiendo el eje x perpendicular al strike de los diques, el eje y paralelo al strike y el eje z vertical. El dique es extendido al infinito en los ejes y y z. Las anomalías magnéticas causadas por las componentes verticales, horizontales y del campo total pueden ser computadas por las fórmulas de Talwani (1964).



## 6.4. Anexo 4: Método Magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) es un método electromagnético de exploración pasiva que mide las fluctuaciones de los campos eléctricos y magnéticos naturales de la Tierra en dirección ortogonal a la superficie terrestre, con el fin de determinar la estructura conductiva de la Tierra a profundidades que van desde las decenas de metros hasta varios cientos de kilómetros (Simpson y Bahr, 2005). El origen del campo electromagnético terrestre se debe a la interacción entre el campo magnético de la Tierra y los vientos solares tal y como se observa en la Figura 42.

Este método fue aplicado originalmente para la exploración de cuencas sedimentarias por tratarse de ambientes geológicos sencillos donde predominan estratificaciones horizontales (Corbo, 2013), sin embargo, su uso se ha extendido a diferentes ambientes geológicos como volcanes, graben, zonas de subducción, entre otros; que abarcan diferentes profundidades tanto superficiales como litosféricas.

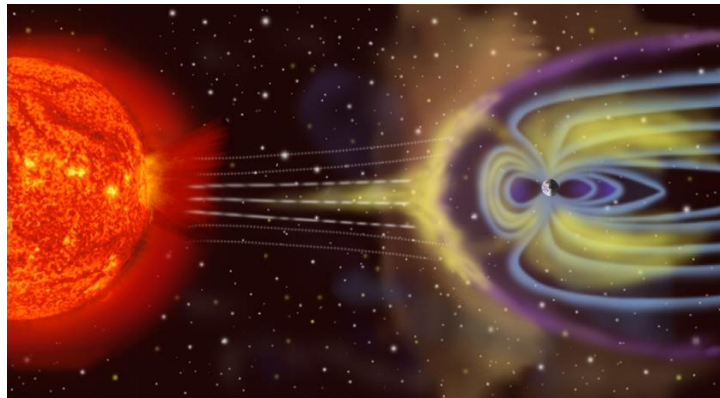


Figura 42. Interacción del campo magnético terrestre con los vientos solares que hace posible la medición del campo electromagnético mediante MT, tomado de NASA (2005).

La mayor parte del campo magnético de la Tierra es generado por los procesos magneto-hidrodinámicos del núcleo exterior del planeta (Simpson y Bahr, 2005), siendo aquellas fluctuaciones de menor amplitud y de origen externo al núcleo las que buscan ser aprovechadas por el método, con rangos de medición entre los  $10^{-3}$ s hasta los  $10^5$ s.

Los periodos asociados a las alteraciones del campo magnético se varían según el fenómeno que las ocasione, por ejemplo: aquellos campos electromagnéticos que presentan periodos menores a 1s son producidos por fenómenos meteorológicos como tormentas eléctricas, que producen descargas eléctricas sobre la superficie terrestre. Estas descargas pueden generar problemas de saturación de la señal en los sondeos MT cuando se presentan de manera local cercana al sitio de muestreo.

Dentro de los principios fundamentales para comprender el método magnetotelúrico se encuentran el *Skin Depth* el cual nos indica la relación entre la profundidad y la frecuencia, las *ecuaciones de Maxwell* base de toda la teoría electromagnética y adicionalmente el *tensor de fase* mismo que

|

muestra la relación entre el campo magnético y el eléctrico. Dichos conceptos se desarrollan detalladamente a continuación.

### ***Skin Depth***

El “Skin Depth” o profundidad de película es la profundidad a la que logran penetrar los campos electromagnéticos. Esta es directamente proporcional a la resistividad del subsuelo e inversamente proporcional a la frecuencia. Esto quiere decir que entre más resistivo sea la respuesta obtenida más profundo se encuentra el cuerpo y mientras más alta sea la frecuencia a menor profundidad se encuentra el objetivo.

Inicialmente, los fundamentos teóricos del MT fueron propuestos por Tikhonov (1950) y detallados por Cagniard (1953) basándose en la relación que las respuestas electromagnéticas de cualquier profundidad se pueden obtener de manera simple si se extendía el concepto del “Skin Depth” magnético dado por la siguiente fórmula:

$$p(T) = \sqrt{\frac{T}{\pi\mu\bar{\sigma}}} \quad (6-70)$$

Donde  $p(T)$  es el “Skin Depth” electromagnético dado en metros para un periodo  $T$ ,  $\bar{\sigma}$  es la conductividad promedio del medio penetrado y  $\mu$  es la permeabilidad magnética. El campo electromagnético presenta un decaimiento exponencial de la forma de  $e^{-1}$  que los hace insensibles a estructuras conductivas que se encuentre a profundidades mayores que  $p(T)$ . Para los diferentes estudios en la Tierra, se le asigna el valor del espacio libre a la permeabilidad magnética ( $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}$ ), de manera que la ecuación (6-70) quedaría expresada como:

$$p(T) \approx 503\sqrt{T\rho_a} \quad (6-71)$$

Donde  $\rho_a$  representa la resistividad aparente del medio.

## ***Ecuaciones de Maxwell***

La teoría electromagnética en la que se basa el método magnetotelégrafo está fundada sobre las ecuaciones planteadas por Maxwell (1861). Para los propósitos del método MT, se hacen una serie de consideraciones sobre el campo electromagnético terrestre, señaladas por Simpson y Bahr (2005):

- El campo electromagnético terrestre responde a las ecuaciones de Maxwell.
- La Tierra no genera energía electromagnética, solo la disipa.
- Todos los campos se tratan como conservativos y solo dependen de su fuente.
- Se considera que la fuente del campo electromagnético natural (ionosfera) se encuentra a una distancia muy lejana (que tiende al infinito) en comparación a la escala de estudio, esto hace que se pueda considerar la propagación de las ondas como si estas fueran ondas planas.
- Se espera que no haya acumulación de cargas libres, basados en un modelo terrestre de capas. Sin embargo, dado que nos encontramos en un modelo multidimensional, estas cargas se acumulan en las discontinuidades que este presenta, generando un fenómeno inductivo que se conoce como “*Static Shift*” o *desplazamiento estático*.

De manera que los campos electromagnéticos están descritos por las ecuaciones de Maxwell (1861) como:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (6-72)$$

$$\nabla \times H = j_f + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (6-73)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (6-74)$$

$$\nabla \cdot D = \eta_f \quad (6-75)$$

Donde **E** representa al campo eléctrico (en  $V\ m^{-1}$ ), **B** la inducción magnética (en T), **H** la intensidad magnética (en  $A\ m^{-1}$ ), **D** el desplazamiento eléctrico (en  $Cm^{-2}$ ),  **$j_f$**  representa la densidad de corriente eléctrica asociado a las cargas libre (en  $Am^{-2}$ ) y  **$\eta_f$**  es la densidad de carga eléctrica asociado a las cargas libres también (en  $Cm^{-3}$ ).

|

La ecuación (6-72) corresponde a la Ley de Faraday que indica que las variaciones de tiempo en el campo magnético inducen las fluctuaciones en el campo eléctrico que fluyen en un circuito cerrado con su eje orientado en la dirección del campo inductor. Por otra parte la ecuación (6-73) corresponde a la Ley de Ampere e indica que a cualquier circuito cerrado con una corriente eléctrica se le asocia un campo magnético de magnitud proporcional al flujo de corriente eléctrica; asumiendo que las variaciones en el tiempo de los desplazamientos de corriente son despreciables, esta ley se puede expresar de la siguiente manera:

$$\nabla \times H = j_f \quad (6-76)$$

La ecuación (6-74) indica que no existen cargas magnéticas monopolares (de un solo polo). Existen dos relaciones demostradas que se cumplen para un medio isotrópico y homogéneo (Simpson y Bahr, 2005):

$$B = \mu H \quad (6-77)$$

$$D = \varepsilon E \quad (6-78)$$

$$j = \sigma E \quad (6-79)$$

Donde  $\mu$ ,  $\varepsilon$  y  $\sigma$  representan la permeabilidad magnética ( $\text{Hm}^{-1}$ ), la permitividad eléctrica ( $\text{Fm}^{-1}$ ) y la conductividad eléctrica ( $\text{Sm}^{-1}$ ) respectivamente.

Combinando las ecuaciones de Maxwell con las ecuaciones (6-77) a (6-79) y asumiendo que se trata de una onda plana con amplitud  $E_0$  y  $B_0$  y una dependencia armónica en el tiempo de la forma  $e^{-i\omega t}$  se obtiene:

$$\nabla^2 E + (\mu\varepsilon\omega^2 - i\omega\mu\sigma)E = 0 \quad (6-80)$$

$$\nabla^2 B + (\mu\varepsilon\omega^2 - i\omega\mu\sigma)B = 0 \quad (6-81)$$

Representando las ecuaciones de onda electromagnética, siendo  $\mu$ ,  $\varepsilon$  y  $\sigma$  constantes con respecto al tiempo pero que están en función de la frecuencia, dado que se cumple la desigualdad  $\mu\varepsilon\omega^2 \ll i\omega\mu\sigma$  en materiales terrestres para frecuencias menores a los  $10^5$  Hz (Corbo, 2013). Las ecuaciones (6-80) y (6-81) se logran reducir a:

$$\nabla^2 E = i\omega\mu\sigma E \quad (6-82)$$

$$\nabla^2 B = i\omega\mu\sigma B \quad (6-83)$$

### ***El tensor de impedancia***

Al ser el método MT una técnica de medición pasiva que involucra la medición de la señal natural del campo eléctrico (**E**) y el campo magnético (**B**) en dirección ortogonal a la superficie de la Tierra, las componentes ortogonales del campo magnético y eléctrico están relacionadas por medio de un tensor de impedancias complejo que se expresa como:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x/\mu_0 \\ B_y/\mu_0 \end{pmatrix} \quad (6-84)$$

Que se puede representar como:

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z} \mathbf{B} / \mu_0 \quad (6-85)$$

Donde Z es el tensor de impedancia, es compleja y es definida como:

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{B_j} \quad (6-86)$$

Para esta impedancia, tanto la resistividad aparente como la fase se expresan de la siguiente manera respectivamente:

$$\rho_{a,if}(\omega) = \frac{1}{\mu_0\omega} |Z_{ij}(\omega)| \quad (6-87)$$

$$\phi_{if}(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (6-88)$$

## Dimensionalidad del medio

La dimensionalidad del medio es la complejidad estructural que presenta el subsuelo. Este se determina haciendo un análisis de los valores adquiridos de los elementos del tensor de impedancia en función de la frecuencia. Para el caso general el tensor de impedancia medido de NS-EW presenta la forma de:

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (6-89)$$

Dados los diferentes medios 1D, 2D o 3D (Figura 43) los elementos de la ecuación (6-89) toman diferentes valores.

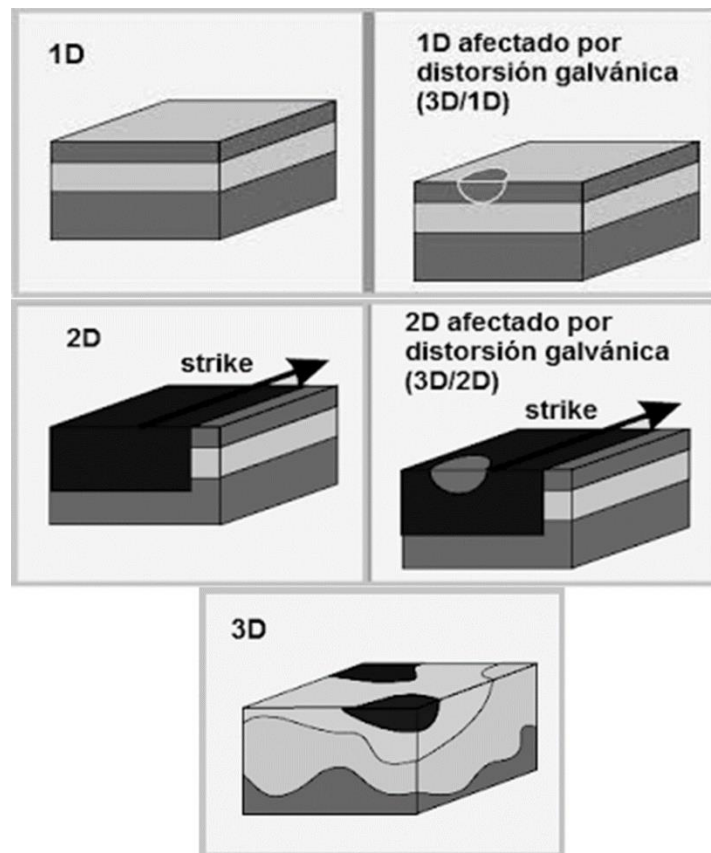


Figura 43. Representación de las diferentes dimensionalidades que pueden presentar los medios de investigación, modificado de Martí et al. (2006).

|

Para el caso de un medio 1D, que corresponde al caso más sencillo, un medio homogéneo o unidimensional, geológicamente representado por una cuenca sedimentaria, una plataforma marina o una zona tectónicamente estable que haya pasado por un proceso de diferenciación estratigráfica (Corbo, 2013). En este caso los elementos de  $Z$  toman los valores siguientes:

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} &= -Z_{yx} \end{aligned} \quad (6-90)$$

Tomando  $Z$  la forma siguiente:

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} 0 & -Z_{yx} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (6-91)$$

En este caso existe únicamente un valor de resistividad y un valor de fase para cada frecuencia que depende solo de variaciones verticales de la conductividad del subsuelo.

En un medio 2D, pueden suceder dos cosas dependiendo si las estructuras coinciden con el sistema de referencia a la hora de adquirir los datos. Si estos se adquirieron a lo largo y perpendicularmente a una estructura regional, el tensor de impedancia presenta la forma:

$$\mathbf{Z} = c \begin{pmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (6-92)$$

Donde se definen dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional, donde el flujo de corriente es máximo (Transverso Eléctrico TE) y otra perpendicular a esta donde el flujo magnético es máximo (Transverso Magnético TM) siendo estos los modos de polarización del campo. En la ecuación (6-92)  $c$  representa un operador de distorsión galvánica que para el caso más simple es un escalar.

