

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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

CARACTERIZACIÓN DE LA ESTRUCTURA, ESPESOR DE LA CORTEZA E
ISOTERMA DE CURIE: IMPLICACIONES GEODINÁMICAS, EN LA REGIÓN
ENTRE LAS PROVINCIAS DE LA MESA CENTRAL Y SIERRA MADRE
ORIENTAL, MÉXICO

Tesis que presenta

Claudia Rigel Peredo Mancilla

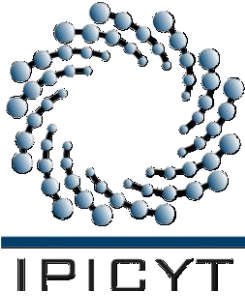
Para obtener el grado de

Doctora en Geociencias Aplicadas

Director de Tesis

Dr. Vsevolod Yutis

San Luis Potosí, S. L. P., XXXXX



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “Caracterización de la estructura, espesor de la corteza e isoterma de Curie: implicaciones geodinámicas, en la región entre las provincias de la Mesa Central y Sierra Madre Oriental, México” presentada para obtener el Grado de Doctor(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por Claudia Rigel Peredo Mancilla y aprobada el XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX 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 Yutsis

Director de Tesis

Dr. Aaron James Martin

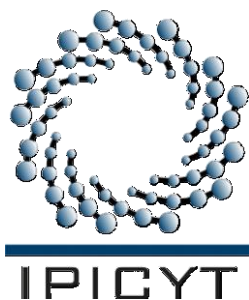
Codirector de Tesis

Dr. Sanjeet Kumar Verma

Miembro del Comité Tutorial

Dr. José Jorge Aranda Gómez

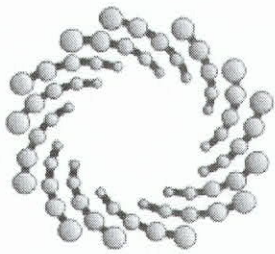
Miembro del Comité Tutorial



Créditos institucionales

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

Durante la realización de este trabajo el autor recibió una beca académica con el número de registro 515780, otorgada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. Adicionalmente este trabajo fue financiado parcialmente por el proyecto de CONACYT A1-S-29604, así como por el apoyo de becas obtenidas a través de la División de Geociencias Aplicadas 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

La Secretaría Académica del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 025 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 11 días del mes de noviembre del año 2022, se reunió a las 13:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Sanjeet Kumar Verma _	Presidente	IPICYT
Dr. Aaron James Martin _	Secretario	IPICYT
Dr. José Jorge Aranda Gómez	Sinodal externo	UNAM
Dr. Vsevolod Yutsis _	Sinodal	IPICYT

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

DOCTORA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Claudia Rigel Peredo Mancilla

sobre la Tesis intitulada:

Caracterización de la estructura, espesor de la corteza e isoterma de Curie: implicaciones geodinámicas, en la región entre las provincias de la Mesa Central y Sierra Madre Oriental, México

que se desarrolló bajo la codirección de


Dr. Aaron James Martin _
Dr. Vsevolod Yutsis _

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 15:00 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe la Secretaría Académica del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 11 días del mes de noviembre de 2022.


Dra. Lina Raquel Riego Ruiz
Secretaría Académica




Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

IPICYT
SECRETARÍA ACADÉMICA
INSTITUTO POTOSINO DE
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA
Y TECNOLÓGICA, A.C.

Dedicatoria

A mi hija Helena, mi estrella, la más brillante.

Agradecimientos

A mi director de tesis el Dr. Vsevolod Yutsis, por todas sus enseñanzas, su paciencia y su amistad, sepa que siempre admiraré su gran calidad como científico y más aún como persona, gracias por todo.

A mi codirector, el Dr. Aaron Martin, por haber sido el mejor consejero y guía científico, siempre aportando las mejores ideas, siempre atento y amable. Por su apoyo durante todo mi doctorado especialmente en la realización de mi artículo científico, muchas gracias.

Al Dr. Jorge Aranda, el geólogo más brillante que conozco, por su importante aportación en esta investigación, sus comentarios tan atinados y útiles, sepa que en verdad admiro mucho la visión y dedicación que empeña en empeña en todos sus trabajos.

Al Dr. Sanjeet Kumar, por su asesoría científica como parte de mi comité tutorial, por su apoyo y consejos, muchas gracias.

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. y especialmente a la División de Geociencias Aplicadas, por haberme brindado la oportunidad de realizar mis estudios de doctorado con una beca académica.

A todos mis compañeros que me apoyaron en salidas de campo, Jesús, Karlita, Oscar, César, Chayo, Daniel, Jorge y por supuesto los chicos de servicio social especialmente a Juanjo, Daysi y Rubén.

Al M. en C. David Torres encargado de laboratorio de geofísica, por todo el apoyo brindado.

A la Mtra. Ivonne Cuevas y la Ing. Edith Rodríguez, personal de Posgrado, por su apoyo y atenciones.

A mis padres por todo su cariño y apoyo.

Contenido

1.	Introducción	1
2.	Hipótesis	7
3.	Objetivos	7
3.1	Objetivo General	7
3.2	Objetivos específicos	7
4.	Marco geológico regional	8
4.1	Geología estructural	13
4.1.1	Estructuras asociadas a deformación Laramídica.....	15
4.1.2	Sistemas y estructuras asociados a deformación extensional cenozoica.....	16
5.	Análisis de los rasgos geofísicos y determinación de las principales discontinuidades geofísico-estructurales	19
5.1	Datos	19
5.1.1	Datos gravimétricos.....	19
5.1.2	Datos magnéticos	20
5.2	Metodología	21
5.2.1	Caracterización de las principales discontinuidades geofísico-estructurales	21
5.2.2	Determinación de profundidad a las principales superficies gravimétricas y mag.	24
5.2.2.1	<i>Análisis espectral</i>	24
5.2.2.2	<i>Método de SPI</i>	26
5.3	Resultados	28
5.3.1	Características superficiales del relieve y sus rasgos estructurales	28
5.3.2	Estructura de los campos potenciales.....	31
5.3.2.1	<i>Campo gravimétrico</i>	31
5.3.2.2	<i>Campo magnético</i>	37
5.3.3	Delimitación de contactos/discontinuidades someras y profundas a través del método de máximos gradientes (peaks)	45
5.3.3.1	Estructuras superficiales.....	45
5.3.4	Delimitación de contactos/discontinuidades y su profundidad a través del método de deconvolución de Euler.....	45
5.3.4.1	<i>Estructuras superficiales</i>	50
5.3.4.2	<i>Estructuras profundas</i>	55

5.3.5	Principales sistemas de deformación y estructuras identificados a partir de contactos someros/locales	63
5.3.6	Principales sistemas de deformación y estructuras identificados a partir de contactos profundos.....	77
5.3.7	Estimación de profundidad a las estructuras y discontinuidades de los principales sistemas de deformación	81
5.3.7.1	<i>Basamentos vs contactos regionales</i>	81
5.3.7.2	<i>SPI</i>	87
5.3.7.3	<i>Resultados obtenidos con el método de Euler vs contactos regionales</i>	89
5.3.8	Principales sistemas estructurales y estructuras vs distribución de la corteza	96
5.3.8.1	<i>Discontinuidades someras y profundas vs Isoterma de Curie</i>	96
5.3.9	Discontinuidades profundas vs profundidad al Moho.....	101
5.3.10	Compendio de los principales sistemas estructurales.....	109
6.	Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data.....	112
7.	Discusiones	139
7.1	Interpretación de los sistemas estructurales	139
7.1.1	Sobre los sistemas estructurales asociados a deformación Cenozoica	139
7.1.1.1	<i>Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes</i>	139
7.1.1.2	<i>Sistema de Fallas Taxco-San Miguel Allende</i>	140
7.1.1.3	<i>Estructuras con orientación noreste</i>	142
7.1.2	Otros sistemas estructurales identificados.....	144
7.1.2.1	<i>Sistema Villa García-Benito Juárez</i>	144
7.1.2.2	<i>Sistema General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz</i>	146
7.1.2.3	<i>Sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz</i>	147
7.1.2.4	<i>Sistema Cedral-Miquihuana</i>	149
7.1.3	Características generales de los sistemas estructurales principales.....	150
7.2	Distribución del espesor de la corteza y gradiente geotérmico.	153
7.2.1	Análisis de los distintos modelos del espesor de la corteza en la frontera entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental	153
7.2.1.1	<i>La configuración de las anomalías gravimétricas como evidencia del engrosamiento de la corteza bajo la Mesa Central</i>	156
7.2.2	Configuración del espesor de la corteza, estado geotérmico: implicaciones geodinámicas.....	158
7.2.2.1	<i>La presencia de corteza más gruesa bajo la Mesa Central del Este respecto a corteza más delgada bajo la Sierra Madre Oriental</i>	159

7.2.2.2	Sobre la configuración NE en los rasgos del basamento y el espesor de la corteza	161
7.2.2.3	<i>Sobre la posibilidad de adelgazamiento de la corteza asociada a extensión durante el Cenozoico</i>	168
8.	Conclusiones	173
9.	Referencias	179

Índice de Figuras

Capítulo 1: Introducción

- Figura 1.** Mapa geológico generalizado de México. Mapa geológico generalizado de México. a) La meseta elevada se encuentra rodeada de tres cordilleras montañosas: Sierra Madre Oriental; Sierra Madre Occidental y Cinturón Volcánico Transmexicano. 3
- Figura 2.** Perfiles de profundidad al Moho que representan los diferentes modelos propuestos y el correspondiente perfil topográfico a lo largo del Trópico de Cáncer. 6

Capítulo 3: Marco Geológico Regional

- Figura 3.** Mapa de contornos y perfiles topográficos que presentan las principales unidades hipsográficas de la región centro-este de México. 10
- Figura 4.** a) Mapa geológico del área de estudio. b) Mapa geológico estructural regional (Modificado de SGM 1996, 1998, 1999, 2004; Nieto-Samaniego et al., 2005; Tristán-González et al., 2009). El área de estudio incluye la frontera entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central (oeste) y la Sierra Madre Oriental (este). 11

Capítulo 5: Análisis de los rasgos geofísicos y determinación de las principales discontinuidades geofísico-estructurales

- Figura 5.** El método de determinación de máximos valores en el grid, en una ventana de 3 x 3. Una parábola es definida a lo largo de cada conjunto de los cuatro tripletes indicados. El número de parábolas que alcanzan el máximo dentro de la celda del grid arroja el valor del índice N (1-4). Si N es mayor que 1, el valor y ubicación del máximo más alto es utilizado. (Tomada de Khattach et al., 2013). 22
- Figura 6.** Lineamientos topográficos identificados a través del mapa de 2a derivada aplicada al modelo digital de elevación. 28
- Figura 7.** Modelo digital de elevación con lineamientos topográficos. En el mapa se muestran también las estructuras geológicas conocidas. 30
- Figura 8.** Anomalía de Bouguer Completa. 32
- Figura 9.** Anomalía de Bouguer Completa y principales elementos estructurales reconocidos en la región. 33
- Figura 10.** Anomalía Regional de Bouguer. 34
- Figura 11.** Anomalía Regional de Bouguer y principales elementos estructurales reconocidos en la región. 35
- Figura 12.** Anomalía al aire libre. 37
- Figura 13.** Campo magnético reducido al polo. 38
- Figura 14.** Campo magnético reducido al polo y principales elementos estructurales reconocidos en la región. Adicionalmente se muestran algunos perfiles para observar el comportamiento de las anomalías magnéticas. 40

Figura 15. Delimitación de dominios magnéticos, elementos estructurales y geología de la región. a) Señal analítica con C. A. a 5 km aplicada al CMR; b) Señal analítica con C. A. a 12.5 km aplicada al CMR; c) CMR con C. A. a 5 km.	42
Figura 16. Peaks calculados en gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR continuado ascendentemente a 0, 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.	45
Figura 17. Peaks calculados en gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer completa continuado ascendentemente a 0, 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.	45
Figura 18. Contactos identificados sobre “peaks” del gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR con continuaciones de 0, 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.	46
Figura 19. Contactos identificados sobre “peaks” de gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer completa con continuaciones de 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.	46
Figura 20. Peaks calculados en gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR continuado ascendentemente a 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.	47
Figura 21. Peaks calculados en la señal analítica del CMR continuado ascendentemente a 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.	47
Figura 22. Peaks calculados en gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer Completa continuado ascendentemente a 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.	48
Figura 23. Contactos identificados sobre “peaks” de gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR con continuaciones de 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km. ...	48
Figura 24. Contactos identificados sobre “peaks” de la señal analítica del CMR con continuaciones de 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.	49
Figura 25. Contactos identificados sobre “peaks” de gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer completa con continuaciones de 12.5, 15, 20, 25,...y 80 km.	49
Figura 26. Profundidad a estructuras/contactos superficiales con profundidades de 1 a 4 km determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía de Bouguer Completa sin continuar.	51
Figura 27. Profundidad a estructuras/contactos superficiales determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía de Bouguer Completa con continuación ascendente de 7.5 km.	52
Figura 28. Profundidad a estructuras/contactos superficiales determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía de Bouguer Completa con continuación ascendente de 7.5 km.	53
Figura 29. Comparativa de resultados de profundidad obtenidos sobre anomalías gravimétricas para identificar estructuras someras. (B. C. superior der.; B. C. con C. A. 7.5 km superior izq. e inferior izq.).	54
Figura 30. Profundidad a estructuras/contactos profundos determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía Regional de Bouguer.	55

Figura 31. Dentro de los rasgos más notorios dentro de los patrones de orientación en las estructuras se encuentran: 1. La traza de las estructuras es predominantemente noroeste al norte y sur de la zona de estudio; 2. La presencia de una franja de estructuras con rumbo noroeste que va desde Benito Juárez hasta Ciudad del Maíz (color amarillo); 3. La ausencia de estructuras dentro de una zona con orientación noreste desde el norte de Villa García hasta la región entre Miquihuana-Bustamante.	58
Figura 32. Profundidad a estructuras/contactos profundos determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar sobre campo magnético residual con continuaciones ascendentes de 15, 20 y 30km.	59
Figura 33. Figura. 33 Estimaciones de profundidad a estructuras/contactos profundos determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar sobre campo magnético residual con continuaciones ascendentes de 15, 20 y 30km. A) Estimaciones de profundidad superiores a 20 km. B) Estimaciones de profundidad entre los 25 km y 40 km.	60
Figura 34. Estructuras identificadas a partir de los contactos superficiales de gradiente horizontal de anomalía de Bouguer Completa.	65
Figura 35. Estructuras identificadas a partir de los contactos superficiales de pseudogravedad de la anomalía del campo magnético reducido al polo.	71
Figura 36. Principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos superficiales gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes.	76
Figura 37. Principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes.	78
Figura 38. Mapa de relieve sombreado con tintes hipsográficos con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes. b) Segmentos del SF TAX-SMA.	80
Figura 39. Mapa de profundidad a la superficie 1 de basamento gravimétrico interpretada como la base inferior de la cubierta sedimentaria, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes.	82
Figura 40. Mapa de profundidad a la superficie 2 de basamento gravimétrico interpretada como el límite entre la corteza superior y media, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes.	84
Figura 41. Mapa de profundidad a la superficie 3 de basamento gravimétrico interpretada como el límite entre la corteza media e inferior, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes.	86
Figura 42. Mapa de profundidad al basamento magnético mediante el método de SPI, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras).	88

Figura 43. Mapa de profundidad a contactos mediante el método de Euler estimado con base en la Anomalía Regional de Bouguer; se incluyen también los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes. 90

Figura 44. Mapa de profundidad a contactos mediante el método de Euler estimado sobre Campo Magnético Residual con estimaciones de 10 a 40 km; se incluyen también los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes. 93

Figura 45. Mapa de profundidad a contactos mediante el método de Euler empleando el Campo Magnético Residual, con estimaciones de 20 a 40 km; se incluyen también los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes. 94

Figura 46. Mapa de profundidad a la isoterma de Curie con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes. 98

Figura 47. Mapa de profundidad a la isoterma de Curie con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras). A) Presenta estimaciones de profundidad a contactos/discontinuidades en datos magnéticos mediante el método de Euler. B) Presenta estimaciones de profundidad a contactos/discontinuidades en datos gravimétricos mediante el método de Euler. 100

Figura 48. Mapa de profundidad al Moho/espesor de la corteza con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras). Adicionalmente, se presentan estimaciones de profundidad a contactos/discontinuidades en datos gravimétricos mediante el método de Euler. 102

Figura 49. Mapa de profundidad al Moho/espesor de la corteza con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes. Adicionalmente, se presentan estimaciones de profundidad a contactos/discontinuidades en datos magnéticos mediante el método de Euler. 103

Capítulo 6: Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data

Figure 1. Generalized geologic map of Mexico. 113

Figure 2. Moho depth profiles for the different proposed models and topographic profile along the Tropic of Cancer in Central Mexico. 114

Figure 3. (a) Shaded relief map with hypsographic units of east-central Mexico. Within our study area, the mean surface elevation of the Mesa Central Province is nearly 600 m higher than that of the portion of the Sierra Madre Oriental Province. (b) Topographic profiles along our northern and southern transects. 114

Figure 4. a) Geological map. b) Regional structural map. (Modified from SGM, 1996; 1998, 1999, 2004; Nieto-Samaniego et al., 2005).	115
Figure 5. Example of the wavenumber interval related to each surface. The wavenumber interval (Δk) used to compute the different gravimetric surfaces can be determined by analysis of the graph of the radially averaged power spectrum of the Complete Bouguer Anomaly (CB). The spectrum is composed of segments that can be described by different slopes. The slope is directly related to the depth to the top of the discontinuity.	118
Figure 6. Examples of depth to centroid estimations (z_0) obtained from the radially averaged power spectrum graph (<i>RAPS</i>) calculated for the different (A) TMI blocks of the aeromagnetic data. This value is calculated using the slope from the first spectrum segment.	119
Figure 7. Examples of depth to top of magnetic sequence estimations (z_t) obtained from the radially averaged power spectrum graph (<i>RAPS</i>) calculated for the different (A) TMI blocks of the aeromagnetic data. This value is calculated using the slope from the second spectrum segment.	120
Figure 8. Sampled profile of the gravity and magnetic surfaces inferred along the section that we forward modeled (A' -A'').	121
Figure 9. Crust-mantle boundary calculated from gravity data (Complete Bouguer Anomaly) using <i>RAPS</i> analysis techniques.	122
Figure 10. (a) Map of the analytic signal of the magnetic anomaly obtained from aeromagnetic data. (b) Depth to magnetic surface 2 obtained from source parameter imaging (<i>SPI</i>) techniques using satellite data.	123
Figure 11. Model 1 B has nearly uniform crustal thickness with a gentle slope to the west on the Moho surface.	124
Figure 12. Model 2 shows thicker crust beneath the Mesa Central and thinner crust to the east beneath the Sierra Madre Oriental.	124
Figure 13. Model 3 has thinner crust and lower density mantle under the plateau with a steep slope in the Moho at the boundary between the provinces. The crust is thicker beneath the western Sierra Madre Oriental and thins toward the east.....	125
Figure 14. Curie point depth map calculated from aeromagnetic data (A) TMI using the centroid method. The values range from 16.6 to 47.9 km.	126
Figure 15. Airy-Heiskanen isostatic residual anomaly map (data were obtained from the BGI through their gravity model WGM, 2012).	127
Figure 16. Moho depth estimation from <i>RAPS</i> analysis of gravity data compared to previously-published models (<i>left</i>), and Curie point isotherm versus Moho distribution (<i>right</i>).	128
Figure 17. Airy-Heiskanen isostatic residual anomaly compared to depth to the Moho and mean surface elevation for the northern and southern profiles (Figs. 3a, 9 and 15).	129
Figure 18. Sketch showing possible explanations for differences in crustal thickness and the depth to the Curie point isotherm beneath the Mesa Central and Sierra Madre Oriental provinces.	130

Capítulo 7: Discusiones

- Figura 50.** Distribución del espesor de la corteza y los principales rasgos estructurales en un contexto regional. 145
- Figura 51.** Anomalía isostática residual de Airy con sobre posición de contornos de valores de espesor de la corteza calculados a través del análisis espectral de anomalías gravimétricas. 157
- Figura 52.** La configuración de un régimen extensional en dirección NW-SE puede dar como resultado una zona de deformación NE (azul), dentro de la cual a su vez se desarrollaron las estructuras de cizalla con PDZ en dirección NNE. 165
- Figura 53.** a) Superior: Estructuras secundarias asociadas a un sistema de cizalla simple con componente lateral derecha. Inferior: Arreglo idealizado de componente de extensión en un sistema de cizalla dextral. En este caso se producen fallas normales en echelón con orientaciones NE. Nótese como el fracturamiento produce un arreglo predominante tanto en direcciones NNW como NE, con exposición de basamento en dirección NE (Tomada de Waldron, 2005); b) Modelo análogo 4D para reproducir la evolución de cuencas pull-apart asociados a esfuerzos transtensionales; en este modelo se reproduce transtensión con desplazamiento lateral derecho. Nótese el adelgazamiento de las capas en dirección NE (Tomada de Wu et al., 2009). 166
- Figura 54.** Configuración del espesor de la corteza vs elementos estructurales regionales interpretados en este trabajo (rojo) y previamente descritos (azul). Nótese la inferencia de posibles desplazamientos en la distribución de la corteza en una zona con orientación NW (región punteada) que pudieran explicarse por movimientos laterales derechos en el Sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz y el S. Cedral-Vanegas. 170
- Figura 55.** Isotherma de Curie vs elementos estructurales regionales interpretados en este trabajo (rojo) y previamente descritos (azul); así como principales estructuras volcánicas localizadas en la región. 172

Índice de Tablas

Capítulo 5: Análisis de los rasgos geofísicos y determinación de las principales discontinuidades geofísico-estructurales

Tabla 1. Índice estructural a utilizar para la estimación de diferentes tipos de estructuras y su profundidad. 24

Tabla 2. Principales sistemas estructurales y sus respuestas magnéticas y gravimétricas. 111

Capítulo 6: Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data

Table 1. Maximum absolute depth values to different crustal layers shown on the discussed models. 118

Table 2. Maximum absolute depth estimations to gravity surfaces along the modeled section A' -A'' and their correspondence to main crustal layers. In our interpretation, the upper crust corresponds only to the sedimentary cover and the metamorphic basement; moreover, we present a middle discontinuity that we infer to be a felsic granulitic middle crust. This configuration differs from that

presented in models 2 and 3, which include crystalline basement as part of the upper crust, resulting in a deeper bottom of the upper crust, ranging from 18 to 29 km. 118

Capítulo 7: Discusiones

Tabla 3. Resumen de las características principales de los sistemas estructurales identificados dentro del área de estudio. 153

Anexos

Capítulo 6: Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data

Fig. A1. Geothermal gradient map calculated from CPD values after applying a pressure correction to the Curie temperature. The estimated gradient values range from 12.34 to 34.59 °C/km. The regions with steep geothermal gradients (20 and 34 °C/km) correspond to shallow CPD zones described in Fig. 14 (**1. Western Mesa Central, 2. Eastern Sierra Madre Oriental thrust front, 3. Villa de Arista-Peotillos-Cerritos, 4. Sierra de San Rafael**). Low geothermal gradients (14–18 °C/km) are distributed along the **Eastern Mesa Central**. 22

Fig. A2. Heat flow map calculated using a thermal conductivity gradient of 2.5 Wm⁻¹°C⁻¹. The estimated heat flow values range from -30.84 to -86.47 mWm⁻². Regions of high heat flow values (-50 to -85 mWm⁻²) correspond to the shallow CPD zones depicted in Fig. 14 (**1. Western Mesa Central, 2. Eastern Sierra Madre Oriental thrust front, 3. Villa de Arista-Peotillos-Cerritos, 4. Sierra de San Rafael**). Similarly, the **eastern Mesa Central** is characterized by the presence of low heat flow values (-35 to -45 mWm⁻²). The red points represent two heat flow measurements obtained from boreholes, with values of 76 and 51 mWm⁻², reported in Smith et al. (1979) and Ziagos et al. (1985) respectively. 22

Table A1 Depth estimates for the crust-mantle boundary and the associated error, calculated from the RAPS analysis of complete Bouguer gravity blocks. The maximum and minimum depth are calculated using the error value. 134

Table. A2 Centroid (*z*₀), top o magnetic sequence (*z*_t) and base of the magnetic sequence (*z*_b) calculated depths and their corresponding errors. 134

Table A3 Pressure and surface correction of the Curie point temperature (CP). The corrected value is presented in the CP CORR. column. Using this value, we calculated the geothermal gradient and heat flow for each block. 135

RESUMEN

Palabras clave: Estructura de la corteza, profundidad al Moho, profundidad al punto de Curie, análisis geofísico, métodos potenciales, isostasia, sistemas estructurales, fallas corticales, Centro de México.

En el centro de México se localizan dos importantes provincias fisiográficas; la Mesa Central, una meseta elevada caracterizada por relieve suave; y parte de la Sierra Madre Oriental, un cinturón de pliegues y cabalgaduras del Cenozoico Tardío-Mesozoico Temprano configurado durante la Orogenia Laramide. La región que comprende ambas provincias, tiene un interés geológico particular principalmente asociado a la presencia de elevaciones contrastantes entre ambas; con una elevación promedio de 2088 m.s.n.m., la Mesa Central se localiza a más de 600 metros por encima de las elevaciones promedio en la porción adyacente de la Sierra Madre Oriental. Estas diferencias en elevación han sido explicadas a través de diferentes hipótesis contrastantes, las cuales a su vez son soportadas por mecanismos isostáticos distintos. En este contexto, el modelo más reconocido propone que la región de la Mesa Central constituye un bloque de corteza adelgazada debido a la presencia de un proceso de fusión parcial, que dio como resultado el ascenso de manto astenosférico de menor densidad hasta la base de la corteza. En dicho modelo, la diferencia de elevaciones involucra el modelo de Pratt, donde la presencia de corteza adelgazada y manto de menor densidad (3.1 g/cm^3) bajo la Mesa Central la convierte en un terreno elevado. En contraste, bajo la Sierra Madre Oriental se describe corteza comparativamente más gruesa y manto litosférico (3.3 g/cm^3). Adicionalmente, este modelo describe la presencia de un alto gradiente en la topografía del Moho en el límite entre ambas provincias, mismo que es representado en la superficie por el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. De manera opuesta, existen otras reconstrucciones que presentan una corteza más gruesa bajo la Mesa Central respecto a corteza comparativamente más delgada bajo la Sierra Madre Oriental; lo que implica que las diferencias en elevación se asocian al modelo isostático de Airy. Por otro lado, modelos provenientes de la recopilación de datos sísmicos, proponen la presencia de una corteza homogénea bajo ambas provincias, lo que describe un Moho con topografía suave.

A través del análisis de las anomalías de los campos magnético y gravimétrico, fue posible obtener una aproximación de la estructura de la corteza en la frontera entre ambas provincias. Primeramente, se caracterizaron los rasgos estructurales principales de la corteza

utilizando diferentes técnicas geofísicas, e. g. gradiente horizontal, determinación de valores máximos y deconvolución de Euler. Posteriormente, utilizando técnicas de modelación conjunta, se reprodujeron y probaron 3 diferentes modelos que representan las distintas hipótesis. Así mismo, nuevas estimaciones de profundidad al Moho y profundidad a la isoterma de Curie (CPD), fueron determinadas a través de técnicas de análisis espectral y se analizaron las anomalías isostáticas de Airy. Los resultados describen la presencia de una región extensa de corteza comparativamente más gruesa (40 a 52 km) y fría (-35 a -45 mWm^{-2}), que subyace el este de la de la Mesa Central, comparada con corteza más delgada (34 a <40 km) y caliente (-50 a -85 mWm^{-2}), bajo la Sierra Madre Oriental. Así mismo, las anomalías isostáticas de Airy muestran un dominio de anomalías negativas localizadas en la región de la meseta, en comparación con valores positivos en la Sierra Madre Oriental. Aunque los resultados de la modelación directa permiten descartar el modelo sísmico, estos arrojan valores de error muy similares los dos modelos restantes. No obstante, los cálculos antes descritos son consistentes con un modelo de corteza más gruesa bajo la meseta, donde la presencia de anomalías isostáticas negativas refleja un estado de sobrecompensación asociado a un exceso de masa por una raíz cortical engrosada bajo la meseta. Así mismo, la presencia de bajo gradiente geotérmico bajo la Mesa Central es incongruente con un modelo que describe la localización de manto astenosférico a la base de la corteza bajo la meseta.

Por último, el análisis de las discontinuidades geofísicas revela la presencia de sistemas estructurales con posibles implicaciones para la estructura interna de la corteza y en algunos casos en la topografía del Moho. Los resultados muestran que aunque el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende tiene una respuesta profunda con afectación al Moho, el análisis de las diferentes superficies geofísicas describe la presencia de orientaciones noreste como los rasgos estructurales principales en la corteza. Adicionalmente, se localizaron al menos 2 sistemas estructurales con orientaciones noroeste, paralelos al Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes. Las respuestas asociadas a estos 3 sistemas sugieren que representan discontinuidades que atraviesan toda la corteza.

ABSTRACT

Key words: crustal structure, Moho depth, Curie point depth, geophysical approach, potential methods, isostasy, structural systems, crustal fault, Central Mexico.

In central Mexico there are two prominent physiographic provinces, the Mesa Central, an elevated plateau with low relief; and part of the Sierra Madre Oriental, a late Mesozoic–early Cenozoic fold-thrust belt constructed during the Laramide Orogeny. The region between both provinces is of particular geological interest due to the presence of contrasting elevations between the areas: with a mean elevation of 2088 m.a.s.l., the surface of the Mesa Central is more than 600 m higher than the mean surface elevation of the neighboring portion of the Sierra Madre Oriental. In order to explain these elevation differences, several authors have proposed conflicting models implying contrasting isostatic mechanisms. The most referenced model presents the Mesa Central region as a thinned crustal block caused by partial melting that allowed less dense asthenospheric mantle upwelling to the base of the crust. In this model, the elevation differences involve Pratt isostasy, where the plateau's high elevation is caused by low density (3.1 g/cm^3) asthenospheric mantle located under the plateau. Contrastingly, thicker crust and a higher density lithospheric mantle is presented beneath the Sierra Madre Oriental. In addition, this model describes a steep slope in the Moho at the boundary between the provinces, consistent with the Taxco-San Miguel de Allende fault system. In contrast, other reconstructions present thicker crust beneath the Mesa Central compared to thinner crust under the Sierra Madre Oriental; thus, this model describes an Airy isostatic mechanism. Moreover, seismic data models describe homogeneous crust beneath both provinces, implying the presence of a flat Moho.

A new interpretation of the crustal structure in this region was obtained through the analysis of the gravity and magnetic field anomalies. Firstly, the main structural crustal features were recognized using different geophysical techniques, e. g. horizontal gradient, peak or maximum determination, and Euler deconvolution. Afterwards, three different models representing the conflicting hypotheses were produced and tested using forward modelling tools. In addition, new depth to the Moho and Curie point depth (CPD) calculations were obtained through spectral analysis techniques; and Airy isostatic anomalies

were analyzed. The results describe the presence of a broad region of thicker (40 a 52 km) and colder (-35 a -45 mWm^{-2}) crust beneath the eastern Mesa Central, compared to thinner (34 a <40 km) and hotter crust (-50 a -85 mWm^{-2}) under the Sierra Madre Oriental. Also, a negative isostatic anomaly domain is located in the plateau area, while positive anomalies are located at the Sierra Madre Oriental.

Although the resulting modelling errors allow the rejection of the seismic model, the errors between the other two reconstructions are very similar. Nevertheless, the other calculations are consistent with the model that describes thicker crust beneath the Mesa Central, were the presence of negative isostatic anomalies exhibit an overcompensation effect related to a mass excess produced by the significant crustal root under the plateau. Moreover, a low geothermal gradient beneath the Mesa Central is inconsistent with a model that describes the presence of asthenospheric mantle at the base of the crust under the plateau.

Lastly, the analysis of geophysical discontinuities highlights the presence of structural systems that have implications on the internal crustal structure, and in some cases on the Moho's topography. The results show that even though the Taxco-San Miguel de Allende FS exhibits a deep response with influence on the Moho, the analysis of the different geophysical surfaces describes the presence of northeast orientations as the main crustal structural pattern. In addition, at least two more northwest-trending structural systems were identified, with traces parallel to the San Luis-Tepehuanes FS. The responses associated to these 3 systems suggest they represent discontinuities that penetrate the entire crust.

1. Introducción

Por debajo de la superficie terrestre, el interior de la Tierra está formado por distintos materiales cuyas propiedades y composición varían a medida que aumenta la profundidad. Debido a esto, la Tierra se ha dividido en varias capas conocidas como la corteza, el manto y el núcleo externo e interno.

La corteza terrestre es la capa más superficial y la más delgada, presentando un espesor promedio de 40 km y variaciones de entre 20 y 70 km en áreas continentales y entre 7 y 12 km en regiones oceánicas. Cabe mencionar que los espesores máximos dentro de la corteza tienden a localizarse bajo las áreas montañosas continentales, mientras los mínimos suelen encontrarse en las regiones oceánicas, especialmente cerca de las dorsales. La corteza se extiende verticalmente hasta llegar a su límite inferior marcado por la presencia de la discontinuidad de Mohorovicic, caracterizada geofísicamente por un salto en las velocidades sísmicas de las ondas compresivas de ~ 7 km/s a ~ 8 km/s (Rudnick y Gao, 2014). Debido a la presencia de esta frontera, el espesor de la corteza puede determinarse a través de la estimación de la profundidad al Moho.

El estudio de las variaciones en el espesor de la corteza, es un tema fundamental en los estudios enfocados al desarrollo tectónico de la corteza continental y oceánica (Gvirtzman et al., 2016; Pedersen et al., 2016), ya que su desarrollo y evolución tienen implicaciones intrínsecas en su espesor. Los procesos geodinámicos como convergencia, extensión y magmatismo pueden dar como resultado el engrosamiento o adelgazamiento de la corteza de una región. Así mismo, los estudios del espesor de la corteza permiten mejorar el entendimiento de los fenómenos isostáticos asociados. Por ejemplo, en muchos casos, la presencia de corteza continental significativamente más gruesa, corresponde a regiones topográficamente elevadas como ocurre en algunas zonas orogénicas asociadas a márgenes convergentes (Babault y Teixell, 2007). Por otro lado, existen casos donde el levantamiento de regiones significativamente elevadas se asocia a anomalías de densidad por procesos relacionados con anomalías en el manto (Braun, 2010; Flament et al., 2013, 2014; Molnar, 2014). Adicionalmente, en estos casos la evolución del paisaje y morfología están fuertemente asociados a las interacciones entre los procesos superficiales y profundos que a su vez condicionan fenómenos de desequilibrio isostático.

Por otro lado, la presencia de variaciones de alto gradiente en el espesor de la corteza, es decir cambios abruptos en la topografía del Moho, pueden asociarse con fronteras tectónicas cuyos límites están representados por discontinuidades que atraviesan la corteza profunda e incluso en algunos casos llegan a penetrar el manto litosférico (Zhu, 2005; Liu, et al., 2015). Estos elementos estructurales regionales, configuran contactos entre bloques corticales de naturaleza geológica distinta (Alaniz-Álvarez, 2002b), cuyos límites en muchos casos es desconocido. La importancia en el estudio de estas estructuras radica en que dichas discontinuidades representan planos regionales de debilidad, susceptibles a reactivarse durante eventos subsecuentes de deformación. Así mismo, estas estructuras condicionan la configuración de importantes sistemas de fallas manifestados en la superficie (Botero-Santa et al., 2020). Por otro lado, la presencia de discontinuidades profundas en la corteza ha sido identificada como un control importante en la ubicación y orientación del vulcanismo intraplaca (Huang *et al.*, 2002; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Shabanian *et al.*, 2012). En este contexto, análisis estadísticos indican que estructuras sub-superficiales y profundas pudieran llegar a controlar la distribución de los complejos magmáticos y chimeneas volcánicas (Zhang y Lutz, 1989; Paulsen y Wilson, 2010; Barde-Cabusson, 2013). Cabe mencionar que estas zonas de fallas activas pueden llegar a considerarse zonas de riesgo natural no solo por la presencia de vulcanismo asociado sino también por representar zonas sísmicas en regiones intracontinentales que de otra manera pudieran considerarse relativamente estables (Karakhanian *et al.*, 2002; Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta, 2008).

En el centro de México, se localizan dos importantes provincias fisiográficas, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, las cuales presentan características distintas en su topografía, así como en algunos rasgos geológicos. De acuerdo con modelos previos (Fix, 1975; Campos-Enríquez et al., 1992; Kerdan, 1992; Bartolini y Mickus, 2001; Szwillus et al., 2019), dentro de estas provincias existen variaciones en las características de la corteza y el manto superior, que tienen implicaciones geodinámicas importantes. En el caso de la Mesa Central, esta constituye una extensa meseta que se caracteriza por configurar un terreno elevado respecto a las provincias vecinas, al oeste la Sierra Madre Occidental y al este la Sierra Madre Oriental. Con una elevación promedio de 2088 m.s.n.m., ésta se localiza a más de 600 metros por encima de las elevaciones promedio en la porción adyacente de la Sierra Madre Oriental. A su vez, la Sierra Madre Oriental, constituye un cinturón orogénico

configurado por deformación contractiva durante la Orogenia Laramide (Dickinson y Snyder, 1978; Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2017). Cabe mencionar que geofísicamente, la Mesa Central se caracteriza por anomalías gravimétricas contrastantemente más bajas (< -160 a -250 mGal), respecto a la Sierra Madre Oriental (> -160 a 8 mGal).

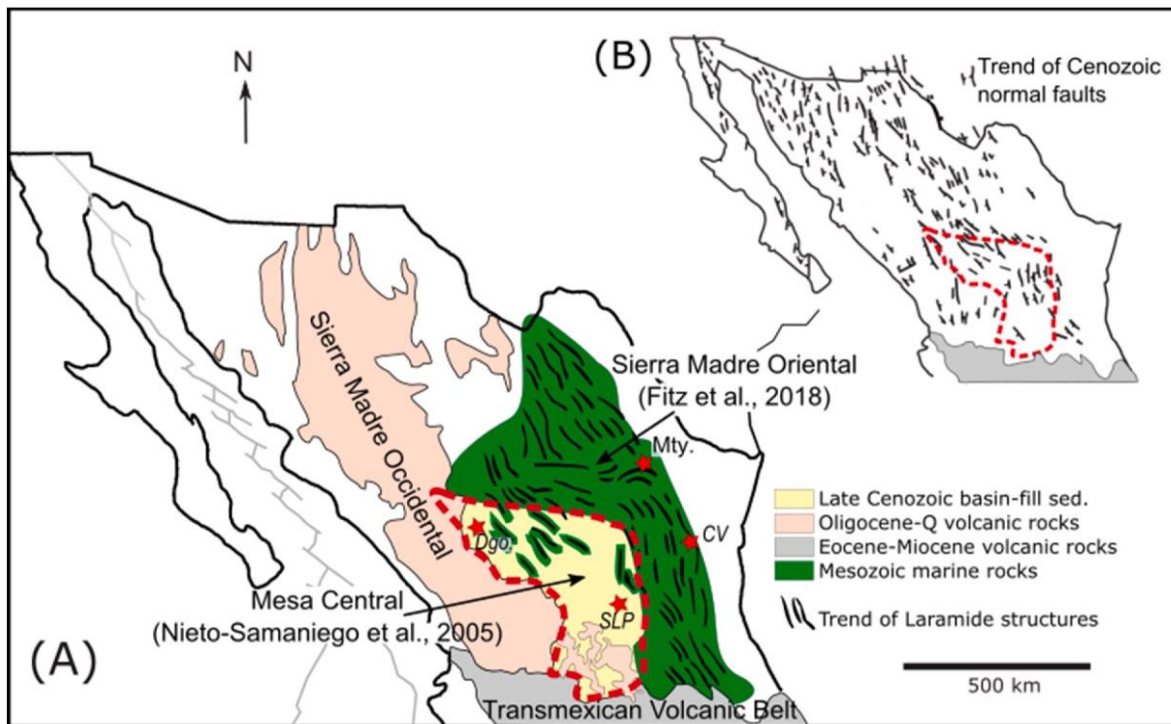


Figura 1. Mapa geológico generalizado de México. a) La meseta elevada se encuentra rodeada de tres cordilleras montañosas: Sierra Madre Oriental; Sierra Madre Occidental y Cinturón Volcánico Transmexicano. Nótese que dentro de la Mesa Central se localizan algunas sierras aisladas con núcleos formados por rocas metamórficas del Mesozoico. Las áreas localizadas entre las sierras aisladas se encuentran cubiertas por sedimentos del Cenozoico Tardío (De Cserna, 1989; Nieto-Samaniego et al., 2005; Fitz-Díaz et al., 2005). b) Distribución de fallas normales en la región sur de la Provincia de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Nomenclatura utilizada: San Luis Potosí (SLP), Durango (Dgo.), Ciudad Victoria (CV), Monterrey (Mty.).

La presencia de variaciones en el espesor de la corteza entre ambas provincias, así como las diferencias en la densidad de los materiales subyacentes han sido utilizadas por diversos modelos para explicar los contrastes de elevación entre las provincias. Sin embargo, los modelos previamente publicados presentan reconstrucciones contrastantes respecto al espesor de la corteza y la topografía del Moho (Figura 2). Laske et al. (2013), desarrolló un modelo global del espesor de la corteza basado en datos sísmicos publicados y una

compilación de espesores de las diferentes capas de la corteza, incluyendo hielo y agua. En dicho modelo, las estimaciones en la región bajo la Mesa Central arrojan espesores de 42 km y 39 km bajo la Sierra Madre Oriental, lo que implica un gradiente suave en el Moho (Figura 2, modelo 1A). Similarmente, Szwillus et al., (2019) desarrollaron un modelo utilizando datos sísmicos del GSC (Global Seismic Catalog) que arroja profundidades máximas de entre 48 y 38 km respectivamente, con corteza más delgada hacia el oeste de la meseta (~37 km) (Figura 2, modelo 1B). Adicionalmente, éste modelo incluye un cálculo de la incertidumbre en las estimaciones dependiendo de la cantidad de datos sísmicos disponibles, el cual arroja valores de 4.2 a 6.46 km en el área de estudio, correspondiendo los valores más altos la región de la Sierra Madre Oriental. En este contexto, es importante mencionar que en los alrededores del área de estudio y del centro-norte de México en general, solamente se localiza una estación sísmica, localizada hacia el límite sureste de la Mesa Central, por lo tanto la incertidumbre en las modelaciones a partir de datos sísmicos es alta.

Por otro lado, utilizando datos gravimétricos regionales, Bartolini y Mickus (2001), interpretan un resultado similar al de los datos sísmicos, con la presencia de corteza más gruesa de alrededor de 40 km bajo la Mesa Central, y corteza más delgada bajo la Sierra Madre Oriental, con un alto gradiente en el Moho localizado en la región del frente de cabalgaduras (Figura 2, modelo 2). Esta configuración es consistente con la configuración del modelo de espesor de la corteza presentado por Urrutia-Fucugauchi (1986), calculada a partir de una compilación de datos sísmicos de refracción y de ondas superficiales. En contraste, Campos-Enríquez et al., (1992) y Kerdan (1992) presentan un modelo basado en modelación directa de datos gravimétricos condicionado por un perfil sísmico previo (Hales et al., 1970; Fix, 1986), donde la configuración de la corteza tiene un comportamiento opuesto. En este modelo se presenta una corteza más delgada de 33 km bajo la meseta y una corteza más gruesa de 37 km bajo la Sierra Madre Oriental, con un cambio abrupto en el Moho en el límite entre ambas provincias (Figura 2, modelo 3). Cabe mencionar que éste resultado tiene implicaciones geodinámicas importantes, ya que implica que corteza extendida y adelgazada bajo la Mesa Central cuyo levantamiento respecto a las provincias vecinas, se asocia a la presencia de manto astenosférico de menor densidad bajo la meseta, asociado a una zona de fusión parcial que afecta profundidades entre los 34 y 260 km de profundidad.

En este trabajo abordamos la problemática a través de la obtención de nuevos resultados basados en la utilización de datos gravimétricos y magnéticos. Como primera parte de este estudio, se analizaron los rasgos principales de las anomalías geofísicas en función de su distribución, orientación, profundidad y correlación con las estructuras geológico-estructurales previamente descritas. Dentro de los objetivos de esta parte de estudio, que comprende el capítulo 5, se trabajó primeramente en identificar la distribución general de los dominios geofísicos asociados a la distribución geológica regional. Dicho análisis permitió recabar pistas sobre la afinidad de los materiales y su entorno tectónico. Así mismo, en este capítulo se buscó reconocer las discontinuidades geofísicas regionales y determinar su profundidad. Este análisis permitió reconocer las estructuras y sistemas de deformación que pudieran tener influencia en la corteza profunda de manera que pudieran asociarse a fronteras tectónicas importantes y/o evidencias de deformación en la corteza profunda.

En la segunda parte de este trabajo, presentado en el capítulo 6, abordamos la problemática de la configuración del espesor de la corteza en la región y las implicaciones geodinámicas asociadas. Primeramente, utilizando técnicas de modelación conjunta, se reprodujeron los modelos previamente presentados, en una sección a lo largo del Trópico de Cáncer. Dicha sección tiene una extensión de ~330 km, y corresponde a la sección modelada por Campos-Enríquez et al. (1992) y Kerdan (1992) así como la proyección del perfil sísmico de Hales (1970) y Fix (1986). Los modelos reproducidos se basan en tres hipótesis. Hipótesis 1. El Moho es prácticamente plano por lo que el espesor de la corteza es uniforme. 2. La corteza es más gruesa bajo la Mesa Central y más delgada bajo la Sierra Madre Oriental, con un gradiente importante en el Moho en el frente de cabalgaduras. Esta hipótesis es consistente con el modelo isostático de Airy donde el terreno más elevado en la meseta, tiene una raíz cortical gruesa equivalente. 3. La corteza bajo la Mesa Central es comparativamente más delgada respecto a aquella bajo la Sierra Madre Oriental. Adicionalmente, este modelo implica la presencia de manto astenosférico bajo la meseta, asociada a una corteza continental extendida. Adicionalmente, dicho modelo presenta un alto gradiente en el Moho, consistente con el límite entre ambas provincias, mismo que en superficie se define por la traza del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende.

Posteriormente presentamos nuevas estimaciones de la profundidad al Moho través del análisis espectral de datos gravimétricos satelitales, cuya base tiene una resolución de 1' (~ 1.8 km). Adicionalmente, los resultados obtenidos fueron comparados con el modelo isostático obtenido de los datos gravimétricos satelitales, así como con los resultados de la modelación 2D. Por último, a través de técnicas de análisis espectral en los datos aeromagnéticos, se obtuvieron estimaciones de la profundidad al basamento magnético, interpretado como la isoterma de Curie. La obtención de un mapa de profundidad a la isoterma de Curie, nos permitió conocer las características geotérmicas de la corteza en la frontera entre ambas provincias, lo que permite aprobar o desestimar la hipótesis de la presencia del ascenso de manto astenosférico bajo la Mesa Central, presentada en el modelo 3 (Kerdan, 1992 y Campos-Enríquez et al., 1992).

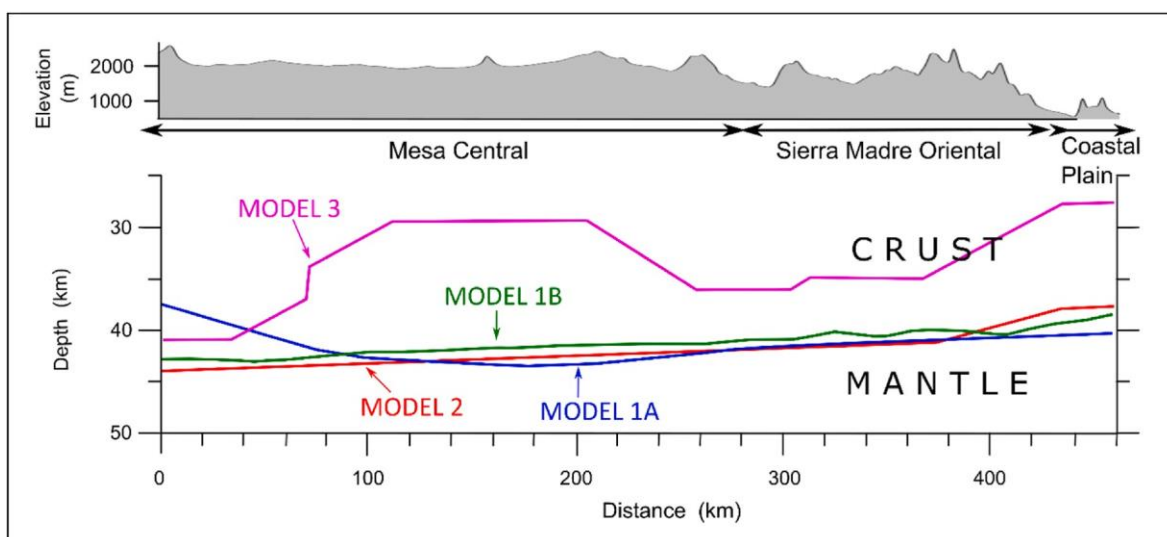


Figura 2. Perfiles de profundidad al Moho que representan los diferentes modelos propuestos y el correspondiente perfil topográfico a lo largo del Trópico de Cáncer. El perfil topográfico muestra que la elevación promedio en la Mesa Central es más de 600 m más elevada que la región adyacente de la Sierra Madre Oriental. Los modelos de espesor de la corteza que explican los contrastes de elevación a través de modelos isostáticos distintos, se muestran en colores distintos. **Modelo 1A** (azul) (Laske et al., 2013) y **Modelo 1B** (verde) (Szwilius et al., 2019), describen un Moho de bajo gradiente con cambios mínimos en el espesor de la corteza entre ambas provincias. **Modelo 2** (rojo) (Bartolini and Mickus, 2001), presenta corteza ligeramente más gruesa bajo la Mesa Central comparada con corteza más delgada bajo la Sierra Madre Oriental, con una ligera pendiente en el Moho por debajo de la región de antepaís del sistema de cabalgaduras. **Modelo 3** (rosa) (Campos-Enriquez et al., 1992; Kerdan, 1992), describe una corteza significativamente más delgada bajo la Mesa Central en contraste con corteza más gruesa bajo la Sierra Madre Oriental. El modelo incluye la presencia

de manto de menor densidad (3.1 g/cm^3) bajo la meseta, comparado con la densidad promedio para el manto que se presenta bajo el cinturón de cabalgaduras (3.3 g/cm^3).

2. Hipótesis

La utilización de métodos geofísicos potenciales permite obtener una aproximación de la estructura de la corteza terrestre en la frontera entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. A través del procesamiento y análisis de datos magnéticos y gravimétricos, es posible caracterizar la corteza en términos de su espesor; características geotérmicas (en función de la profundidad al punto de Curie), y definir la presencia de discontinuidades geofísico-estructurales regionales asociadas a la evolución tectónico-estructural de la región.

El utilizar datos geofísicos de mejor resolución, así como combinar la determinación de la profundidad al Moho y la profundidad a la isoterma de Curie, permitirá obtener un modelo más preciso de la estructura de la corteza en la región y definir sus características geotérmicas. Así mismo, dicha información permitirá deducir algunas implicaciones geodinámicas asociadas a su distribución.

3. Objetivos

3.1 Objetivo General

Definir las características de la corteza terrestre en la frontera entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental en términos de su espesor, gradiente geotérmico y rasgos estructurales regionales.

3.2 Objetivos específicos

- Determinar la profundidad al Moho.
- Determinar la profundidad a la isoterma de Curie (CPD) para determinar las características geotérmicas de la región.
- Reproducir y contrastar los modelos del espesor de la corteza previamente descritos.
- Analizar las anomalías isostáticas calculadas a través de los datos gravimétricos para definir sus implicaciones respecto al espesor de la corteza.

- Definir las implicaciones geodinámicas y tectónicas de los resultados de profundidad al Moho, CPD e isostasia.
- Identificar los principales rasgos estructurales regionales en el área de estudio.
- Identificar posibles estructuras asociadas a extensión profunda, que pudieran asociarse a zonas de adelgazamiento de la corteza.
- Localizar discontinuidades que afecten niveles profundos de la corteza que pudieran asociarse a la presencia de magmatismo intraplaca del Terciario-Cuaternario en la región. Analizar sus implicaciones respecto al gradiente geotérmico calculado.

4. Marco geológico regional

Una de las características más notorias de la región centro-norte de México es la presencia de una extensa planicie donde sobresalen algunas montañas aisladas, con un área de aproximadamente 94,000 km², conocida como la Mesa Central. Con elevaciones promedio de ~2100, la Mesa Central configura un alto topográfico respecto a las provincias fisiográficas que la delimitan (Figura 3). Al este, se localiza la Sierra Madre Occidental, una cordillera volcánica profundamente disectada por fallamiento extensional, compuesta por rocas plutónicas y grandes volúmenes de rocas volcánicas silíceas del Eoceno-Mioceno Temprano (Aranda-Gómez et al., 2000a, b; Ferrari et al., 2005; Ferrari et al., 2018) (Figura 1). Así mismo, en los límites norte y oriente de la meseta, se localiza la región de antepaís del sistema de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental; constituido principalmente por rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, deformadas durante la Orogenia Laramide (Guzmán y De Cserna, 1963; Gray y Lawton, 2011) (Figura 1). Adicionalmente, en algunas áreas la deformación también involucra al basamento sobre el que se depositan las secuencias mesozoicas. La edad de la deformación del cinturón orogénico en el Cretácico Tardío-Eoceno, localizándose las estructuras más antiguas al suroeste y las más jóvenes al noreste (Dickinson y Snyder, 1978; Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2017).

La zona de estudio se encuentra delimitada por los paralelos 22° y 24° y los meridianos -99° y -102.5°, área que comprende la región centro-oriental de la Mesa Central y parte de la Sierra Madre Oriental (Figura 1, 3 y 4). En la zona central del área de estudio, en la frontera entre ambas provincias, se localiza el sistema de fallas Taxco-San Miguel de

Allende, un conjunto de fallas normales, en su mayoría inferidas, con orientación N-S de más de 500 km de longitud, con varios eventos de actividad documentados desde el Eoceno tardío hasta el Reciente (Alaniz-Álvarez et al., 2002b; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Este límite también concuerda con la frontera entre los elementos paleogeográficos conocidos como la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) (Alaniz-Álvarez et al., 2002b; Nieto-Samaniego, et al., 2005), dos elementos paleogeográficos que controlaron la sedimentación marina durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico Tardío-Cretácico (Carrillo-Bravo, 1971; Aranda-Gómez et al., 2000b).

Las rocas asociadas a la cuenca marina se encuentran expuestas en algunos sitios en la Mesa Central, que corresponde a la región occidental del área de estudio; éstas consisten en gruesas secuencias sedimentarias de turbiditas calcáreas, fangolitas, areniscas y lutitas asociadas a un ambiente de agua profunda, cuyo espesor total llega a alcanzar los 6,000 m (Carrillo-Bravo, 1982; Chávez-Cabello et al., 2005). Por otro lado, las rocas que conforman la plataforma son calizas masivas de tipo arrecifal que llegan a alcanzar espesores superiores a 4,000 m (Carrillo-Bravo, 1971). Así mismo, en ambas regiones se localizan afloramientos de calizas arcillosas del Jurásico Tardío que conforman la base de las secuencias marinas cretácicas; dichas rocas yacen discordantemente sobre secuencias volcanoclásticas y rocas volcánicas del Jurásico Temprano denominadas Fm. Nazas (Pantoja-Alor, 1972; Barboza-Gudiño et al., 2004, 2010). Subyaciendo discordantemente bajo las secuencias volcánicas del Jurásico, afloramientos aislados de rocas marinas triásicas de tipo turbidítico se localizan en altos topográficos dentro de la Mesa Central en la Sierra de Charcas, Sierra de Catorce y Sierra de Salinas, así como en localidades cercanas a la ciudad de Zacatecas. Estos depósitos se asocian a la presencia de un abanico submarino que estuvo localizado en el margen paleo-Pacífico de Pangea (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño et al., 2010). Adicionalmente, en la Sierra Madre Oriental, hay afloramientos de facies continentales del Triásico Tardío, asociadas a un sistema fluvial contemporáneo a la deposición de las secuencias marinas turbidíticas (Barboza-Gudiño et al., 2010) (Figura 4a).

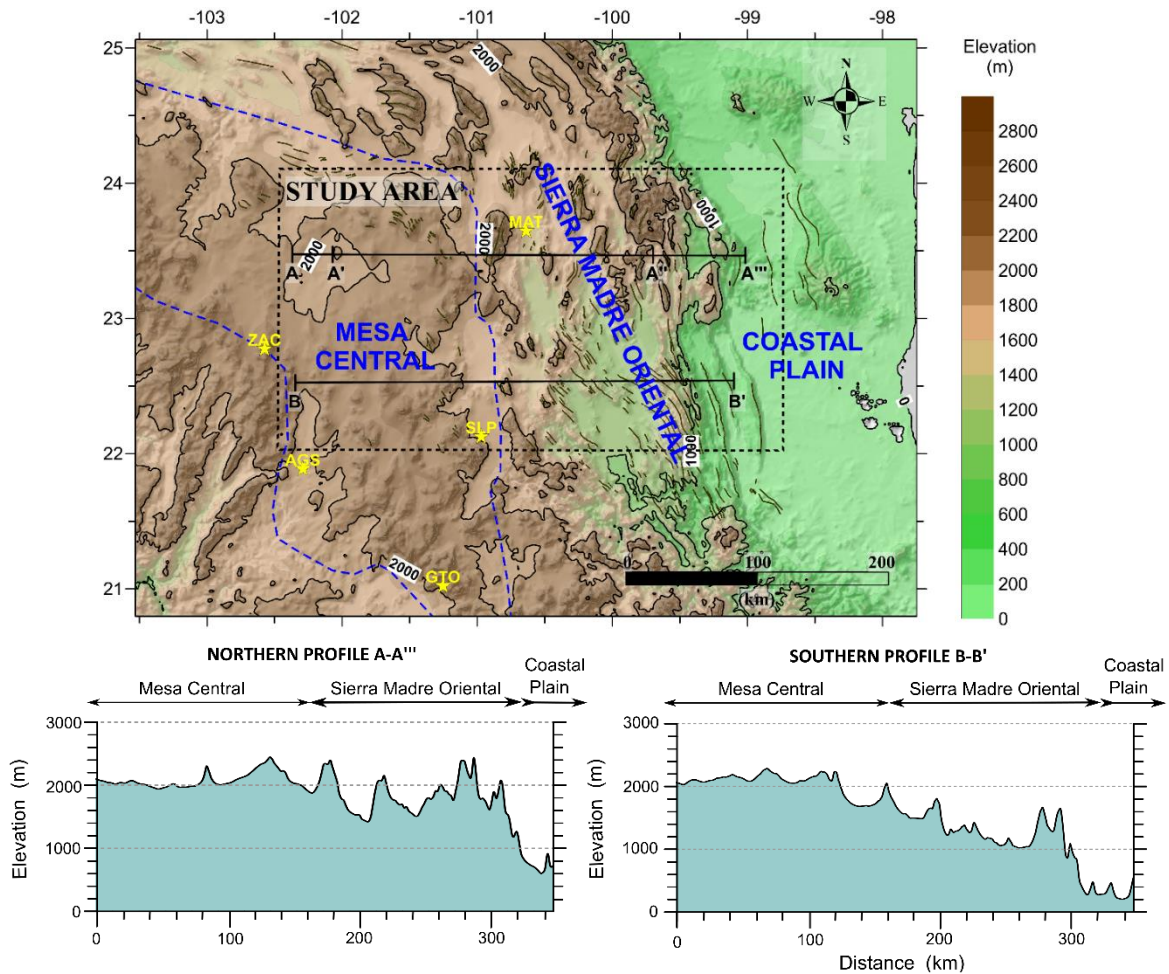


Figura 3. Mapa de contornos y perfiles topográficos que presentan las principales unidades hipsográficas de la región centro-este de México. Dentro del área de estudio, las elevaciones promedio en la Provincia de la Mesa Central se localizan casi 600 m por encima respecto a las de la porción adyacente de la Sierra Madre Oriental.

En el caso de la Sierra Madre Oriental, se localizan exposiciones del complejo basal conformadas por un complejo meta-volcanosedimentario del Paleozoico superior (De Cserna et al., 1977; Dowe et al., 2005; Torres-Sánchez et al., 2017) conocido como Esquistos Granjeno (Carrillo-Bravo, 1961). Afloramientos estas rocas se localizan hacia el frente de esta provincia, en las regiones de Miquihuana y Bustamante, Zaragoza y en el alto de Aramberri; así como en el anticlinal Huizachal-Peregrina (Torres-Sánchez et al., 2017), ubicado aproximadamente a 30 km al noreste de Miquihuana. Así mismo, las rocas más antiguas dentro de esta provincia se encuentran representadas por el Complejo Metamórfico Novillo (Fries y Rincón-Orta, 1965; Alemán-Gallardo et al., 2019), configurado por unidades meta-ígneas y meta-sedimentarias del Precámbrico; afloramientos de dichas rocas se

localizan en el anticlinal Huizachal-Peregrina (Figura 4a). Cabe mencionar que el Complejo Metamórfico Novillo se considera la exposición más septentrional del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995, 2018).

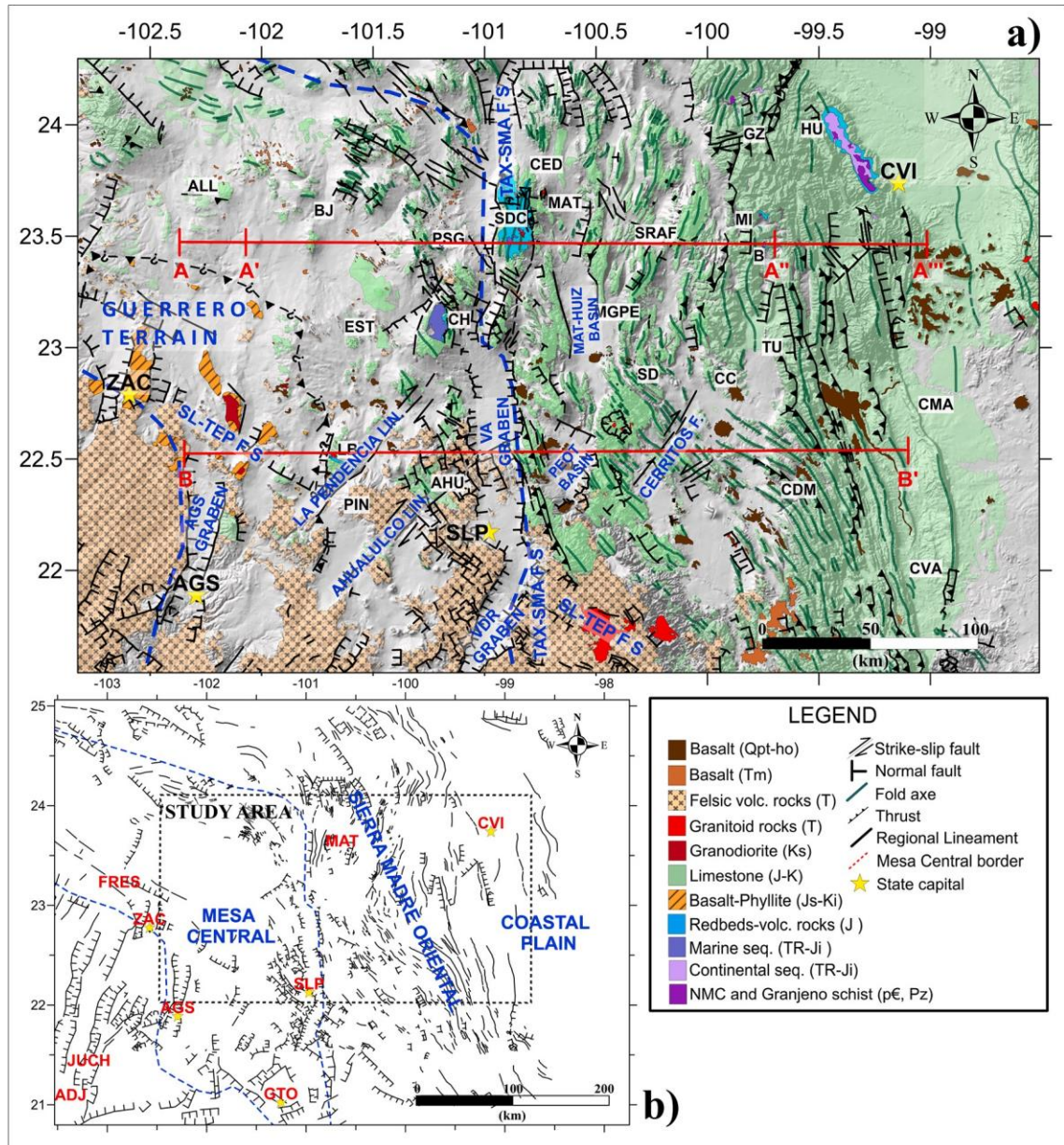


Figura 4. a) Mapa geológico del área de estudio. b) Mapa geológico estructural regional (Modificado de SGM 1996, 1998, 1999, 2004; Nieto-Samaniego et al., 2005; Tristán-González et al., 2009). El área de estudio incluye la frontera entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central (oeste) y la Sierra Madre Oriental (este). La provincia oeste es una meseta elevada con topografía de gradiente suave; su región meridional se encuentra cubierta por una gruesa cubierta de rocas volcánica silíceas consideradas parte de la Provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. Los afloramientos de las rocas félsicas del Terciario se encuentran limitadas al norte

por el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (SF SL-TEP). Al norte y este de la meseta, se localiza la región de antepaís del sistema de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental; constituido principalmente por rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, deformadas durante la Orogenia Laramide. Al centro del área de estudio, se localiza el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SF TAX-SMA) configurando el límite entre ambas provincias. Este sistema también marca el contacto entre dos provincias paleogeográficas; al oeste la Cueca Mesozoica del Centro de México y al este la Plataforma Valles-San Luis Potosí. El régimen extensional que se instauró en la región a partir del Oligoceno Tardío es responsable del arreglo estructural N-NNE y NW distribuido en la Mesa Central que en algunos casos delimitan importantes estructuras de graben, dentro de los que destacan, Villa de Reyes (VDR), Villa de Arista (VDA), Peotillos (PEOT), Matehuala-Huizache (MAT-HUIZ) y el graben de Aguascalientes (AGS). Localidades: ADJ: Altos de Jalisco, AGS: Aguascalientes, AHU: Aqualulco, ALL: Allende, B: Bustamante, BJ: Benito Juárez, CC: Cerro Colorado, CDM: Ciudad del Maíz, CED: Cedral, CH: Charcas, CMA: Ciudad Mante, CVA: Ciudad Valles, CVI: Ciudad Victoria, EST: Estribo, FRES: Fresnillo, GTO: Guanajuato, GZ: General Zaragoza, HU: Huizachal, HUIZ: Huizache, JUCH: Juchipila, LB: La Ballena, MAT: Matehuala, MGPE: Milagro de Guadalupe, MI: Miquihuana, PIN: Pinos, PSG: Presa de Santa Gertrudis, SD: Santo Domingo, SDC: Sierra de Catorce, SLP: San Luis Potosí, SRAF: San Rafael, TLA: Tlatenango, TU: Tula, ZAC: Zacatecas.

Por otro lado, hacia la frontera de la Sierra Madre Oriental con la provincia de la Mesa Central, se desconocen las rocas que subyacen las secuencias turbidíticas del Triásico; no obstante, algunos autores han sugerido la presencia de basamento granulítico en dicha región (Ruiz et al., 1988; Schaaf et al., 1994). Este basamento limitaría al oeste, en la región de Zacatecas, con corteza oceánica (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño et al., 2010). En esta zona, rocas metamorfizadas de basaltos almohadillados y sucesiones volcanoclásticas con calizas del Cretácico Superior, han sido interpretadas como el basamento del Terreno Guerrero (Centeno-García et al., 2008) (Figura 4a).

Respecto a las rocas más recientes, una gruesa secuencia de rocas volcánicas félsicas del Terciario que recubren discordantemente las secuencias marinas deformadas, representan uno de los rasgos litológicos más característicos de la Mesa Central (Aranda-Gómez et al., 2007). Dichas rocas se distribuyen principalmente en la región sur de dicha provincia, y son consideradas parte de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2005; Ferrari et al., 2018). Cabe mencionar que su distribución hacia el norte parece truncada por la presencia del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes.

Por último, se distribuyen tanto en la Mesa Central como en la Sierra Madre Oriental, andesitas-basálticas, basaltos olivínicos y basanitas, asociadas a vulcanismo intraplaca presente en el norte y centro de México durante el Oligoceno tardío-Mioceno y Pliocuaternario (Figura 4a). De acuerdo con Aranda-Gómez y colaboradores (2005), los campos volcánicos continentales asociados a actividad intraplaca se presentan en toda la región ubicada al norte de la FVTM, sin que exista, aparentemente, influencia de la distribución de placas (Pacífico o América del Norte), provincias volcánicas más antiguas, límites entre provincias tectónicas actuales o fronteras entre terrenos tectonoestratigráficos.

4.1 Geología estructural

Estructuralmente, la región se caracteriza por la presencia de pliegues y cabalgaduras cuyo eje de simetría se orienta al noroeste-sureste, con variaciones al noreste-suroeste. De acuerdo con Aranda-Gómez y colaboradores (2005) uno de los rasgos más predominantes de esta región, es la presencia de dos estilos de deformación distinta entre la Provincia de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. Esta diferenciación guarda una relación directa con el ambiente paleogeográfico entre las secuencias marinas que corresponden a la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP); en este caso la presencia de materiales estratificados finos (de hasta 20 cm) dentro de la Cuenca, es contrastante respecto a los potentes estratos carbonatados de la plataforma, cuyos espesores alcanzan hasta 1 m. Como resultado, existen cambios importantes entre la intensidad y el estilo de deformación ocurrido en estos ambientes durante la deformación Laramídica, siendo las rocas de la CMCM (Mesa Central) aquellas deformadas con mayor intensidad, mientras que las secuencias marinas de la PVSLP fueron deformadas en menor grado. Así mismo, de acuerdo con dichos autores, los esfuerzos parecen haberse concentrado en las regiones de cambio de facies distribuidas en el borde occidental de la plataforma.

En el caso de las serranías aisladas presentes en la región oriental de la Mesa Central como la Sierra de Catorce, Sierra de Charcas y La Ballena, estos configuran bloques levantados con exposición del basamento Triásico. Su configuración se asocia a un sistema de cizalla dextral originada en el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, como resultado de un periodo de relajación tectónica posterior a la Orogenia Laramide,

durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano, (Tristán-González et al., 2009). Durante este periodo se configuraron, al este de la Mesa Central, fallas lítricas de gran tamaño que configuraron cuencas sedimentarias, así como fallas laterales de acomodo. Por otro lado, hacia la región central de la meseta, grandes bloques de basamento fueron levantados verticalmente. Los lineamientos regionales de La Pendencia y Ahualulco localizados al suroeste del área de estudio, dentro de la Mesa Central (Figura 4a), presentan una orientación noreste, y se han interpretado como fallas de rumbo con componente dextral, configuradas durante el evento de relajación del Eoceno.

Adicionalmente, la tectónica extensional que afectó el norte y centro de México a finales del Paleógeno-Reciente, se manifiesta en la Mesa Central por la presencia un característico arreglo romboédrico de fallas normales y estructuras de graben NW-SE, NE-SW y N-S (Figura 4a, b). El contraste entre la orientación de las fallas se ha asociado a diferentes pulsos de extensión ocurridos durante el Eoceno Medio-Oligoceno Temprano, Oligoceno Tardío y Mioceno Tardío durante los cuales existieron cambios en la dirección principal de los esfuerzos (Aranda-Gomez et al., 1989; Aranda-Gómez y McDowell, 1998) asociado a al menos tres eventos de deformación distinta (~32 a 27 Ma; ~24 Ma; y 11 Ma respectivamente) (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; Aranda-Gómez et al., 2007). El evento más antiguo es sincrónico al primer pulso ignimbrítico (Aranda Gómez, 2007; Labarthe-Hernández et al., 1982) presente en las rocas ígneas de la Sierra Madre Occidental (32-28 Ma) (Ferrari et al., 2005); en las Mesa Central está representado por un sistema regional conformado por un arreglo de fallas con orientación NW denominado Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes. El segundo evento, se asocia al establecimiento de la tectónica extensional que configura la Provincia de Cuencas y Sierras o “Basin and Range” (Henry y Aranda Gómez, 1992; Nieto-Samaniego, 1999). Durante dicho régimen se configuraron extensivamente arreglos de fallas normales y estructuras de graben con orientación N a NNE, las cuales son una de las características morfológicas más significativas del centro de México (Andreani et al., 2014).