Si el sistema de referencia del sondeo medido no se asocia con los ejes de la estructura regional principal, el tensor de impedancia  $Z$  debe ser rotado a los ejes principales mediante:

$$\mathbf{Z} = c\mathbf{R}\mathbf{Z}_m\mathbf{R}^t \quad (6-93)$$

Donde  $\mathbf{R}$  es el operador rotacional expresada como:

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (6-94)$$

Donde  $\mathbf{R}^t$  es la transpuesta del operador rotacional,  $\mathbf{Z}_m$  corresponde al tensor de impedancia medido en un sistema de referencia N-S y  $\theta$  es el ángulo con respecto al azimut de la estructura regional, conocida también como “*strike*”, que define la orientación preferencial del flujo eléctrico

|

que frecuentemente está asociado con la orientación de las estructuras geológicas proporcionando así características estructurales del medio.

Al tratarse de un medio 2D se debe definir la dirección de la estructura principal para así definir los modos de polarización del medio. Uno de los métodos utilizados para estimar el azimut regional es el de Swift (1967) mismo que además de determinar si un medio es 1D o 2D sirve para calcular  $\theta$  por medio de la fórmula:

$$\theta = \tan^{-1} \left( \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} - Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} - Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} - Z_{yx})^2} \right) \quad (6-95)$$

Donde el superíndice \* indica el conjugado complejo del tensor.

Para un medio 3D, cada elemento de la función de transferencia tiene un valor determinado.

### ***Análisis dimensional de sondeos Magnetotelúricos***

El análisis de dimensionalidad de esta investigación se realizó con el objetivo de comprender de mejor manera el comportamiento del medio que nos encontramos estudiando y de esta manera tener conciencia de los ajustes obtenidos en los modelos de inversión que se muestran y explican en los resultados de esta investigación. Los resultados obtenidos del análisis dimensional se observan en la Figura 44.

Para este análisis dimensional se utilizó la metodología de Bahr (1988) que nos permite determinar de manera concreta si un medio es 1D, 2D o 3D. Los resultados obtenidos muestran una transición de 1D a 2D en la parte superior y media, volviéndose un medio más complejo (3D) en las frecuencias más bajas (más profundas). Esto es necesario tomarlo en cuenta a la hora de realizar la inversión ya que al tratarse de un medio 3D en las frecuencias más bajas los ajustes de las curvas en un modelo 2D van a presentar problemas reflejándose como errores mayores en los ajustes del modelo, siendo la inversión 3D la mejor opción sobre todo para la parte más profunda.



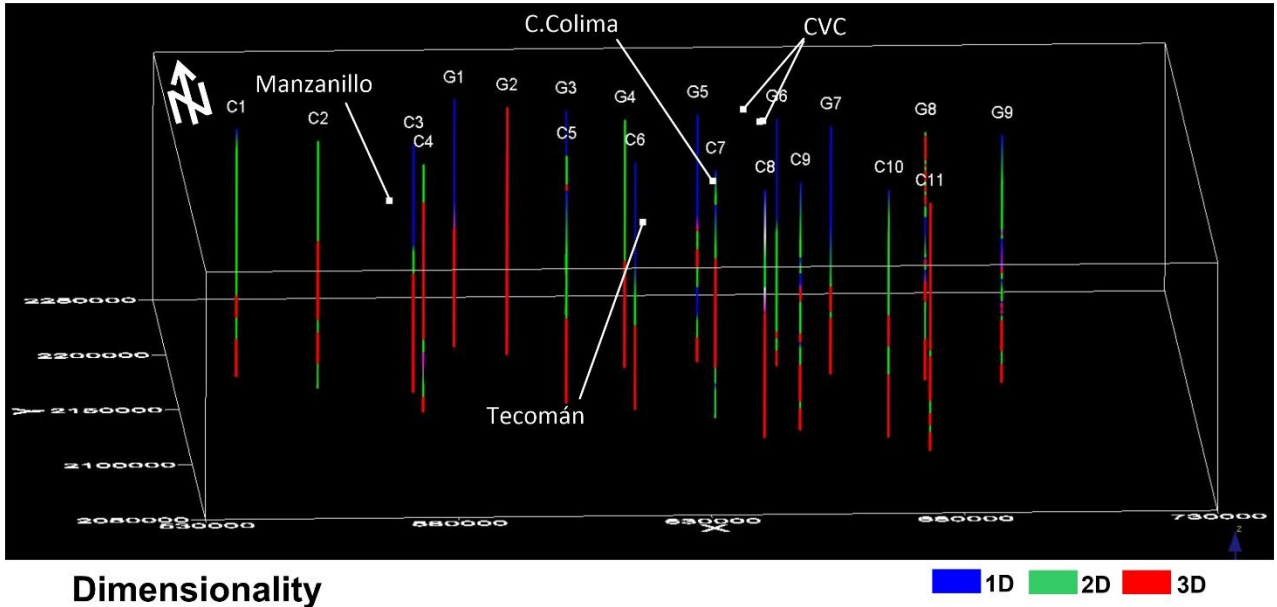


Figura 44. Análisis de dimensionalidad de cada uno de los sondeos magnetotelúricos para cada una de las frecuencias mediante el método de Bahr (1988).

### ***Inversión de datos MT***

En MT un modelo consiste de una región con una distribución particular de conductividad, que podría ser 1D, 2D o 3D dependiendo de la distribución de la conductividad a lo largo de diferentes direcciones. Los esquemas de inversión buscan la relación entre los datos medidos y la respuesta del modelo, modificando al modelo hasta que se reduzca al mínimo la diferencia entre ambos.

### ***Inversión 2D***

Para llevar a cabo la inversión 2D, se utiliza el algoritmo de Rodi y Mackie (2001), este cuenta con dos rutinas, la primera se llama *“Smooth model inversion routine”* la cual consiste en una regularización de la ecuación de Tikhonov y Arsenin (1977) mediante gradientes conjugados no lineales. Y la segunda se llama *“Sharp boundary model inversion routine”* y se basa en una inversión de datos por interfaces discretas. Estas interfaces consisten en una serie de nodos, donde se fija la posición horizontal, la posición vertical se ajusta con la inversión y la resistividad de la capa se asigna a la serie de nodos fijados horizontalmente entre capas, asumiendo que se presenta una variación lineal entre los nodos.

En magnetotelúrica los modelados 2D, tratan de modelar la Tierra sólida como capas conductoras subyacentes a una atmósfera perfectamente resistiva, de manera que la fuente electromagnética se modela como una lámina de corriente plana a cierta altura  $z = -h$  y dado que los parámetros

|

físicos de la Tierra son independientes de las coordenadas cartesianas, las ecuaciones de Maxwell se descomponen en polarizaciones transversales eléctricas (TE) y transversales magnéticas (TM).

Con el fin de calcular los datos a bajas frecuencias, basta con resolver para la polarización TE

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = -i\omega\mu\sigma E_x \quad (6-96)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} \Big|_{z=-h} = i\omega\mu \quad (6-97)$$

Y para el caso de la polarización TM

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \rho \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) = -i\omega\mu\sigma H_x \quad (6-98)$$

$$H_x|_{z=0} = 1 \quad (6-99)$$

Donde  $\mathbf{E}_x$  y  $\mathbf{H}_x$  son las componentes del campo eléctrico y magnético respectivamente,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $\mu$  es la permeabilidad magnética asumida en un espacio vacío,  $\sigma$  corresponde a la conductividad eléctrica y  $\rho$  representa la resistividad.

Los datos magnetotelúricos consisten en una relación en frecuencias entre el campo eléctrico y magnético, mismo que se puede expresar como una resistividad aparente compleja. Para el caso de la polarización TE, esta resistividad se expresa como:

$$\rho_{app} = \frac{i}{\omega\mu} \left( \frac{\langle E_x \rangle}{\langle H_y \rangle} \right)^2 \quad (6-100)$$

Donde  $\langle E_x \rangle$  corresponde a un valor de  $E_x$  en un sitio de observación que generalmente se toma como un promedio espacial de  $E_x$ , Y sucede lo mismo para  $\langle H_y \rangle$ . Por otro lado, las ecuaciones de Maxwell implican:

$$H_y = \frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (6-101)$$

Para el caso TM tenemos que la resistividad aparente corresponde a

|

$$\rho_{app} = \frac{i}{\omega\mu} \left( \frac{\langle E_y \rangle}{\langle H_x \rangle} \right)^2 \quad (6-102)$$

Y

$$E_y = \frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial H_x}{\partial z} \quad (6-103)$$

Rodi y Mackie (2001) describen este método para llevar a cabo la inversión 2D de la resistividad con la fase de los datos magnetotelúricos y analizan tres tipos de algoritmos con el fin de minimizar la ecuación de Tikhonov y Arsenin (1977) dada por:

$$\psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad (6-104)$$

Donde  $\mathbf{d}$  representa el valor de las amplitudes de la fase de  $\rho_{app}$  para los modos TE o TM en los sitios de observación,  $\mathbf{m}$  representa el modelo del vector,  $\mathbf{e}$  es el error del vector, F es una función del modelo, V es una matriz varianza de  $\mathbf{e}$  y  $\lambda$  es el parámetro de regularización.

Los métodos utilizados para minimizar esta expresión son los de Gauss-Newman, Mackie-Madden y el método de Gradientes Conjugados No lineales, este último es el utilizado en esta investigación por el programa WingLink®.

El algoritmo de Gradientes Conjugados No Lineales (NLCG por sus siglas en inglés) utiliza la variante de PolaK-Ribiere (Polak, 1971), para minimizar la ecuación de  $\psi$  y está determinado por una secuencia de minimizaciones invariantes a lo largo de las direcciones buscadas donde:

$$m_0 = \text{dado} \quad (6-105)$$

$$\psi(m_l + \alpha_l p_l) = \min_{\alpha} \psi(m_l + \alpha p_l) \quad (6-106)$$

$$m_{l+1} = m_l + \alpha_l p_l \quad (6-107)$$

Las direcciones buscadas de manera similar a los Gradientes Conjugados Lineales

$$p_0 = -C_0 g_0 \quad (6-108)$$

|

$$p_l = -C_l g_l + \beta_l p_l - 1 \quad (6-109)$$

Donde en la técnica de Polank-Ribiere

$$\beta_l = \frac{g_l^T C_l (g_l - g_{l-1})}{g_{l-1}^T C_{l-1} g_{l-1}} \quad (6-110)$$

La minimización de este algoritmo no requiere únicamente de la técnica iterativa para su resolución. Para solucionar el problema se busca un mínimo absoluto de  $\psi$  en función de  $\alpha$ , este método tiene como ventaja que no distingue entre mínimos particulares y mínimos absolutos.

### ***Procesamiento de los datos***

Los resultados obtenidos durante el registro del equipo en campo son las series de tiempo, las cuales pueden ser analizadas mas no interpretadas. El objetivo del procesamiento de los datos es convertir estas series de tiempo a algo que pueda ser modelado numéricamente para ser interpretado posteriormente. Lo que se busca es la estimación de la impedancia electromagnética en el dominio de la frecuencia.

Una serie de tiempo puede contener de manera simultánea información de muchos periodos y por lo tanto de muchas profundidades de penetración, de tal forma, el primer paso del procesamiento consiste en realizar las transformaciones de Fourier para lograr transformar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. Esta reducción de los datos se logra reorganizando los datos dentro de bandas espectrales en el dominio de la frecuencia.

La función de transferencia es la relación entre un proceso de entrada (por ejemplo, la variación en el tiempo del CMT) con un proceso de salida (por ejemplo, la variación en el tiempo del campo eléctrico), siendo independiente de las amplitudes de entrada, ya que el sistema (Tierra) es considerado como un sistema lineal.

Una vez calculada la función de transferencia, se calculan las impedancias en los ejes principales ( $Z_{xy}$ ,  $Z_{yx}$ ) obteniendo dos curvas de resistividad y dos de fases (TE y TM) que corresponden a la dirección de la estructura principal y a su perpendicular. Estas curvas resistivas pueden ser afectadas por ruido debido a diversos factores (factores mencionados más adelante) de manera que es recomendable editar aquellos datos que se salgan del comportamiento que presentan las curvas. La Figura 45 muestra un ejemplo de curva resistiva con su respectiva fase.

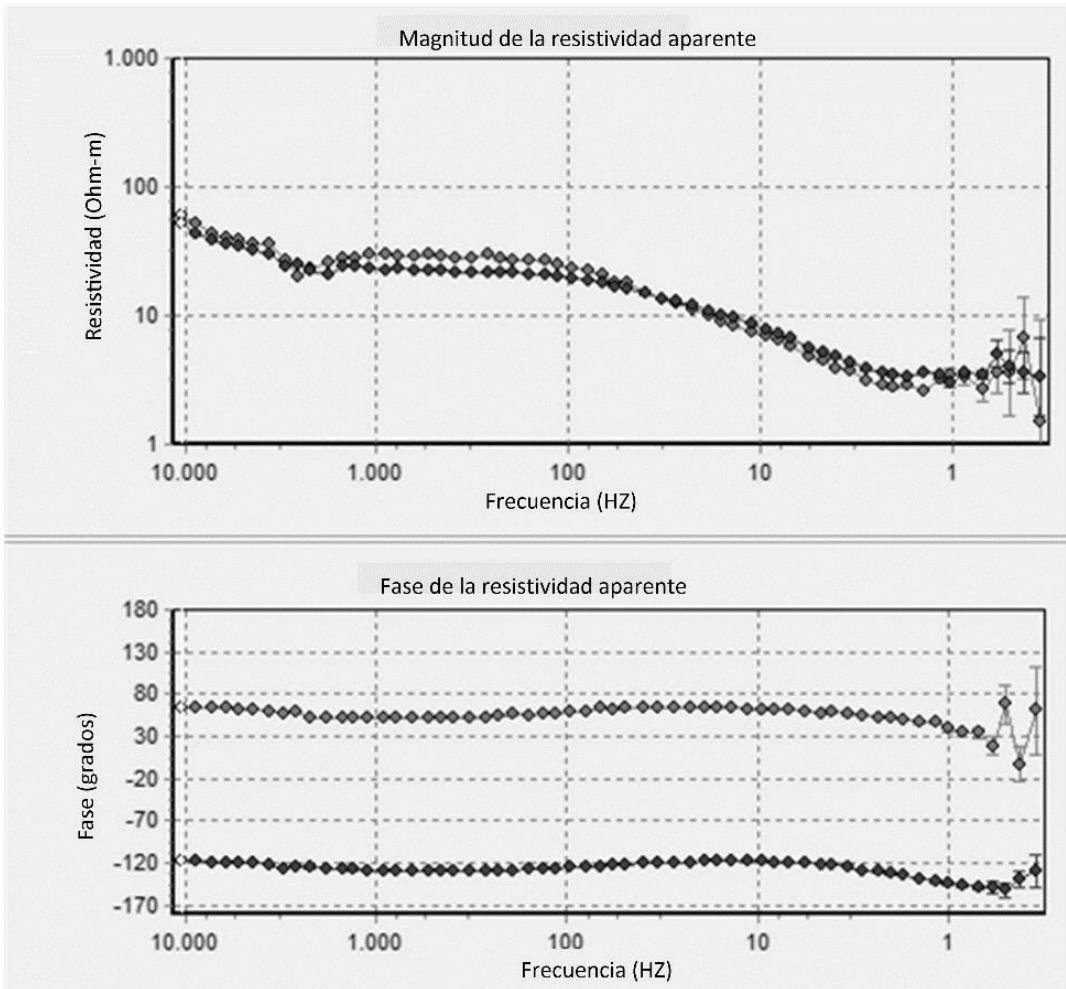


Figura 45. Ejemplo de curvas resistivas y sus respectivas fases. Esta curva NO presenta distorsión por desplazamiento estático.