Por otro lado, se considera que en muchos de los casos, las rocas volcánicas calcoalcalinas, que recubren gran parte de la Mesa Central, se encuentran ligadas a la tectónica extensional con evidencias de que el vulcanismo intraplaca pudo haber sido controlado por

la presencia de fallas asociadas a los sistemas antes mencionados (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Nieto-Samaniego et al., 1999; Aranda-Gómez et al., 2007). No obstante, existen regiones donde la relación entre el fallamiento extensional y vulcanismo es difusa; tal es el caso de los campos volcánicos de Los Encinos, localizado en la Mesa Central (al oeste de Sierra de Catorce), y el Campo Volcánico Santo Domingo, localizado a ~50 km del frente de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. En dichos campos, la conexión entre ambos fenómenos conexión es sugerida por la alineación de los volcanes a lo largo de fallas normales aparentes fallas regionales o por productos volcánicos depositados junto con materiales de relleno de graben (Aranda-Gómez et al., 2005). En este contexto, se considera que rocas volcánicas intermedias e importantes plutones graníticos y granodioríticos como los que afloran en Sierra de Catorce y Sierra de Charcas, se encuentran asociados a extensión incipiente durante el Eoceno medio.

4.1.1 Estructuras asociadas a deformación Laramídica

El área de estudio abarca parte de la región más distal del sector Valles, dentro del frente de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Dicho sector se caracteriza por la presencia de estructuras de plegamiento con despegue en el complejo basal involucrado en la deformación (Eguiluz et al., 2000), es decir por la presencia de fallas inversas que involucran al basamento. Estas estructuras configuran conjuntos montañosos formados por elevaciones escalonadas; tal es el caso del Anticlinorio Huizachal-Peregrina; el Anticlinorio de Miquihuana, dicha estructura presenta los máximos topográficos dentro del sector; y la región entre la Sierra las Cucharas y las Sierras de La Colmena y Rayón (Eguiluz et al., 2000). Ambos anticlinales se localizan en el extremo nororiental del área de estudio (Figura 4a).

Así mismo, dentro del sector las estructuras de deformación configuran escarpes importantes con pendientes abruptas en la región oriental, mientras que al occidente se localizan pendientes más suaves. Estas características en el relieve se asocian a la presencia de pliegues angostos y alargados con orientación NNW cuyos planos axiales de los pliegues tienen una inclinación de 60 a 80° con vergencia al oriente (Eguiluz et al., 2000).

Un rasgo importante en esta región, es la presencia de un cambio de orientación en las estructuras Laramídicas de predominantemente NNW a NW; el cual se presenta en las inmediaciones entre San Juan Sin Agua y Ciudad del Maíz, San Luis Potosí (Figura 4a). Algunos autores han sugerido que dicho cambio de orientación se asocia a la presencia de una discontinuidad antigua de basamento que condicionó el rumbo de las estructuras de deformación en esta zona (Aranda-Gómez et al., 2005). Esta región de deformación con orientación NW se localiza sobre la traza de un aparente lineamiento regional con orientación N50°W cuya distribución parece extenderse casi 500 km desde el noreste de Zacatecas, en las inmediaciones de Concepción del Oro, hasta la región sudoriental de San Luis Potosí. Dicha estructura se ha interpretado como una posible discontinuidad de basamento (Aranda-Gómez et al., 2005; Luhr y Aranda-Gómez, 1997) consistente con el lineamiento regional con corrimiento lateral izquierdo denominado San Tiburcio (Mitre-Salazar, 1989). Así mismo, Sedlock y colaboradores (1993) identifican al lineamiento como una ramificación de falla (*fault splay*) de la Megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson 1974; Anderson y Schmidt, 1983).

4.1.2 Sistemas y estructuras asociados a deformación extensional cenozoica

El sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende (SF TX-SMA) es una estructura regional de rumbo NNW-SSE, cuya traza presenta más de 500 km de longitud y hasta 35 km de ancho (Alaniz-Álvarez et al., 2002b). Dicho sistema se encuentra manifestado en superficie por gran cantidad de estructuras, aunque muchas de ellas son fallas inferidas, que se extienden desde la región de Taxco Guerrero (Alaniz-Álvarez et al., 2002a) hasta los alrededores de Sierra de Catorce (Figura 4a, b). Dentro de la Mesa Central, las fallas presentan una componente principal normal, con actividad durante el Oligoceno y Mioceno-Reciente (Alaniz-Álvarez, et al., 2005b). Además de ser consistente con los límites entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (Figura 4a) dicho sistema concuerda con el límite paleogeográfico entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí, al oriente, y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, al occidente. Adicionalmente, algunos autores sugieren que el SF TAX-SMA delimita diferencias en el espesor de la corteza con un promedio de ~33 km bajo la Mesa Central y ~ 37 km bajo la Sierra Madre Oriental (Figure 2, capítulo 7) (Campos-Enríquez et al., 1992; Kerdan, 1992). No obstante, esta

interpretación es contrastante con otros modelos que presentan una corteza comparativamente más gruesa bajo la Mesa Central con respecto al sistema de cabalgaduras (Figura 2, capítulo 6) (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Bartolini y Mickus, 2001; Espíndola, 2017).

El sistema de fallas San Luis Tepehuanes (SF SL-TEP) está representado por un conjunto de estructuras cuya traza presenta una dirección NW; se extiende desde San Luis de La Paz, Guanajuato hasta la región de Tepehuanes en Durango (Figura 4a, b), alcanzando una longitud de ~600 km (Nieto-Samaniego et al., 2005). Adicionalmente, Andreani (2008) identifica a este sistema como el S. de Fallas Tepehuanes-Zimapán caracterizado por fallas normales orientadas ~130° con movimiento transtensivo izquierdo y rotaciones antihorarias de ~10° identificadas en los alrededores de San Luis Potosí y Guanajuato.

Este sistema atraviesa la Mesa Central, afectando su región centro-sur y gran parte de su límite occidental, definiendo dentro de dicha provincia las regiones meridional y septentrional (Figura 4a, b). Dichas regiones se caracterizan por contrastes en las elevaciones presentándose en la región meridional cotas mayores, superiores a los 2000 msnm, con excepción del valle de Aguascalientes; mientras que la región septentrional presenta cotas inferiores a los 2000 msnm, y se caracteriza por la presencia de cuencas continentales importantes rellenadas con sedimentos del Cenozoico tardío, exhibiendo un estado de erosión más avanzado (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Dentro de la Mesa Central las fallas presentan un buzamiento predominante al suroeste, aunque en algunos casos configuran estructuras de graben que afectan rocas del Oligoceno temprano (Tristán-González, 1987; Nieto-Samaniego et al., 1997; Nieto-Samaniego et al., 1999). No obstante, se han documentado evidencias de diversos eventos de actividad durante el Eoceno-Oligoceno y plio-cuaternario (Nieto-Samaniego et al., 2005; Loza-Aguirre, 2012). Cabe mencionarse que en la Mesa Central se han documentado gran cantidad de lineamientos NW pertenecientes a este sistema afectando la traza del SF TAX-SMA.

El límite sur de la provincia de la Mesa Central está configurado por la falla del Bajío, una depresión fisiográfica importante que configura un cambio abrupto en la topografía, de

elevaciones superiores a 2000 msnm a cotas promedio de 1800 msnm (Nieto-Samaniego et al., 2005). Esta estructura está configurada por dos segmentos principales, el segmento oriental tiene una dirección E-W y se extiende desde la región de Celaya hasta Irapuato dentro de Guanajuato. Dicho segmento delimita un bloque levantado, afectado por fallas con direcciones NW y ENE a NE. Cabe mencionar, que en dicha región de la falla del Bajío se han documentado hundimientos del alrededores de los 350 a 500 m. Por otro lado, el sector occidental se extiende desde Irapuato a León, Guanajuato, se caracteriza por presentar desplazamientos de hasta 850 m, afectando unidades volcánicas oligocénicas (Quintero-Legorreta, 1992). No obstante, la presencia de conglomerados rojos del Paleoceno-Eoceno que afloran en la traza de estas fallas sugieren la posibilidad de actividad más temprana (Nieto-Samaniego, 2005).

El graben de Aguascalientes configura el límite poniente de la Mesa Central, región donde colinda con la Sierra Madre Occidental, separando morfologías y estilos estructurales distintos entre ambas provincias (Nieto-Samaniego et al., 2005). La estructura configura un semigraben con orientación norte cuya falla principal se localiza al occidente de éste. La traza de la falla principal tiene aproximadamente 150 km de longitud y se extiende desde los Altos de Jalisco hasta las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas, Zacatecas donde la continuidad de la estructura se encuentra aparentemente “truncada” al norte por la falla San Luis-Tepehuanes (Figura 4b). De acuerdo con Nieto-Samaniego y colaboradores (2005), la falla mayor tiene un desplazamiento de ~900 m.

En la región se han reconocido al menos dos eventos de deformación cenozoica, que afectaron tanto el SF SL-TEP como el graben de Aguascalientes (Loza-Aguirre et al., 2008). Esos eventos se caracterizan por fallamiento normal de rumbo WNW y NNE, respectivamente; el primer evento se presentó durante el Paleoceno-Eoceno temprano y es a su vez responsable de la conformación del graben de Zacatecas. El segundo evento ocurrió a finales del Oligoceno tardío-Mioceno temprano y comprende dos fases de actividad ambas de fallamiento normal, no obstante la primera con rumbo NNE y la segunda WNW.

Por último resta mencionar que en la intersección entre el SF SL-TEP y el graben de Aguascalientes se ha identificado posible desplazamiento lateral izquierdo de esta última

estructura, aunque no se han documentado evidencias de dicha cinemática en otras partes del graben (Loza-Aguirre, 2008).

5. Análisis de los rasgos geofísicos y determinación de las principales discontinuidades geofísico-estructurales

5.1 Datos

5.1.1 Datos gravimétricos

Los datos gravimétricos utilizados fueron obtenidos del International Gravimetric Bureau (*Bureau Gravimétrique International, BGI*); a través de su modelo gravitacional terrestre WGM 2012. El modelo gravitacional terrestre WGM2012 se deriva del modelo geopotencial EGM 2008 (Pavlis et al., 2008), el cual incluye mediciones superficiales de la gravedad, altimetría satelital y mediciones gravimétricas satelitales (misión GRACE); así como del campo gravimétrico DTU10 (Andersen, 2010). Dicho modelo se presenta con una resolución de 1' x 1' (~1.8 km). La resolución de los datos presentados es mejorada a través de la reestimación de las anomalías utilizando un grid global del archivo 1 x 1-minuto de la ondulación del geoide del modelo EGM-2008.

La malla de datos obtenida corresponde a 1577 mediciones de gravedad terrestre junto con datos satelitales. Los datos son proporcionados a través de una base de datos .txt que corresponde a los valores de anomalía de aire libre y topografía. A partir de dichos parámetros se calculó la anomalía de Bouguer Simple utilizando una densidad de 2670 kg/m³. Posteriormente, la anomalía de Bouguer Completa fue obtenida a través de la corrección por terreno; la cual fue realizada utilizando una distancia local de 150 km y una distancia regional de 250 km. Para dicho proceso fue necesario la utilización del DEM regional obtenido de INEGI (15 x 15 m) cuya resolución fue modificada a 250 m para optimizar la velocidad del procesamiento. Una vez calculados los valores de la anomalía se interpolaron los datos para generar un *grid* con resolución de 2 km.

Mediante la separación de las anomalías regionales del mapa de Anomalía de Bouguer Completa es posible obtener la Anomalía Residual de Bouguer que permite estudiar únicamente las variaciones en los materiales del nivel superficial de la corteza terrestre.

Para realizar la separación regional-residual se utilizó por medio de la herramienta MAGMAP del programa Oasis Montaj el filtro “Low Pass filter” para la aplicación de un pasa-bajo con una longitud de onda de corte de 50,000 m. El objetivo de dicho filtro es obtener la respuesta únicamente de las longitudes de ondas más largas permitiendo determinar el efecto regional del subsuelo sobre las mediciones asociado a longitudes de onda larga.

5.1.2 Datos magnéticos

Se utilizaron datos magnéticos correspondientes al campo magnético residual obtenido del mapa magnético de Norteamérica, presentado a una resolución de 1 km. Este mapa, ha sido desarrollado a través de la compilación de una base de datos a través de la colaboración del Geological Survey of Canada (GSC), U.S. Geological Survey (USGS) y el Consejo de Recursos Minerales de México (actualmente Servicio Geológico Mexicano). En el caso específico de los datos de México, estos corresponden a datos aeromagnéticos obtenidos por líneas de vuelo con dirección norte-sur con espaciamiento de 1 km y elevaciones de 120, 300 y 450 m sobre el terreno.

Para facilitar la interpretación de las anomalías magnéticas se aplica la operación de reducción al polo, la cual es una técnica de procesamiento que recalcula la intensidad del campo magnético de los datos de manera que el campo magnético inducido tenga una inclinación de 90°. De este modo las anomalías magnéticas dipolares son transformadas a anomalías monopulares centradas sobre sus cuerpos respectivos causales obteniendo un mapa de anomalías reducido al polo.

En este caso la reducción al polo también fue realizada con el programa Oasis Montaj utilizando el filtro “Reduce to magnetic pole” de las herramientas de MAGMAP. La aplicación de este filtro procesa los datos magnéticos de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$L(\theta) = \frac{-\cos^2(D - \theta)}{(\sin(I_a + i.\cos I.\cos(D - \theta)))^2} \quad \text{Ec. 1}$$

Donde:

I es la inclinación magnética.

I_a representa la inclinación por corrección de amplitud.

D es la declinación magnética.

θ equivale a la latitud

Los valores de inclinación y declinación magnética utilizados para dicha corrección fueron 51.0° y 6.2° , respectivamente.

5.2 Metodología

5.2.1 Caracterización de las principales discontinuidades geofísico-estructurales

5.2.1.1 Identificación de contactos y fallas locales y regionales a través del método de máximos gradientes horizontales

Para poder delinear los contactos o discontinuidades estructurales, así como obtener información acerca de su profundidad y buzamiento, se utilizó el método de valores de máximos gradientes horizontales definido por Blakely y Simpson (1986). Este consiste en un método automatizado que permite localizar los valores máximos de los campos dentro de un grid, a través de la comparación de un valor dado, considerado el valor central, en una ventana de 3×3 , con respecto a los 4 pares de valores circundantes en el grid. Una parábola es definida a lo largo de cada conjunto de los cuatro tripletes indicados. El valor máximo de esta parábola es aceptado si se localiza dentro de la celda central de grid y si su valor es mayor que el de los dos puntos exteriores (Figura 5). En el caso de que varios tripletes alcancen un máximo válido, se utilizará la ubicación del máximo más alto.

Una vez obtenida la ubicación del valor máximo, se aplican una serie de criterios para filtrar los puntos y definir si califican. De acuerdo al número de parábolas que alcanzan el máximo dentro de la celda del grid, se define el valor del índice N (1-4). En este caso, como sugiere el método de Blakely y Simpson (1986), se determinó que los índices $N=2$ y $N=3$ son los más útiles para determinar los máximos sobre los contactos/discontinuidades; por lo tanto se definió el criterio en el cual si N es mayor que 1, el valor y ubicación del máximo más alto

es utilizado. Dicho procesamiento fue realizado por medio de la herramienta “Grid Peaks”, en la cual es posible definir el nivel de detección 1-4, indicando el nivel de N.

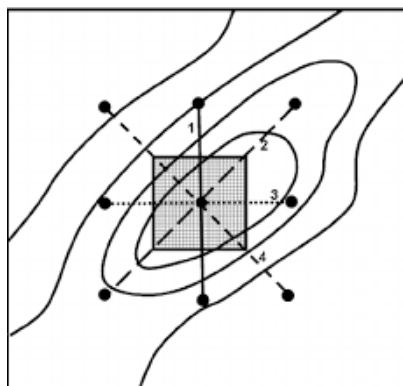


Figura 5. El método de determinación de máximos valores en el grid, en una ventana de 3 x 3. Una parábola es definida a lo largo de cada conjunto de los cuatro tripletetes indicados. El número de parábolas que alcanzan el máximo dentro de la celda del grid arroja el valor del índice N (1-4). Si N es mayor que 1, el valor y ubicación del máximo más alto es utilizado. (Tomada de Khattach et al., 2013).

Debido a que los contactos geológicos suelen asociarse a la presencia de altos gradientes en las anomalías de los campos potenciales, el utilizar un método que permita resalta las regiones de altos gradientes en las diferentes direcciones del campo es ideal. En este contexto el método del gradiente horizontal o gradiente total (*Total Horizontal Gradient o Total Horizontal Derivatives*), permite mejorar la resolución de las anomalías y delinear las discontinuidades geofísicas asociadas a las variaciones de los materiales geológicos en el subsuelo (Khattach et al., 2013). Dicho método mide la tasa espacial del cambio en las anomalías en el plano horizontal (direcciones “x”, y, “y”). Se considera uno de los métodos más simples para detectar la localización de contactos y límites de las fuentes causales (Cordell y Grauch, 1985; Cooper y Cowan, 2008). En este caso, los valores máximos se muestran sobre los bordes con comportamiento vertical o casi vertical, de las fuentes; mientras que los valores negativos se ubican sobre los centros de las fuentes, o alejados de estas. La ecuación que describe este método se presenta a continuación:

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Ec. 2}$$

donde $\partial A/\partial x$ y $\partial A/\partial y$ corresponden a las primeras derivadas horizontales de las anomalías (A), ya sea magnéticas o gravimétricas, en las direcciones “x” y “y” respectivamente.

Para identificar los máximos gradientes o “peaks” asociados a las estructuras superficiales en ambos tipos de datos (CMRP y BC), se realizó previamente la continuación ascendente de las anomalías a 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km para posteriormente obtener el gradiente horizontal. En el caso de los datos magnéticos se utilizó el gradiente horizontal de la anomalía de pseudogravedad y para los datos gravimétricos se utilizó el gradiente horizontal de la Anomalía de Bouguer Completa.

Una vez definidos los puntos asociados a los máximos gradientes, se delinearon los contactos o discontinuidades definidas. Debido a la gran cantidad de estructuras arrojadas en los contactos superficiales, se determinó que aquellos contactos menores a 15 km de longitud sólo fueran delimitados mientras formaran parte de un conjunto de lineamientos contiguos con la misma orientación. En el caso de los contactos en las anomalías gravimétricas, los contactos asociados a *peaks* de continuación ascendente de 2.5 km solo fueron identificados mientras formaran parte de una estructura asociada a *peaks* de continuaciones mayores.

Para identificar estructuras profundas utilizamos continuaciones ascendentes de 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45 y sucesivamente hasta los 80 km. Debido a que en este caso se presentaron menos cantidad de lineamientos, se trazaron todos los lineamientos mayores a los 7 km de longitud (que corresponde a 5 puntos de máximo gradiente o *peaks*).

5.2.1.2 Estimación de la profundidad a las discontinuidades mediante el método de deconvolución de Euler

La técnica de deconvolución de Euler permite una estimación automática de la ubicación y profundidad de las fuentes causales de las anomalías en los campos potenciales (magnético y gravimétrico). Por lo tanto, este método permite tanto la determinación de la localización de cuerpos y sus límites o contactos, así como de su profundidad.

El método de Euler estándar (Reid et al. 1990) se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler (Thompson, 1982), la cual relaciona las componentes de los campos,

gravimétrico o magnético, con la ubicación de la fuente. Esta relación presentará un grado de homogeneidad N o índice estructural, que caracteriza la geometría de la fuente al representar la tasa de cambio en la intensidad del campo a medida que se incrementa la distancia a la fuente causal.

La ecuación de Euler puede ser descrita de la siguiente manera:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad \text{Ec. 3}$$

Donde x_0, y_0 y z_0 representan la posición de la fuente magnética cuyo campo total T es detectado en (x, y, z) . Así mismo, el valor del campo total equivale es representado por B y el índice estructural equivale a N . El índice estructural (SI) puede ser descrito como el número entero que representa el exponencial en la ley de potencias que expresa la caída de la fuerza del campo con respecto a la distancia de la fuente (FitzGerald et al., 2004). La calidad de la interpretación de la deconvolución de Euler, depende principalmente de la selección del índice estructural (SI) adecuado. Para seleccionar el índice estructural se utilizó la tabla presentada en Reid y otros (2003) (Tabla 1). Adicionalmente, se sugiere experimentar variaciones en el índice estructural para corroborar la alineación de las estimaciones de profundidad, de acuerdo al tipo de estructura seleccionada.

Índice estructural (Gravedad)	Índice estructural (Magnético)	Fuente
2	3	Esfera
1	2	Plano Horizontal
0	1	Falla (poco desplazamiento)
-0.5	0.5	Falla (gran desplazamiento)
-1	0	Contacto

Tabla 1. Índice estructural a utilizar para la estimación de diferentes tipos de estructuras y su profundidad.

5.2.2 Determinación de profundidad a las principales superficies gravimétricas y magnéticas

5.2.2.1 Análisis espectral

El método de análisis espectral (Spector y Grant, 1970) es una técnica utilizada ampliamente para resolver problemas asociados a la estimación de profundidad a los

diferentes basamentos magnéticos y gravimétricos (Chávez et al., 1999; Dhaoui and Gabtni, 2014; Jordan et al., 2013; Maus y Dimri, 1996; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Russo y Speed, 1994), incluyendo la profundidad al Moho (Gómez-Ortiz et al., 2011; Goussi Ngalamo et al., 2018; Leseane et al., 2015; Tassis et al., 2015) . Una ventaja de éste método es que permite realizar estimaciones sobre grandes cantidades de datos gravimétricos y magnéticos; así mismo, en el caso de los análisis sobre datos magnéticos, el método tiene el potencial de detectar la profundidad hasta la base de la secuencia magnética o isoterma de Curie (Bhattacharyya and Leu, 1975; Manea y Manea, 2011; Rosales-Rodríguez et al., 2014; Shuey et al., 1977; Tanaka et al., 1999).

De acuerdo con Spector y Grant (1970), el factor de profundidad asociado a las anomalías, dominará la forma del espectro radialmente promediado o RAPS (*Radially averaged power spectrum*). El cálculo del RAPS permite promediar el valor del espectro para vectores de onda con longitudes iguales; una vez calculado éste, su logaritmo natural es graficado contra la frecuencia radial. Tomando en cuenta que un plano 2D, el RAPS del campo potencial decrece al incrementarse la profundidad de la fuente (z_f) a una razón exponencial de $(-2zK)$, donde (K) equivale a la longitud de onda. Por lo tanto, el logaritmo del espectro de poder $Ln(P)$ será proporcional a $-2zK$ y la profundidad de la fuente derivará de la pendiente del log del RAPS (Maus and Dimri, 1996).

El resultado gráfico del RAPS, es una curva que puede ser descrita por el ajuste de un conjunto de líneas que corresponden a distintos segmentos del espectro. La pendiente (m) de cada línea corresponde a un grupo de profundidades asociadas a determinada longitud de onda, que representan superficies gravimétricas o magnéticas localizadas a distinta profundidad, comúnmente asociadas a cambios litológicos contrastantes (Kivior y Boyd, 1998). Cuando se grafica el valor del logaritmo del espectro de poder $Ln(P)$ versus el número de onda, la profundidad de cada superficie (z) puede ser calculada a través de la relación:

$$z_f = \frac{m}{4\pi} \quad \text{Ec. 4}$$

En esta sección, el análisis espectral fue aplicado sobre los datos gravimétricos satelitales de anomalía de Bouguer Completa para definir las principales discontinuidades o superficies gravimétricas asociadas a cambios en el basamento geológico. Utilizando el

programa Oasis Montaj fue posible calcular el RAPS de las anomalías gravimétricas para posteriormente identificar los segmentos del espectro en el gráfico obtenido, es decir, los intervalos del espectro al que se asocia cada superficie. Estos parámetros fueron utilizados para calcular nuevamente el espectro de poder utilizando el software Spekter desarrollado por la Universidad de Moscú. En este caso, mediante la definición de “ventanas” del espectro pudimos aislar y analizar únicamente aquellas anomalías asociadas a cada superficie gravimétrica (Kelemework and Fedi, 2019); al ingresar en el programa los intervalos del espectro asociados a cada superficie obtuvimos una base de datos de aproximadamente 20 x 20 km, con los valores puntuales coordenados de la profundidad a la que se encuentra dicha discontinuidad.

El obtener respuestas de la topografía de los basamentos a diferentes profundidades nos permitió comparar su distribución respecto a la orientación, gradiente y profundidad, con las principales discontinuidades geofísico-estructurales para determinar su influencia en la estructura de la corteza (somera, intermedia y profunda) del área de estudio.

5.2.2.2 *Método de SPI*

El método de fuente de parámetros de imagen o SPI (*Source Parameter Imaging*) (Thurston y Smith, 1997), permite calcular la profundidad hasta la superficie de los cuerpos causales que componen el basamento magnético. El basamento magnético representa una superficie de rocas de magnetización superior, por lo regular compuesto de rocas ígneas o metamórficas. La profundidad es estimada a través del número de onda local de la señal analítica. Debido a que este parámetro es independiente de la inclinación y declinación magnética, no es necesaria la reducción al polo de los datos magnéticos.

Este parámetro fue utilizado para calcular la profundidad al basamento magnético, para realizar una correlación con las discontinuidades geofísicas identificadas, y así obtener una aproximación de qué tan profundas son las estructuras. A través de dicho método, se determinan los valores máximos o *peaks* (K_{\max}) de los números de onda locales (K) localizados sobre las fuentes. De esta manera Thurston y Smith (1998) establecen que la profundidad puede ser obtenida a través de la siguiente relación:

$$profundidad = \frac{1}{K^{max}} \quad \text{Ec. 5}$$

Donde los valores de la longitud de onda local (K) sobre las fuentes se obtienen:

$$K = \sqrt{\left(\left(\frac{d^2A}{dx^2}\right) + \left(\frac{d^2A}{dy}\right)\right)} \quad \text{Ec. 6}$$

y el promedio del ángulo tilt de la señal analítica (A) equivale a:

$$tilt\ derivative\ A = a\ tan\ \left\{ \frac{\left(\frac{dM}{dz}\right)}{\sqrt{\left(\frac{dA^2}{dx} + \frac{dA^2}{dy}\right)}} \right\} \quad \text{Ec. 7}$$

Donde M representa el valor del campo magnético total (CMT) o F si se trata de la anomalía residual (CMR).

5.3 Resultados

5.3.1 Características superficiales del relieve y sus rasgos estructurales

Uno de los rasgos regionales más característicos con respecto al análisis hipsométrico es la diferencia de elevaciones topográficas entre la Provincia de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. Como se observa tanto en el mapa de contornos como en los perfiles topográficos (Figura 3), en toda la región predominan mayores valores de elevación dentro de la Mesa Central, localizándose valores promedio de 2100 msnm con máximos de hasta 2500 y los 3000 msnm en las Sierras de Charcas y de Catorce respectivamente.

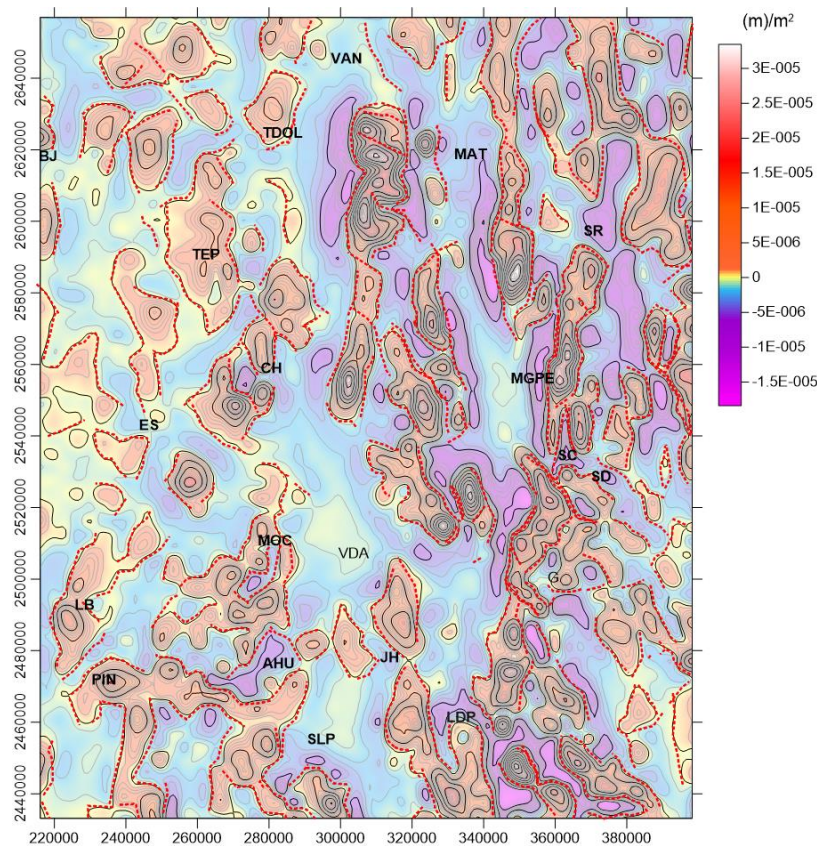


Figura 6. Lineamientos topográficos (líneas rojas punteadas) identificados a través del mapa de 2ª derivada aplicada al modelo digital de elevación. Los máximos gradientes se localizan en los contornos de valor 0. Localidades: BJ: Benito Juárez, TDOL: Tanque de Dolores, MAT: Matehuala, SR: Sierra de San Rafael, MGPE: Milagro de Guadalupe, SC: San Carlos, SD: Santo Domingo, TEP: El Tepetate, Santo Domingo, CH: Charcas, ES: Estribo, MOC: Moctezuma, VDA: Villa de Arista, LDP: Laguna de los Palau, SLP: San Lui Potosí, AHU: Ahualulco, PIN: Pinos, LB: La Ballena, JH: Joya Honda.

El análisis del gradiente por medio de la aplicación de la 2ª derivada en z (altura sobre el nivel del mar) al modelo digital de elevación muestra la presencia de mayores gradientes en la región oriental del área de estudio, asociados al frente de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, respecto a los gradientes muchos más suaves observados en la región representada por la Mesa Central (Figura 6). En la SMO se presentan estructuras alargadas y estrechas con orientación principal N-S a NNE-SSW delimitadas por zonas de alto gradiente. La distribución de estas estructuras concuerda con la distribución de los pliegues Laramídicos que conforman las serranías de la región. Por otro lado en el caso de los elementos topográficos que componen la Mesa Central presentan una distribución de bloques conformados por sierras dispersas que se extienden en dirección N-S a NE. En algunas de las sierras de la zona norte se localizan pequeños afloramientos de rocas marinas con basamento del Triásico; tal es el caso de la Sierra de Zacatecas, la Ballena, Peñón Blanco y Charcas. Como se observa en la figura 6 algunos de estos bloques levantados se encuentran delimitados por fallas normales a manera de *horst*; así mismo las fallas delimitan estructuras de graben con la misma orientación como el caso del graben de Villa de Reyes y Villa de Arista. Dichas estructuras se concentran en la región meridional del área de estudio o la zona de contacto entre las provincias geológicas mencionadas.

Otro punto importante dentro de los rasgos topográficos identificados es la presencia de zonas de muy alto gradiente entre las mismas que pudieran representar la traza de fallas que bordean o cortan las serranías. En algunos casos las fallas ya cartografiadas son correlacionables con lineamientos en sitios de alto gradiente como es el caso de las fallas con orientación N a NNE que delimitan estructuras como el graben de Villa de Arista (GVA) y el de Villa de Reyes (GVR); la Sierra de Catorce; la zona de falla de Matehuala-San Luis Potosí y Milagro de Guadalupe– San Rafael; entre otras; todas consistentes con la traza del sistema de deformación Taxco-San Miguel de Allende. No obstante, el análisis muestra que no en todos los casos la presencia de altos gradientes es consistente con fallas ya cartografiadas sugiriendo que podrían existir otras estructuras dentro del sistema o que la traza de las fallas conocidas tiene mayor extensión.

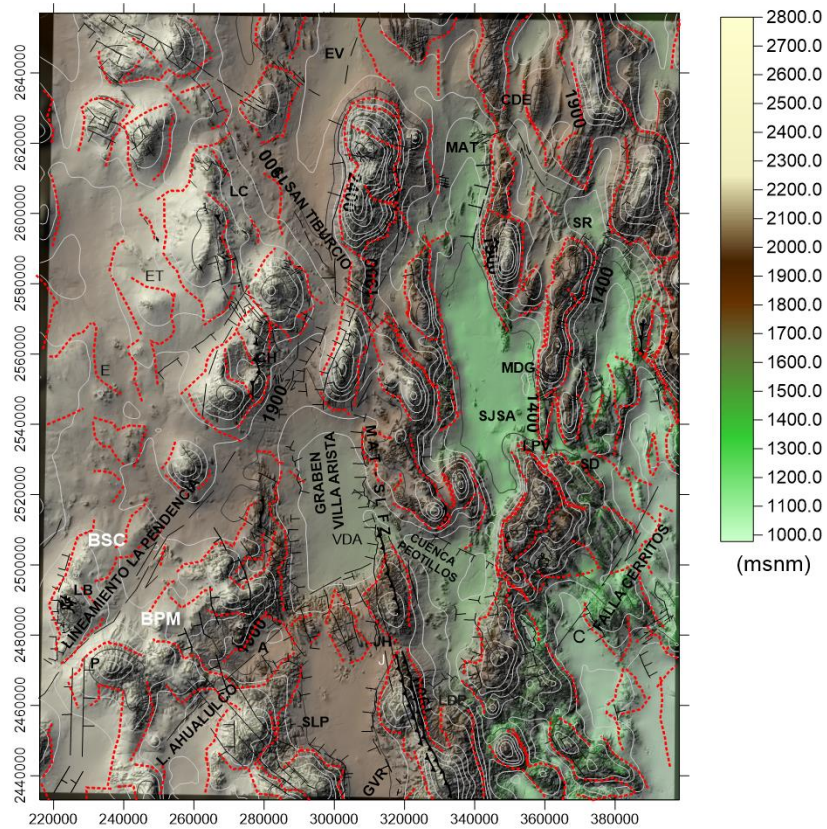


Figura 7. Modelo digital de elevación con lineamientos topográficos. En el mapa se muestran también las estructuras geológicas conocidas.

Otro grupo de lineamientos se encuentra representado por aquellas estructuras que “cortan” o presentan una orientación distinta a las sierras Laramídicas o de los bloques en la Mesa Central. Este es el caso de los Lineamientos con orientación NE como los Lineamientos La Pendencia, Ahualulco y estructuras paralelas como aquellas que delimitan el área de Guadalcázar. Así mismo, una serie de lineamientos NW-SE atraviesan ambos tipos de estructuras, los cuales se localizan en los siguientes conjuntos: 1. Se extienden desde la región de Vanegas (norte), pasando por Matehuala y San Rafael donde los lineamientos son consistentes con una falla lateral derecha inferida; 2. un segundo conjunto de lineamientos, configurado por gran cantidad de estructuras, se extiende desde la región de Benito Juárez, al noroeste del área de estudio, en dirección a la región de Santo Domingo, la traza de estos lineamientos es consistente con un cambio de orientación en las estructuras laramídicas de N-NNE a NW; 3. el tercer grupo de estructuras se extiende desde la región de Estribo hacia Laguna de los Palau, presentándose variaciones al WNW en los alrededores de Pinos y Ahualulco. La pérdida de continuidad tanto de fallas NW ya cartografiadas como de

lineamientos identificados con dicha distribución es notoria en las zonas donde se ubican depresiones con distribución N-S a NNW como es el caso de la región del graben de Villa de Arista y el que se encuentra cercano a la zona de Milagro de Guadalupe.

Es importante mencionar que esta distribución entrecruzada de fallas normales NW y NE ha sido ampliamente reconocida la Mesa Central como patrones de deformación asociados a los eventos de extensión ocurridos en la región a partir del Eoceno Medio (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; Aranda-Gómez et al., 2007). Nótese que las sierras que configuran los bloques levantados en la Mesa central se encuentran disectados por fallas normales NW, algunas con componente lateral derecha e izquierda (Figura 7).

5.3.2 Estructura de los campos potenciales

5.3.2.1 *Campo gravimétrico*

Anomalía de Bouguer Completa

La anomalía de Bouguer Completa (Figura 8) muestra la presencia de dos dominios principales, los cuales concuerdan aproximadamente con la distribución de las provincias fisiográficas presentes en el área de estudio. En la región occidental, dentro de la Mesa Central, los valores son fuertemente negativos con variaciones entre -180 a -250 mGal; por otro lado al oriente, dentro del frente de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, los valores tienden a aumentar presentándose variaciones de entre los -100 mGal hasta los -32 mGal. Así mismo, en la región más occidental de la Sierra Madre Oriental, adyacente al límite con la Mesa Central existe una zona de transición de ~60 km de ancho, donde se localizan valores intermedios.