Previo a la interpretación de las curvas, es necesario realizar la corrección de desplazamiento estático mismo que produce un error en el valor de resistividad de cada una de las unidades del subsuelo, eso sí, sin afectar los espesores de estas.

Posteriormente se procede a calcular el modelo 1D para cada sondeo en cada uno de los modos de polarización (TE y TM), sin embargo, para el caso de los modelos de capas es más conveniente utilizar el determinante de la función de transferencia dado por la fórmula siguiente:

$$|Z_{det}| = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \quad (6-111)$$

El cual proporciona un promedio de los valores que resultan ser más representativos del medio.

## **Análisis de Distorsión**

La distorsión es una alteración que presenta la respuesta inductiva del medio, es generada por las distribuciones de carga y corriente que se localizan en las zonas de discontinuidad o en pequeños cuerpos que se encuentran superficialmente. La interpretación de los datos sin realizar la corrección de estas distorsiones puede llevar al error.

Entre estas distorsiones hay dos tipos importantes, el primero es la distorsión galvánica o corrimiento estático que se ve reflejada en la curva de resistividad aparente como un desplazamiento constante a lo largo de todas las frecuencias y el segundo es producto de la inducción electromagnética, donde es posible calcular la distorsión y el “strike” eléctrico, los cuales responden a fenómenos físicos asociados a las estructuras del subsuelo. Ambos fenómenos se explican a continuación.

### **Corrimiento estático**

Puede ser causado por cualquier contraste conductivo multidimensional que tenga profundidades y dimensiones menores a la profundidad de penetración del campo electromagnético. Estos factores generan acumulación de cargas, provocando un desplazamiento vertical (aumento o disminución de la resistividad) en las curvas de resistividad aparente que se mantiene constante en todas las frecuencias como se observa en la Figura 46.

Este efecto no varía o altera la forma de la curva, solo las desplaza hacia arriba o abajo. Adicionalmente solo afecta a las curvas de resistividad y no así las fases. Esto se demuestra ya que la impedancia se ve afectada por un factor de  $\alpha$  de manera que  $Z = \alpha Z_i$ , por lo tanto:

$$\rho(\omega) = \left(\frac{1}{\omega\mu}\right) \alpha^2 |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (6-112)$$

Mientras que si se aplica la distorsión a la fase se obtiene

$$\rho(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im} (\alpha Z_{ij}(\omega))}{\text{Re} (\alpha Z_{ij}(\omega))} \right) \quad (6-113)$$

Al ser  $\alpha$  independiente de  $\omega$  se puede eliminar de la ecuación y es por esta razón que el corrimiento estático no afecta a las fases de los sondeos magnetotelúricos.

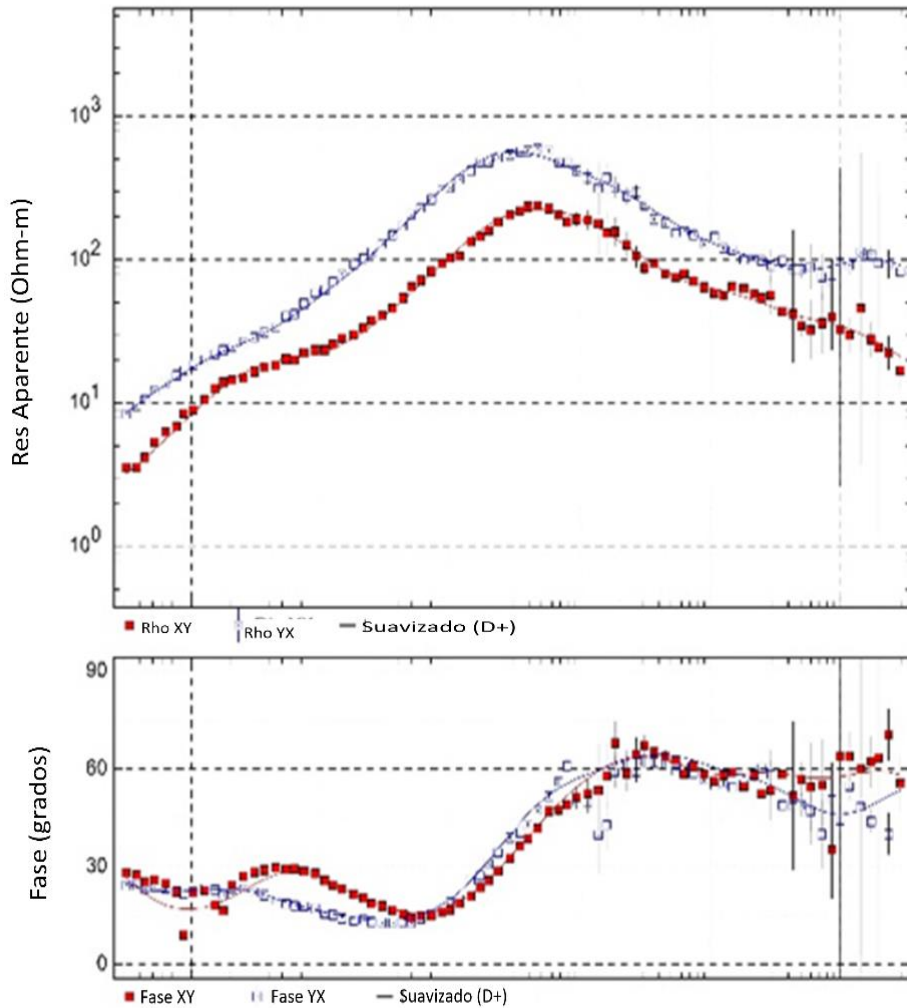


Figura 46. Demostración del desplazamiento estático en un sondeo magnetotelúrico.

De esta distorsión, se conoce muy bien que causa serios problemas en la interpretación de los datos magnetotelúricos, ya que puede hacer que se sobrevaloren o subvaloren las profundidades de los cuerpos durante la interpretación. Por esta razón es necesario realizar la corrección del corrimiento estático, y se pueden llevar a cabo mediante los siguientes métodos según Simpson y Bahr (2005):

- I. La medición de sondeos Electromagnéticos del Dominio del Tiempo (TDEM por sus siglas en ingles) que permiten medir la resistividad superficial.
- II. Un promedio estadístico de la resistividad inicial de las curvas.
- III. Sondeos de periodo largo, confiando en las estructuras profundas como por ejemplo una caída en la resistividad asociada al manto medio.

## ***Distorsión por inducción electromagnética y el “strike” eléctrico***

La inducción electromagnética se presenta cuando las variaciones temporales del campo magnético (producto de la interacción de los vientos solares con la magnetósfera terrestre) generan corrientes eléctricas excesivas, de manera que crean campos eléctricos y magnéticos secundarios que se relacionan a las estructuras tanto regionales como locales del subsuelo permitiendo determina la dimensionalidad del medio.

Para la determinación de la dimensionalidad a partir del invariante del tensor de impedancia existen diversos parámetros de distorsión, basados en diferentes enfoques como por ejemplo Swift (1967), Bahr (1988), Groom e Bailey (1991), Weaver et al. 2000), Caldwell et al. (2004), se los cuales, el utilizado para esta investigación es el de Bahr (1981 y se explica a continuación.

Uno de estos parámetros es el rumbo (“strike”) que puede no considerarse un parámetro de distorsión ya que es parte de la información necesaria acerca del subsuelo. Recordando que el tensor de impedancia posee la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (6-114)$$

El “strike” eléctrico es aquel ángulo ( $\alpha$ ) que rota el tensor de impedancia de manera tal que anula o minimiza los elementos de la matriz, expresado de la siguiente forma:

$$\tan 4\alpha = \frac{2\text{Re}(S'_2 D'_1)}{|D'_1|^2 - |S'_2|^2} \quad (6-115)$$

Donde

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (6-116)$$

$$D_1 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad (6-117)$$

$$S_2 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (6-118)$$

$$D_2 = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (6-119)$$

Bahr (1991) define la presencia de 7 clases de distorsión telúrica en el análisis del tensor de impedancia, basándose en Swift (1967) para la determinación de la unidimensionalidad del medio, sin embargo, cuando  $\kappa > 0.1$  Bahr describe otra forma de invariante rotacional que mide la bidimensionalidad del medio dado por:



|

$$\Sigma = (D_1^2 + S_2^2) / D_2^2 \quad (6-120)$$

Si  $\Sigma > 0.1$  la distribución conductiva muestra que el medio es considerado 2D. Adicionalmente Bahr propone otro parámetro de distorsión el cual ayuda a medir las diferencias de fases, representado por:

$$\mu = \frac{(|[D_1, S_2]| + |[S_1, D_2]|)^{1/2}}{|D_2|} \quad (6-121)$$

Si  $\mu$  es aproximadamente 0 el medio se puede considerar homogéneo y por lo tanto 1D.

Otro parámetro de distorsión propuesto por Bahr (1991) es la anisotropía regional representada por  $\eta$ , que puede ser considerado como un invariante rotacional de la medida de los errores. Este parámetro se obtiene del sistema de referencia de una estructura regional bidimensional, donde los dos elementos de cada columna poseen la misma fase y cualquier diferencia o desviación en estas implica que  $\eta > 0$ , lo que lo convierte en un parámetro útil para medir la bidimensionalidad del medio y se expresa como:

$$\eta = \frac{(|[D_1, S_2]| - |[S_1, D_2]|)^{1/2}}{|D_2|} \quad (6-122)$$

Si  $\eta < 0.3$  se trata de un medio 2D, mientras que para valores mayores corresponde a un medio regional 3D. Sin embargo, Ledo et al. (2002) señalan que la condición de  $< 0.3$  no es un factor determinante para definir un medio 2D.

La expresión utilizada para medir el ángulo de la estructura regional tal y como lo propone Bahr (1991) está dada por:

$$\tan 2\theta = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] + [S_2, D_2]} \quad (6-123)$$

### ***Tensor de fase***

La relación entre la fase y el tensor de impedancia de los sondeos magnetotelúricos es considerada un tensor de segundo rango, este tensor expresa como cambian las relaciones de fase con la polarización en el caso en el que la estructura conductiva sea 3D (Caldwell et al., 2004). En estas situaciones, los efectos galvánicos producidos por la heterogeneidad del medio en los conductores

|

cercanos a la superficie afectan la respuesta regional del método magnetotelúrico, pero el tensor de fase preserva la información de la fase regional.

La definición de la fase de un número complejo está dada por la relación de la parte real y la parte imaginaria de dicho número y puede generalizarse a un tensor de matriz compleja. De manera que el tensor de fase se define como:

$$\Phi = X^{-1}Y \quad (6-124)$$

Donde  $X^{-1}$  (tensor) es el inverso de  $X = DX_R$ , adicionalmente  $Y = DY_R$  y  $\Phi$  es real, donde  $D$  es un tensor 2D de segundo rango real en forma de una matriz 2x2, de manera que el tensor de fase puede expresarse como:

$$\Phi = X_R^{-1}D^{-1}DY_R = X_R^{-1}Y_R \quad (6-125)$$

De forma que el tensor de fase observado y regional son idénticos e independientes del tensor de distorsión. El tensor de fase escrito en términos de las componentes reales e imaginarias de  $Z$  en un sistema de coordenadas cartesianas  $(x_1, x_2)$  se expresa de la siguiente manera:

#### Caso 1D

$$\begin{pmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{pmatrix} = \quad (6-111)$$

$$\frac{1}{\det(X)} \begin{pmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{pmatrix}$$

Para el caso 1D, la estructura conductiva regional es isotrópica y su conductividad varía solo a profundidad, haciendo que el tensor de impedancia tenga la forma

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1D} \\ -Z_{1D} & 0 \end{bmatrix} \quad (6-126)$$

Donde  $Z_{1D} = X_{1D} + iY_{1D}$  y  $\phi = \tan^{-1}(Y_{1D}/X_{1D})$

De manera que

|

$$\Phi = \begin{bmatrix} Y_{1D}/X_{1D} & 0 \\ 0 & Y_{1D}/X_{1D} \end{bmatrix} = (Y_{1D}/X_{1D}) I = \tan \phi \quad (6-127)$$

### Caso 2D

En este caso, el “strike” de la distribución de la conductividad regional define una orientación natural para el sistema de coordenadas. En un sistema de coordenadas  $(x'_1, x'_2)$ , donde  $x'_1$  es paralelo a un “strike” desconocido, en un ángulo  $\theta$  con respecto al sistema de coordenadas de observación, el tensor de impedancia regional  $Z'_R$  tiene forma anti diagonal dada por:

$$Z'_R = \begin{bmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{\parallel} \\ -Z_{\perp} & 0 \end{bmatrix} \quad (6-128)$$

Y el tensor de impedancia estaría dado por:

$$\begin{aligned} \Phi' &= R(\theta)\Phi R^T(\theta) \\ &= [R(\theta)X_R^{-1}R^T(\theta)][R(\theta)Y_R R^T(\theta)] \\ &= (X'_R)^{-1}Y'_R \end{aligned} \quad (6-129)$$

Donde el tensor de fase quedaría expresado de la siguiente forma:

$$\Phi' = \begin{pmatrix} Y_{\perp}/X_{\perp} & 0 \\ 0 & Y_{\parallel}/X_{\parallel} \end{pmatrix} \circ \begin{pmatrix} Y_{\parallel}/X_{\parallel} & 0 \\ 0 & Y_{\perp}/X_{\perp} \end{pmatrix} \quad (6-130)$$

Este tensor de fase no se ve afectado por las distorsiones galvánicas, sin embargo, no es un invariante rotacional. El tensor de fase puede representarse mediante el producto de tres matrices (1D, 2D y 3D) en forma de descomposición de valores propios o singulares, dada por:

$$\Phi = R^T(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} R(\alpha + \beta) \quad (6-131)$$

Donde

$$R(\alpha + \beta) = \begin{pmatrix} \cos(\alpha + \beta) & \sin(\alpha + \beta) \\ -\sin(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{pmatrix} \quad (6-132)$$

|

Y  $\mathbf{R}^T$  es la transpuesta de la matriz rotacional, por otro lado

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \right) \quad (6-133)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad (6-134)$$

Adicionalmente:

$$\Phi_{\min}^{max} = \tan \left( \varphi_{TE}^{TM} \right) \text{ ó } \tan \left( \varphi_{TM}^{TE} \right) \quad (6-135)$$

Para el caso 2D, el tensor de fase se puede representar mediante una elipse, donde  $\Phi_{max}$  y  $\Phi_{min}$  corresponden al eje mayor y menor respectivamente y  $\alpha - \beta$  corresponden al azimut del eje mayor como se ilustra en la Figura 47:

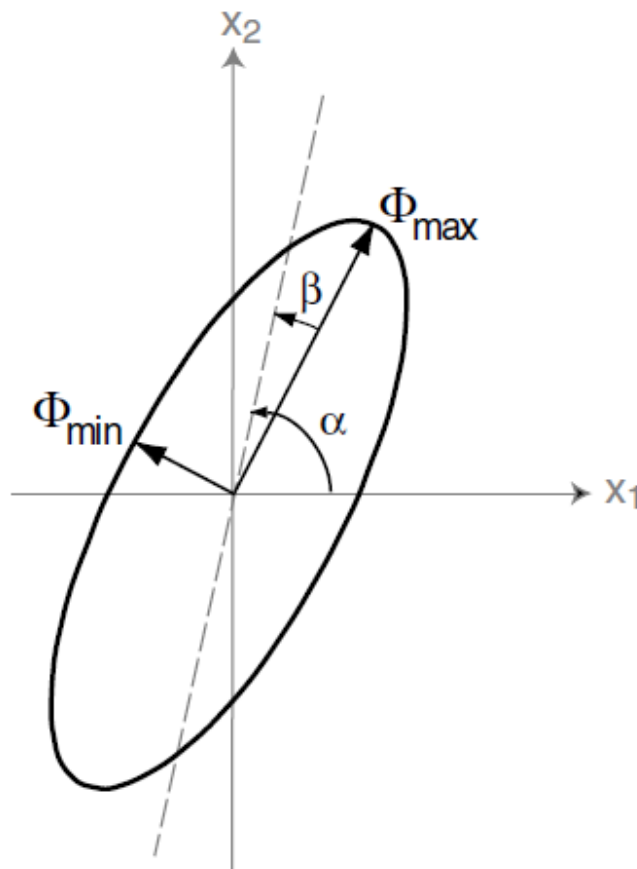


Figura 47. Representación gráfica del tensor de fase. Tomado de Caldwell et al. U2004).

## ***Prospección Magnetotelúrica***

El método magnetotelúrico es utilizado para la exploración del subsuelo en busca de diferentes objetivos y abarcando un rango de profundidades variable que van desde las decenas de metros hasta profundidades del manto, midiendo el campo electromagnético natural para así obtener respuestas conductivas que caracterizan el medio de estudio.

La efectividad del método está basada en los contrastes conductivos del medio así que entre mejor contraste presenten las diferentes unidades, mejores resultados en cuanto a espesores y profundidades se lograrán obtener.

Contar con estudios adicionales como perforación de pozos, análisis estructurales, hidrogeología, entre otros, permitirá añadir restricciones al método y generar modelos que presenten menor ambigüedad y sean más confiables.

Existe una gran variedad en equipos, procedimientos y programas, sin embargo, conservan los mismos elementos básicos y fundamentos. A continuación, se describe los equipos y procedimiento utilizados para esta investigación.

### ***Equipo***

Para la adquisición de los datos se utilizó cuatro equipos marca Phoenix Geophysics; tres modelos MTU-5A y uno modelo V8 (Figura 48), donde cada unidad registra la señal del campo electromagnético natural de la Tierra a través de 5 canales independientes, 3 para el campo magnético y 2 para el campo eléctrico. Cada unidad cuenta con los siguientes componentes:

- 3 sensores magnéticos para medir las tres componentes del campo magnético ( $B_x$ ,  $B_y$ ,  $B_z$ ) que se registran en las frecuencias entre los 300 a los  $2 \times 10^{-5}$  Hz.
- 5 sensores eléctricos (electrodos) no polarizables compuestos de una solución de Sulfato de Cobre para medir las componentes eléctricas N-S y E-W. El quinto electrodo se conecta a tierra.
- Cables para conectar los sensores magnéticos con el equipo central.
- Cable de alimentación eléctrica (batería-equipo central).
- Cable coaxial (RG 59) para sensores eléctricos.
- Equipo central con GPS incorporado.



Figura 48. Imagen ilustrativa de los equipos utilizados en campo para la adquisición de los sondeos Magnetotelúricos. a) MTU-5A, b) V8 y c) componentes adicionales del equipo.

### ***Procedimiento de campo***

Previo a la instalación de los equipos en campo, es indispensable verificar que el sitio seleccionado para la instalación cumpla con las características necesarias para lograr adquirir datos confiables y de buena calidad. Dentro de estas características están:

- Que el terreno sea lo más plano posible y con dimensiones de al menos 50x50 metros.
- Que no se encuentre cerca de antenas repetidoras de celular ni torres eléctricas de media o alta tensión.
- Que no haya cercas electrificadas que puedan inducir corrientes parásitas al equipo.
- Que no haya motores en funcionamiento cerca mientras se esté realizando la medición.
- Preferentemente que se encuentre lejos de carreteras transitadas o ríos que puedan inducir ruido a la señal.
- Que el terreno esté libre de animales a la medida de lo posible para que el equipo no sufra ningún daño.
- Que el terreno esté libre de inundaciones.

Una vez seleccionado el terreno, se procede a ubicar la consola del equipo en el centro del terreno, orientado hacia el Norte para mantenerlo como referencia y así evitar errores en la instalación. Seguidamente se procede a realizar dos dipolos eléctricos utilizando como referencia el Norte magnético, uno de los dipolos con dirección N-S y otro perpendicular a este con dirección E-W con una distancia entre electrodos de 50m.

|

Los dipolos eléctricos funcionan como una antena receptora de la señal del campo eléctrico horizontal, siendo esta proporcional a la diferencia de potencial entre cada electrodo multiplicada por la distancia que hay entre ellos, de manera que, entre mayor sea la separación entre electrodos mayor será el potencial medio; de manera que los mejores resultados se obtendrán con dipolos más amplios.

Los sensores eléctricos deben ser enterrados a una profundidad entre 30 a 60 cm, generando un lodo en el fondo que mejore el contacto del electrodo y facilite el intercambio iónico entre la solución del electrolito (Sulfato de Cobre) y el suelo; esto permite medir pequeñas corrientes eléctricas naturales del suelo. Una vez enterrado este debe ser cubierto en su totalidad para mantener las condiciones de humedad y temperatura.

Ya que fueron enterrados los electrodos, se conectan al equipo central en el lugar respectivo según su orientación. Es importante asegurarse que los cables que conectan a los electrodos con el equipo queden ubicados sobre el suelo y bien extendidos para así evitar ruido en la señal registrada. Un quinto electrodo se utiliza como tierra y se instala de la misma forma que los anteriores cerca del equipo. El despliegue del equipo en campo se observa en la Figura 49.

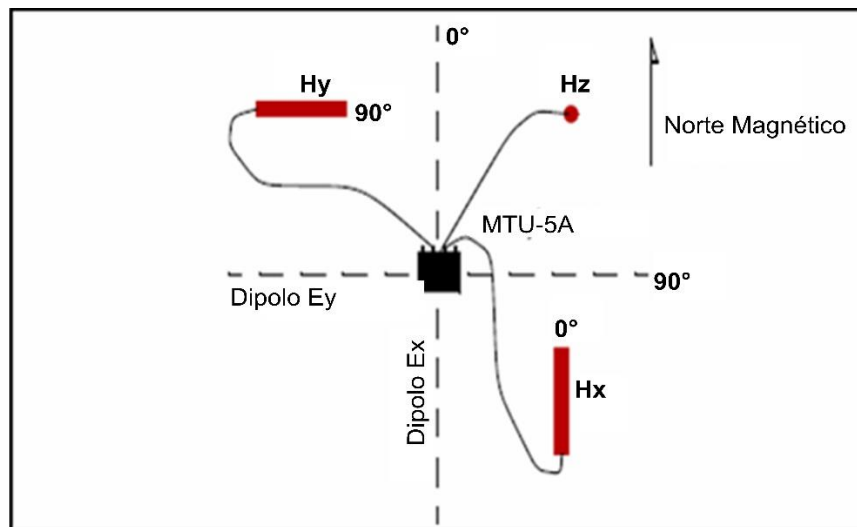


Figura 49. Despliegue del equipo en campo que muestra la distribución del equipo así como de los implementos adicionales como electrodos y sensores magnéticos.

La instalación y orientación de los dipolos eléctricos forman una cuadrícula, se procede a instalar los 3 sensores magnéticos (uno por cuadrante), dejando libre el cuadrante más fácil para la salida del personal de campo.

Los sensores magnéticos miden las componentes horizontales y vertical del campo magnético, por esa razón son orientados de igual forma N-S, E-W y en este caso se mide la componente vertical. De manera similar, las componentes horizontales deben enterrarse unos 30 cm y orientados N-S y E-W. Esta orientación debe ser realizada con mucho cuidado y con una precisión mayor a 0.5°.

|

vez orientadas las bobinas, deben ser cubiertas, con el objetivo de protegerlos de los cambios de temperatura, así como de las perturbaciones que puedan generar la lluvia y el viento ya que inducen ruido a los sensores. Por su parte, el sensor vertical debe enterrarse a  $\frac{3}{4}$  partes de su longitud y nivelarse con precisión, de manera que quede estable y no se mueva con el viento.

Para evitar problemas de autoinducción e interferencia, los sensores magnéticos deben de separarse entre 10 a 15 m de la consola central del equipo y entre 8 y 10 m entre ellos. Una vez hecho esto, los sensores deben ser conectados a la consola central en sus respectivos sitios según su orientación (N-S, E-O o z).

En campo se pueden presentar diferentes situaciones, una de ellas sería que el arreglo no pueda ser orientado N-S por condiciones del terreno. Para este caso es posible rotar el arreglo respetando siempre la perpendicularidad de los dipolos eléctricos entre sí. Si presenta esta situación, es necesario conocer bien el azimut rotado, ya que durante el procesamiento debe ser rotado nuevamente a la dirección del resto de los sondeos (N-S) (Figura 50a).

Otra situación, es la imposibilidad de hacer un arreglo simétrico como el de la Figura 50b, en esta situación es posible variar la distancia de los electrodos con respecto a la consola central del equipo, procurando los dipolos N-S y E-W tengan la misma longitud (Figura 50b).