Dentro de las particularidades presentes en las anomalías, resalta la presencia de valores mínimos en la región suroeste de la Mesa Central, en los alrededores de la región de La Ballena, Pinos y Pino Suárez; así como al norte de dicha provincia, cerca de su frontera con la Sierra Madre Oriental, en las inmediaciones de Vanegas. Por otro lado, en el caso de los valores máximos éstos se localizan cerca del cinturón de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, en las inmediaciones de Miquihuana, General Zaragoza, Palmillas y en los alrededores de Ciudad del Maíz.

Analizando el comportamiento de las anomalías con respecto a la distribución de los sistemas estructurales reconocidos en la región (Figura 9) se observa que existe una correlación aproximada entre el contacto entre ambos dominios y la presencia del sistema de fallas Taxco San Miguel Allende, caracterizado por la presencia de fallas normales con orientación norte a nor-noreste y nor-noroeste. Así mismo, en la región de la Mesa Central se observa que algunas estructuras de tipo graben se caracterizan por la presencia de valores bajos en la anomalía de Bouguer como ocurre al suroeste de Pinos y en las inmediaciones del graben de Villa de Reyes, el graben de Villa de Arriaga y en los alrededores de Matehuala donde las fallas normales configuran una cuenca de dimensiones importantes. Por otro lado, dentro de la Sierra Madre Oriental, los valores máximos en la anomalía de Bouguer concuerdan con la presencia de cabalgaduras de dimensiones importantes, cabe mencionar que en los alrededores de éstas regiones aflora basamento Paleozoico, lo que podría tener implicaciones en los contrastes positivos de densidad.

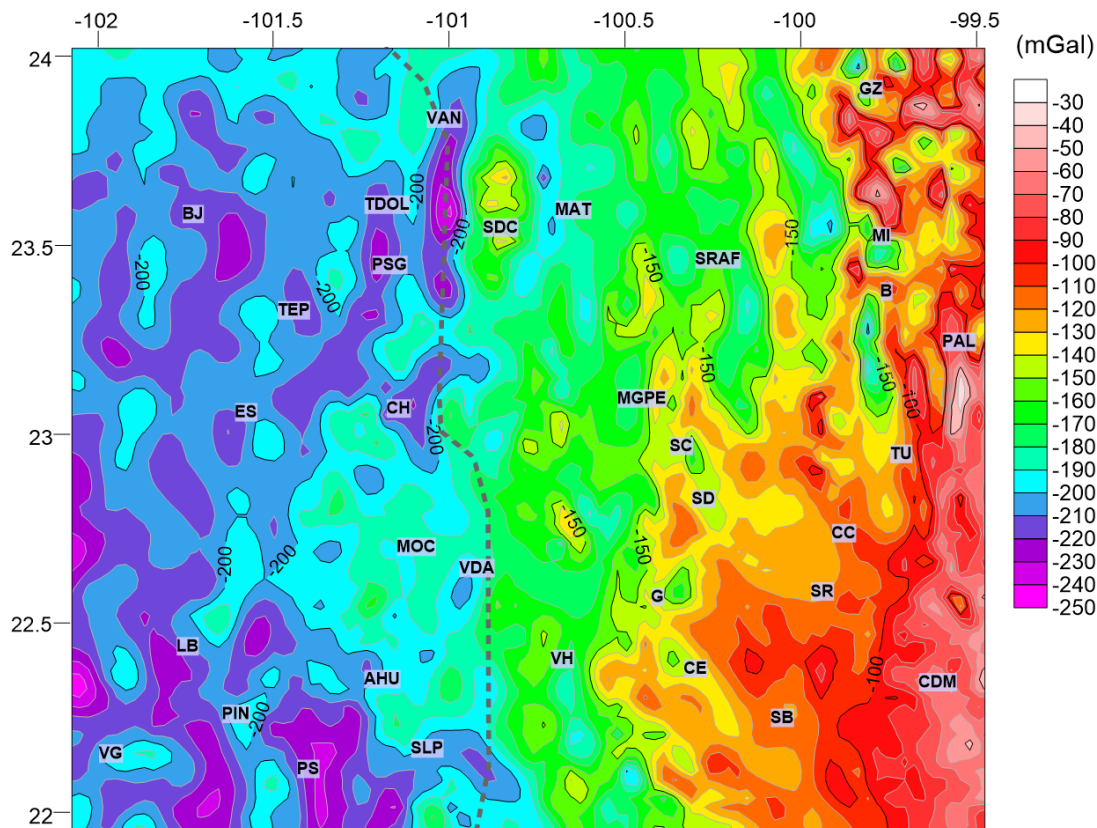


Figura 8. Anomalía de Bouguer Completa; la línea punteada representa el límite oriental de la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Respecto a la orientación de las anomalías, se observa que dentro de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, éstas tienen una configuración principal norte con variaciones NNE y NNW, las cuales concuerdan tanto con el fallamiento extensional de la región (Mesa Central) como la orientación de los pliegues y cabalgaduras (SMO). No obstante, se reconoce también la presencia de patrones con orientación noroeste, predominando en la parte sur de la Sierra Madre Oriental afectando latitudes al sur de Tula y Milagro de Guadalupe. Esta región con orientación noroeste en las anomalías, se extiende dentro de la Mesa Central como discontinuidades en la extensión de las anomalías con orientación norte; dichas discontinuidades configuran anomalías valores más bajos que concuerdan con la presencia del sistema de fallas San Luis Tepehuanes pero también parecen afectar regiones más al norte como se presenta en la región entre Moctezuma y Villa de Arriaga, o en los alrededores de Vanegas y Tanque de Dolores.

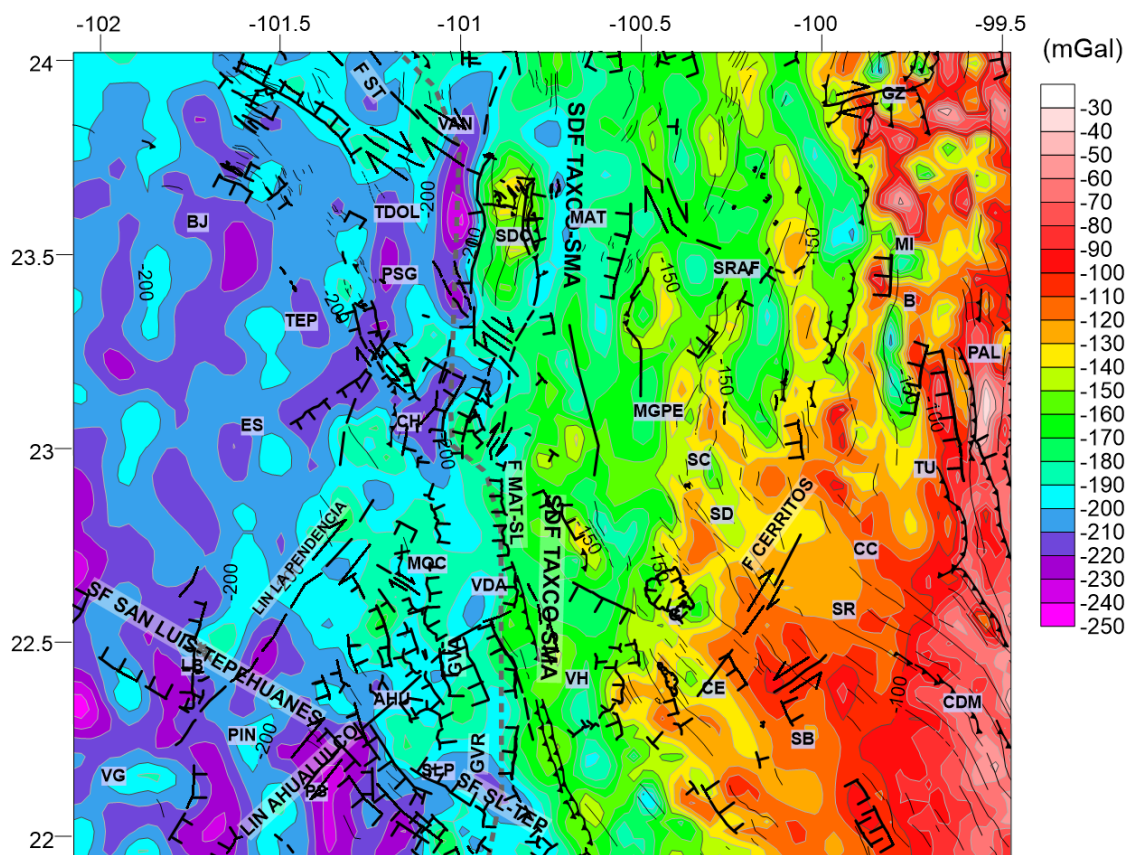


Figura 9. Anomalía de Bouguer Completa y principales elementos estructurales reconocidos en la región. (Datos estructurales modificados del SGM 1996, 1998, 1999, 2004; Nieto-Samaniego et al., 2005; Tristán-González et al., 2009).

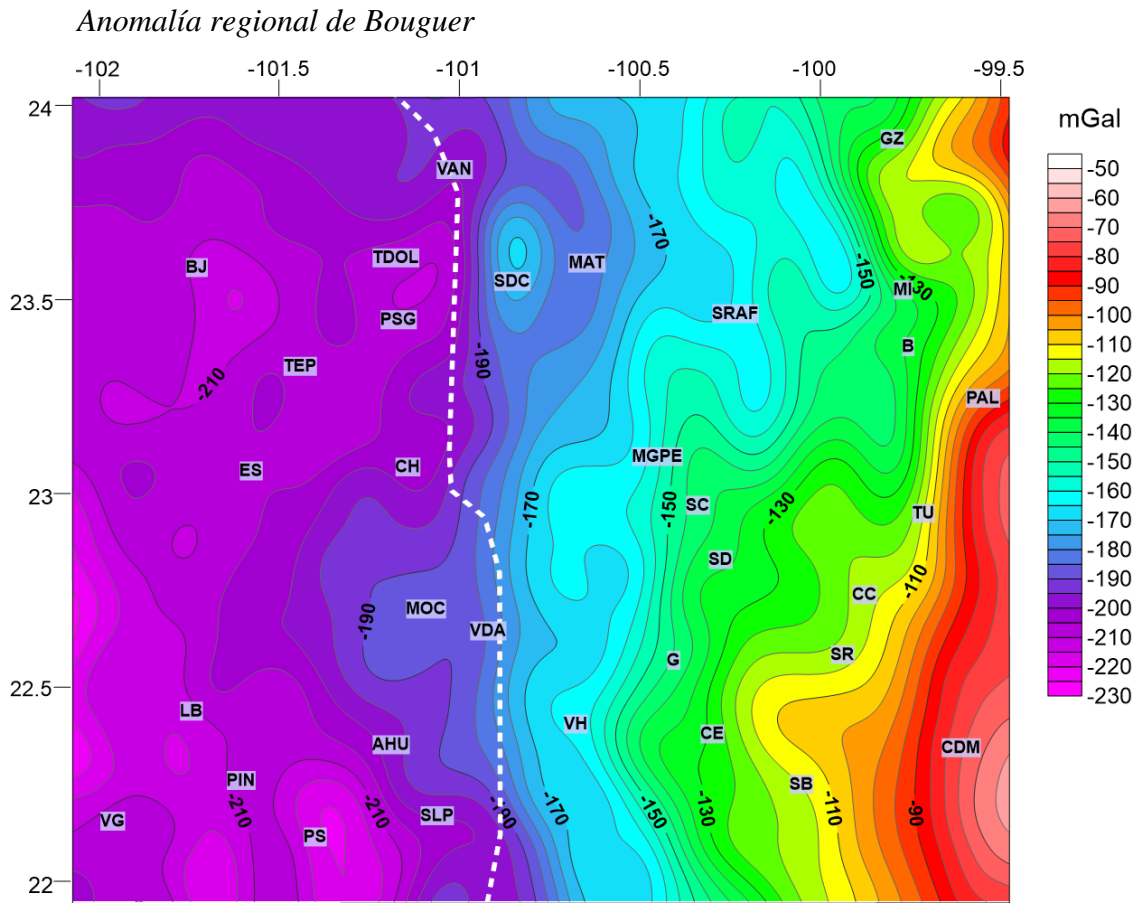


Figura 10. Anomalía Regional de Bouguer; la línea punteada representa el límite oriental de la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Al igual que en la anomalía de Bouguer Completa, uno de los rasgos regionales más característicos es la presencia de dos dominios gravimétricos principales; el del este representado por máximos gravimétricos de hasta -58 mGal y el del oeste con valores mínimos cercanos a los -230 mGal (Figura 10). El contacto entre dichos dominios tiene una distribución burdamente norte-sur con variaciones noreste, en la zona norte, a noroeste, en la zona sur. Dicho contacto es consistente con el límite entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, representado por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, mismo que en el área de estudio corresponde al sistema conocido como Matchuala-San Luis Potosí, compuesto por un conjunto de fallas normales que se extiende de norte a sur desde el borde occidental de la Sierra de Catorce hasta la región del graben de Villa de Reyes (Figura 11). Cabe mencionar que el límite propuesto para la provincia de la Mesa Central (línea punteada) no es del todo concordante con la distribución

estructuras toman una orientación noreste, el cual concuerda con la distribución de las anomalías.

Otro rasgo que resalta en la configuración de las anomalías regionales es la presencia de estructuras asociadas a mínimos gravimétricos en la zona sur de la Mesa Central, las cuales presentan orientación norte y concuerdan con la presencia de algunas fallas normales, cuyos buzamientos se orientan en dirección de los valores mínimos (<210 mGal). Dichas estructuras configuran dos bloques alargados que se distribuyen en Pino Suárez y Pinos-La Ballena. Cabe mencionar que al norte de la meseta las anomalías presentan un menor gradiente y presentan una distribución contrastante con orientación, siendo predominantemente noreste en la región central, y oeste-noroeste en su borde más septentrional. En ambos casos ésta orientación concuerda con la orientación de elementos estructurales de la zona.

Dentro de la Sierra Madre Oriental destaca la presencia de valores máximos en la región sur, en los alrededores de Ciudad Del Maíz (alrededor de 60 mGal); además en esta zona los valores máximos se extienden más al oeste, que en la zona centro y norte. Adicionalmente, resalta la presencia de anomalías de alto gradiente en la zona de transición a la región de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, la cual presenta una configuración noreste en la zona sur (más allá de Cerritos); nor-noreste en la parte central (alrededores de Milagro de Guadalupe y Santo Domingo) y contrastantemente noroeste en la región entre Miquihuana y Zaragoza.

Anomalía al Aire Libre

La anomalía al aire libre muestra la presencia de valores positivos de entre los 0 y 80 mGal en la Mesa Central, con la presencia de algunos valores negativos cerca de su límite con la Sierra Madre Oriental. Por otro lado, dentro de la Sierra Madre Oriental existen algunas variaciones en la configuración de las anomalías, dentro de las cuales destaca la presencia de valores significativamente más altos en la región del frente de cabalgaduras; localizándose los valores más elevados (~ 240 mGal) al norte de dicho sistema, en las inmediaciones de General Zaragoza (Figura 12).

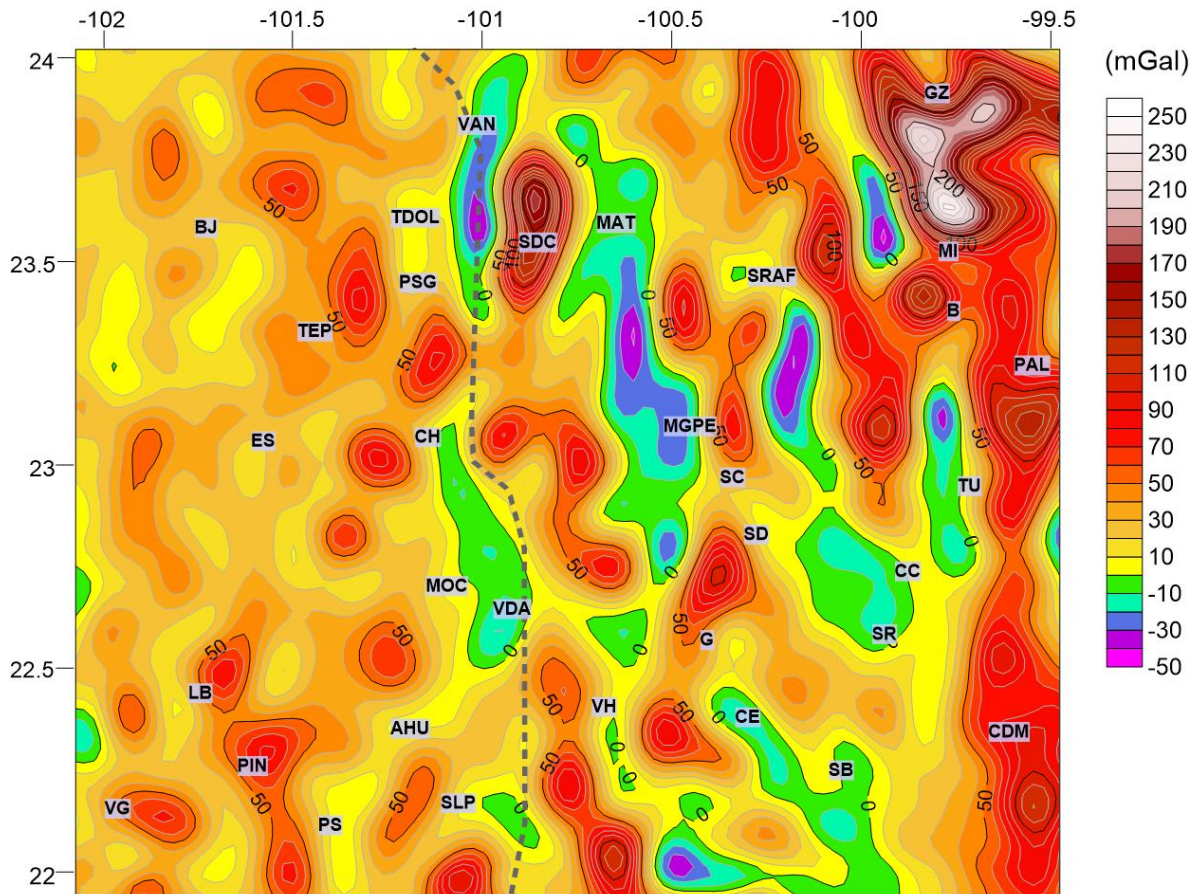


Figura 12. Anomalía al aire libre; la línea punteada representa el límite oriental de la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 2005).

5.3.2.2 *Campo magnético*

Campo magnético reducido al polo

La configuración del campo magnético reducido al polo (CMRP) muestra la presencia de anomalías con valores entre los -420 y 192 nT. Es importante resaltar que estos valores representan los extremos y solamente se localizan puntualmente en algunas regiones; no obstante como muestra la figura 13, la mayoría de los valores varían entre los -70 a -10 mGal. En el caso de los valores anómalos más contrastantes, los valores más bajos se distribuyen en dos dominios principales, uno al suroeste del área de estudio dentro de la Mesa Central, en los alrededores de Villa García, donde se localizan los valores mínimos; y el otro al noreste, dentro de la Sierra Madre Oriental en las inmediaciones entre General Zaragoza y Palmillas con valores mínimos de alrededor de -100 nT. Por otro lado, los valores máximos

punto importante a mencionar es el hecho de que este comportamiento no es exclusivo para la región donde afloran mayormente las rocas félsicas, es decir la zona sur de la Mesa Central, sino que existe un comportamiento similar al norte de la provincia, en los alrededores de Tepetate y Presa de Santa Gertrudis. Aunque en la región norte el gradiente es visiblemente más suave, igualmente se presentan variaciones en las anomalías en distancias cortas, mismo que difiere de la distribución de las anomalías en otras zonas como ocurre dentro de la Sierra Madre Oriental. Debido a que la zona norte de la Mesa Central se encuentra mayormente cubierta por sedimentos (Figura 4), es posible que secuencias volcánicas asociadas a este comportamiento se encuentren ocultas, lo que explicaría también los gradientes más suaves en las anomalías; en este contexto, no hay que descartar la presencia de rocas volcánicas máficas asociadas al magmatismo intraplaca que afectó esta zona durante el Terciario.

Si analizamos también la correlación con los rasgos estructurales como se muestra en la figura 14 podemos observar que existen algunas coincidencias entre la distribución de dominios y algunas de las estructuras cartografiadas. Dentro de las más evidentes destaca la presencia de fallas normales con orientación norte que delimitan el bajo magnético localizado en las inmediaciones de Villa García. Adicionalmente, fallas normales con orientación noroeste, localizadas en los alrededores de San Bartolo, al suroeste del área de estudio, delimitan una estructura de graben que separa altos magnéticos en los pilares estructurales, respecto a valores intermedios dentro del graben. Por otro lado, la presencia del SF Taxco-San Miguel de Allende, concuerda con la distribución de comportamientos distintos al oeste, dentro de la Mesa Central, y al este hacia la Sierra Madre Oriental, presentándose en esta última menos variaciones en las anomalías y valores ligeramente bajos de alrededor de -50nT . También se identifican alineaciones regionales con orientación noroeste que se asocian a la presencia de máximos magnéticos posiblemente asociados a cuerpos intrusivos como se sugiere en la región de Guadalcázar donde afloran rocas graníticas del Terciario (Figura 14, perfil C-C'). Adicionalmente se identifican lineamientos regionales asociados a los máximos magnéticos con orientación noreste (Figura 14, perfil A-A'), que en muchos de los casos afectan los cuerpos definidos por los sistemas noroeste, por lo cual se considera que el cruce de ambas estructuras facilitó la formación de las intrusiones.

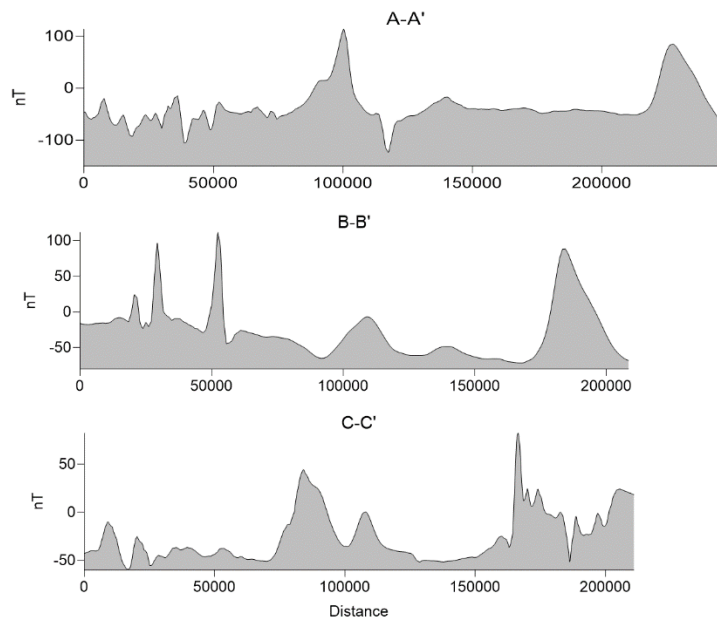
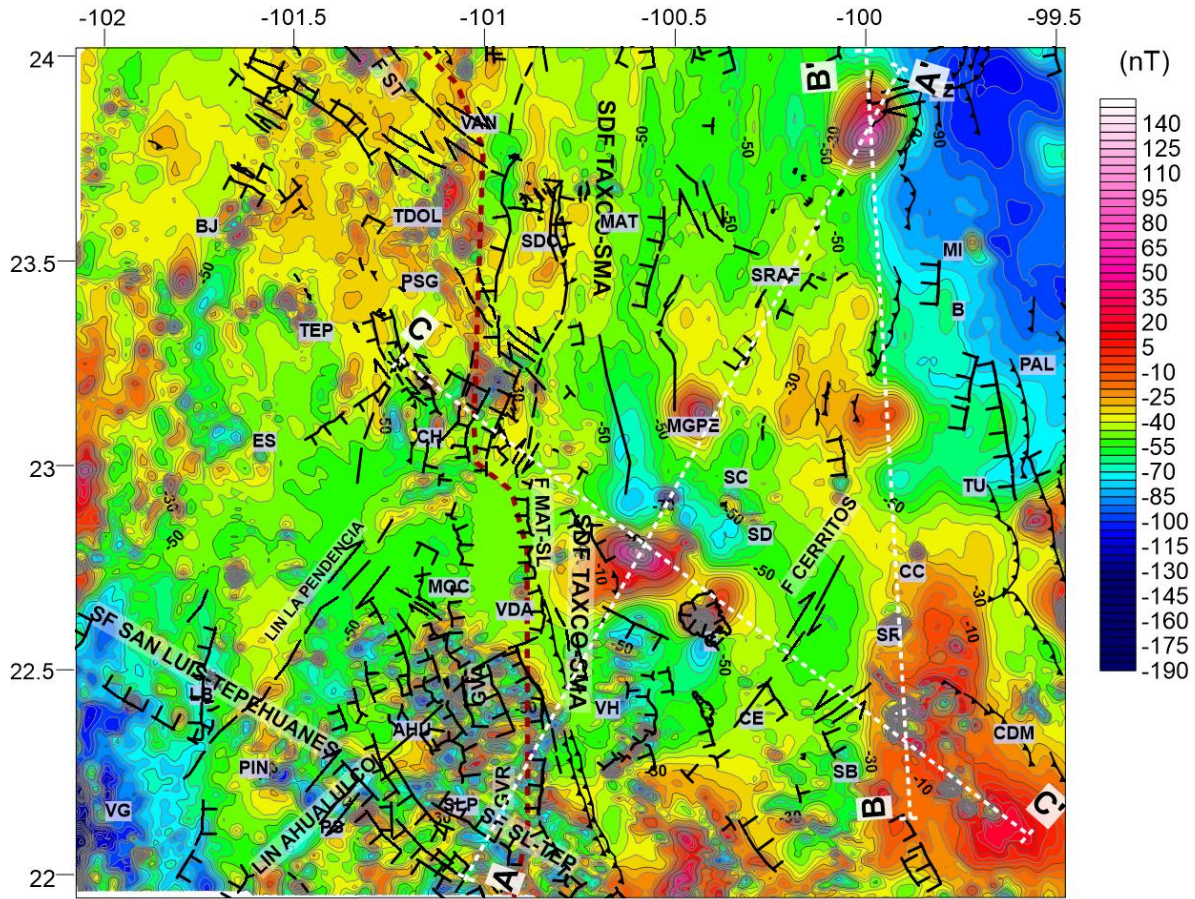


Figura 14. Campo magnético reducido al polo y principales elementos estructurales cartografiados en la superficie. Adicionalmente se muestran algunos perfiles para observar el comportamiento de las anomalías magnéticas.

Otro rasgo estructural mayor que se observa en el comportamiento de las anomalías es la presencia de un contacto/discontinuidad con orientación cercana al norte que se distribuye a lo largo del borde oriental del área de estudio, cerca de los -100° de longitud. Esta discontinuidad configura el límite occidental del bajo magnético localizado al noreste del área de estudio y del alto magnético localizado al sur. Así mismo, altos magnéticos importantes se alinean a lo largo de éste posible contacto, además de presentarse fallas normales y cabalgaduras con orientaciones paralelas en dicha zona (Figura 14, perfil B-B').

Señal Analítica

Para el análisis de los comportamientos magnéticos y la definición de dominios se utilizó la señal analítica del campo magnético residual con continuaciones ascendente a 5 y 12.5 km, contrastando las respuestas con el campo magnético residual con continuación ascendente a 5 km (Figura 15). Los contrastes en la distribución de respuestas entre las anomalías magnéticas definen la presencia de al menos 5 dominios principales los cuales se describen a continuación.

I. Localizado en límite oriental del frente de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, está configurada por la presencia de cuerpos anómalos que presentan una alineación norte a noreste. En la señal analítica con C.A a 12.5 km se observa que todas estas estructuras aparentan configurar un mismo dominio distribuido dentro de la zona de cabalgaduras; no obstante, si se observan respuestas las respuestas más someras de la señal analítica y el comportamiento del CMR con C.A a 5 km, se puede definir la presencia de 4 cuerpos principales. Estos cuerpos anómalos con magnetización positiva rodean un bajo magnético importante localizado en los alrededores entre Miquihuana y Tula (Figura 15-c). Dentro de este dominio se distribuyen algunas fallas normales y cabalgaduras con orientación norte a noreste; cabe mencionar que al centro-sur de la región de altos magnéticos se distribuyen varios afloramientos de rocas basálticas del Cuaternario y localmente algunos intrusivos graníticos del Terciario limitados al sureste de San Bartolo, que pudieran estar asociados a las respuestas magnéticas.

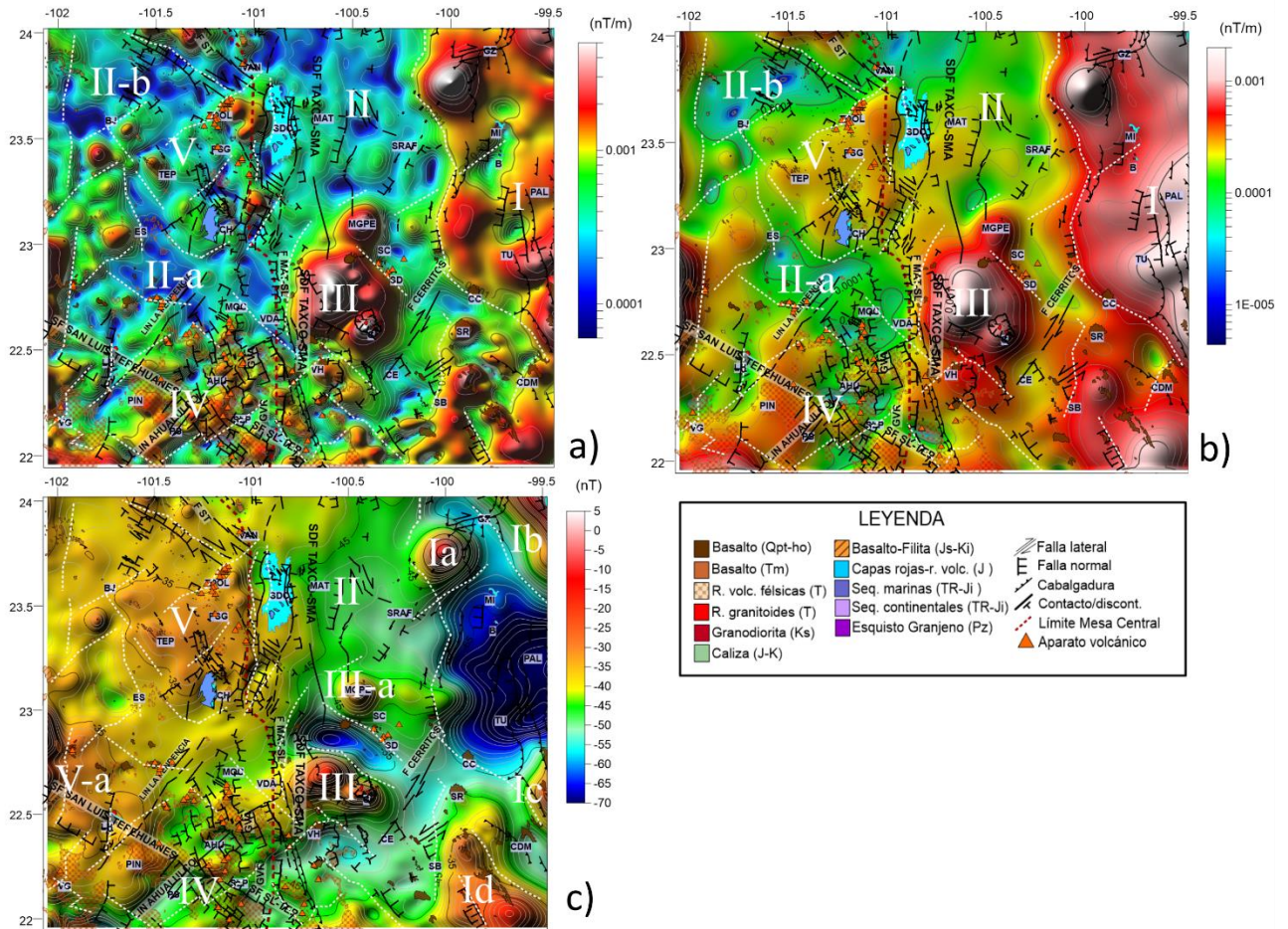


Figura 15. Delimitación de dominios magnéticos, elementos estructurales y geología de la región. a) Señal analítica con C. A. a 5 km aplicada al CMR; b) Señal analítica con C. A. a 12.5 km aplicada al CMR; c) CMR con C. A. a 5 km.

II. Región de valores de magnetización baja y respuestas bajas en la señal analítica, localizada en el centro-norte del área de estudio abarcando parte de la Mesa Central (II-b) y de la zona de transición adyacente al frente de cabalgaduras (II). Dentro del CMR se observa que dicho dominio se limita a la provincia de la Sierra Madre Oriental, ya que dentro de la Mesa Central los valores de magnetización son intermedios, por lo tanto se definió el dominio V en dicha región. En la Sierra Madre Oriental, el dominio II corresponde con la presencia de rocas calizas del Jurásico-Cretácico, haciendo evidente su respuesta baja en el CMR.

III. Corresponde a la presencia de un complejo de cuerpos anómalos con valores de magnetización elevada localizados al centro del área de estudio dentro de la Sierra

Madre Oriental. La señal analítica define que este dominio se configura por tres cuerpos, uno en las inmediaciones de Milagro de Guadalupe; uno en Guadalcázar y un tercero de dimensiones más importantes, localizado entre los dos anteriores. La presencia de este dominio concuerda con la distribución de rocas graníticas del Terciario en Guadalcázar y Milagro de Guadalupe; adicionalmente se observa que hacia los límites de éste dominio, las anomalías presentan una distribución noroeste, además de localizarse alineaciones de productos y estructuras volcánicas cuaternarias correspondientes al campo volcánico Santo Domingo (CVSD) con la misma orientación. Cabe mencionar que esta zona es consistente con la orientación de las estructuras Laramídicas con ejes predominantemente hacia el NW, orientación que difiere del resto de las estructuras que cuyos ejes se distribuyen hacia el norte a nor-noreste. Por otro lado, resalta también la presencia de orientaciones norte asociadas a este dominio, localizándose estas estructuras justo en el límite entre provincias, región que es afectada por el SF Taxco-San Miguel Allende.

IV. Localizado al sur de la Mesa Central, representado por respuestas de intermedios y bajos magnéticos con alineaciones noreste a noroeste. Como se mencionó anteriormente, esta zona es consistente con la presencia de rocas volcánicas félsicas correspondientes a vulcanismo del Terciario de la Sierra Madre Occidental dentro de la Mesa Central. Se asume que las respuestas más altas en la señal analítica corresponden a los afloramientos de las secuencias volcánicas que en muchos casos constituyen pilares estructurales que delimitan cuencas asociadas a fallamiento extensional; los centros de depósito configurarían bajos magnéticos ya que al depositarse secuencias sedimentarias recientes éstas recubren las rocas volcánicas que presentan magnetizaciones más elevadas.

V. Configura una región de magnetizaciones intermedias dentro de la Mesa Central, la cual se distribuye en la región norte y borde occidental de la misma. Aunque en el CMR con CA a 5km (Figura 15-c), su distribución es más extensa, observando las respuestas regionales en la señal analítica (Figura 15-b) se puede apreciar la delimitación de dos regiones anómalas, la primera distribuida en los alrededores de Tanque de Dolores, Presa de Santa Gertrudis, Charcas y Tepetate, misma que es consistente con la presencia de productos basálticos y estructuras volcánicas del Terciario, correspondientes al campo volcánico Los Encinos (CVLE). La segunda región se ubica al suroeste de Estribo, siendo

también consistente con la presencia de rocas basálticas cuaternarias; cabe mencionar que en esta zona afloran también secuencias volcánicas máficas metamorfizadas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

5.3.3 Delimitación de contactos/discontinuidades someras y profundas a través del método de máximos gradientes (peaks)

5.3.3.1 Estructuras superficiales

A. Cálculo de “peaks” o máximos gradientes mediante el método de Blakely Simpson

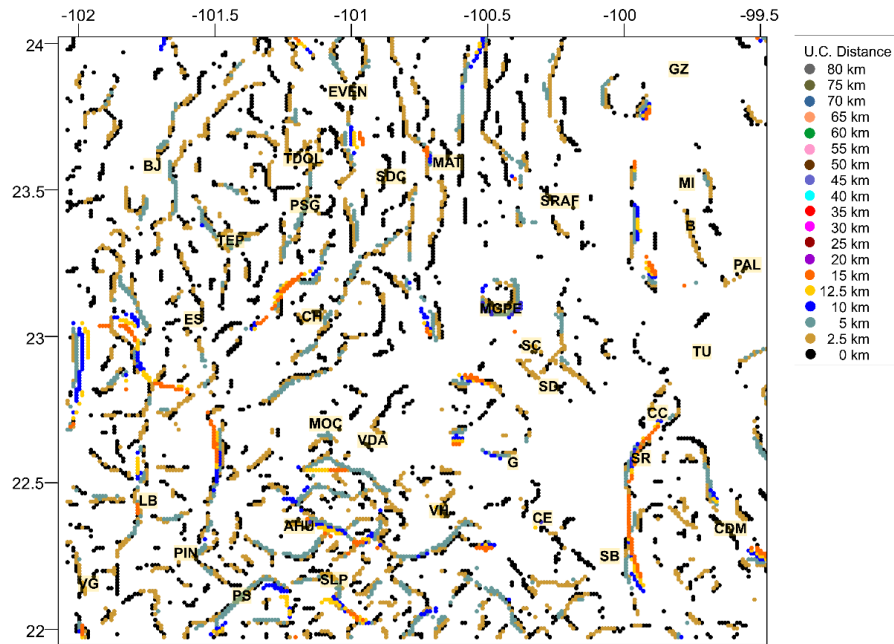


Figura 16. Peaks calculados en gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR continuado ascendente a 0, 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.

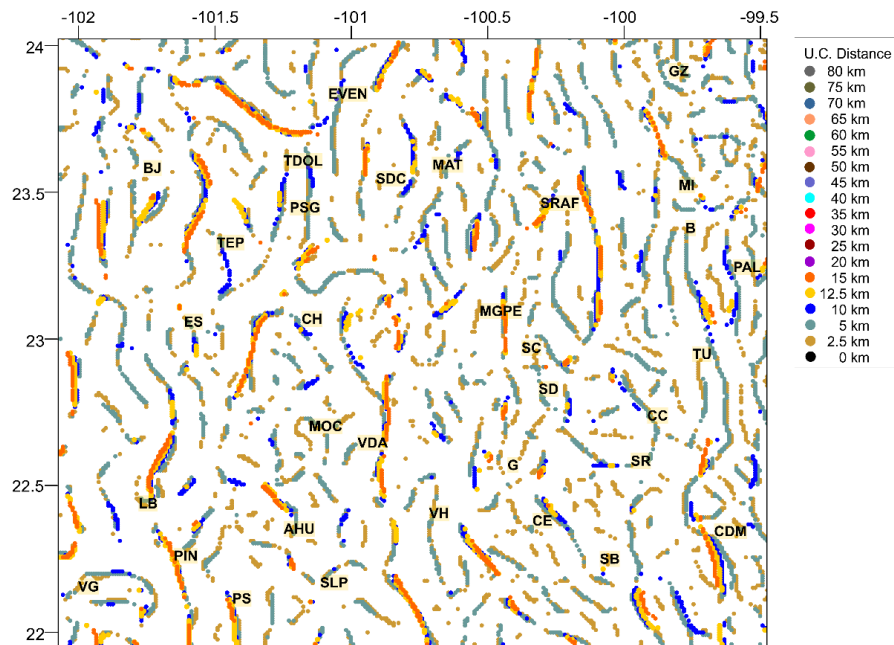


Figura 17. Peaks calculados en gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer completa continuado ascendente a 0, 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.

B. Identificación de contactos superficiales y su dirección de inclinación

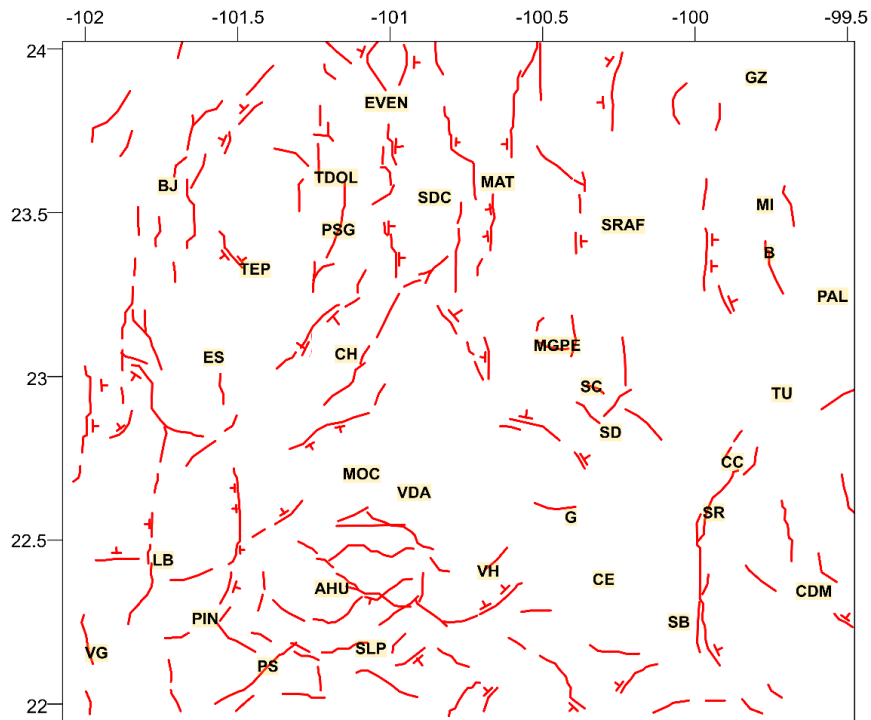


Figura 18. Contactos identificados sobre "peaks" del gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR con continuaciones de 0, 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.

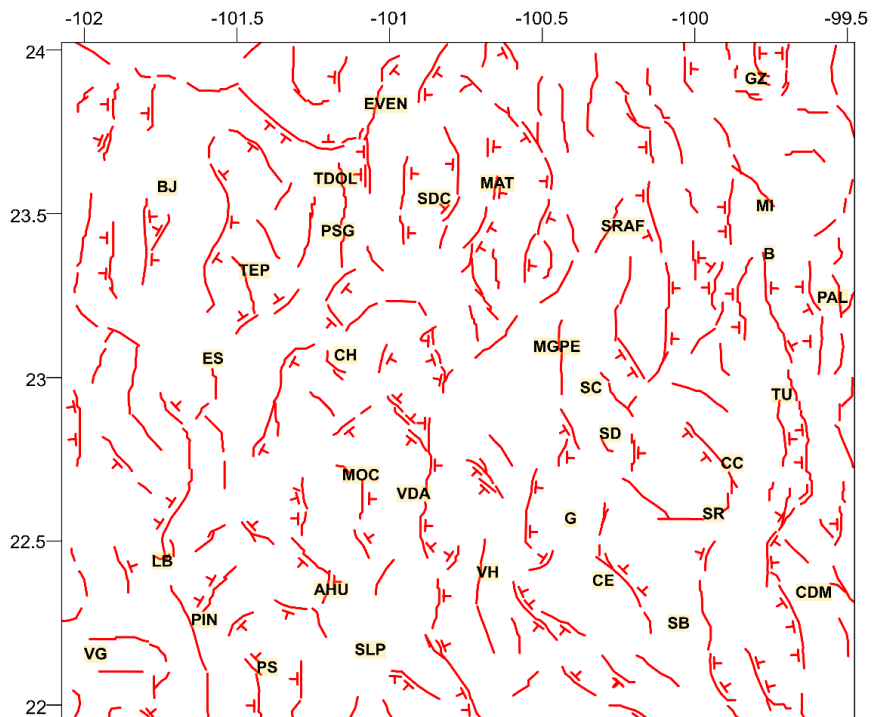


Figura 19. Contactos identificados sobre “peaks” de gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer completa con continuaciones de 2.5, 5, 10, 12.5 y 15 km.

5.3.3.2 Estructuras profundas

A. Cálculo de “peaks” o máximos gradientes mediante el método de Blakely Simpson

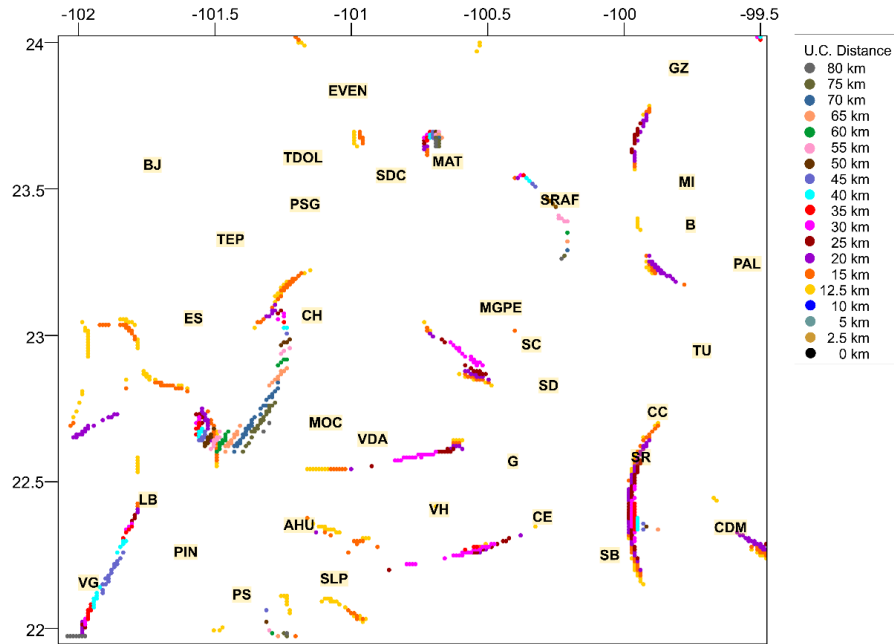


Figura. 20 Peaks calculados en gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR continuado ascendientemente a 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.

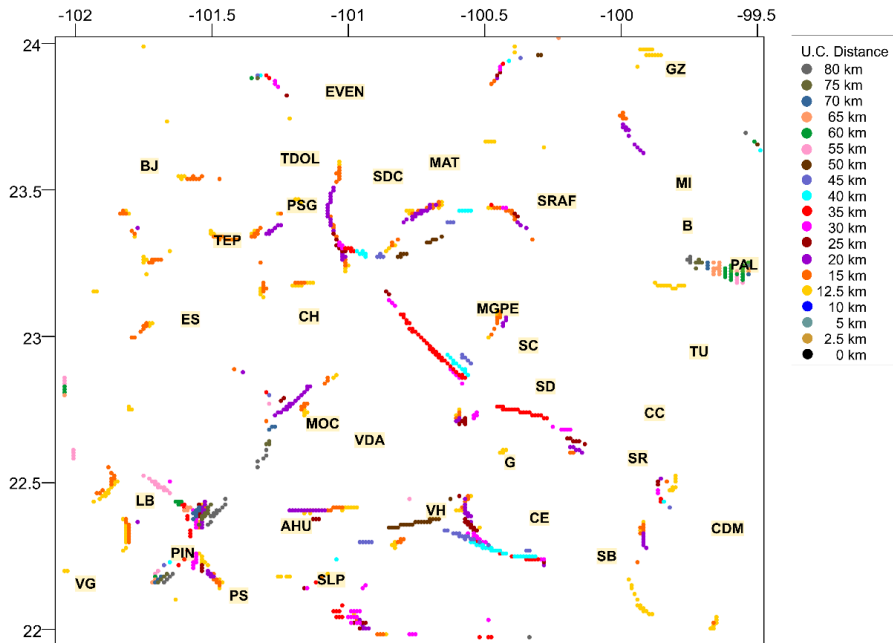


Figura 21. Peaks calculados en la señal analítica del CMR continuado ascendente a 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.

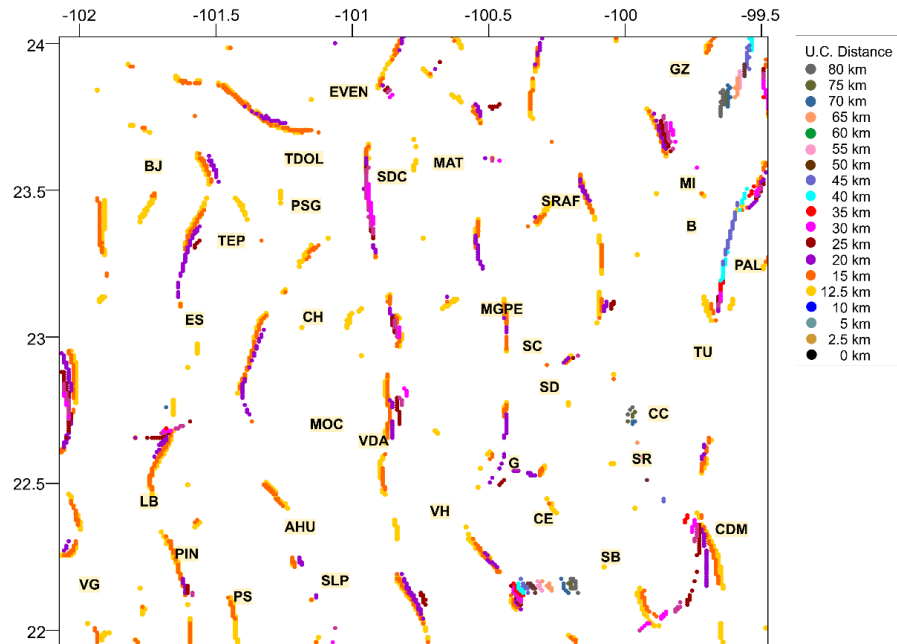


Figura 22. Peaks calculados en gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer Completa continuado ascendente a 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.

B. Identificación de contactos profundos y su dirección de inclinación.

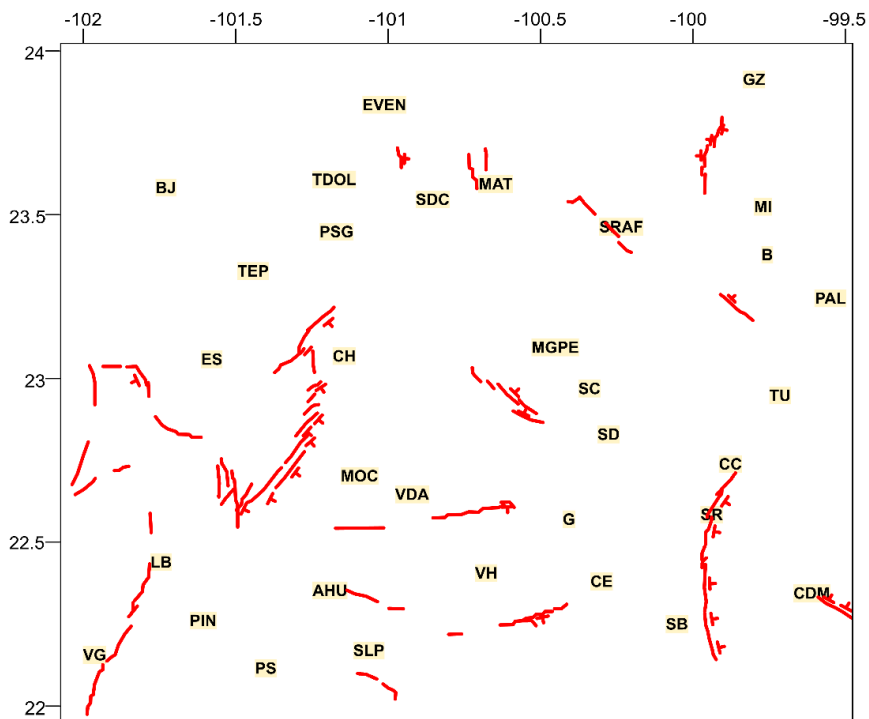


Figura 23. Contactos identificados sobre “peaks” de gradiente horizontal de la pseudogravedad del CMR con continuaciones de 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.

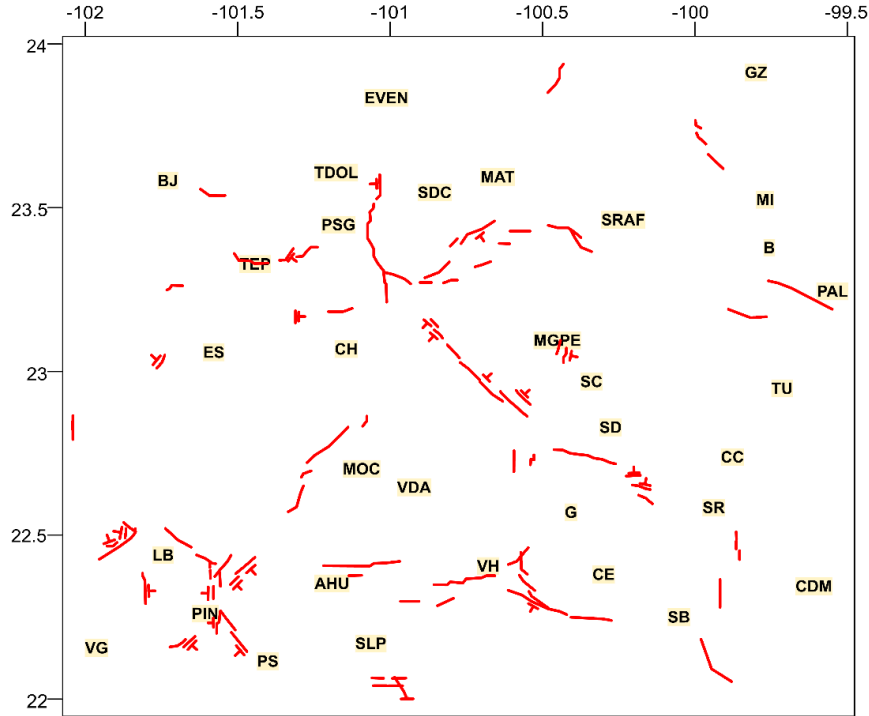


Figura 24. Contactos identificados sobre “peaks” de la señal analítica del CMR con continuaciones de 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.

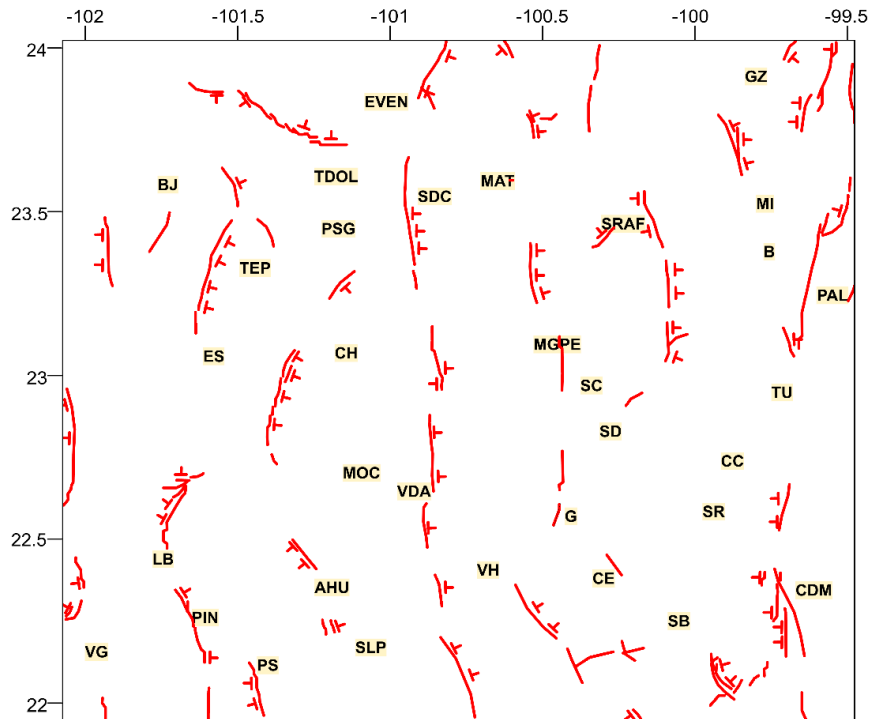


Figura 25. Contactos identificados sobre “peaks” de gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer completa con continuaciones de 12.5, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 y 80 km.

5.3.4 Delimitación de contactos/discontinuidades y su profundidad a través del método de deconvolución de Euler

Para determinar la profundidad a las estructuras o contactos se utilizó el método de deconvolución estándar de Euler, aplicado tanto en datos magnéticos como gravimétricos. Como se menciona en la metodología, para identificar las estructuras profundas, para las anomalías gravimétricas se trabajó sobre la anomalía regional de Bouguer, lo que permitió separar las respuestas asociadas a estructuras profundas y/o regionales. Por otro lado, en el caso de los datos aeromagnéticos, se aplicaron continuaciones ascendentes, lo que permite filtrar las anomalías asociadas a longitudes de onda corta y trabajar solo con aquellas asociadas a respuestas regionales.

Debido a que este procedimiento puede variar en función del índice estructural elegido, tamaño de ventana y el procesamiento previo del grid, los resultados fueron comparados con las estructuras identificadas en el método de máximos gradientes, así como con la presencia de los sistemas de deformación y otros rasgos estructurales conocidos. A su vez, la determinación de las profundidades coadyuvó para corroborar el buzamiento de las estructuras que se infiere con el procedimiento de máximos gradientes.

5.3.4.1 *Estructuras superficiales*

Para identificar las estructuras más superficiales y su profundidad se empleó la anomalía de Bouguer completa. Después de realizar pruebas con continuaciones ascendentes sobre la misma, se determinó que las estructuras o contactos más superficiales (< 4km) fueron más precisos en el grid sin continuar. Para alcanzar a definir los contactos asociados a profundidades mayores a los 4 km, se utilizó adicionalmente un grid con continuación ascendente de 7.5 km, en cuyo caso se alcanzaron profundidades de hasta 15 km. En ambos casos se utilizó una ventana de 15 (en celdas) y un tamaño de celda de 1.5 km, es decir soluciones en distancias de 22.5 x 22.5 km; además de un índice estructural de 1 que corroboramos fue el más preciso para definir las discontinuidades/contactos. Los resultados del cálculo de profundidades fueron contrastados con los contactos identificados a través del procedimiento de máximos gradientes o “peaks”.

Contactos y estructuras superficiales identificadas en las anomalías gravimétricas

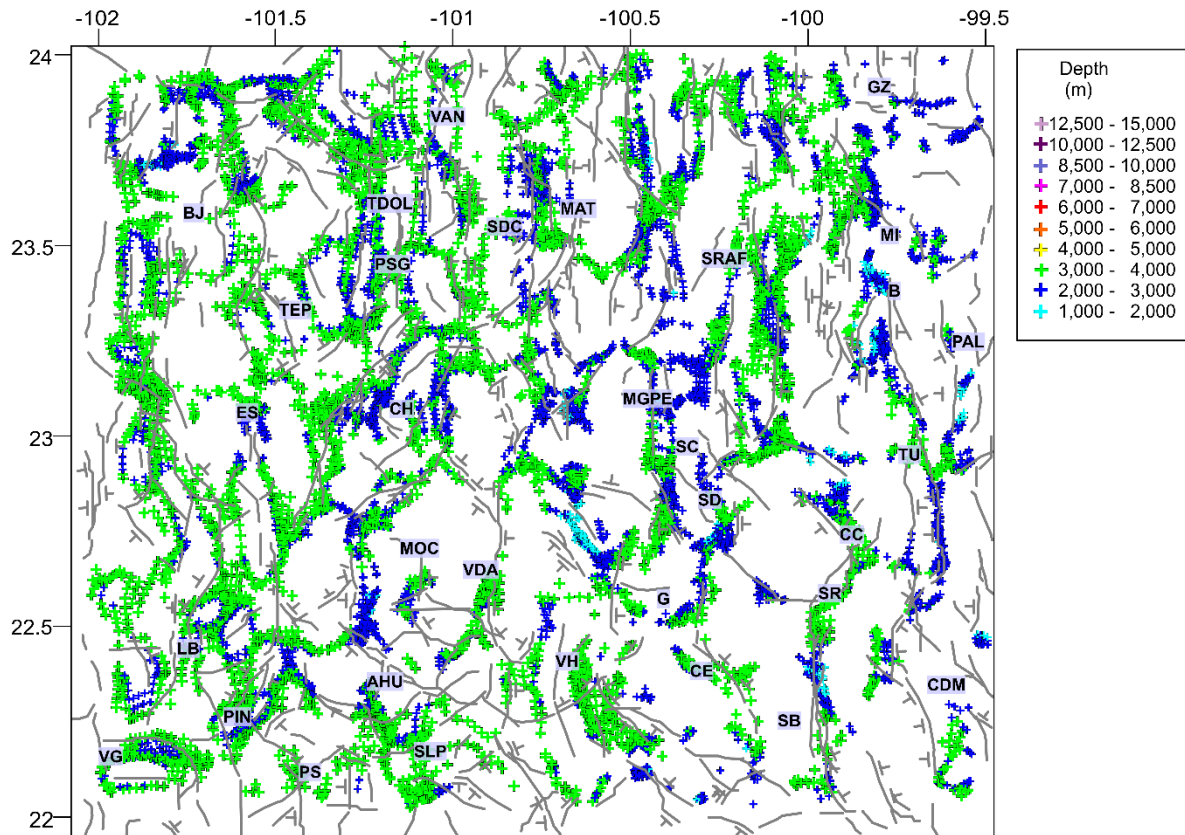


Figura 26. Profundidad a estructuras/contactos superficiales con profundidades de 1 a 4 km determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía de Bouguer Completa sin continuar.

El resultado de las estructuras más someras mostró una fuerte correlación con las estructuras superficiales identificadas mediante el método de máximos gradientes. Como se observa en la figura 26 la mayoría de las estructuras previamente identificadas (lineamientos color gris) representan discontinuidades en el método de Euler para profundidades inferiores a los 4 km. Es importante mencionar que no necesariamente todas las estructuras son tan someras, sino que tienen respuesta a dicha profundidad, aunque su profundidad máxima puede ser mayor. Para poder determinar cuáles estructuras alcanzan mayores profundidades se realizó una continuación ascendente sobre el grid, permitiendo filtrar las respuestas de estructuras superficiales y observar únicamente aquellas asociadas a mayores profundidades.

Una vez aplicada la continuación ascendente a las anomalías gravimétricas, el resultado de la determinación de profundidades sobre discontinuidades muestra que la cantidad de estructuras identificadas se reduce, presentándose respuestas de aquellas discontinuidades cuya traza alcanza una mayor profundidad, siendo estas en su mayoría superiores a los 5 y alcanzando algunas hasta 8.5 km.

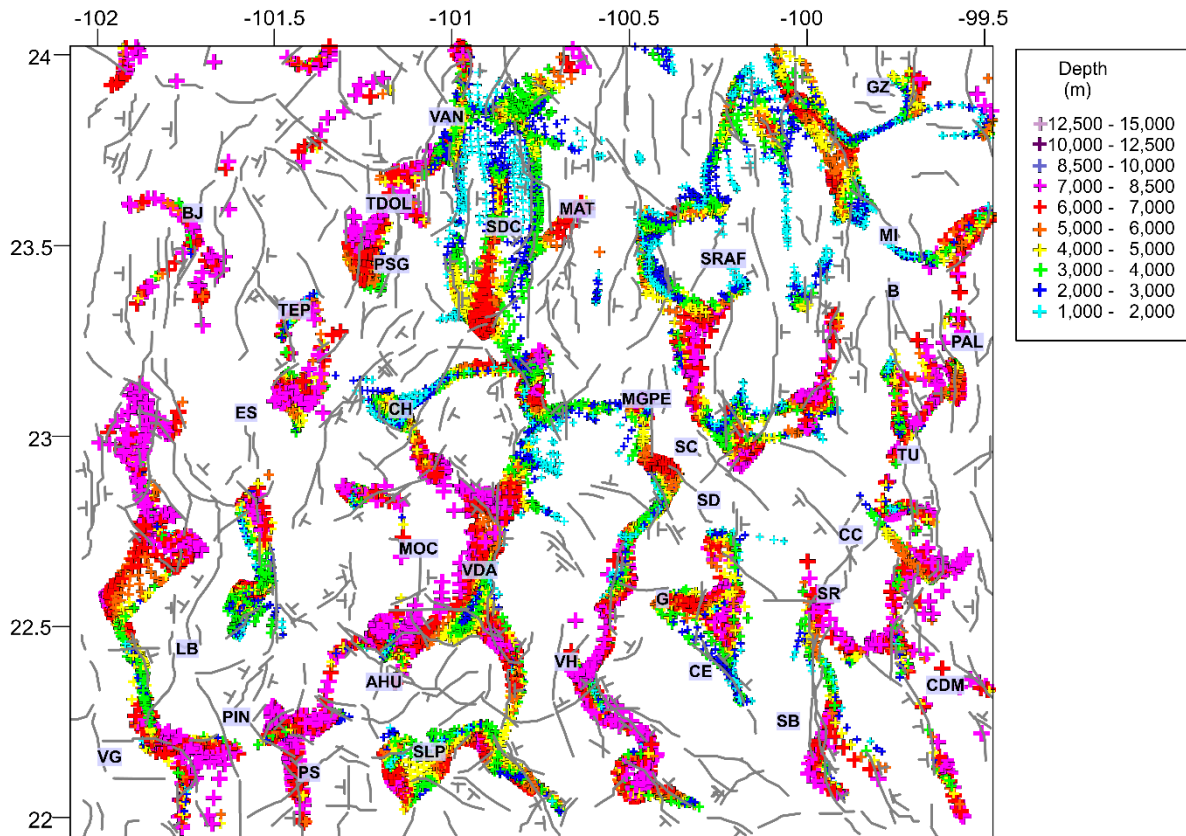


Figura 27. Profundidad a estructuras/contactos superficiales determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía de Bouguer Completa con continuación ascendente de 7.5 km. Se muestran profundidades de 1 a 8.5 km.

Debido a que al identificar las estructuras superficiales se identificó una gran cantidad de estructuras con profundidades de hasta 8.5 km, utilizando el mismo grid (Bouguer completa con C.A de 7.5 km) se realizó otro mapa donde se presentan estructuras con profundidades mayores de 6 km pudiéndose alcanzar profundidades de hasta 15 km.

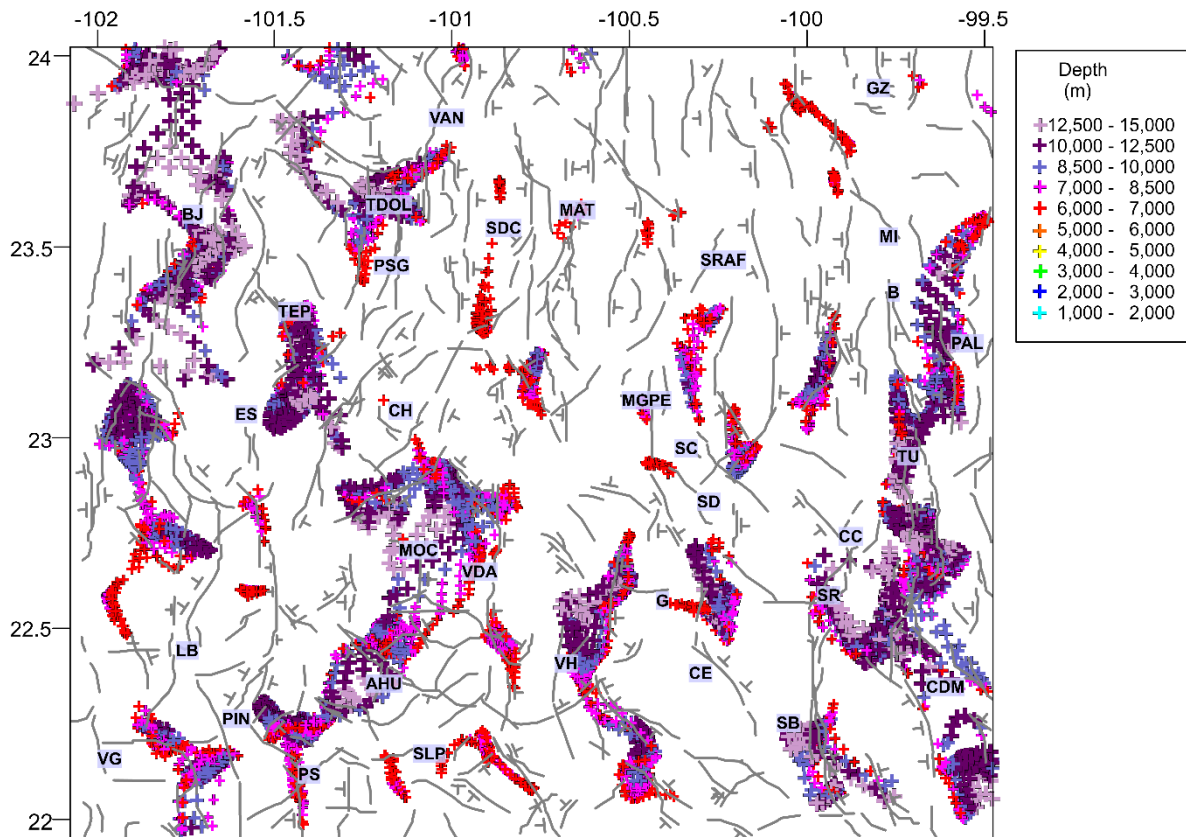


Figura 28. Profundidad a estructuras/contactos superficiales determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía de Bouguer Completa con continuación ascendente de 7.5 km. Se muestran resultados de profundidades superiores a 6 km, alcanzando profundidades máximas de 15 km.

Una vez obtenidos los resultados a diferentes profundidades podemos analizarlos y determinar cuáles sistemas de estructuras afectan el subsuelo a mayor profundidad y cuáles únicamente configuran rasgos más someros. Para este análisis se compararon por sectores los tres resultados anteriores, siendo dividida el área en 4 cuadrantes como se presenta en la figura 29. En este caso, los cuadrantes 2 y 4 tienen una mayor área debido a que se buscó incluir en la misma área los rasgos pertenecientes a la Mesa Central.

Uno de los resultados más notorios al comparar los cuadrantes es que dentro del número 2 la mayoría de las estructuras de la región norte y centro son más superficiales; esto lo podemos constatar al observar los resultados estimados en las anomalías con continuación a 7.5 km (figuras del lado izquierdo), donde las profundidades estimadas para la mayoría de las estructuras no supera los 7 km. De hecho, en varias estructuras dentro de la Sierra de Catorce y la Sierra de San Rafael, las profundidades no superan los primeros 3 km. Si

observamos el mapa geológico generalizado, las estructuras superficiales de la Sierra de Catorce son consistentes con la orientación del plegamiento lo que explica su influencia superficial. Esto mismo sucede en la Sierra de San Rafael, específicamente en los resultados de las anomalías sin continuar (Figura 29, esquina superior derecha) donde las discontinuidades se orientan hacia el noreste concordantemente con los rasgos Laramídicos; no obstante, en los resultados a mayor profundidad (Figura 29, esquina superior izquierda) por la configuración semicircular de las estructuras cuya profundidad alcanza hasta 6 km, parece sugerir la detección a un cuerpo de densidad anómala en el subsuelo de dicha región. Por otro lado, al sur del cuadrante 2, se localizan estructuras con orientaciones norte a nor-noreste cuyas profundidades en estas estimaciones alcanzan al menos hasta 10 km al sur de la Sierra San Rafael y hasta 15 km al este de la región de Miquihuana-Bustamante.