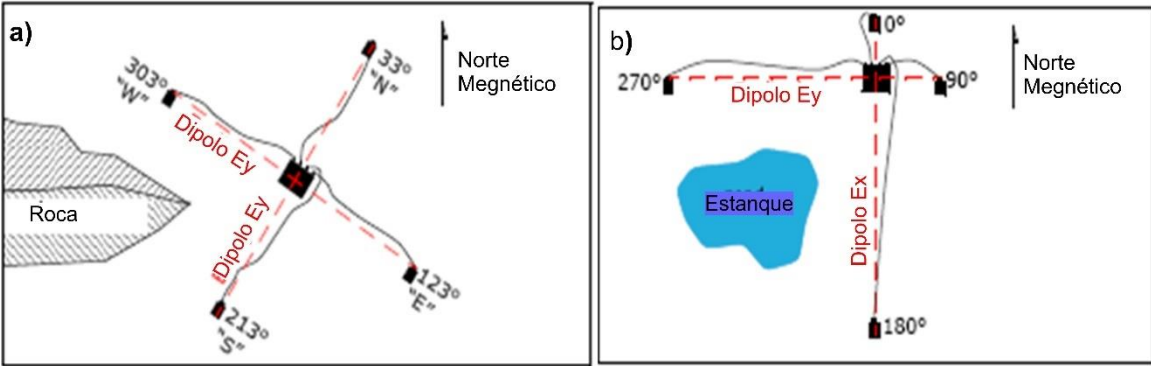
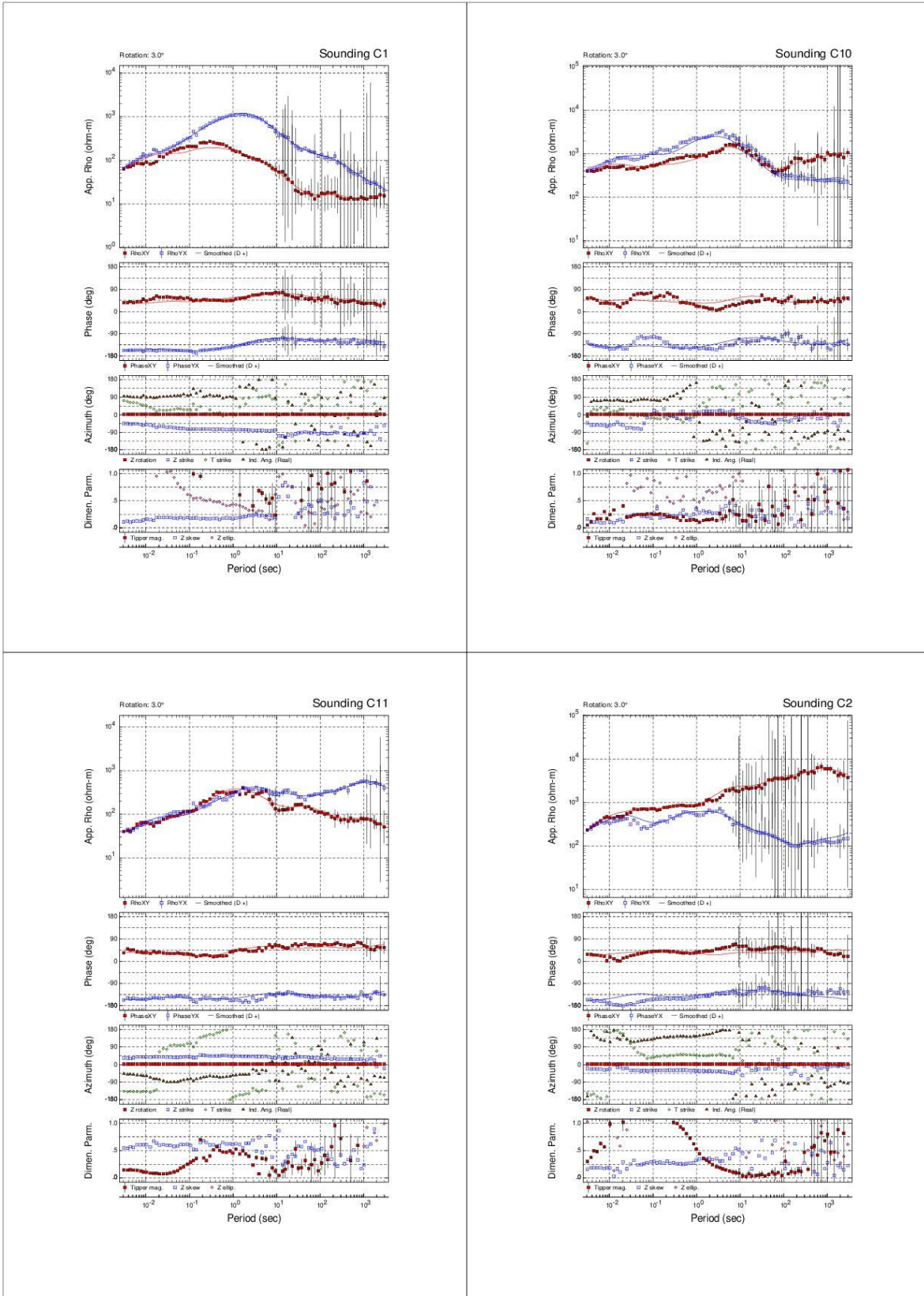
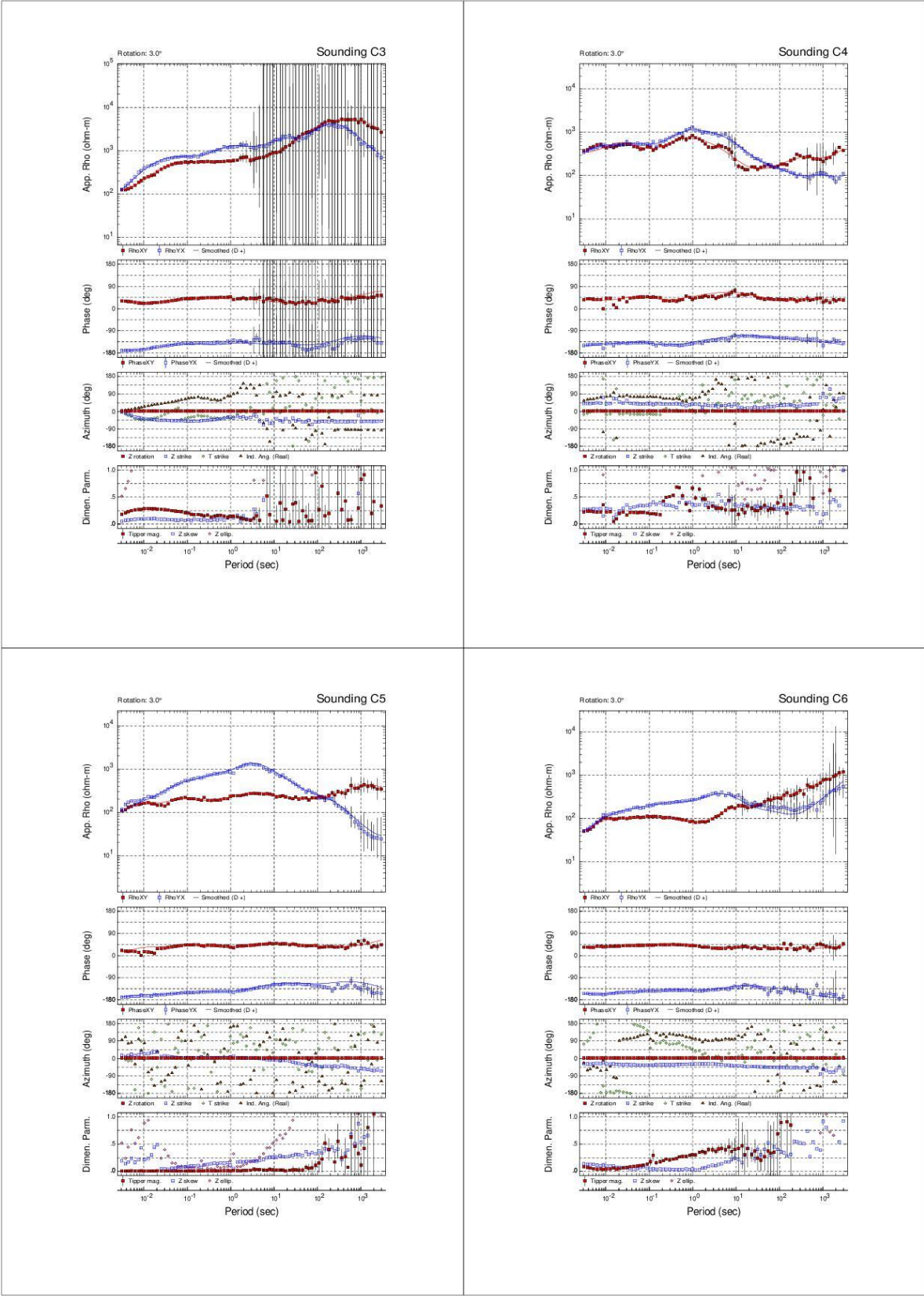


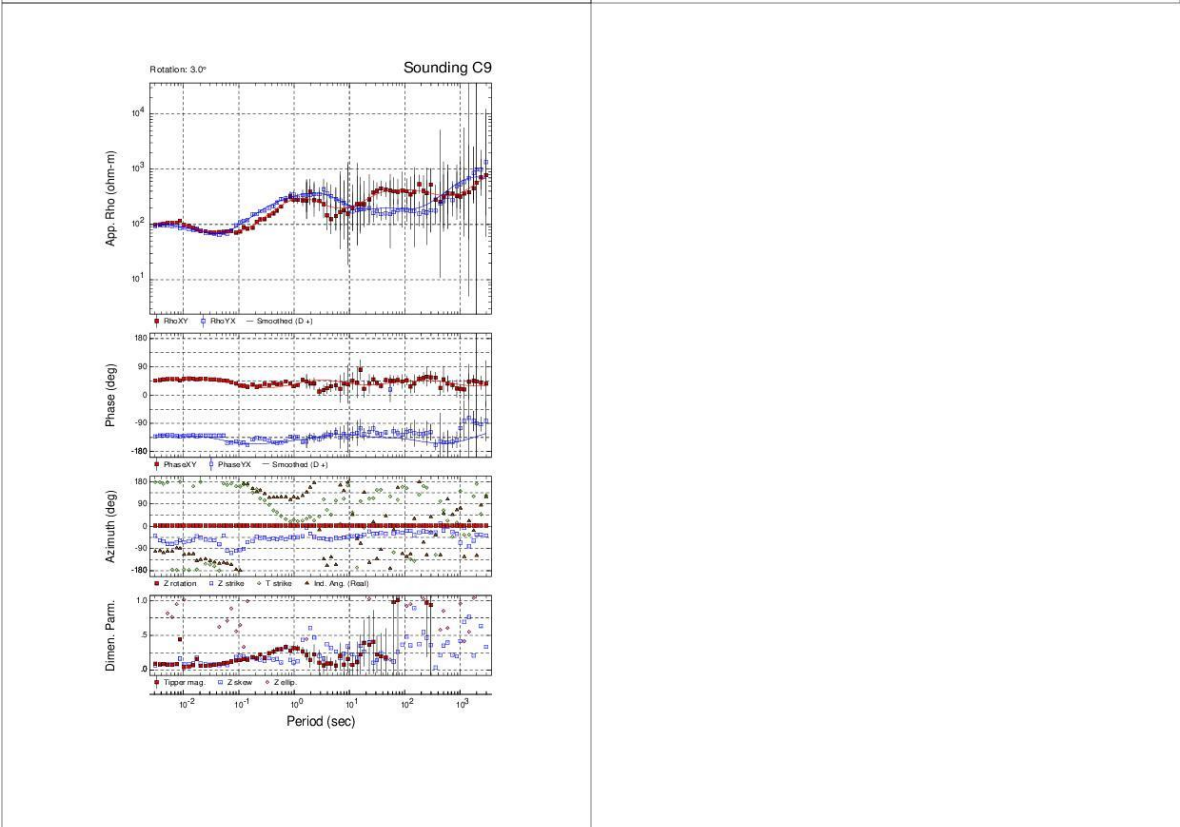
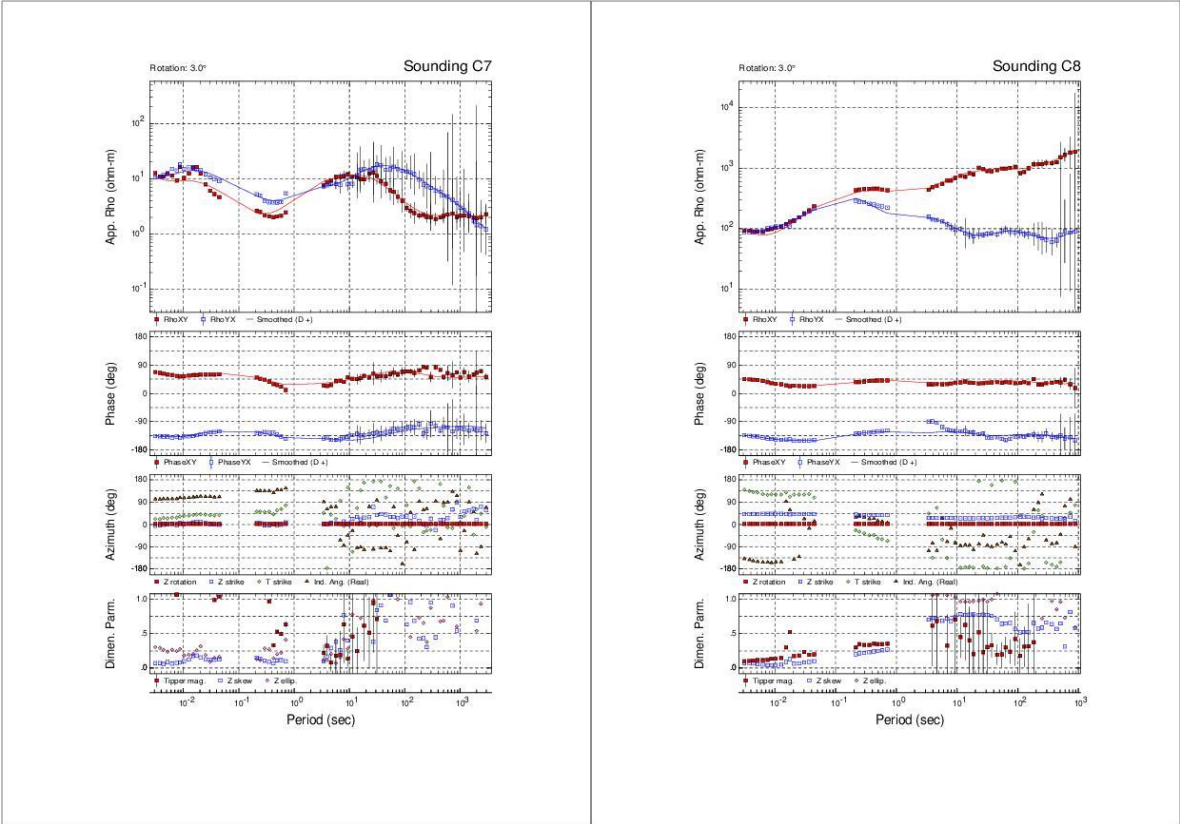
Figura 50. Arreglos alternativos del equipo Magnetotélurico.