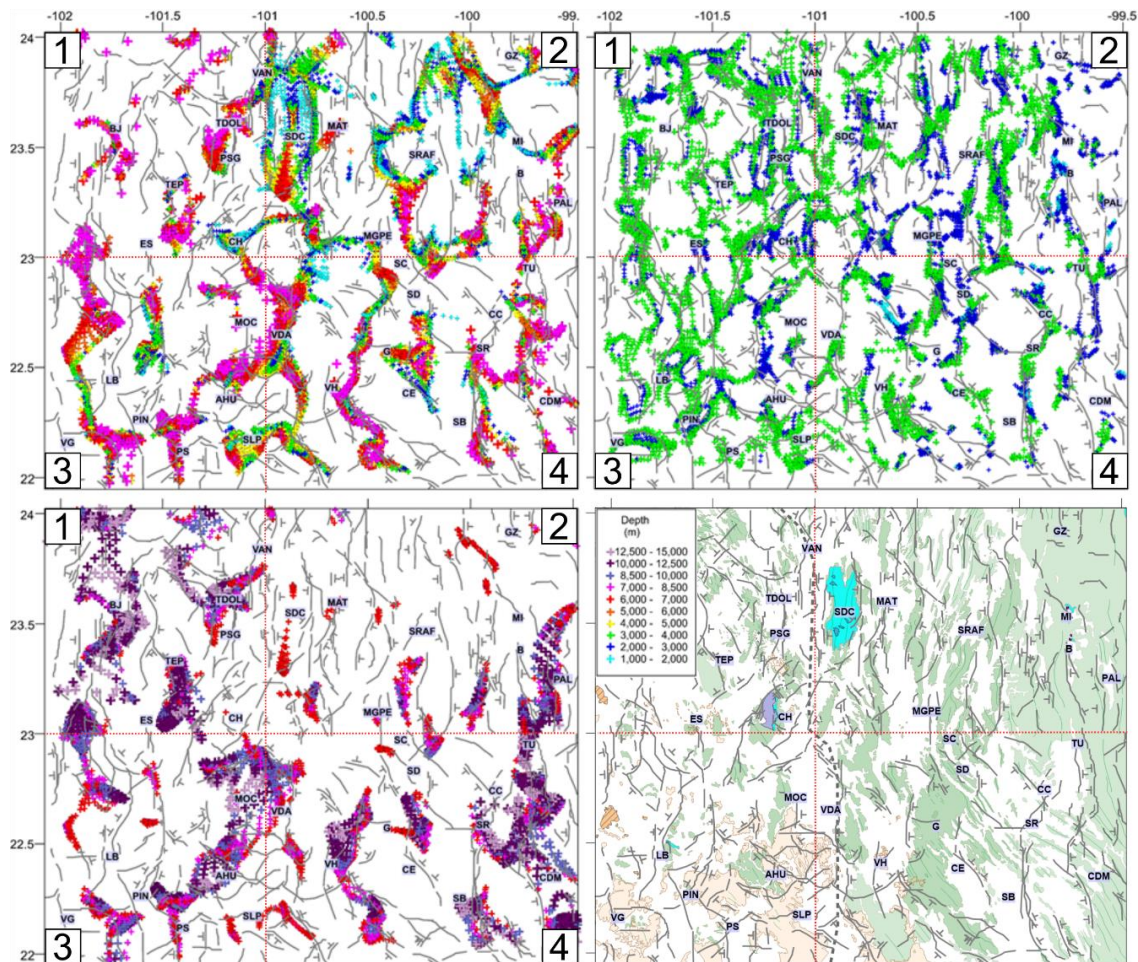


Figura 29. Comparativa de resultados de profundidad obtenidos sobre anomalías gravimétricas para identificar estructuras someras. (B. C. superior der.; B. C. con C. A. 7.5 km superior izq. e inferior izq.).

5.3.4.2 Estructuras profundas

Para identificar las estructuras profundas se utilizaron tanto datos gravimétricos como magnéticos. Para los datos gravimétricos se utilizó la anomalía Regional de Bouguer con un índice estructural de 1 y un tamaño de ventana de 15. Por otro lado para los datos magnéticos se realizaron estimaciones sobre el campo magnético residual en 3 variantes: con continuación ascendente de 15 km; con continuación ascendente de 20 km y con continuación ascendente de 30km. Las anomalías con continuaciones de 15 km fueron utilizadas para realizar estimaciones con profundidades de 7.5 a 15 km, mientras que las continuaciones de 20 y 30 km fueron utilizadas para estimar profundidades superiores a los 15 km y hasta los 40km. En todos los caso se utilizó un índice estructural de 1.5 y un tamaño de ventana de 15.

I. Estructuras identificadas en anomalías gravimétricas

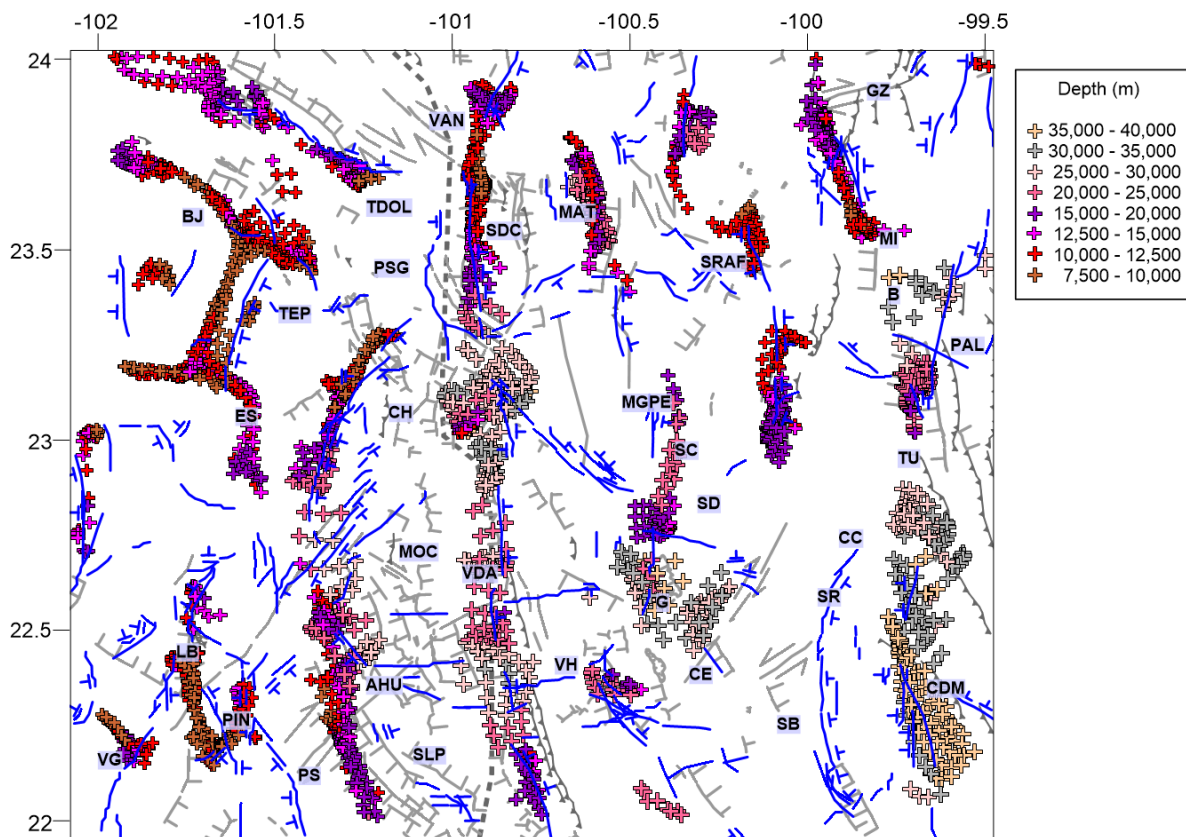


Figura. 30. Profundidad a estructuras/contactos profundos determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar en la anomalía Regional de Bouguer. Adicionalmente se presentan las discontinuidades estructurales profundas identificadas por el método de máximos gradientes (líneas azules).

Los resultados de la estimación de profundidades sobre discontinuidades gravimétricas, mostraron una predominancia de estructuras con orientación norte con variaciones a nor-noroeste y nor-noreste. Uno de los rasgos más notables es la presencia del sistema de estructuras con orientación norte, que atraviesa la parte central de la zona de estudio, la cual es consistente con el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SF-TAX-SMA). Dentro del área de estudio, el sistema alcanza una extensión de 217 km, extendiéndose desde la región de Vanegas, al norte de Sierra de Catorce, hasta el sureste de San Luis Potosí. Este sistema también tiene una respuesta concordante en el método de máximos gradientes (estructuras marcadas en color azul en la figura 30); sin embargo comparando ambos resultados, no es el de todo claro en las estimaciones de Euler la dirección de buzamiento de las estructuras, mientras que en la zona norte entre Vanegas y Sierra de Catorce el método de Euler sugiere que inclinan al oeste, al sur el empalme de respuestas aparentemente asociadas a varias estructuras dificulta obtener esta información.

Las estimaciones mediante el método de Euler sugieren que las estructuras pudieran alcanzar una mayor profundidad al sur del sistema Taxco-San Miguel Allende, entre el este de Charcas y oeste de Villa Hidalgo, presentando profundidades de entre 20 y 35 km. Por otro lado, en el segmento norte, entre Vanegas y Sierra de Catorce las estructuras aparentemente no profundizan más de 12.5 km. No obstante, en el caso de la localidad de Vanegas y en el centro-sur de Sierra de Catorce, se presentan algunas alineaciones de contactos en dirección oeste-noroeste que alcanzan mayores profundidades de entre 15 a 25 km. Un rasgo interesante de este conjunto de estructuras es que mientras la orientación predominante a lo largo de las estructuras es norte sur, en el extremo norte, al norte de Sierra de Catorce, las estructuras se curvan hacia el noreste, mientras que en el extremo sur se orientan ligeramente hacia el noreste.

Al igual que en el segmento sur del sistema paralelo a TAX-SMA, existen varias estructuras paralelas orientadas en dirección nor-noroeste, las cuales presentan respuestas someras en la región de Villa García, La Ballena y Pinos, con máximos de entre los 12.5 y 15 km. En este caso, aunque varias estructuras no fueron determinadas por el método de máximos gradientes, parece existir cierta correlación entre la presencia de fallas normales

pertenecientes al sistema San Luis-Tepehuanes y algunas estructuras identificadas mediante el método de Euler.

La estructura más predominante dentro del sistema de estructuras nor-noroeste se extiende por aprox. 60 km en dirección noreste desde el norte de Ahualulco hasta el oeste de San Luis Potosí. Respecto a su profundidad, los resultados sugieren que esta estructura es más somera en su segmento sur, alcanzando profundidades de hasta 20 km, mientras que en el segmento norte se presentan estimaciones de hasta 30 km. En el caso de esta estructura en particular es notorio un cambio en la orientación de en dirección noreste en las proximidades de Ahualulco, donde se identifican varios segmentos con orientación noroeste; así mismo, posterior a este cambio de orientación la estructura vuelve a continuar su rumbo en dirección nor-noroeste, viéndose afectada por un aparente desplazamiento lateral derecho de alrededor de 10 km.

Así mismo, al nororiente del área de estudio se localizan estructuras cuya traza tiene orientaciones noroeste. En dicha zona, se identifican 2 estructuras principales: 1. Matehuala y 2. Miquihuana. Ambas estructuras presentan una extensión aproximada de 50 km; sin embargo, la estructura de Matehuala, que se extiende paralelamente a unos 15 km del borde de Sierra de Catorce, alcanza profundidades mayores, localizándose estimaciones de entre 10 y 30 km en el método de Euler. Por otro lado, el lineamiento del oriente, que se extiende al noroeste desde Miquihuana hasta el este de General Zaragoza, alcanza profundidades estimadas de entre los 7.5 y 20 km. Así mismo, una estructura menor dentro de este conjunto se localiza en la región de San Rafael. La extensión de la misma se aproxima a los 20 km siendo una estructura más somera con profundidades de entre los 7.5 y 12.5 km.

Por otro lado, un rasgo distintivo que se observa dentro los resultados, es la distribución de una franja en la región central, donde las estructuras se orientan en dirección noreste, de manera contrastante al resto de las estructuras. Esta franja parece extenderse desde el oeste en la región de Benito Juárez, Zacatecas y Estribo-San Luis Potosí, en dirección este atravesando la región de Milagro de Guadalupe y Cerritos, hasta la región entre Tula y Ciudad del Maíz. La franja abarca una extensión de aprox. 270 km a lo largo y 60 km de anchura (Figura 31). Dentro de esta área se identifican cinco lineamientos principales: 1. Benito Juárez-Estribo; 2. Charcas; 3. Milagro de Guadalupe-Guadalcázar; 4. Cerritos, 5.

Tula-Ciudad del Maíz. Las dos primeras estructuras tienen extensiones cercanas a los 50 km; así mismo, representan las estructuras más someras alcanzando profundidades de entre 7.5 y 15 km; no obstante, al sur del lineamiento de Charcas la estructura parece profundizarse alcanzando valores de hasta 25 km. En el caso del lineamiento de Milagro de Guadalupe-Guadalcázar, éste alcanza una extensión de 73 km. Dicha estructura se compone de dos segmentos, el de Milagro de Guadalupe, al norte, donde las profundidades alcanzan entre los 15 y 25 km y el segmento de Guadalcázar con profundidades de hasta 35 km. Por último, los lineamientos más orientales constituyen estructuras más profundas; en el caso del lineamiento de Cerritos, éste presenta una extensión de 20 km y profundidades de entre 25 y 35 km mientras que el de Tula-CDM se compone de 2 segmentos de aprox. 15 km cada uno, siendo el segmento sur el más profundo con profundidades máximas de hasta entre 35 y 40km mientras que en el segmento norte las profundidades máximas son de entre 30 y 35 km.

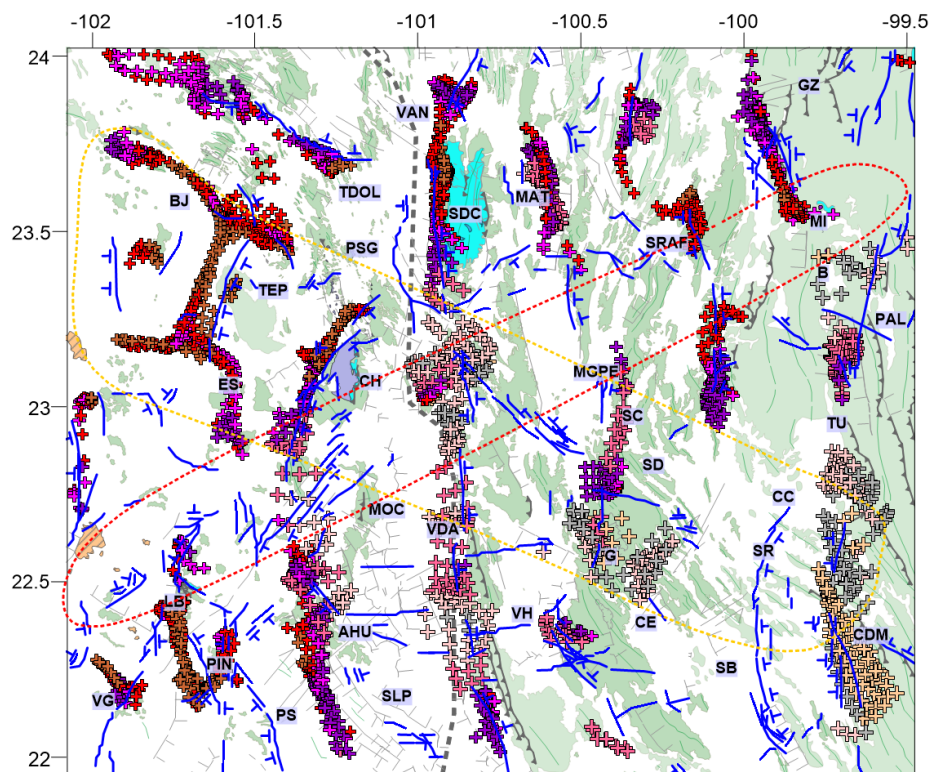


Figura 31. Entre de los rasgos más notorios dentro de los patrones de orientación en las estructuras se encuentra: 1. La traza de las estructuras es predominantemente noroeste al norte y sur de la zona de estudio; 2. La presencia de una franja de estructuras con rumbo noroeste que va desde Benito Juárez hasta Ciudad del Maíz (área delimitada por línea punteada color amarillo); 3. La ausencia de estructuras dentro de una zona con orientación

noreste desde el norte de Villa García hasta la región entre Miquihuana-Bustamante (área delimitada por línea punteada color rojo).

II. Estructuras identificadas en anomalías magnéticas

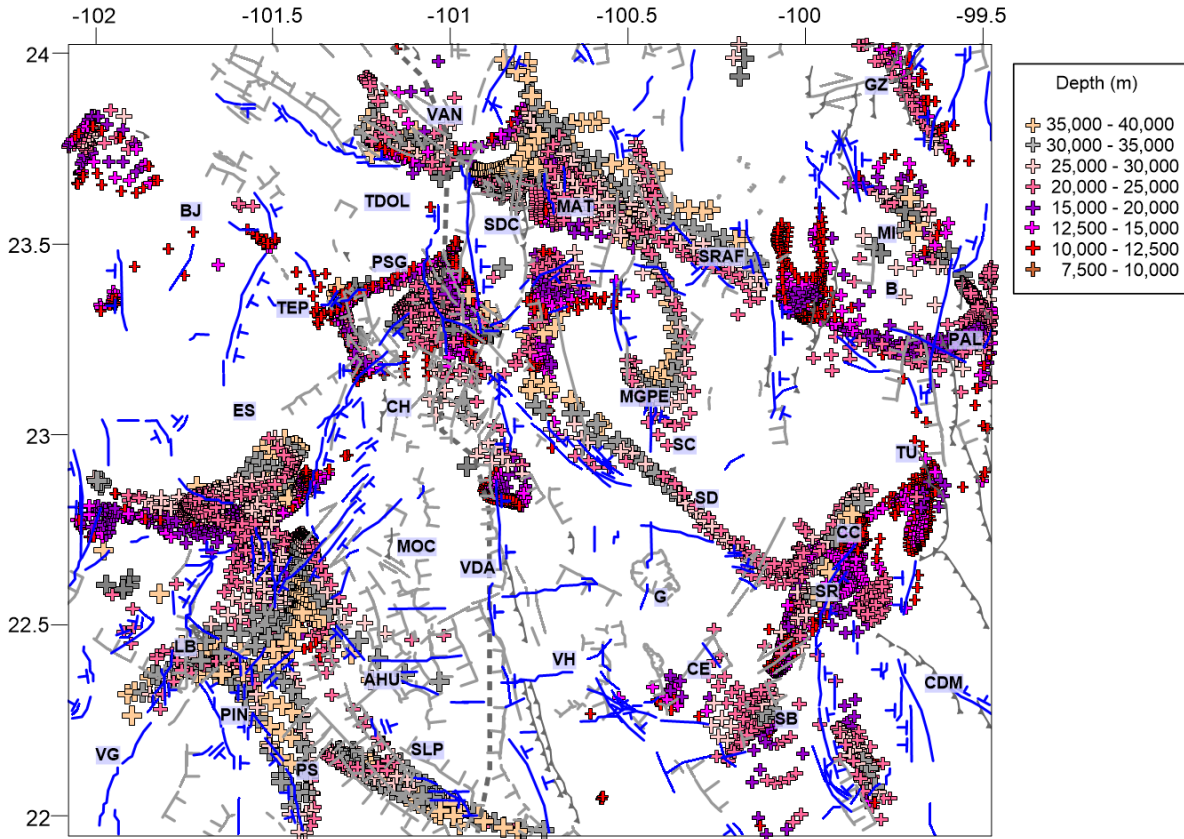


Figura 32. Profundidad a estructuras/contactos profundos determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar sobre campo magnético residual con continuaciones ascendentes de 15, 20 y 30km. Adicionalmente se presentan las discontinuidades estructurales profundas identificadas por el método de máximos gradientes (líneas azules).

Los contactos profundos definidos por el método de deconvolución de Euler en los datos magnéticos, configuran estructuras extensas con rumbo predominantemente noroeste, cuyas trazas prácticamente atraviesan la región de estudio. Dentro de dichas estructuras se identifican tres principales: 1. La Ballena-San Luis Potosí (LB-SLP), 2. Presa de Santa Gertrudis-Campo San Rafael (PSG-SR), 3. Vanegas-Matehuala-Palmillas (VAN-MAT-PAL).

La estructura de La Ballena-San Luis Potosí está compuesta por dos segmentos, el de la región de La Ballena, o noroccidental, tiene una extensión de ~50 km y profundidades de

hasta 35-40km, mientras que el segmento sudoriental, en la región de San Luis Potosí, presenta una extensión de ~70km y profundidades superiores a los 12.5 km y máximas de entre 35 y 40 km. La traza de esta estructura es consistente con la presencia de contactos identificados por el método de máximos gradientes, aunque en este caso pudo definirse mejor la traza de estas estructuras, ya que en el caso del método de máximos gradientes, solo se pudieron identificar algunos segmentos cortos dentro del sistema. En este caso, el método de Euler muestra que esta estructura está compuesta por varios lineamientos paralelos cuya traza es consistente con la de fallas normales pertenecientes al sistema de fallas San Luis Tepehuanes. Así mismo, un rasgo que llama la atención es que los lineamientos presentan un cambio de orientación en la región de San Luis Potosí, adoptando orientaciones oeste-noroeste, un comportamiento similar al que exhiben las fallas de esta zona.

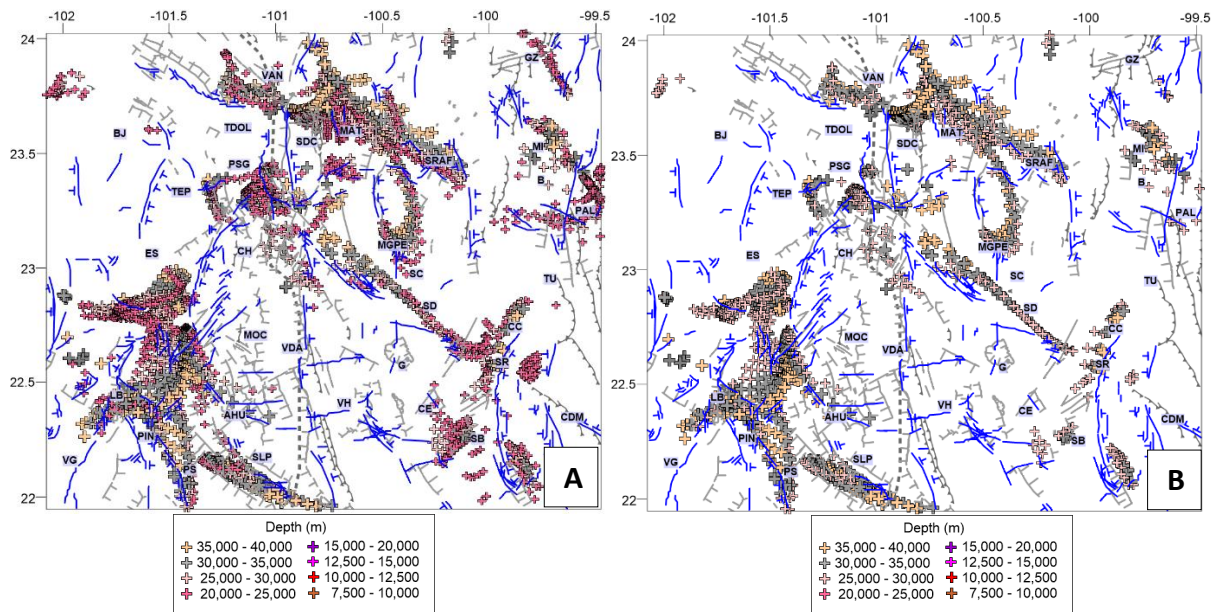


Figura. 33 Estimaciones de profundidad a estructuras/contactos profundos determinada mediante el método de deconvolución de Euler estándar sobre campo magnético residual con continuaciones ascendentes de 15, 20 y 30km. A) Estimaciones de profundidad superiores a 20 km. B) Estimaciones de profundidad entre los 25 km y 40 km. Adicionalmente se presentan las discontinuidades estructurales profundas identificadas por el método de máximos gradientes (líneas azules).

Por otro lado, la estructura de Presa de Santa Gertrudis-Campo San Rafael tiene una extensión total de ~165 km. Dicha estructura parece estar configurada por dos segmentos, el de Presa de Santa Gertrudis, que de acuerdo con los resultados está conformada por un

conjunto de discontinuidades más superficiales de entre los 12.5 y 15 km, aunque también se presentan estimaciones asociadas a contactos más profundos de entre 30 y 40 km. Debido a que en esta zona en particular se presentan una gran cantidad de resultados, es posible que en esta región se interpongan gran cantidad de contactos/discontinuidades por lo que observamos una amalgama de respuestas en las estimaciones del método de Euler. Para intentar refinar la traza de los contactos más profundos y reducir el número de soluciones en esta región, se elaboraron dos mapas donde se presentan únicamente las estimaciones de profundidad superiores a los 20 km (Figura 33-A) y superiores a los 25 km (Figura 33-B). En la figura 33-A se observa la aglomeración o clúster de estimaciones de entre 20 y 25 km, por el comportamiento de estos puntos, es posible que estos se asocien a la presencia de un cuerpo anómalo y no a un contacto. No obstante, como se observa en la figura 33-B, al hacer el filtrado de contactos con profundidades mayores a 25 km, es posible corroborar que a lo largo de Presa de Santa Gertrudis intersectan segmentos con orientación noroeste, cuya continuidad se pierde al sur de Sierra de Catorce, continuándose el sistema de estructuras ~24 km más adelante. En este segmento de poco más de 90 km el contacto se encuentra muy bien definido, encontrándose las estimaciones a los contactos de forma lineal, es decir, sin desplazamiento fuera de la traza, en este caso al noreste o suroeste; esto lo que podría sugerir que se trate de una estructura de alto ángulo con inclinación muy cercana a la vertical o vertical. El segmento mayor de la estructura se prolonga desde el sureste de Sierra de Catorce, atraviesa Santo Domingo y termina en la zona de San Rafael alcanzando una extensión de ~110 km. De acuerdo con los resultados, las mayores profundidades se localizan en la parte noroeste con valores de entre 35 y 40 km, mientras que en el resto de la estructura los valores no superan los 35 km.

Por último, en el caso de la estructura Vanegas-Matehuala-Palmillas tiene una extensión total de ~190 km. No obstante, al observar los resultados de mayor profundidad (Figura 33-A) se observa que la estructura se vuelve discontinua a profundidades superiores a los 25 km, presentándose el sector Vanegas-Matehuala-Sierra San Rafael como una estructura más profunda, alcanzando una extensión de 120 km. Así mismo, este sistema de estructuras también es identificado en la respuesta del método de Blakely o máximos gradientes (Figura 23, 24, 25, líneas de color azul en figuras 32 y 33-A, B), aunque dichos contactos se presentaron de manera discontinua. Adicionalmente, es notorio que los

contactos del método de Blakely se prolongan al noroeste más allá de la región de Vanegas, aunque su respuesta no se identifica en esta zona en los resultados de Euler para datos magnéticos en estructuras mayores a 7.5 km de profundidad. Resta mencionar que la distribución de estas estructuras concuerda con la presencia de algunas fallas laterales inferidas de tipo dextral cartografiadas por el SGM.

Además de los sistemas de estructuras principales, se pudieron identificar al menos otras cuatro estructuras menores:

1. Ahualulco: tiene ~60 km de extensión, al norte de la estructura su traza es nor-noroeste, mientras que al sur, en las cercanías de Ahualulco, su traza se vuelve oeste-noroeste. La presencia de estas discontinuidades y su cambio de orientación también es visible en la respuesta del método de Blakely (Figura 23, 24, 25, líneas de color azul en figuras 32 y 33-A, B).

2. Tula-San Bartolo: esta estructura tiene una orientación nor-noreste y alcanza una extensión de ~110km. Así mismo, su traza alcanza profundidades máximas de entre 30 y 40 km; aunque a estas profundidades la estructura se vuelve discontinua por ~20 km en la región entre el Campo San Rafael y San Bartolo. Cabe mencionar que por la distribución de las profundidades, los resultados del método de Euler sugieren que la estructura se inclina al sureste. Por otro lado, estas discontinuidades fueron también identificadas por máximos gradientes; no obstante, la respuesta identificada en este último involucra también a una estructura al suroeste de Ciudad del Maíz, cuya orientación es nor-noroeste (Figura 23, 24, 25, líneas de color azul en figuras 32 y 33-A, B).

3. Miquihuana-Palmillas: esta estructura presenta un rumbo noroeste y posee una extensión de ~57 km. Las profundidades máximas varían entre 30 y 40 km en la región de Miquihuana, no obstante hacia la zona de Palmillas los valores máximos se localizan principalmente entre los 20 y 25 km.

4. General Zaragoza: esta estructura con orientación noroeste presenta una extensión de 38 km y profundidades de entre 20 y 25 km.

5.3.5 Principales sistemas de deformación y estructuras identificados a partir de contactos someros/locales

Utilizando como referencia las estructuras geológicas previamente descritas, así como sistemas de deformación ya conocidos, se correlacionaron la respuesta de las discontinuidades geofísicas y la presencia de estructuras geológicas conocidas; así como las respuestas geofísicas asociadas a estructuras que no aparentan tener una expresión clara en la superficie por lo que no han sido documentadas.

I. Contactos estructurales someros/locales derivados de la interpretación del gradiente horizontal en datos gravimétricos

Como resultado del análisis de los contactos delimitados en el gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer Completa (Figura 25), se logró identificar que muchas de las discontinuidades pertenecen a respuestas asociadas a estructuras pertenecientes a sistemas de deformación ya conocidos. Debido a esto, la dinámica de las fallas pudo ser inferida, mientras que la dirección de inclinación de las mismas fue identificada previamente a través del análisis de los contactos sobre las continuaciones ascendentes de las anomalías.

Una de las estructuras mejor definidas, es el conjunto de fallas normales del Sistema Taxco-San Miguel de Allende (SF TAX-SMA), las cuales cruzan de norte a sur la zona central del área de estudio abarcando una extensión de 200 km (Figura 34). La anchura de la banda de deformación de este sistema, alcanza cerca de los 70 km, esto si se considera el modelo de Nieto-Samaniego (2005), no obstante, los contactos con esta orientación se extienden hacia el oeste en la Mesa Central lo que generaría una anchura de cerca de 100 km. Dentro de la meseta, estas estructuras se extienden en la zona norte, hasta la región de Tanque de Dolores y Presa de Santa Gertrudis, donde configuran discontinuidades de hasta 40 km como es el lineamiento que aquí denominamos con este último nombre. Así mismo, en la región sur, la presencia de fallas normales paralelas con orientación norte, se prolonga hacia el oeste en la región de Pino Suárez donde se confirmó la respuesta de otras estructuras

importantes como la falla Pino Suárez, la cual de acuerdo con los resultados, alcanza una extensión de al menos 82 km.

Dentro del SF TAX-SMA, se identificaron estructuras importantes como la falla Matchuala, que delimita uno de los pilares de la cuenca denominada Matchuala-Huizache la cual tiene dimensiones del al menos 40 km de longitud y 18 km de ancho. Además de esta estructura, un conjunto de estructuras paralelas se localizan delimitando la Sierra de Catorce, estructura que se infiere representa un pilar estructural. En la zona sur, se pudo delimitar el graben de Villa de Arista, cuyas dimensiones alcanzan alrededor de los 54 km de longitud y poco más de 20km de anchura. En este caso la distribución de los contactos del método de máximos gradientes (Figura 34) parece sugerir que la estructura configura un medio graben cuyas fallas inclinan hacia el este, lo que difiere de las fallas ya cartografiadas pudiendo sugerir un comportamiento distinto de las estructuras a profundidad. Cabe mencionar que más al sur del GVDA no se identifican estructuras con orientación norte, predominando la presencia de fallas con orientaciones noroeste a nor-noroeste.

Otro sistema estructural importante corresponde al conjunto de estructuras con orientación noroeste a nor-noroeste localizado en el centro-sur de la zona de estudio. Dentro de dicha área, la franja de deformación se extiende en dirección noroeste por aproximadamente 200 km, abarcando una anchura de al menos 100 km. Dentro de este sistema, se definieron varias estructuras siendo una de las más importantes una falla localizada al sur del GVDA la cual alcanza los 35 km de longitud y presenta un buzamiento al suroeste. Esta falla concuerda con fallas inferidas corroborando la presencia de dichas estructuras; por otro lado, se infiere que esta falla, junto con una falla paralela, localizada ~20 km al oeste, configura una estructura de medio graben. Como refieren algunos autores (Nieto-Samaniego et al., 2005), la traza de este sistema parece delimitar la presencia de rocas volcánicas silíceas de la Sierra Madre Occidental.

Adicionalmente, se corroboró la presencia de estructuras mayores previamente inferidas como lineamientos estructurales. En este caso, el lineamiento La Pendencia representa una discontinuidad contundente en las anomalías, extendiéndose en dirección noreste desde la localidad de Pinos en la provincia de la Mesa Central, hasta la Sierra de San Rafael en la Sierra Madre Oriental, lo que implica una extensión de 200 km (Figura 34). De

acuerdo con este resultado, la traza de este lineamiento tiene una extensión mayor, ya que originalmente este se prolonga únicamente dentro de la Mesa Central, delimitando el flanco noreste del bloque de Charcas. Sin embargo, hay que tomar en cuenta que los resultados muestran una respuesta discontinua, estando dicha estructura conformada por segmentos de alrededor de 20 km. En el caso de la traza del lineamiento Ahualulco, esta no presenta una respuesta geofísica importante en los resultados de gradiente horizontal sobre la anomalía de Bouguer. No obstante, su presencia pudiera estar sugerida por la presencia de una discontinuidad de 13 km localizada al norte de San Luis Potosí.

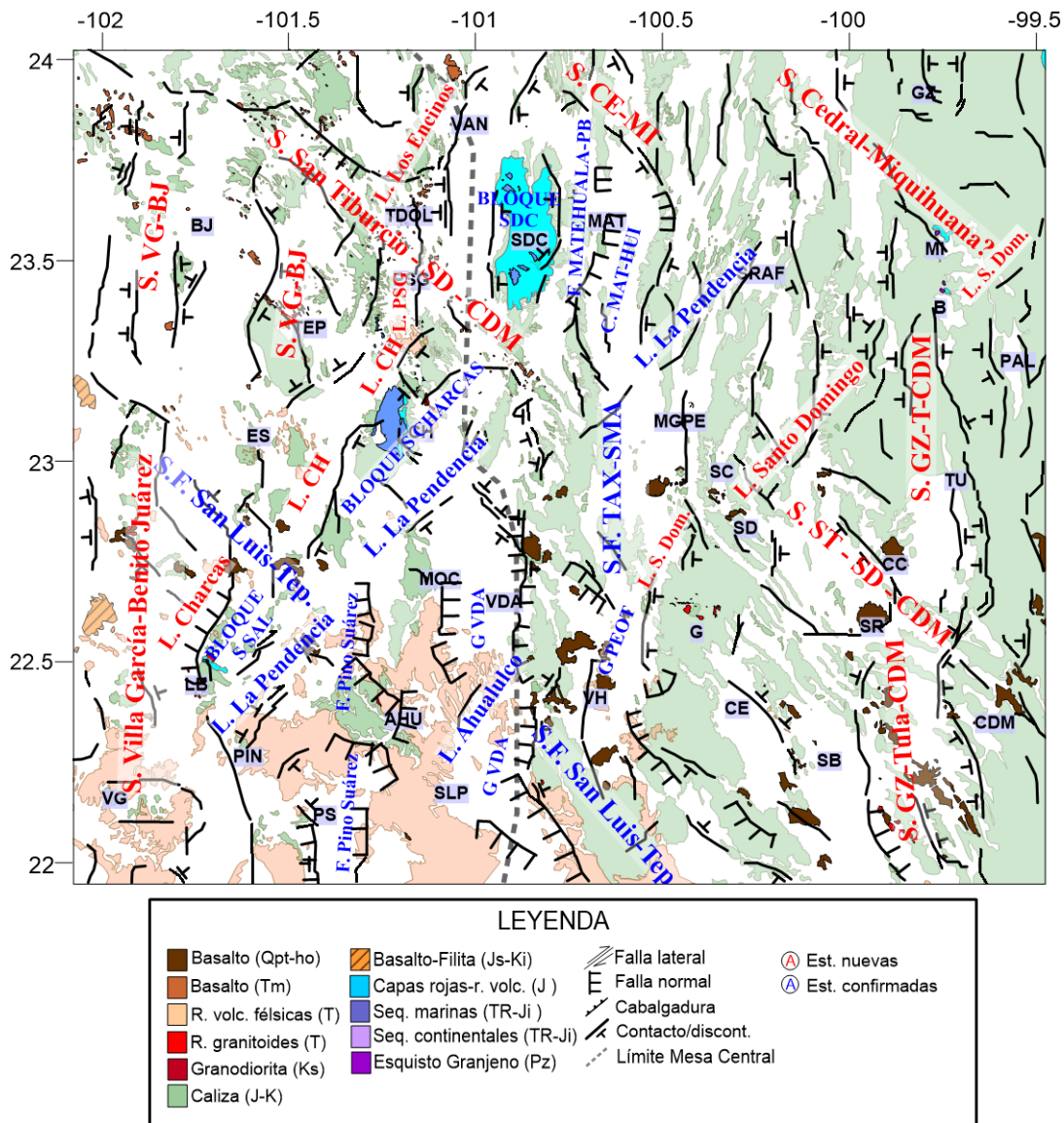


Figura 34. Estructuras identificadas a partir de los contactos superficiales de gradiente horizontal de anomalía de Bouguer Completa.

En el caso de aquellas discontinuidades asociadas a estructuras que no han sido previamente identificadas se localizaron tres sistemas principales: 1. S. Villa Garcías-Benito Juárez; 2. S. San Tiburcio-Santo Domingo, Ciudad del Maíz; 3. S. General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz.

El S. Villa García-Benito Juárez (VG-BJ, Figura 34) se prolonga en dirección norte a nor-noreste desde la región más suroccidental del área de estudio, en los alrededores de Villa García, hasta los límites al norte de la misma alcanzando una extensión total de más de 200 km. No obstante, debido a la ubicación y orientación de las estructuras se considera que pudieran conformar una prolongación del sistema de deformación extensional del graben Aguascalientes; por lo tanto dicho sistema podría alcanzar una extensión total de ~350 km. En cuanto a su anchura, se consideran entre 50 y los 100 km, ya que este sistema se extiende desde el límite occidental del área de estudio, hasta longitudes de alrededor de -101°W en la región norte y -101.5°W en la región sur. Sin embargo, el límite al este de este sistema no es claro, pues en la región adyacente, las discontinuidades con estas orientaciones se consideran parte del SF TAX-SMA; sin embargo, se consideran dentro de sus márgenes hacia el este, las estructuras localizadas en las proximidades de Tanque de Dolores; mientras que más al sur este sistema parece estrecharse hacia el oeste de Pino Suárez. Geológicamente esta región se caracteriza por estar cubierta por rocas sedimentarias jóvenes y una topografía suave por lo que no hay evidencia de estructuras geológicas importantes concordantes con las discontinuidades geofísicas pertenecientes a este sistema sobre todo en la región norte. Dentro de las estructuras concordantes con las discontinuidades del S. VG-BJ en la zona sur (inmediaciones de Zacatecas) se localizan un conjunto de fallas normales con orientación noreste conocidas como el Bozal, Santo Niño, Sierra Hermosa y la Mancha; así como el límite occidental de la Sierra de Salinas, considerada un bloque cortical levantado con exposición de basamento metamórfico del Triásico-Jurásico (Tristán-González *et al.*, 2009). Cabe mencionar que a lo largo de la traza de varias estructuras de este sistema, se localizan afloramientos de basalto del Cuaternario; así mismo a lo largo de la zona deformada se localizan basaltos almohadillados y secuencias vulcanosedimentarias metamorfizadas del Jurásico Superior.

En el caso del S. San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz (ST-SD-CDM, Figura 34), este corresponde a un conjunto de estructuras con orientación noroeste, las cuales se extienden desde el límite noroccidental del área de estudio hasta la región de Ciudad del Maíz, dentro del frente occidental de la Sierra Madre Oriental. Su traza es paralela al SF SL-TEP, y alcanza una extensión de más 300 km dentro del área de estudio; no obstante se sugiere que esta estructura se prolonga hasta el noreste del estado de Zacatecas lo que definiría una extensión total de casi 600 km. Este sistema está compuesto por un conjunto de discontinuidades con longitudes de entre 10 y 40 km, con segmentos menores a 10 km. Por su extensión destacan estructuras como la del norte de Presa de Santa Gertrudis, en la Mesa Central, y aquella ubicada entre los campos de lava de Cerro Colorado y San Rafael, en el frente occidental de la Sierra Madre Oriental. Cabe mencionar que en esta región, la presencia de estas discontinuidades es consistente con el cambio de orientación en las estructuras asociadas a deformación Laramídica de direcciones cercanas al norte y nor-noreste, a noroeste. La traza de este conjunto de estructuras coincide con volcanes que extrusaron rocas basálticas intraplaca del Neógeno, al noroeste del sistema, y Cuaternario, al sureste; así como estructuras volcánicas asociadas localizadas dentro de los campos volcánicos de los Encinos y Santo Domingo.

Por último, el sistema General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz (GZ-T-CDM), se localiza en la región oriental del área de estudio, y es paralelo al frente del sistema de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental en la región. Al igual que el SF TAX-SMA este es uno de los sistemas de discontinuidades con respuestas bien definidas en el gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer (Figura 25). La traza de este sistema alcanza una longitud de más de 230 km y está representado por una gran cantidad de estructuras con orientación norte, que en muchos casos presentan longitudes importantes de hasta 40 – 50 km.

Adicionalmente, se propone la posibilidad de otro sistema de estructuras con orientación noroeste que denominamos S. Cedral-Miquihuana (S. CE-MO, Figura 34). Debido a que éste se localiza cerca del borde noreste del área de estudio, su expresión no es tan clara, sin embargo la presencia de varias estructuras con orientación noroeste, localizadas a unas decenas de kilómetros (~50km) del sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del

Maíz, parecen sugerir la existencia de un tercer sistema de deformación con orientación noroeste.

Además de los sistemas antes mencionados, se identificaron tres nuevas estructuras denominadas lineamientos Charcas, Los Encinos y Santo Domingo (Figura 34). El lineamiento Charcas presenta una orientación noreste, siendo su traza paralela a los lineamientos La Pendencia y Ahualulco. Esta estructura se conforma por tres segmentos que delimitan el flanco nor-occidental de los bloques de Sierra de Salinas (20 km) y de Charcas (46 y 15 km), abarcando una trayectoria total de poco más de 110 km. Cabe mencionarse que el segmento de Sierra de Salinas es una falla normal con orientación noroeste previamente descrita, mientras que en los segmentos más al norte, sugieren inclinaciones al sureste. En el caso del lineamiento Los Encinos, éste se localiza en las proximidades de Tanque de Dolores y Vanegas. Presenta una orientación noreste y está compuesto por dos segmentos (40 y 10 km), que cubren una extensión total de casi 70 km. Su traza es consistente con la presencia de un lineamiento de rocas basálticas y cuellos volcánicos del Mioceno pertenecientes al campo volcánico Los Encinos (Aranda-Gómez et al., 2005).

Por su parte, el lineamiento Santo Domingo se localiza entre la región ubicada 30 km al sur de Milagro de Guadalupe y alrededor de 20 km al norte de Palmillas. Presenta una orientación noreste y una extensión total de 120 km, aunque está compuesta por segmentos pequeños de entre 10 y 15 km. Cabe mencionar que esta estructura se extiende sobre un conjunto de estructuras volcánicas del campo volcánico Santo Domingo, compuesto por rocas basálticas del Pleistoceno. Por su distribución y orientación, el lineamiento Santo Domingo pudiera considerarse una extensión del lineamiento Ahualulco; sin embargo, en estos resultados, la traza de la estructura se pierde entre ambas por ~60 km por lo que su correlación es únicamente sugerida.

II. Contactos estructurales someros derivados de la interpretación de la pseudogravedad en datos magnéticos

En el caso de la interpretación de los contactos asociados a las anomalías magnéticas, donde fue utilizado el cálculo de la respuesta de pseudogravedad (Figura 23, 35), se identificaron respuestas asociadas a los sistemas de deformación conocidos, así como algunas

respuestas identificadas como estructuras geológicas hasta ahora desconocidas. A diferencia de los datos gravimétricos, en este caso, resalta la presencia de una menor cantidad de discontinuidades, localizándose una mayor cantidad de estructuras dentro de la Mesa Central donde predomina la presencia de rocas volcánicas félsicas, que pudieran tener un mayor contraste en las anomalías magnéticas.

Dentro de los grupos de estructuras asociadas a sistemas de deformación ya conocidos destaca la presencia de discontinuidades con orientaciones noroeste, localizados en la región sudoccidental del área de estudio. La distribución de estas estructuras se correlaciona con la traza de fallas normales asociadas al sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. Al igual que en las estructuras identificadas en datos gravimétricos, el límite al norte de este sistema parece guardar una relación directa con la distribución de rocas volcánicas félsicas Terciarias. Dentro de las estructuras más conspicuas resalta una falla localizada al sur de la ciudad de San Luis Potosí, la cual tiene una extensión de 25 km y un buzamiento hacia el noreste; esta estructura configura un contacto entre un bloque con rocas volcánicas Terciarias y sedimentos cuaternarios rellenando un bajo estructural. Cabe mencionar que al noreste de la misma (~17 km), se localiza una falla paralela que delimita otro pilar estructural con buzamiento hacia el suroeste, por lo que en conjunto configuran una estructura de graben la cual se identifica como el graben San Luis Potosí (GSLP, Figura 35) (Tristán-González, 1986; Alaniz-Álvarez et al., 2001, 2002b). Otra estructura importante dentro de este sistema es la discontinuidad que atraviesa la región de Ahualulco, misma que parece bifurcarse en esta región en dos ramas, abarcando una extensión máxima de 46 km.

En segundo término, resalta la presencia de estructuras con orientación noreste, las cuales se distribuyen principalmente dentro de las rocas volcánicas félsicas del suroeste del área de estudio, aunque también se localizan estructuras importantes en el centro y norte del área, en las inmediaciones de la Sierra de Charcas y Sierra de Catorce; siendo estas escasas dentro de la Sierra Madre Oriental (Figura 35).

Dentro de las estructuras más predominantes en la figura 34 destacan los lineamientos de la Pendencia y Ahualulco, que conforman estructuras previamente identificadas dentro de la

Mesa Central, las cuales se describen como fallas normales con componente lateral derecha (Tristán et al., 2009). A diferencia de los datos gravimétricos, en este caso la traza del lineamiento La Pendencia, se encuentra mejor definida estando configurado por tres segmentos principales. Los dos segmentos más pequeños se localizan en el borde oriental de la Sierra de Salinas y el segundo al oriente de la Sierra de Charcas, abarcando la traza de este lineamiento una extensión total de casi 90 km. Cabe mencionarse que existe otra estructura con orientación muy similar que limita mayormente el borde oriental de la Sierra de Charcas, sin embargo este tiene una orientación cercana a los 30°NNE, mientras que los lineamientos de La Pendencia y Ahualulco presentan rumbos de ~50 °NE.

En el caso del lineamiento Ahualulco, éste se localiza a 40 km al sureste de la Pendencia. Su traza se limita a las rocas volcánicas terciarias que afloran al suroeste del área de estudio, extendiéndose a lo largo de la localidad de Pino Suárez y Ahualulco. Esta discontinuidad se compone por dos segmentos que abarcan una longitud total de ~60 km: Pino Suárez con 30 km y Ahualulco con 21 km; cabe mencionar que el segmento Ahualulco es intersectado por una falla normal con orientación noroeste que parece acomodar desplazamiento lateral derecho. Al igual que en el análisis de los datos gravimétricos, se identificó dentro de la Sierra Madre Oriental, la presencia de un lineamiento que pudiera representar la continuación del L. Ahualulco, mismo que en este trabajo denominamos el L. Santo Domingo; sin embargo en este caso la distancia entre ambas estructuras es aún mayor, localizándose a 70 km de distancia. Dicha estructura tiene una extensión de 18 km y se extiende a través de estructuras volcánicas Cuaternarias del campo volcánico Santo Domingo (CVSD).

Una característica particular de los resultados del análisis en pseudogravedad es que la respuesta de estructuras asociadas al SF TAX-SMA es mucho menor, presentándose discontinuidades únicamente en la zona norte, mientras que en la zona central y sur no parecen existir respuestas asociadas. En este caso, se confirmó la presencia de estructuras importantes en el borde oriental del bloque de Sierra de Catorce, las cuales se interpretan como fallas normales entre las cuales destaca la falla Matehuala, que por su extensión al norte nombramos como Matehuala-Palo Blanco (Figura 35), la cual, en estos resultados, alcanza una extensión de más de 60 km. Esta falla define el contacto de uno de los bloques que

configuran la cuenca Matehuala-Huizache (Figura 34) identificada en los datos gravimétricos. Al igual que en la gravedad, el contacto occidental del bloque de Sierra de Catorce se encuentra bien definido y presenta una orientación norte, sin embargo, en este caso éste se localiza alrededor de 5 km más al oeste.

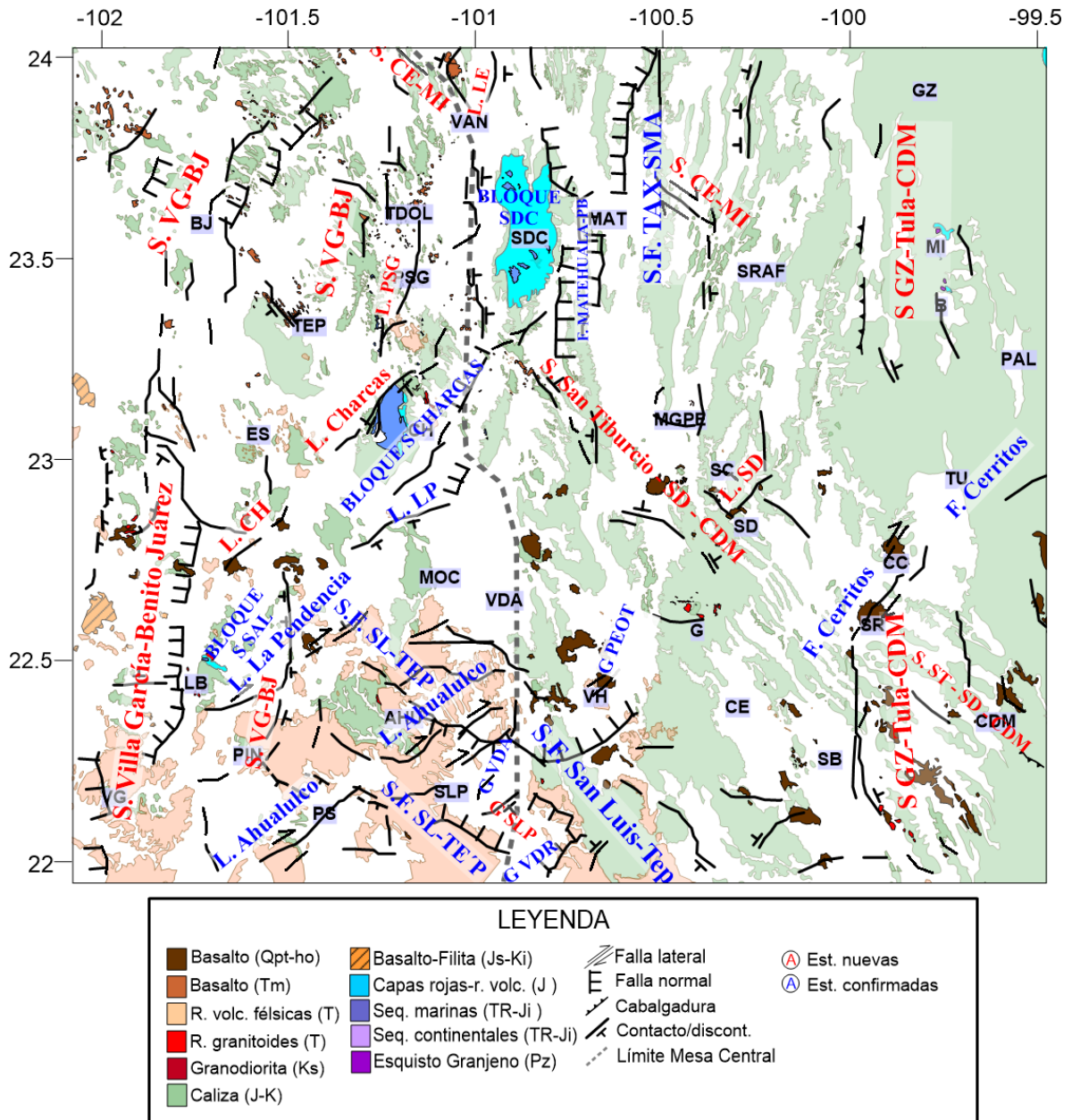


Figura 35. Estructuras identificadas a partir de los contactos superficiales de pseudogravedad de la anomalía del campo magnético reducido al polo.

Por último dentro de las estructuras confirmadas, se localiza la Falla Cerritos, la cual no tiene respuesta en los datos gravimétricos. En el caso de la pseudogravedad, esta discontinuidad se compone de tres segmentos principales que en conjunto cubren una extensión total de 72 km. Los dos primeros son prácticamente adyacentes y se extiende a lo largo de los campos de lava de San Rafael y Cerro Colorado; presentando una extensión de 23 y 12 km respectivamente. El tercer segmento se encuentra a una distancia de 24 km de los anteriores, y se extiende por 13 km hasta el límite del área de estudio. Algunos autores sugieren que este lineamiento presenta una componente lateral derecha (Vélez 1990); no obstante en esta investigación no podemos inferir este movimiento.

Respecto a las estructuras asociadas a sistemas no conocidos se reconocieron 3 sistemas principales, mismos que fueron también reconocidos en el análisis de los contactos del gradiente horizontal en datos gravimétricos. En este caso, el sistema más prominente, debido a la gran cantidad de discontinuidades asociadas, está representado por las estructuras del que aquí denominamos sistema Villa García-Benito Juárez, localizado en el borde occidental del área de estudio. Como se mencionó anteriormente, las estructuras en dicho sistema tiene un rumbo norte a nor-noreste, en la región sur y central, mientras que al norte las estructuras tienen una tendencia más al noreste (Figura 35). A diferencia de los resultados de gravedad, en este apartado se identificaron menos estructuras; no obstante, se localizaron otras estructuras importantes que no habían sido identificadas. Este es el caso de una discontinuidad importante que se extiende en dirección nor-noreste por 70 km desde el borde oriental del conjunto de rocas volcánicas de Villa García más allá del borde occidental de la Sierra de Salinas. Dicha estructura fue identificada como una falla normal con inclinación al oeste, por ser consistente con una falla previamente definida por el SGM. Al occidente de Villa García, también se confirmó la presencia de fallas normales con buzamientos al oeste, cuyas trazas alcanzan alrededor de 30km.

Otro conjunto de fallas normales reconocidas dentro del sistema VG-BJ-VAN, se localiza en los alrededores de la localidad de Benito Juárez. Éstas presentan una orientación noreste, la cual es consistente con contactos entre las rocas carbonatadas cretácicas y sedimentos cuaternarios localizados en esta zona. Cabe mencionar que en las inmediaciones de esta zona se localizan afloramientos de rocas volcánicas basálticas terciarias. Por otro

lado, en las cercanías de esta región, se identificó el lineamiento Presa de Santa Gertrudis, previamente descrito en los datos gravimétricos; en este caso alcanza una extensión de 40km. En el caso del lineamiento Los Encinos, en estos resultados se identificó un segmento más pequeño (15 km) en la región de Vanegas.

El segundo sistema más predominante de estructuras no reconocidas está representado por el que denominamos S. General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz (Figura 35). Al igual que en el caso anterior, en estos resultados, la cantidad de discontinuidades arrojadas es mucho menor que en los datos gravimétricos, sin embargo, el análisis de éstos resultados ayuda a confirmar la existencia de las estructuras. Este es el caso de un contacto importante localizado en la zona sudoriental del área de estudio, en las inmediaciones de San Bartolo y San Rafael, cuya traza alcanza una extensión de casi 50 km. Como se mencionó anteriormente, las discontinuidades de este sistema tienen una orientación cercana al norte franco y son subparalelas al frente occidental de las cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental en la región. En este caso, el lineamiento define un contacto marcado entre rocas cretácicas al este, y sedimentos cuaternarios al oeste; localizándose en esta zona una cuenca sedimentaria importante cuyo borde oriental está conformado por esta discontinuidad. Así mismo, sobre su traza se localizan afloramientos de basaltos cuaternarios. Cabe mencionar que éste lineamiento presenta un cambio de rumbo en su parte sur, teniendo una tendencia hacia el noroeste.

Por último se encuentra el conjunto de discontinuidades asociadas al sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz, caracterizados por presentar una orientación noroeste, paralela al sistema de fallas SL-TEP (Figura 34). En este caso las estructuras son muy cortas y se limitan principalmente en las regiones donde se presentan afloramientos importantes de rocas basálticas dentro de la Sierra Madre Oriental y en algunos casos en la Mesa Central. Dentro de los conjuntos de estructuras más importantes se encuentran las localizadas al sur y sureste de la Sierra de Catorce, en campo volcánico Santo Domingo y al este del campo de lava San Rafael, las cuales alcanzan extensiones de máximas de entre 15 y 20 km. Dentro de la Mesa Central se localizan algunas discontinuidades aisladas de poca extensión <15 km ubicándose las más importantes en la región de Tanque de Dolores, dentro del campo volcánico Los Encinos, y en las inmediaciones de Tepetate.

Al igual que en los resultados de gradiente horizontal en gravedad, se identificaron algunas estructuras paralelas al S. ST-SD-CDM (Figura 34), en la región septentrional del área de estudio, mismas que en este trabajo denominamos como sistema Cedral-Miquihuana. Este sistema, aunque no se encuentra muy bien definido configuraría un tercer sistema de estructuras paralelas con orientación noroeste, y su traza se extendería desde la localidad de Vanegas, pasando al norte del bloque de Sierra de Catorce y al norte de Sierra de San Rafael hasta llegar a las inmediaciones de Miquihuana –Bustamante y Palmillas. En estos resultados se definen muy bien las estructuras localizadas cerca de Vanegas y al noreste de Sierra de San Rafael, donde configuran una discontinuidad importante de poco más de 20 km; ésta última concuerda con una falla lateral derecha inferida previamente descrita.

Un punto interesante en los resultados es que en todos los casos, la localización de las estructuras descritas está sujeta a la presencia de rocas distintas a las rocas carbonatadas Cretácicas, las cuales parecen no representar un contraste en las anomalías magnéticas. La asociación entre la cantidad de estructuras identificadas y la presencia de rocas volcánicas es muy clara en la zona sudoccidental del área de estudio, no obstante en el resto de las localidades parece limitarse a la presencia de rocas volcánicas basálticas asociadas a aparatos volcánicos del Neógeno que en muchos casos presentan alineaciones (Aranda-Gómez et al., 2005). Debido a esto, el análisis de los lineamientos puede proveer información importante en la orientación y distribución de las fallas y otras fracturas asociadas a los derrames.

III. Principales contactos estructurales someros derivados de la interpretación generalizada de datos magnéticos y gravimétricos

Utilizando todas las estructuras previamente descritas en ambos tipos de datos, se sintetizó un solo mapa de sistemas estructurales y estructuras identificadas a partir de los contactos superficiales (Figura 36).

Dentro de este resultado destaca la definición de una gran cantidad de estructuras, tanto de aquellas relacionadas a discontinuidades previamente reportadas en la literatura, como estructuras que no habían sido identificadas en estudios previos. En este contexto, es conocido que la mayoría de las discontinuidades caracterizadas mediante trabajos estructurales se localizan en el límite entre las provincias de la Mesa Central y la Sierra Madre

Oriental, asociadas al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, así como en la parte sur de la meseta, dentro del S. F. San Luis-Tepehuanes. En este contexto, los resultados muestran que existen gran cantidad de estructuras paralelas a los sistemas de deformación antes mencionados. En el caso de fallas con orientación norte paralelas al SF TAX-SMA, se pueden encontrar a todo lo ancho del área de estudio, desde el límite más occidental en los sistemas de Villa García-Benito Juárez, hasta la región oriental en el Sistema General Zaragoza-Tila-Ciudad del Maíz. No obstante, aunque en el caso de las estructuras occidentales hay evidencia de que tienen una dinámica extensional, con este análisis no es posible corroborar la dinámica de las discontinuidades de orientación norte en la Sierra Madre Oriental ya que la orientación de los pliegues y cabalgaduras es similar. En este contexto, algunas estructuras identificadas dentro del s. GZ-Tula-CDM son inconsistentes con la orientación de estructuras laramídicas como ocurre en los alrededores de Sierra de San Rafael, Miquihuana, General Zaragoza, al noreste del área de estudio, donde las estructuras tienen una orientación predominantemente NE (Figura 4a) y los lineamientos geofísicos se orientan al N-NNW; el mismo caso en la zona sur, en las inmediaciones de Ciudad del Maíz (Figura 4a) , los pliegues tienen orientaciones NW y los lineamientos continúan con rumbos predominantes N-NNW.

Por otro lado, en el caso de las fallas y discontinuidades con orientación noroeste, paralelos al SF SL-TEP, los resultados muestran que en el área de estudio hay al menos dos estas se alinean en al menos dos sistemas adicionales con rumbos semejantes, de los cuales el sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz se encuentra mejor definido. La mayoría de las estructuras correspondientes a éste sistema, son estructuras documentadas en esta investigación que no concuerdan con fallas cartografiadas previamente; no obstante se ha descrito la presencia de lineamientos regionales en esta zona que concuerdan con la presencia de cambios estructurales en la deformación compresiva de la Sierra Madre Oriental, de orientaciones predominantes cercanas al norte, a noroeste. Así mismo, se ha propuesto la asociación de vulcanismo intraplaca de los campos volcánicos de Santo Domingo en la SMO y Los Encinos en la Mesa Central (Aranda-Gómez *et al.*, 2005), con la presencia de fallas regionales pertenecientes a éste sistema. En este caso, los resultados muestran la presencia de discontinuidades asociadas al sistema ST-SD-CDM a lo largo de ambas zonas volcánicas, no obstante los campos se localizan en intersecciones con otros

conjuntos de estructuras con orientación noreste y norte, dentro de los cuales destacan los lineamientos Los Encinos y Presa de Santa Gertrudis en el CVLE y el lineamiento Santo Domingo en el CVSD.

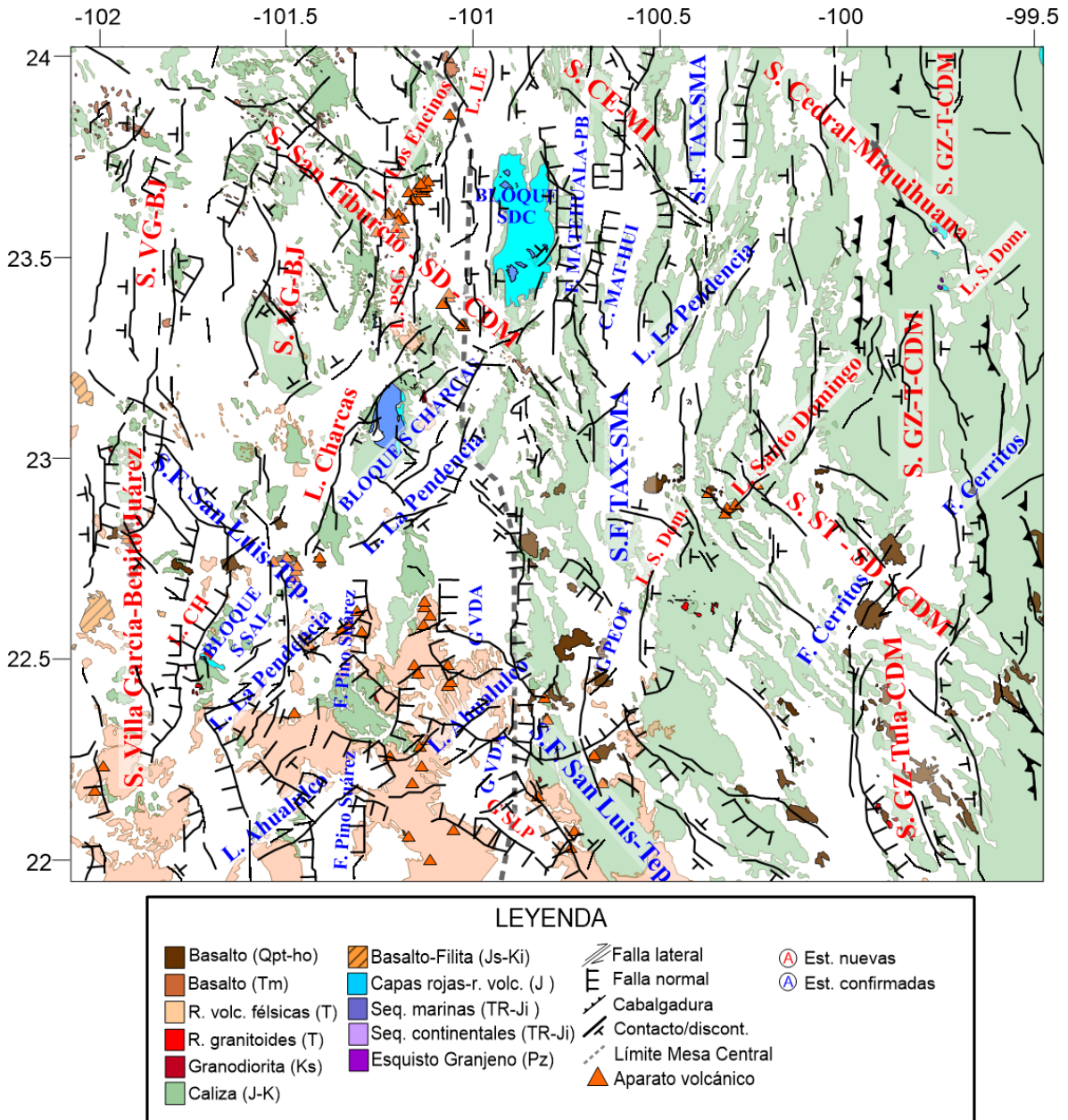


Figura 36. Principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos superficiales gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes.

Otras estructuras regionales importantes identificadas corresponden a lineamientos con orientación noreste que se extienden desde la zona sudoccidental del área de estudio

hasta el frente occidental de la Sierra Madre Oriental. Estas estructuras presentan rumbos de entre los 50 y 55°NE y han sido inferidas previamente en la Mesa Central por representar lineamientos topográficos-estructurales que delimitan altos estructurales descritos como Bloque de Salinas-Charcas y Pinos-Moctezuma (Tristán et al., 2009). Así mismo se refiere que dichas estructuras representan fallas laterales derechas, sin embargo en este análisis no podemos corroborar la cinemática de las estructuras aunque añadimos su componente lateral derecha a la interpretación por haber sido antes referida.

5.3.6 Principales sistemas de deformación y estructuras identificados a partir de contactos profundos

Para identificar las estructuras y los sistemas de deformación asociados a contactos más regionales o profundos mediante el método de máximos gradientes, se utilizaron anomalías magnéticas con filtro de pseudogravedad y señal analítica, así anomalías gravimétricas con gradiente horizontal (Figuras 23, 24, 25). A partir de estos datos la delimitación de estructuras se realizó por medio de dos resultados: 1. Discontinuidades profundas identificadas a partir de continuaciones ascendentes entre los 12.5 y hasta 80 km; 2. Discontinuidades cuya extensión es mayor a 15 km incluidas todas las estructuras identificadas como superficiales.

Los resultados del análisis de estructuras regionales y/o profundas confirmaron la presencia de los dos sistemas de deformación principales reconocidos en la región, el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y el Sistema San Luis Tepehuanes, los cuales fueron anteriormente descritos por asociarse a respuestas geofísicas someras. Aunque las estimaciones de la profundidad se discutirán más adelante, tiene sentido que estos sistemas regionales tengan una respuesta geofísica regional asociada, por lo cual la discontinuidades identificadas en los campos magnético y gravimétrico fueron identificadas al aumentar las continuaciones ascendentes.

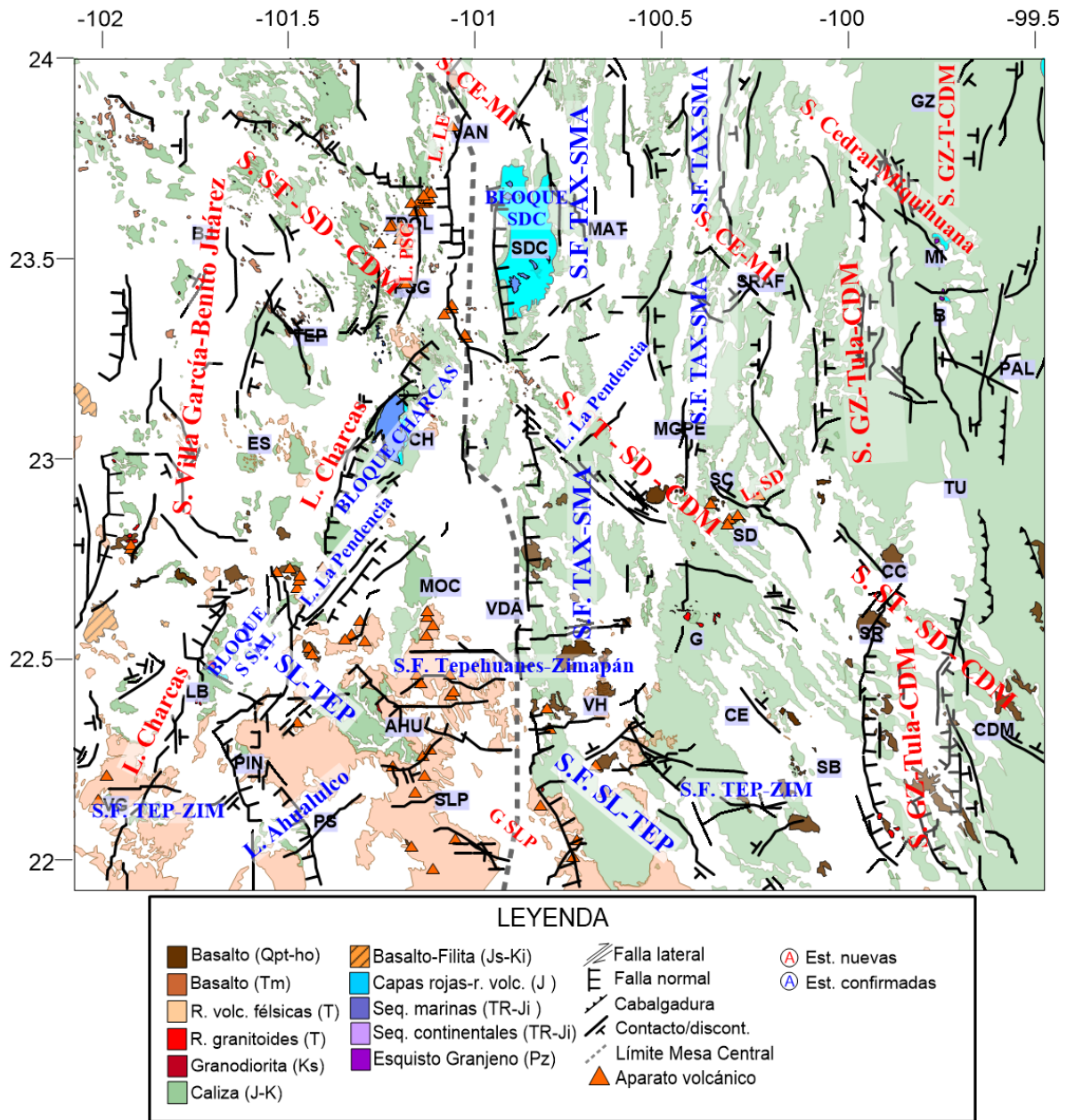


Figura 37. Principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes.

En este caso, resaltan las estructuras asociadas al sistema TAX-SMA, configurándose una delimitación más precisa del límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, propuesta por Nieto-Samaniego y colaboradores (2005) (Figuras 37, 38a, b). Este contacto se extiende en dirección norte desde el límite occidental de la Sierra de Catorce hasta el borde oriental del que definimos como graben de San Luis Potosí, donde dicho límite cambia de un

rumbo casi norte a un rumbo nor-noroeste. Otro rasgo importante que muestra el análisis de la topografía (Figura 38a) es que a lo largo de este límite se alinean un conjunto de fosas tectónicas con orientación norte, incluido también el GSLP con orientación NNW, probablemente modificado por fallas del S. F. TAX-SMA; en este caso el contacto entre provincias previamente descrito, constituye el límite oriental de dichas cuencas y representa una discontinuidad que afecta más regionalmente y/o profundamente la corteza. Así mismo, los resultados del análisis de discontinuidades por el método de máximos gradientes muestran que dicho contacto está constituido por al menos cuatro segmentos principales los cuales se describen a continuación (Figura 38b).

1. Limita el borde occidental del bloque de la Sierra de Catorce, tiene una orientación prácticamente norte e inclina hacia el este. Tomando en cuenta el segmento menor localizado al sur de Sierra de Catorce, este segmento tiene una extensión de cerca de 50 km.

2. Limita el borde oriental de la Sierra de Coronado (alto topográfico localizado al sur de Sierra de Catorce), tiene una orientación norte a ligeramente nor-noreste y un buzamiento al oeste. Alcanza una extensión de alrededor de 25 km.

3. Concuerta con el borde oriental del graben de Villa de Arista, tiene una orientación norte e inclina hacia el este. Su extensión es de cerca de 45 km aunque aparentemente se encuentra “cortado” por el sistema de estructuras del sistema Tepehuanes-Zimapán, donde el segmento sur estaría desplazado ligeramente hacia el oeste (~ 4 km).

4. Configura el borde oriental del graben de San Luis Potosí, extendiéndose en dirección nor-noroeste por 30km aunque pudiera continuar ~20 km más en un tramo discontinuo al oeste de Villa Hidalgo. Esta estructura tiene buzamiento hacia el este.