## 6.5. Anexo 5: Sondeos MT Perfil COL

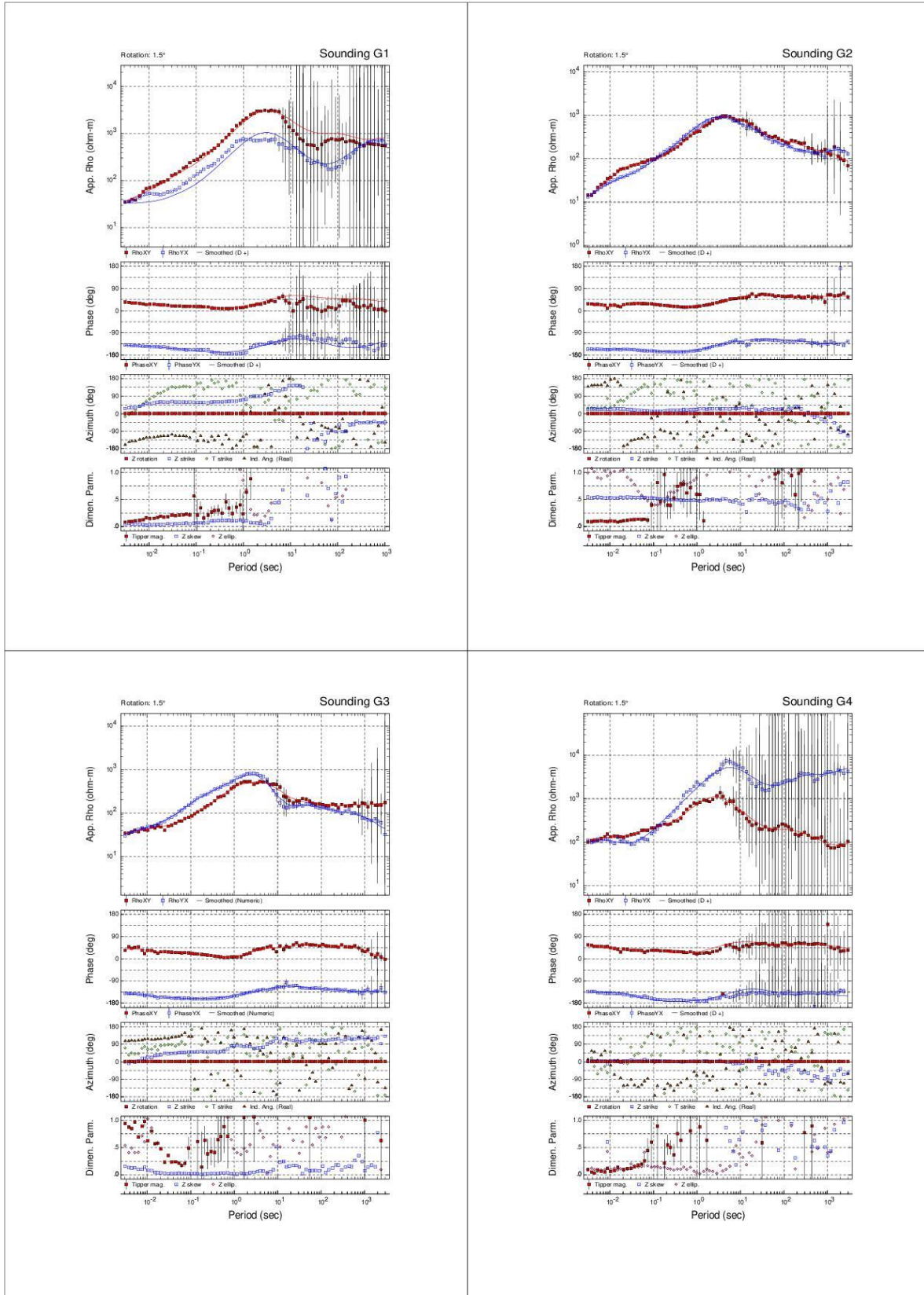


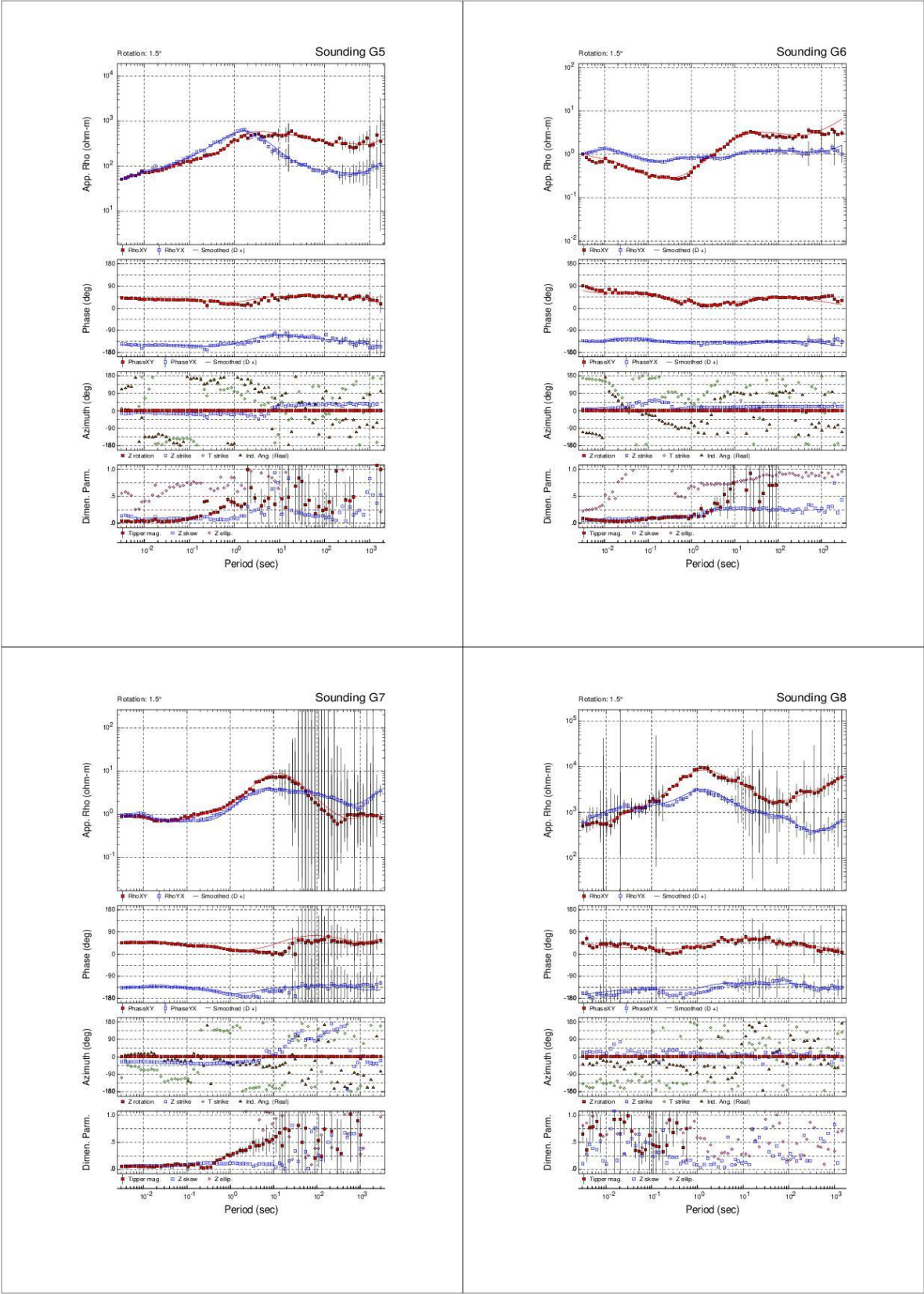


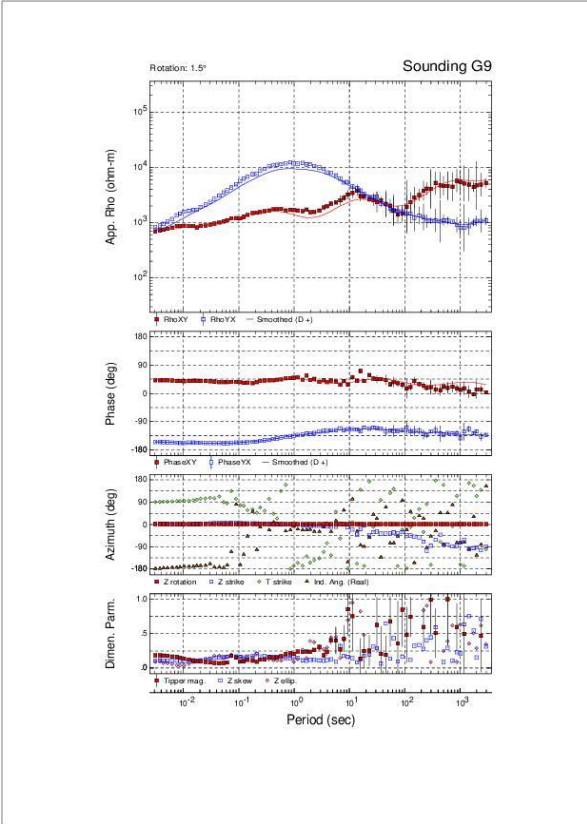




## 6.6. Anexo 6: Sondeos MT Perfil GUZ







## 6.7. Anexo 7: Comparación de anomalías Teóricas y medidas de las inversiones 3D de métodos potenciales en el CVC

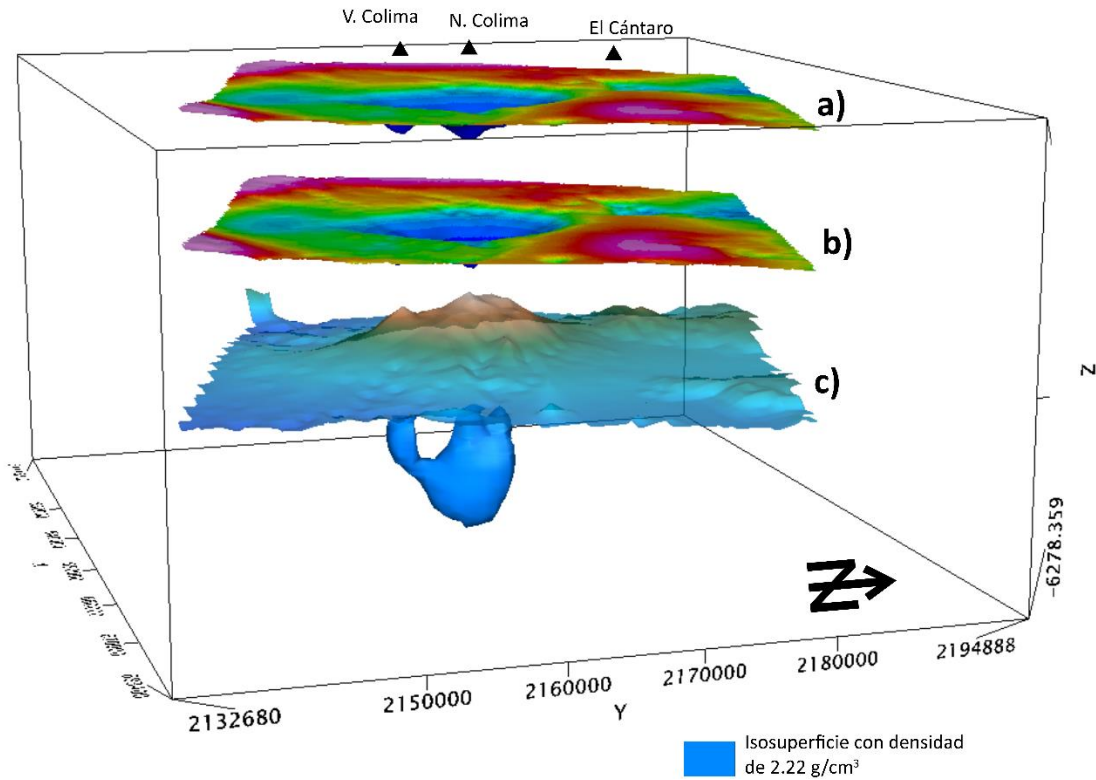


Figura 51. En esta figura se muestra la comparación entre las anomalías calculadas y medidas de la inversión gravimétrica, que dieron como resultado la isosuperficie de densidad  $2.22 \text{ g/cm}^3$ . **a)** Muestra la anomalía calculada del modelo de inversión, **b)** muestra la anomalía medida del modelo de inversión, **c)** representa el modelo digital de elevaciones; por debajo de estas se muestra la isosuperficie correspondiente a la densidad más baja del sistema.



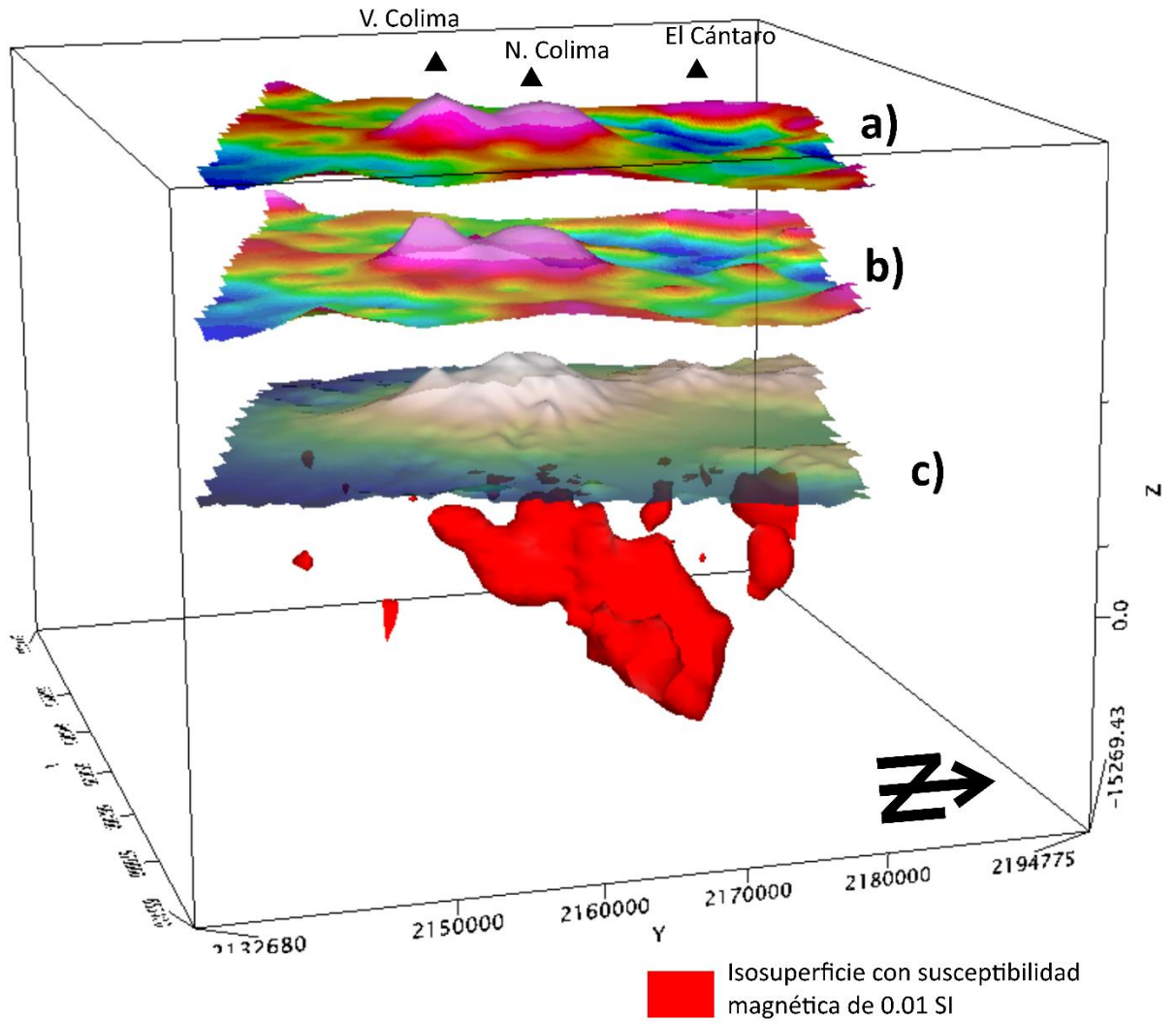


Figura 52. En esta figura se muestra la comparación entre las anomalías calculadas y medidas de la inversión magnética, que dieron como resultado la isosuperficie de susceptibilidad magnética de 0.01 SI. **a)** Muestra la anomalía calculada del modelo de inversión, **b)** muestra la anomalía medida del modelo de inversión, **c)** representa el modelo digital de elevaciones; por debajo de estas se muestra la isosuperficie correspondiente a la susceptibilidad magnética asociada a la cristalización del magma.



## 6.8. Anexo 8: Artículo Publicado

Journal of South American Earth Sciences xxx (xxxx) xxx-xxxx



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: <http://ees.elsevier.com>



### Geophysical determination of the Jalisco and Michoacán blocks boundaries along the Colima Graben

Randall Guevara<sup>a,\*</sup>, Vsevolod Yutsis<sup>a</sup>, Nick Varley<sup>b</sup>, Joselin Almaguer<sup>c</sup>, Armando Calderón-Moctezuma<sup>a</sup>, Oscar Guevara-Mansilla<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), Applied Geosciences División, Mexico

<sup>b</sup> Universidad de Colima, Faculty of Sciences, Mexico

<sup>c</sup> Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Institute of Geology, Mexico

#### ARTICLE INFO

##### Keywords

Jalisco block  
Michoacán block  
Colima graben  
3D gravimetry inversion  
3D magnetic susceptibility inversion

#### ABSTRACT

The Colima Graben is located in the southwestern part of Mexico, extending from the triple junction of the grabens of Citlala (located Southwest of the Chapala Graben), Colima and Tepic-Zacoalco south of Guadalajara, to the Mesoamerican Trench (MAT) south of Manzanillo on the Pacific coast. The Colima Graben is spatially related to the boundary between the Jalisco and Michoacán Blocks, which has been interpreted as an area of crustal rupture that facilitates the rise of upper mantle material, making it difficult to identify surface evidence to determine the limits of the Jalisco and Michoacán Blocks. The use of gravity and magnetic data inversions, make possible the determination of the boundary geometry of the two blocks, evidencing the crustal discontinuity through the contrast in density and magnetic susceptibility over the fracture zones. The Bouguer anomaly and its Analytic Signal allow the identification of a high gravimetric gradient close to the coast, between the Jalisco and Michoacán blocks, that is supported by a 3D gravity inversion. The inversion also illustrated the geometry of the tectonic units continuing from the coast to the triple junction, thus identifying a clear separation between both blocks. Additionally, it is possible to provide evidence of the different structural trends present along the length of the Colima Graben. This is the first time where a 3D gravimetry and magnetic susceptibility inversion are applied over the full extent of the Colima Graben, resulting in the first clear definition of the boundaries of both the Jalisco and Michoacán blocks, and showing that the Jalisco Block and Colima Graben do not adjoin each other. Instead a new distribution of the different boundaries of the Colima Graben and the Jalisco and Michoacán blocks is proposed.

#### 1. Introduction

The tectonic history of the Mexican southwest shows that during the last 25 Ma, the region has undergone the reorganization of two main plates, the Pacific Plate and the old Farallon Plate. The Farallon Plate became the Guadalupe Plate between 25 and 12.5 Ma BP, which then divided into the Rivera Plate and Cocos Plate (RP-CP) between 12.5 and 11 Ma BP (Mammerickx and Klitgord 1982; DeMets and Traylen 2000). Fig. 1 shows the actual location of these plates.

Currently, the RP-CP are moving towards the Mexican northeast with respect to the North American Plate (NP), and subducting under it at different velocities. This tectonic process is responsible for the formation of the Colima Graben (CG), as well as the creation of the Jalisco and Michoacán Blocks (JB and MB, respectively) during the last 5 Ma approximately (Selvanis et al., 2011), and is responsible for the crustal complexity of the area.

This complexity is the result of the structural forces applied in different directions, which are responsible for the high degree of fracturing in the local crust. A similar situation is present in the Ethiopian Rift, that has resulted in the creation of three grabens (Wright et al., 2006; Hutchison et al., 2015) and the Upper Rhine Graben in Europe, that also has been influenced by diverse structural forces (Ustaszewski et al., 2005). However, our study area has a particularity, at one extreme of the Colima Graben is the triple junction, marking the union of three distinct grabens: Tepic Zacoalco- Chapala - and Colima (TZO-ChO-CO), whilst at the coast there is the transition from the Colima Graben to the El Gordo Graben - (BOG -CO). The interaction of this structural system combined with crustal thinning generates a high degree of fracturing of the crust.

Various authors have associated the CG with the boundaries of JB and MB, and since surface evidence is not easily detectable, this has generated variation in the proposals regarding its location (Rosas-

\* Corresponding author.

E-mail address: [rguevarab30@gmail.com](mailto:rguevarab30@gmail.com) (R. Guevara)

<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2021.103208>

Received 22 September 2020; Received in revised form 20 January 2021; Accepted 5 February 2021

Available online xxx

0895-9811/© 2021.

## 7. Bibliografía

- Albireo\_Topografía., 2015. Topografía básica II: La forma de la Tierra. Disponible online in <https://www.pinterest.com.mx/pin/348606827405605437/>.
- Allan, J.F., 1986. Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin* 97 (4), 473–485.
- Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1984. Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88 (3). 203–216.
- Allan, J.F., Nelson, S. A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., Wallace, P.J., 1991. Pliocene-Holocene Rifting and Associated Volcanism in Southwest Mexico: An Exotic Terrane in the Making: Chapter 21: Part III. Regional Geophysics and Geology. 425-445.
- Almaguer, J., Lopez-Loera, H., Macias, J.L., Saucedo, R., Yutsis, V., Guevara, R., 2019. Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Alvarez, R., Yutsis, V., 2015. Southward Migration of Magmatic Activity in the Colima Volcanic Complex, Mexico: An Ongoing Process. *International Journal of Geosciences* (9). 1077–1099. DOI: 10.4236/ijg.2015.69085.
- Alvarez, R., Yutsis, V., 2016. The elusive Rivera-Cocos plate boundary: not diffuse. *Geological Society, London, Special Publications* 420 (1). 83–103.
- Arboleda, F., 2018. Estudio geofísico en los alrededores del punto triple de Guadalajara; Implicaciones geológicas y tectónicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Querétaro; México.
- Arzate, J., Corbo-Camargo, F., Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., Yutsis, V., 2018. The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data. *Geothermics*, 71, 200–211.
- Arzate-Flores, J.A., Molina-Garza, R., Corbo-Camargo, F., Márquez-Ramírez, V., 2016. Low angle contact between the Oaxaca and Juárez terranes deduced from magnetotelluric data. *Geodynamics of the Latin American Pacific Margin: Springer*, 3357–3371.
- Atlas, Z.D., Dixon, J.E., Sen, G., Finny, M., Martin-Del Pozzo, A.L., 2006. Melt inclusions from Volcán Popocatepetl and Volcán de Colima, Mexico: melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* n. 3-4, 153, 221–240.
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, 21–72.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W. 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology* 45 (8), 1565–1582.

- Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Geophys* 62 (2). 119–127.
- Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 66 (1-2). 24–38.
- Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S., Briais, A., 2012. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy* 86 (7), 499–520.
- Bandy, W., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A.; Mena, M., 1999. Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geofísica Internacional* 38 (3). 127–136.
- Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C., 1995. The subducted Rivera-Cocos Plate Boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima Rift? *Geophysical Research Letters* 22 (22). 3075–3078.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics* 29, 67–79.
- Becken, M., Ritter, O., 2012. Magnetotelluric studies at the San Andreas Fault Zone: implications for the role of fluids. *Surveys in Geophysics* 33 (1). 65–105.
- Beiki, M., 2010. Analytic signals of the gravity gradient tensor and their application to Euler deconvolution. Uppsala University, Department of Earth Sciences, Sweden.
- BGI (2019): Bureau Gravimétrique International. Con la collaborazione di BGI, International Association of Geodesy (IAG), Geosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi Pyrenees (OMP), Bundesamt für Kartographie und Geodesie (BKG), [Sylvain.Bonvalot@ird.fr](mailto:Sylvain.Bonvalot@ird.fr) et al.
- Blakely, R.J., 1996 Potential theory in gravity and magnetic applications: Cambridge university press. pág. 350-356.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., et al., 2012. World gravity map. Commission for the Geological Map of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., 2012. World gravity map. Paris: CCGM/CGMW; BGI; CNES.
- Brudzinski, M.R., Schlanser, K.M., Kelly, N.J., DeMets, C., Grand, S.P., Márquez-Azúa, B., Cabral-Cano, E., 2016. Tectonic tremor and slow slip along the northwestern section of the Mexico subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 259–271.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics* 18 (3). 605–635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H.M., Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International* 158 (2). 457–469.
- Callot, J-P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P., Mege, D., 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics* 335 (3-4), 313–329.

- Capra, P.L., 2000. Colapso de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos: Los casos del Monte Santa Elena (EE.UU.), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geofísica.
- Castillo, Mi., Muñoz-Salinas, E., Ferrari, L., 2014. Response of a landscape to tectonics using channel steepness indices (ksn) and OSL: A case of study from the Jalisco Block, Western Mexico. *Geomorphology* 221, 204–214.
- Cooper, K.M., Adam, JR.K., 2014. Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage. *Nature* 506 (7489), 480–483
- Corbo, F., 2013. Estudio de la subducción y su relación con la presencia de fluidos a partir de sondeos magnetotélúricos en el Bloque de Jalisco y Oaxaca.
- Corbo Camargo, F., Arzate Flores, J.A., Álvarez-Béjar, R., Aranda-Gómez, J.J., Yutsis, V., 2013. Subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco block as imaged by magnetotelluric data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 30 (2). 268-281.
- Cortés, A., Garduño, V.H., Macías, J.L., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., 2010. Geologic mapping of the Colima volcanic complex (Mexico) and implications for hazard assessment. *Geol Soc Am Spec Pap* 464, 249–264.
- Cortés, A., Garduño-Monroy, V.H., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Macías, J.L., Gavilanes, J.C., 2005. Cartas geológicas y mineras 10. *Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima, con Geología del Complejo Volcánico de Colima: México DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, escala n. 10,000, 1.*
- Crummy, J.M., Savov, I.P., Navarro-Ochoa, C., Morgan, D.J., 2019. Holocene eruption history and magmatic evolution of the Colima volcanic complex. *Volcán de Colima: Springer*, 1–25.
- Debeglia, N., Corpel, J., 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. *Geophysics* 62 (1). 87–96.
- DeMets, C., Stein, S., 1990. Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* n. B13, 95, 21931–21948.
- DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics* 318 (1-4). 119–159.
- Serrato-Díaz, G.S., Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C.A., 2004. Active rifting and crustal thinning along the Rivera-Cocos plate boundary as inferred from Mantle Bouguer gravity anomalies. *Geofísica Internacional* 43 (3). 361–381.
- EcuRed., 2019. Campo Magnético Terrestre. a cura di EcuRed. Disponibile online in [https://www.ecured.cu/index.php?title=Campo\\_Magn%C3%A9tico\\_Terrestre&oldid=3393459](https://www.ecured.cu/index.php?title=Campo_Magn%C3%A9tico_Terrestre&oldid=3393459), modificato il 1 giugno 2019, consultato il 20 giugno 2019.

- Edmonds, M., Aiuppa, A., Humphreys, M., Moretti, R., Giudice, G., Martin, R.S., Herd, R.A., Christopher, T., 2010. Excess volatiles supplied by mingling of mafic magma at an andesite arc volcano. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q04005. (doi:10.1029/2009gc002781)
- Edmonds, M., Cashman, K.V., Holness, M., Jackson, M., 2019. Architecture and dynamics of magma reservoirs. *Phil. Trans. R. Soc. A* 377: 20180298. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018>
- Egbert, G.D. and Kelbert, A., 2012. Computational Recipes for Electromagnetic Inverse Problems. *Geophys. J. Int.*, 189, 251-267, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x.
- Ellis, R., MacLeod, I., 2013. Constrained voxel inversion using the Cartesian cut cell method. *ASEG Extended Abstracts 2013* (1), 1–4.
- Ervin, C.P., 1977. Theory of the Bouguer anomaly. *Geophysics* 42 (7). 1468.
- Escudero, C.R., Bandy, W.L., 2017. Ambient seismic noise tomography of the Colima Volcano Complex. *Bulletin of volcanology* 79 (2). 13.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53 (1). 84–92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122–149.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*, 334, 41.
- Garduño-Monroy, V.H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruiz, J.C., Cortes-Cortés, A., Uribe-Cifuentes, R.M., 1998. La Falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15 (2). 132–144.
- Geosoft., 2017. Geosoft Technical Notes. Depth to basement methods. Disponible en línea en [https://www.geosoft.com/media/uploads/resources/technical-notes/montaj\\_depthtobasement\\_technote.pdf](https://www.geosoft.com/media/uploads/resources/technical-notes/montaj_depthtobasement_technote.pdf).
- Germa, A., Quidelleur, X, Labanieh, S., Chauvel, C., Lahitte, P., 2011. The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K-Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene. *Journal of volcanology and geothermal research* 208 (3-4), 122–135.
- Ghaedrahmati, R., Moradzadeh, A., Fathianpour, N., Lee, S.K., 2014. Investigating 2-D MT inversion codes using real field data. *Arabian Journal of Geosciences* 7 (6), 2315–2328.
- Gil, A., Sevilla, J., 1988. Determinación gravimétrica del geoide a partir de un modelo geopotencial. Estudio comparativo de diversos métodos. Disponible online in [http://digital.csic.es/bitstream/10261/25032/1/N163\\_1988\\_4.pdf](http://digital.csic.es/bitstream/10261/25032/1/N163_1988_4.pdf).
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1991. Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics* 56 (4). 496–518.

- Hartman, R.R., Teskey, D.J., Friedberg, J.L., 1971 A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics* 36 (5). 891–918.
- Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., Rexer, M., 2013. New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical Research Letters* 40 (16). 4279–4283.
- Hübert, J., Whaler, K., Fisseha, S., 2018. The electrical structure of the central main Ethiopian Rift as imaged by magnetotellurics: implications for magma storage and pathways. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123 (7), 6019–6032.
- Hutchison, W., Mather, T.A., Pyle, D.M., Biggs, J., Yirgu, G., 2015. Structural controls on fluid pathways in an active rift system: A case study of the Aluto volcanic complex. *Geosphere* 11 (3), 542–562.
- Ingham, M., Whaler, K., McKnight, D., 2001. Magnetotelluric sounding of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Geophysical Journal International* 144 (2). 343–355.
- Ivan, M., 1986. On the upward continuation of potential field data between irregular surfaces. *Geophysical prospecting* 34 (5). 735–742.
- Jackson, M.D., Blundy, J. and Sparks, R.S.J., 2018. Chemical differentiation, cold storage and remobilization of magma in the Earth's crust. *Nature*, 564(7736): 405-409
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64 (2-4). 187–210. DOI: 10.1016/0031-9201(90)90037-X.
- Khyzhnyak, M., 2014. Geoelectric strike and its application in magnetotellurics. University of Island, Faculty of Earth Sciences. Reykjavik, Island.
- Ku, Chao C., Sharp, J.A., 1983. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modeling. *Geophysics* 48 (6). 754–774.
- Ledo, J., Queralt, P., Martí, A., Jones, A.G., 2002. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolution. *Geophysical Journal International* 150 (1). 127–139.
- Linde, A.T., Sacks, I.S., 1998. Triggering of volcanic eruptions. *Nature* 395, 888. (doi:10.1038/27650)
- Lonsdale, P., 1995. Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Marine Geophysical Researches* 17 (4). 323–359.
- López-Loera, H., 2012. 2 ¼ dimension modeling of the aeromagnetic anomaly of Volcán de Colima, western Mexico. *Geofísica Internacional* 51 (2), 129–142.
- López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L., 2011. Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México-implicaciones tectónicas y estructurales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28 (3). 349–370.
- Lowrie, W., 2007. Fundamentals of geophysics: Cambridge university press.
- Luhr, J.F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist* 35 (2). 473–500.

- Luhr, J.F., 2002. Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998–1999 lava flows from Volcán de Colima, México: implications for the end of the current eruptive cycle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117 (1-2). 169–194.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980. The colima volcanic complex, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71 (4), 343–372.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13 (1). 54–57.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1990. Geology of volcán de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México 107, (101).
- Maccaferri, F., Rivalta, E., Keir, D., Acocella, V., 2014. Off-rift volcanism in rift zones determined by crustal unloading. *Nature Geoscience* 7 (4), 297–300.
- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. En: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57 (3). 379–424.
- Macías, J.L., Capaccioni, B., Conticelli, S., Martini, M., Rodríguez, S., 1993. Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, Mexico: Constrains on their genesis and evolution. *Geofísica Internacional* 32, (4). 575-589.
- Magee, C., Stevenson, C.T.E., Ebmeier, S.K., Keir, D., Hammond, J.O.S., Gottsmann, J.H. et al. (2018): Magma plumbing systems: a geophysical perspective. *Journal of Petrology* 59 (6), 1217–1251.
- Marsh, B.D., 2006. Dynamics of magmatic systems. *Elements* 2 (5), 287–292.
- Martí i-Castells, A., 2006. Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure. Universitat de Varcelona, Departamet de Geodinámica Geofísica. Barcelona, España.
- Mammerickx, J., Klitgord, K.D., 1982., Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 my BP to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87 (B8). 6751–6759.
- Martinez, A., 2009. La Mecánica Cuántica. Disponible en línea en <http://la-mecanica-cuantica.blogspot.mx/2009/08/el-principio-de-exclusion-de-pauli.html>, Última comprobación el agosto, 2020.
- Martínez, E.E., 2014. Determinación de un modelo de geoide gravimétrico para Puerto Rico como sistema de referencia para las altitudes ortométricas: Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España.
- Maxwell, J.C., 1861. Xxv. On physical lines of force: Part i.–the theory of molecular vortices applied to magnetic phenomena. In: *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* 21, (139), pág. 161–175.
- McKenzie, D., 1985.  $^{230}\text{Th}$ – $^{238}\text{U}$  disequilibrium and the melting processes beneath ridge axes. *Earth and Planetary Science Letters* 72 (2-3), 149–157.
- Medina, F., Espíndola, J.M., De La Fuente, M., Mena, M., 1996. A gravity model of the Colima, Mexico region. *Geofísica Internacional* 35, (4). 409-414.



- Mercier de Lépinay, B., Michaud, F., Calmus, T., Bourgois, J., Poupeau, G., Saint Marc, P., 1997. Large Neogene subsidence event along the middle America Trench off Mexico (18 N–19 N): evidence from submersible observations. *Geology* 25 (5), 387–390.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 106 (3). 383–394.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (4). doi:10.1029/2007GC001743.
- Murray, J.B., Wooller, L.K., 2002. Persistent summit subsidence at Volcán de Colima, México, 1982-1999: strong evidence against Mogi deflation. *Journal of volcanology and geothermal research* 117 (1-2), 69–78.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37 (3), 507–517.
- Nabighian, M.N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics* n. 6, 49, 780–786.
- NASA., 2005. Magnetosphere rendition. Disponible en línea en [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Magnetosphere\\_rendition.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Magnetosphere_rendition.jpg), Última actualización el 19/04/2019.
- Naudy, H., Neumann, R., 1965. Sur la définition de l'anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques. *Geophysical prospecting* 13 (1). 1–11.
- Nixon, G.T. 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 93 (6). 514–523.
- Norini, G., Capra, L., Gropelli, G., Agliardi, F., Pola, A., Cortes, A., 2010. Structural architecture of the Colima volcanic complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B122009). , doi:10.1029/2010JB007649
- Norini, G., Agliardi, F., Crosta, G., Gropelli, G., Zuluaga, M.C., 2019. Structure of the Colima volcanic complex: Origin and behaviour of active fault systems in the edifice. *Volcán de Colima*: Springer, 27–54.
- Núñez-Cornú, F.J., Sánchez-Mora, C., 1999. Stress field estimations for Colima Volcano, Mexico, based on seismic data. *Bulletin of volcanology* 60 (7). 568–580.
- Ochoa-Chávez, J.A., Escudero, C.R., Núñez-Cornú, F.J., Bandy, W.L., 2016. P-wave velocity tomography from local earthquakes in western Mexico. En: *Pure and applied geophysics* 173 (10-11). 3487–3511.
- Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., 2008. The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: Age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *Journal of volcanology and geothermal research* 177 (4), 1077–1091.



- Pacheco, J.F., Bandy, W., Reyes-Dávila, G.A., Núñez-Cornú, F.J., Ramírez-Vázquez, C.A., Barrón, J.R., 2003. The Colima, Mexico, earthquake (Mw 5.3) of 7 March 2000: Seismic activity along the southern Colima rift. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (4). 1458–1467.
- Pardo, M., Suarez, G., 1996. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Oceanographic Literature Review* 2 (43), 2, pág. 163.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100 (B7), 100, 12357–12373.
- Piochi, M., Bruno, .P., De Astis, G., 2005. Relative roles of rifting tectonics and magma ascent processes: Inferences from geophysical, structural, volcanological, and geochemical data for the Neapolitan volcanic region (southern Italy). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (7). doi:10.1029/2004GC000885.
- Pistone M et al. 2015 Gas-driven filter pressing in magmas: Insights into in-situ melt segregation from crystal mushes. *Geology* 43, 699–702. (doi:10.1130/g36766.1)
- Polak, E., 1971. Computational methods in optimization: a unified approach: Academic press (77).
- Reeves, C., 2005. Aeromagnetic surveys. In: *Principles, practice & interpretation Earthworks, Published by Geosoft (www.geosoft.com), 111p.*
- Rapolla, A., Cella, F., Fedi, M., Florio, G., 2002. Improved techniques in data analysis and interpretation of potential fields: examples of application in volcanic and seismically active areas. *Annals of geophysics* 45 (6). 733-751.
- Reubi, O., Blundy, J.: Assimilation of plutonic roots, formation of high-K ‘exotic’ melt inclusions and genesis of andesitic magmas at Volcán De Colima, Mexico. *J. Petrol.* 49, 2221–2243 (2008)
- Reubi, O., Blundy, J., Varley, N.R., 2013. Volatiles contents, degassing and crystallisation of intermediate magmas at Volcan de Colima, Mexico, inferred from melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165 (6). 1087–1106.
- Robertson, Kate; Taylor, David; Thiel, Stephan; Heinson, Graham (2015): Magnetotelluric evidence for serpentinisation in a Cambrian subduction zone beneath the Delamerian Orogen, southeast Australia. *Gondwana Research* 28 (2). 601–611.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.M., Gourgaud, A., Vincent, P.M., 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31 (1-2). 99–113.
- Rodi, W. Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66 (1). 174–187.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57 (1). 116–125.

- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology* 24 (10). 921–924.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M.A., Salinas-Prieto, J.C., Lee, J.K.W., 2003. Counterclockwise rotation of the Michoacan Block: implications for the tectonics of western Mexico. *International Geology Review* 45 (9). 814–826.
- Rosi., 2017. Mapas y localización de lugares. Disponible online in <https://geoblografia.com/geografia-e-historia-1o-eso-2-representacion-y-localizacion-de-la-superficie-terrestre-los-mapas/elipsoide-terrestre/>.
- Roy, K.K., 2008. Potential theory in applied geophysics. New York: Springer.
- Ruprecht P., Bachmann O., 2010. Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology* 38, 919–922. (doi:10.1130/G31110.1)
- Saibi, H., Nishijima, J., Ehara, S., Aboud, E., 2006. Integrated gradient interpretation techniques for 2D and 3D gravity data interpretation. *Earth, planets and space* 58 (7), 815–821.
- Samrock, F., Grayver, A.V., Eysteinnsson, H., Saar, M.O., 2018. Magnetotelluric image of transcrustal magmatic system beneath the Tulu Moye geothermal prospect in the Ethiopian Rift. *Geophysical Research Letters* 45 (23), 12–847.
- Selvans, M.M., Stock, J.M., DeMets, C., Sanchez, O., Marquez-Azua, B., 2011. Constraints on Jalisco Block motion and tectonics of the Guadalajara triple junction from 1998–2001 Campaign GPS Data. *Pure and applied geophysics* 168 (8-9). 1435–1447.
- Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R., Pavlis, T., 1992. A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the state of Colima, Mexico. *Geofísica Internacional* 31 (4). 475-492.
- Serway, R.A., Beichner, R.J., Campos-Olguín, V., García-Hernández, A.E., 2002. Física. Para ciencias e ingeniería. 5ª ed. México: McGraw-Hill/Interamericana.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S., Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112 (B60105). Doi: 10.1029/2005JB003856.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005. Practical magnetotellurics: Cambridge university press.
- Sisson T, B.C., 1999. Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology* 27, 613–616. (doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0613:GDFPIM>2.3.CO;2)
- Smirnov, M.Y., Pedersen, L.B., 2009. Magnetotelluric measurements across the Sorgenfrei-Tornquist Zone in southern Sweden and Denmark. *Geophysical Journal International* 176 (2). 443–456.
- Sparks, R.S.J., Annen, C., Blundy, J.D., Cashman, K.V., Rust, A.C., Jackson, M.D., 2019. Formation and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal society A* 377 (2139), 20180019

- Spica, Z., Cruz-Atienza, V.M., Reyes-Alfaro, G., Legrand, D., Iglesias, A., 2014. Crustal imaging of western Michoacán and the Jalisco Block, Mexico, from ambient seismic noise. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 193–201.
- Spica, Z., Perton, M., Legrand, D., 2017. Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 1–13. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.11.010.
- Stanley, J.M., Green, R., 1976. Gravity gradients and the interpretation of the truncated plate. *Geophysics* 41 (6), 1370–1376.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. En: *Revista geológica de Chile* 31 (2), pág. 161–206 Suárez, Gerardo; García-Acosta, Virginia; Gaulon, Roland (1994): Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics* 234 (1-2). 117–127.
- Suhardja, S.K., Grand, S.P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J.M., Dominguez-Reyes, T., Ni, J., 2015. Crust and subduction zone structure of southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120 (2). 1020–1035.
- Swift, C.M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States: Massachusetts Institute of Technology.
- Sychev, I.V., Koulakov, I., Egorushkin, I., Zhuravlev, S., West, M., El Khrepy, S., et al., 2019 Fault-associated magma conduits beneath Volcán de Colima revealed by seismic velocity and attenuation tomography studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124 (8), 8908–8923.
- Tait, S., Jaupart, C., Vergnolle, S., 1989. Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. En: *Earth and Planetary Science Letters* 92 (1), pág. 107–123 Talwani, Manik (1964): Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. *Computers in the mineral industries*, 1, 464–480.
- Taran, Y. A., Inguaggiato, S., Varley, N., Capasso, G., Favara, R., 2002. Helium and carbon isotopes in thermal waters of the Jalisco block, Mexico. *Geofísica Internacional*. 41 (4), 459-466.
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.F., Van Der Voo, R., 2018. *Essentials of Paleomagnetism*.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied geophysics*. 2nd ed. Cambridge University Press. 6-61.
- Thorpe, R.S., Gibson, I.L., Vizcaíno, J.S., 1977. Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano. *Nature* 265 (5596), 724–725.
- Tikhonov, A.N. 1950. The determination of electrical properties of deep layer of the Earth's crust 73 (2), pag. 295-297.
- Tikhonov, A.N., Arsenin, V.Y., 1977. *Solutions of ill-posed problems*: V.H. Winston & Sons. [Google Scholar].
- Tsokas, G.N., 1996. Interpretation of the Bouguer anomaly of Milos island (Greece). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72 (3-4), 163–181.

- Türkoğlu, E., Unsworth, M., Bulut, F., Çağlar, İ., 2015. Crustal structure of the North Anatolian and East Anatolian Fault Systems from magnetotelluric data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 241, 1–14.
- Varley, N.R., 2019. Monitoring the recent activity: understanding a complex system. Volcán de Colima: Springer, pág. 159–193.
- Varley, N., Connor, C.B., Komorowski, J.C., 2019. Volcán de Colima. Portrait of a persistently hazardous volcano / editors, Nick Varley, Charles B. Connor and Jean-Christophe Komorowski. Berlin: Springer (Active volcanoes of the world).
- Voxi, Geosoft Inc., 2017. [http://eprints.whiterose.ac.uk/121050/3/first\\_break\\_Sept.pdf](http://eprints.whiterose.ac.uk/121050/3/first_break_Sept.pdf), revisado el 16 de Junio de 2020
- Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J., 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* 1 (1), 73–85
- Waitz, P., 1906. Le Volcán de Colima: Mexico (10).
- Weaver, J.T., Agarwal, A.K., Lilley, F. E.M., 2000. Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International* 141 (2). 321–336.
- Werner, S., 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies: Sveriges Geologiska Undersök. En: *Series C, Arsbok* 43 (6).
- Wright, T.J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., Stork, A., 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature* 442 (7100), 291–294.
- Zamora-Camacho, A., Espíndola, J.M., Reyes-Dávila, G., 2007. The 1997–1998 activity of Volcan de Colima, Western Mexico: some aspects of the associated seismic activity. *Pure and applied geophysics* 164 (1). 39–52.
- Zobin, V.M., Luhr, J.F., Taran, Y.A., Bretón, M., Cortés, A., De La Cruz-Reyna, S., et al., 2002. Overview of the 1997–2000 activity of Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117 (1-2). 1–19.