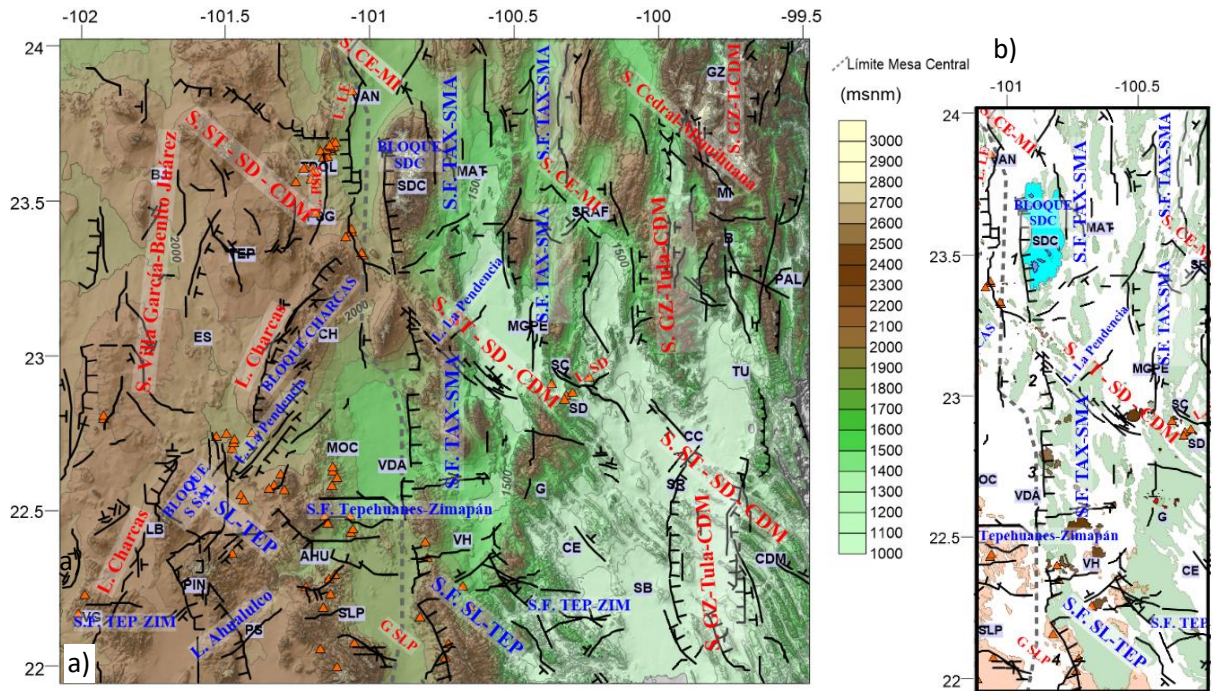


Figura 38. a) Mapa de relieve sombreado con tintes hipsográficos con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras). b) Segmentos del SF TAX-SMA discutidos en el texto.

Respecto al resto de los sistemas y estructuras identificadas, los resultados de respuestas regionales/profundas muestran otras estructuras muy bien definidas. Este es el caso de los lineamientos de Ahualulco y La Pendencia, que corresponden a estructuras confirmadas, así como el l. Charcas que es una estructura nueva identificada en este trabajo. Estos dos últimos lineamientos forman el límite nor-occidental de los bloques de las sierras de Salinas y de Charcas.

Por otro lado, otros conjuntos de estructuras como el Sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz no son tan bien definidos, ya en algunas zonas no existen discontinuidades. Sin embargo, de manera general, la traza del sistema puede inferirse a lo largo de toda el área de estudio desde su límite nor-occidental hasta el sud-oriental en los alrededores de Ciudad del Maíz. Similarmente el número de estructuras asociadas al S. General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz es reducido. No obstante, las discontinuidades ubicadas en su porción meridional son muy bien definidas, configurando una posible estructura tipo graben de más de 70 km de extensión.

Otros sistemas como el S. Villa García-Benito Juárez y el S. Cedral-Miquihuana tienen también respuesta como discontinuidades regionales y/o profundas aunque también el número de estructuras asociadas fue reducido.

5.3.7 Estimación de profundidad a las estructuras y discontinuidades de los principales sistemas de deformación

Una vez identificadas las principales discontinuidades tanto asociadas a respuestas regionales/profundas y locales/someras, fue posible evaluar la profundidad de dichas estructuras. La estimación de profundidad se realizó a través del análisis de la estructura del basamento a distintas profundidades, así como mediante el cálculo de profundidad de las discontinuidades a través del método de Euler.

5.3.7.1 *Basamentos vs contactos regionales*

I. Superficie gravimétrica 1 – Cubierta sedimentaria

El análisis de las estructuras regionales/profundas y de la base inferior de la cubierta de rocas sedimentarias muestra que existen correlaciones importantes entre ambas. Como se mencionó anteriormente, la topografía de esta superficie tiene orientaciones preferenciales noreste y nor-noreste en prácticamente toda el área de estudio, excepto la región sur, donde la topografía del basamento tiende a direcciones oeste y norte (Figura 39). En la región norte y centro del área de estudio, hay un cambio drástico entre un basamento más somero hacia la región localizada bajo la Sierra Madre Oriental (~2100 a 4,000 m) a más profundo bajo la Mesa Central (>4000 a ~5300m), se encuentra delimitado por discontinuidades con orientación noreste, representadas por los lineamientos La Pendencia y Charcas; y orientación norte, que forman parte del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. Por otro lado, hacia al sur, la distribución de basamento sedimentario más profundo sucede más hacia el este cerca del meridiano -100°, hacia la región bajo la Sierra Madre Oriental, localizándose un cambio conspicuo a basamento somero bajo la porción más occidental del cinturón y pliegues y cabalgaduras. Dicho cambio tiene una orientación predominantemente norte y es consistente con la presencia de los segmentos meridionales del sistema Tula - General Zaragoza - Ciudad del Maíz.

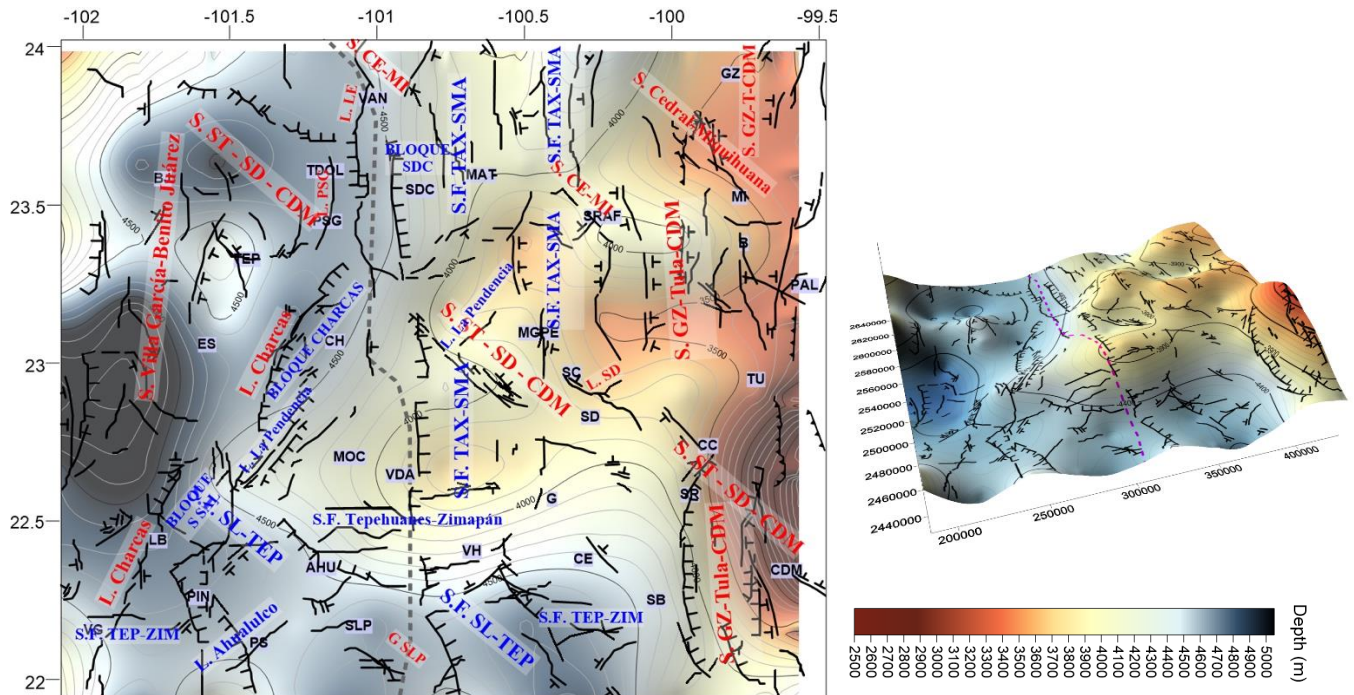


Figura 39. Mapa de profundidad a la superficie 1 de basamento gravimétrico interpretada como la base inferior de la cubierta sedimentaria, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras). La línea punteada gris representa el límite entre la Mesa Central y Sierra Madre Oriental propuesta por Nieto-Samaniego et al., 2005.

En el caso de la región sur del área de estudio, el cambio en la orientación predominante del basamento de la cubierta sedimentaria de noreste a norte-oeste se encuentra delimitado por estructuras del sistema Tepehuanes-Zimapán. Dicho contacto delimita un cambio de profundidad en el basamento, de más somero (~ 4,000 m), en el subsuelo de los alrededores de Moctezuma y Villa Hidalgo, a más profundo (alrededor de 4500 a 4800 m) hacia los alrededores de Aqualulco, San Luis Potosí y Pino Suárez.

Por otro lado, hay otros sistemas y estructuras que presentan respuestas menos pronunciadas tal es el caso del sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz, el cual no se asocia a un cambio drástico en la profundidad del basamento, no obstante si hay una respuesta y es visible tanto en el basamento más profundo (~ 4,500 a 4600 m), como en el basamento somero en los alrededores de Milagro de Guadalupe, San Carlos y Santo Domingo (~ 3700 a 4,000 m); la respuesta se pierde hacia la región de ciudad del Maíz.

En el caso de las estructuras nor-noreste de la Mesa Central asociadas al sistema Villa García-Benito Juárez, hay una correlación de la topografía del basamento aunque no existen cambios drásticos de profundidad en el mismo. En este caso la orientación del sistema es concordante con la configuración del mismo, localizándose éstas a profundidades de más de 5,200 m.

II. Superficie gravimétrica 2 – límite entre la corteza superior y media.

Como se describe en el capítulo 6, la superficie 2, que se interpreta como el fondo de la corteza superior y su contacto con la corteza media, presenta en el área de estudio, a grandes rasgos, una distribución aproximadamente norte-sur (Figura 40). No obstante, en menor grado en el mapa se observan algunos rasgos con rumbos noreste y noroeste.

Al igual que en la superficie 1, los resultados muestran que el SF TAX-SMA tiene una expresión notable en la estructura del basamento de la corteza superior. Como se observa en la figura 40, el conjunto de estructuras asociadas a los límites entre provincias, se alinean con la distribución de la topografía del basamento. Al norte de este sistema, en la región del bloque Sierra de Catorce, se presenta un cambio pronunciado de profundidad de más somero hacia el oeste, a más profundo, al este. En los alrededores de la región que subyace Tanque de Dolores, Presa de Santa Gertrudis y Tepetate se localizan profundidades de entre los 5,500 a 7,500 m; por otro lado al oriente del bloque SDC, se localiza un basamento más profundo localizado entre 10,000 y 13,000 m de profundidad. Por otro lado, al sur de esta zona de fallas, el comportamiento es inverso, al occidente se presentan una extensa región de basamento profundo, subyacente a las localidades de Moctezuma, Villa de Arriaga, Ahualulco y San Luis Potosí (hasta 12,500 m); mientras que al oriente, en la región entre Milagro de Guadalupe, Guadalcázar y Cerritos se localizan valores más someros con mínimos de alrededor de 8,500 metros. En su extremo meridional, la presencia de basamento más profundo tiene la particularidad de extenderse en dirección sureste posiblemente debido a la influencia de las estructuras noroeste del SF SL-TEP.

Otra particularidad del basamento de la corteza superior, es la presencia de una región somera localizada en el extremo occidental del área de estudio. La distribución de esta franja con mínimos de hasta 5,000 metros, es consistente con la presencia de estructuras asociadas al S. Villa García-Benito Juárez. Los límites orientales de esta región, se encuentran

configurados hacia el sur por estructuras como las fallas normales de la región de Pinos, Bloque Sierra de Salinas, que delimitan un cambio de alto gradiente hacia el basamento profundo de la región de Ahualulco-San Luis Potosí. Hacia la región central, el gradiente es más suave localizándose algunas estructuras con distribución nor-noreste.

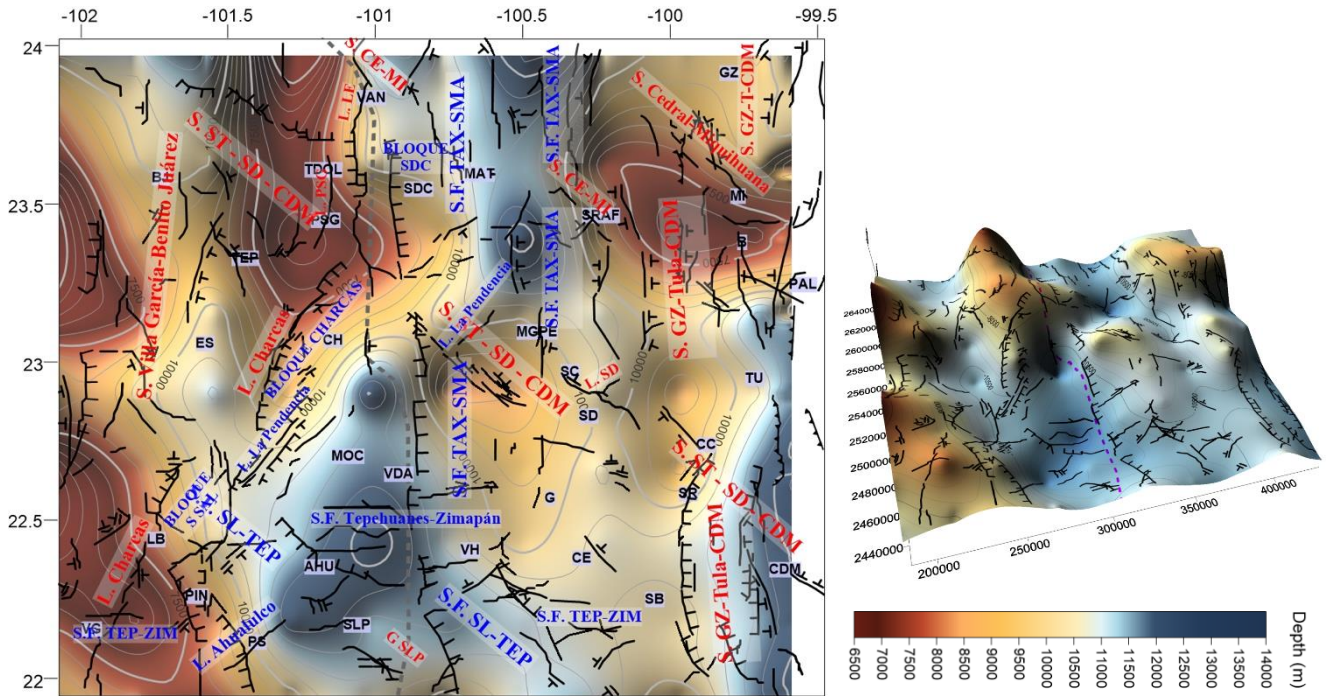


Figura 40. Mapa de profundidad a la superficie 2 de basamento gravimétrico interpretada como el límite entre la corteza superior y media, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras). La línea punteada gris representa el límite entre la Mesa Central y Sierra Madre Oriental propuesta por Nieto-Samaniego et al., 2005.

Otro rasgo estructural importante que se observa en la superficie 2, es la distribución del complejo de estructuras noreste representadas por el lineamiento Charcas, Bloque de Charcas y Lineamiento La Pendencia. Este sistema de discontinuidades es consistente con la presencia de una zona de alto gradiente asociada al contacto entre basamento somero de la región de Tanque de Dolores-Tepetate a basamento más profundo hacia la región de Moctezuma-Villa de Arriaga.

En el caso de la región sudoriental del área de estudio, en las inmediaciones del frente de la Sierra Madre Oriental, se localiza basamento profundo con orientación norte, que abarca profundidades hasta de 12,500 metros. Esta región coincide con fallas normales del Sistema

General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz. Por otro lado, hacia el norte de esta región se encuentra un bloque de basamento somero con configuración que tiende al noroeste, cuyos límites parecen consistentes con la presencia de estructuras del S. Cedral-Miquihuana. La traza de este sistema puede seguirse hasta la región de Vanegas, afectando tanto bloques de basamento profundo (al menos 11,500 metros) en los alrededores de Matehuala y al norte del bloque de Sierra de Catorce.

Respecto al sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz se localizaron algunas respuestas en el basamento, aunque menos marcadas que en los casos anteriores. La presencia de estructuras de éste sistema es visible en la región noroeste en Benito Juárez, entre Tanque de Dolores y Presa de Santa Gertrudis; en la zona central en el área de cruce de éste sistema con el l. La Pendencia y al sureste en los alrededores de los campos de lava de Cerro Colorado y San Rafael. Cabe mencionar que las estructuras atraviesan basamento a profundidades alrededor de los 10 km.

III. Superficie gravimétrica 3 – límite entre la corteza media e inferior.

Al analizar el mapa de basamento gravimétrico número 3, interpretado como el posible contacto entre la corteza media e inferior, se observa que la distribución de esta superficie tiene consistencias con las discontinuidades geofísicas profundas pero también particularidades que no en todos los casos concuerdan con las discontinuidades identificadas (Figura 41).

En esta superficie, destaca la presencia de una zona con profundidades de 24 a 29 km, localizada en la región central. Esta región de basamento más profundo tiene una distribución principal este con variaciones al noreste hacia sus límites al norte y nor-noroeste a noroeste hacia sus límites al sur. Las máximas profundidades de dicha área se ubican en áreas adyacentes, al oeste una más pequeña (~20km) en los alrededores de Estribo, y al este, en una zona más extensa (~70km de longitud) localizada entre Charcas y San Carlos; la región entre ambas áreas coincide con la presencia del lineamiento y bloque Charcas.

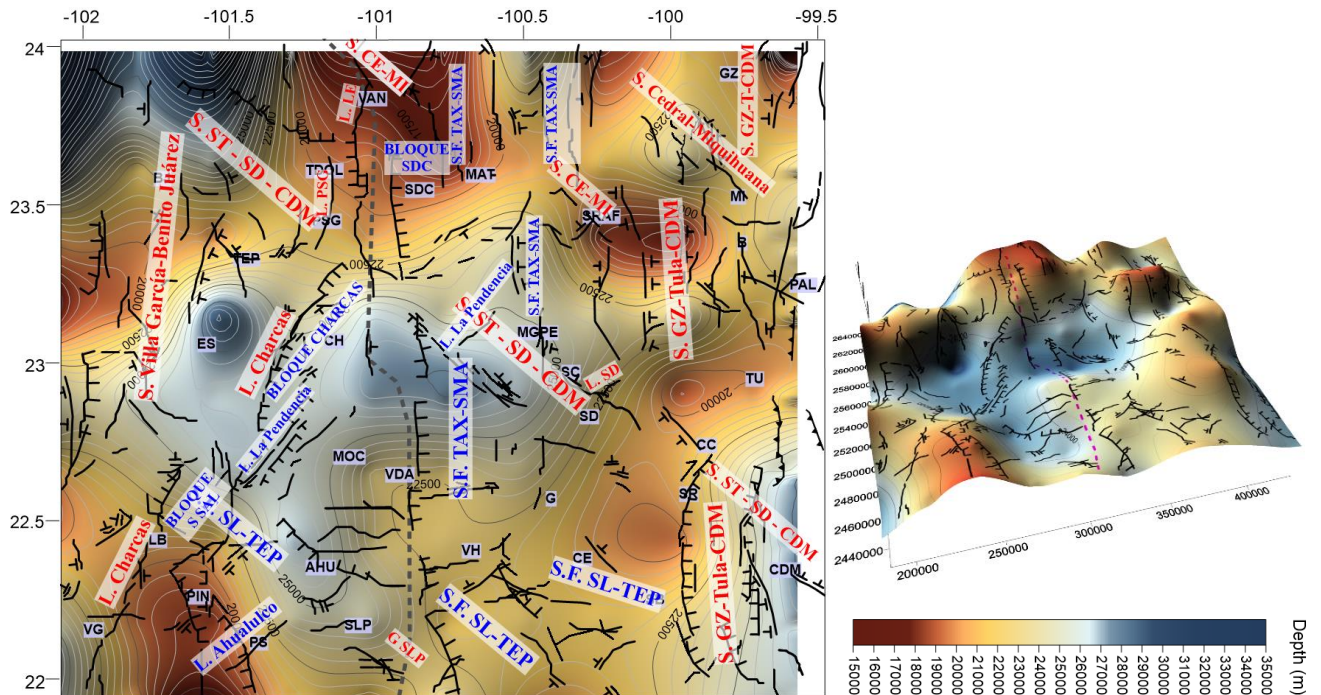


Figura 41. Mapa de profundidad a la superficie 3 de basamento gravimétrico interpretada como el límite entre la corteza media e inferior, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras). Dentro del basamento se identificaron lineamientos asociados a cambios drásticos o de alto gradiente en la profundidad. La línea punteada gris representa el límite entre la Mesa Central y Sierra Madre Oriental propuesta por Nieto-Samaniego et al., 2005.

La zona central de basamento profundo se encuentra delimitada al suroeste por un contacto con rumbo noroeste, consistente con la presencia del SF SL-TEP. Esta discontinuidad configura una zona de alto gradiente hacia basamento más somero (<24 a ~18 km) hacia el sureste. Así mismo, dentro de esta región se localizan profundidades mínimas en un bloque con orientación norte a nor-noroeste, en los alrededores de La Ballena, Pinos y Pino Suárez, el cual es consistente con la presencia de fallas normales pertenecientes al S. Villa García-Benito Juárez. De igual manera, en esta zona se localiza un cambio particular a basamento somero (22 a 24 km) en los alrededores de Villa Hidalgo, cuyo contacto tiene un rumbo norte, consistente con la presencia del SF TAX-SMA.

Hacia el norte de la zona central de basamento más profundo se localiza un contacto con distribución noreste cuya traza se extiende desde el límite occidental del área de estudio, hasta las cercanías de Sierra de San Rafael, pasando por la región de Tepetate y el sur de Sierra de Catorce. Este contacto tiene una extensión de cerca de 200 km aunque pudiera prolongarse unos 60 km más en dirección nor-noreste hasta las inmediaciones de la localidad

de Zaragoza. La estructura define un contacto con al menos tres bloques de basamento somero de los cuales destacan los valores mínimos en la zona que comprende al bloque SDC y la región de Vanegas (mínimos de 15.5 km). Cabe mencionar que este contacto no fue identificado dentro de los sistemas de estructuras profundas, aunque si existen algunas estructuras menores consistentes con la presencia de la misma, como aquellas que se localizan en los alrededores de Tepetate y al sur de Sierra de Catorce.

Otro cambio particular en el basamento se encuentra asociado al S. ST-SD-CDM; su traza atraviesa basamento profundo en la región de Benito Juárez con profundidades de hasta 27.5 km, extendiéndose en dirección sureste hacia basamento somero en la zona de Presa de Santa Gertrudis. Posteriormente las estructuras de éste sistema son consistentes con la estructura de la zona profunda del centro, en los alrededores de Milagro de Guadalupe y San Carlos, donde delimita profundidades de alrededor de los 25 km. Por último, la traza antes descrita, se extiende a través de dos bloques de basamento somero a la altura de los campos volcánicos de San Rafael y Cerro Colorado. Cabe mencionar que no se identifica un cambio de basamento consistente con las estructuras noroeste en la región de Ciudad del Maíz.

5.3.7.2 SPI

El método de SPI (*Source parameter imaging*) permite calcular la profundidad de las fuentes magnéticas; en este caso se comparó la estructura de la superficie magnética arrojada por este método y los sistemas y estructuras regionales/profundas caracterizadas por el método de máximos gradientes.

Los resultados muestran que existe correspondencia entre la mayoría de las estructuras identificadas y la topografía del basamento. Dentro de los rasgos más sobresalientes se localizan los siguientes:

1. La presencia de las estructuras del S. ST-SD-CDM son consistentes con la distribución de fuentes magnéticas a profundidades intermedias a profundas de entre los 10 y los 30 km de profundidad. Las máximas profundidades se localizan en el extremo noroccidental y sudoriental del sistema de estructuras. En el primer caso se localizan dos cuerpos que coinciden con la traza del SDF; los cuales presentan profundidades superiores a los 30 km. En el caso del extremo sudoriental, las respuestas profundas, igualmente <30km,

se localizan en las inmediaciones del campo de lava de Cerro Colorado, aunque la elongación de los cuerpos asociados es principalmente norte. Así mismo, en la zona entre Cerro Colorado y San Rafael, existe un cambio drástico a basamento somero (7.5 a 5 km de profundidad), delimitado por el sistema ST-SD-CDM. Las fuentes magnéticas de profundidades intermedias se distribuyen alrededor de la región de Presa de Santa Gertrudis, donde no existe una buena definición en los contactos; en la región de Sierra Coronado (al sur de Sierra Catorce) donde hay definidas varias estructuras; y en los alrededores del CVSD (alrededores de Santo Domingo y San Carlos) donde también se definieron algunos contactos del sistema.

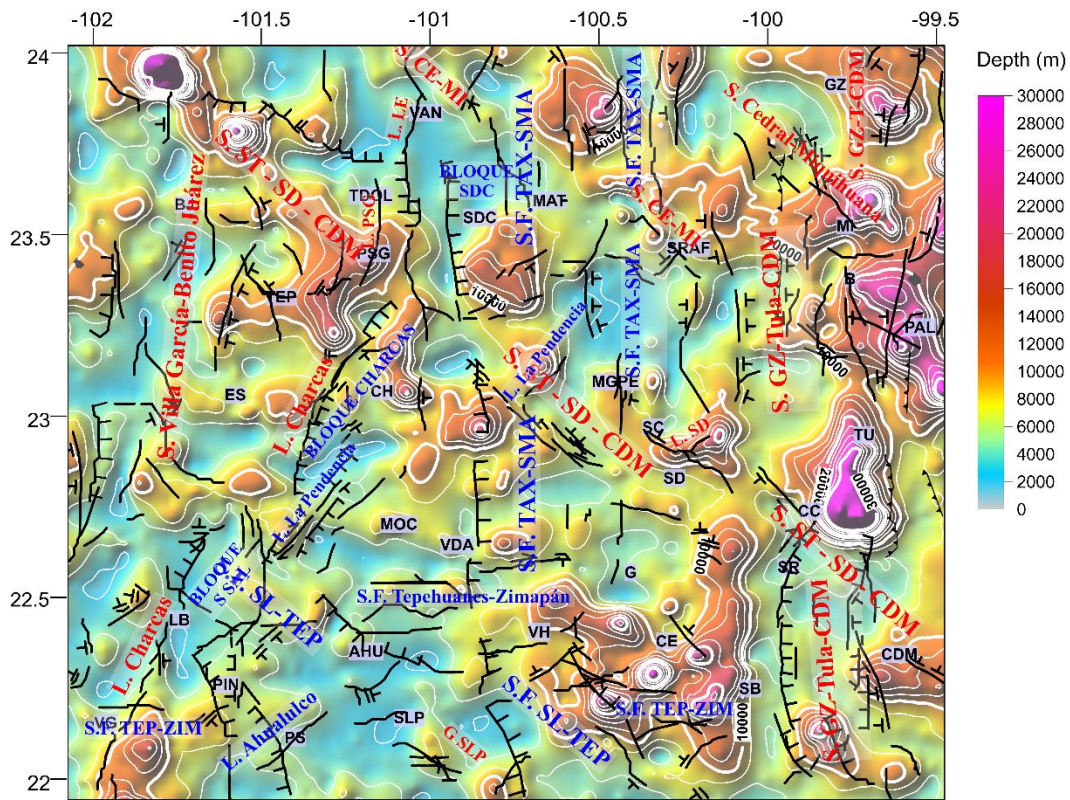


Figura 42. Mapa de profundidad al basamento magnético mediante el método de SPI, con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras).

2. En la zona nor-oriental del área de estudio se localiza una porción del basamento magnético a gran profundidad (superior a los 20 km), con elongaciones norte a nor-noroeste. Esta zona de basamento magnético profundo está formada por cuatro rasgos principales localizados en Tula, Palmillas-Bustamante, Miquihuana y General Zaragoza; la distribución de estos cuerpos es consistente con la presencia de algunas discontinuidades

asociadas al sistema General Zaragoza-Santo Domingo-Ciudad del Maíz, que configuran a su vez un contacto de alto gradiente con basamento más somero localizado al oeste de esta zona.

3. Las estructuras con orientación noreste del sistema Cedral-Miquihuana son consistentes con la presencia de un contacto entre basamento profundo al noreste, de hasta 20-30 km de profundidad, y basamento somero con mínimos de <5km.

4. Las estructuras NNE como los lineamientos de La Pendencia y de Charcas tienen respuestas asociadas a discontinuidades de alto gradiente entre basamento a profundidades intermedias ~10 km y basamento somero <5km; aunque en algunas regiones como la región de Presa de Santa Gertrudis el basamento magnético alcanza hasta los 20km.

5. Existen también respuestas menos marcadas o de menor gradiente como aquellas asociadas al S. VG-BJ con profundidades asociadas menores a 10 km. Así mismo, la presencia del S. TAX-SMA es consistente con algunos bloques de basamento localizados a profundidades intermedias superiores a los 10 km y máximos de hasta 20 km.

5.3.7.3 *Resultados obtenidos con el método de Euler vs contactos regionales*

I. Profundidad a contactos gravimétricos

El análisis de profundidades mediante el método de Euler permitió determinar la profundidad a los contactos o discontinuidades interpretadas. Como se mencionó anteriormente, los resultados del método aplicado en los datos gravimétricos, arrojan estimaciones hacia discontinuidades con orientaciones cercanas al norte y en menor escala noroeste (Figura 43). Dentro de las estructuras mejor definidas se presentan las siguientes:

1. Contactos asociados al SF TAX-SMA son un conjunto de estructuras que se extienden de norte a sur a través de toda el área de estudio, el cual es consistente con el límite preestablecido para la Mesa Central. Dicho sistema se observa en el norte en las regiones de las sierras de Catorce y Sierra Coronado, y en el sur desde Villa de Arriaga hasta el límite

2. Otras estructuras menores asociadas al SF TAX-SMA se localizan en las inmediaciones de Matehuala (profundidades entre 10 y 25 km); al norte de Sierra San Rafael (entre 10 y 25 km); San Carlos (entre 12.5 y 25 km); Villa García (entre los 20 y 40 km). No obstante esta última presenta cambios de rumbo a noroeste que se infiere pueden estar asociadas al S. ST-SD-CDM .

3. Algunas estructuras del S. ST-SD-CDM están bien definidas, principalmente hacia el borde noroccidental del área de estudio. En dicha zona las estimaciones de Euler definen dos estructuras principales, la ubicada más al norte es consistente con fallas normales con buzamiento en algunas regiones al norte y en otras al sur, y con profundidades de entre 10 y 20 km. La estructura al sur, que atraviesa la región de Benito Juárez es consistente con profundidades más someras de entre los 7.5 y los 15 km. Una tercer estructura, paralela a las dos anteriores se localiza en las inmediaciones de Estribo y presenta valores de entre 7.5 y 12.5 km. Como se mencionó anteriormente, en la zona central, dentro del SF TAX-SMA, se localizan estimaciones que definen estructuras noroeste pertenecientes a éste sistema, siendo éstas más profundas con valores principalmente entre los 25 y 35 km. Más al sureste, se localizan respuestas asociadas al sistema noroeste en las inmediaciones de Guadalcázar-Cerritos, con profundidades similares aunque algunas estimaciones se localizan en el rango entre los 35 y 40 km; cabe mencionar que en esta zona no hay discontinuidades identificadas por el método de máximos gradientes (Figura 37, 43). Más allá de Cerritos hay una región de ~60 km sin respuestas asociadas, posteriormente se presentan gran cantidad de estimaciones en varias estructuras con orientación noroeste a nor-noroeste en los alrededores de Tula y Ciudad del Maíz, cuyas profundidades alcanzan entre los 25 y 40 km de profundidad.

4. El segmento norte del lineamiento Charcas, que delimita parte del bloque Charcas, presenta una respuesta bien definida en las estimaciones de Euler, rindiendo estimaciones de entre los 7.5 y 10 km en las fallas más al noreste, y hasta 20 km hacia el suroeste.

5. Algunas discontinuidades del S. VG-BJ fueron definidas por el método de Euler, dentro de las cuales la más representativa se localiza entre Estribo y Benito Juárez, la cual presenta una orientación nor-noreste y profundidades de entre 7.5 y 12.5 km . Más al

sur, se localizan respuestas que definen un contacto nor-noreste en las inmediaciones de Estribo, donde se calculan estimaciones de entre 12.5 y 20 km. Por otro lado, al sur del área de estudio se definen algunas discontinuidades en las inmediaciones de La Ballena y Pinos con profundidades entre los 7.5 y 15 km. Cabe mencionar que en las inmediaciones entre Pino Suárez y San Luis Potosí se localiza otra estructura importante con orientación nor-noreste, la cual arroja estimaciones de hasta 25 km de profundidad. Esta discontinuidad no fue definida por el método de máximos gradientes y por su localización pudiera estar también asociada al SF TAX-SMA.

6. Los resultados de Euler también definen algunas estructuras del S. GZ-Tula-CDM, como es el caso de los alrededores de Ciudad del Maíz, donde se identifican discontinuidades con profundidades de entre los 30 y 40 km. Estas discontinuidades se continúan hasta el sur de Tula. En toda esta zona hay una combinación con respuestas noroeste, asociadas al S ST-SD-CDM. En el caso de estructuras más al norte, se localizan estructuras menos definidas entre Tula y Bustamante, con valores entre 15 y 35 km; así mismo en la región entre Miquihuana y General Zaragoza, se identifica una estructura importante con profundidades entre los 7.5 y los 25 km.

II. Profundidad a contactos magnéticos

En el caso de las estimaciones asociadas a anomalías magnéticas éstas arrojan resultados asociados principalmente a los sistemas de deformación y estructuras con orientación noroeste y noreste. La correlación con los sistemas y estructuras identificados se describe a continuación.

Como se describió anteriormente en el capítulo 5.3.4.2, las estimaciones de Euler para contactos magnéticos profundos definen tres sistemas de estructuras principales con orientación noroeste: 1. La Ballena-San Luis Potosí (LB-SLP), 2. Presa de Santa Gertrudis-Campo San Rafael (PSG-SR), 3. Vanegas-Matehuala-Palmillas (VAN-MAT-PAL). De acuerdo con las interpretaciones de los sistemas de deformación, podemos asociar estas estructuras con las descritas en el capítulo 5.3.6, de la siguiente manera:

1. La estructura La Ballena-San Luis Potosí (LB-SLP) se localiza dentro del SF SL-TEP, alcanzando profundidades máximas de entre 25 y 40 km (Figura 44, 45). Su traza

discontinuidades profundas de entre los 30 y 40 km, sin embargo no presentan contraste en los datos magnéticos.

3. Por último el conjunto de estructuras noroeste que identificamos en la región de Vanegas-Matehuala-Palmillas, son consistentes con el Sistema Cedral-Miquihuana. Los resultados de Euler en datos magnéticos, muestran que se trata de un sistema configurado por estructuras con orientaciones que varían de noroeste a nor-noroeste, las cuales se extienden desde la región de San Rafael hasta los alrededores de Vanegas. Las discontinuidades pertenecientes a éste sistema alcanzan profundidades máximas de entre 35 y al menos hasta 40 km.

Como se mencionó anteriormente, los resultados de Euler en datos magnéticos, exhiben la presencia de algunas estructuras menos predominantes. En este caso utilizando la interpretación de los sistemas estructurales del capítulo 5.3.6, se observaron las siguientes correlaciones:

1. El Lineamiento Charcas (Figura 45) es consistente en la región de La Ballena, con la presencia de discontinuidades asociadas a profundidades de entre 20 y 40 km; en este análisis su traza se pierde hacia la zona de Bloque de Salinas, y vuelve a delimitarse con estimaciones similares al sureste de Estribo. Al noreste, el contacto vuelve a perderse en las inmediaciones del B. de Charcas, para volver a marcarse al sur de Presa de Santa Gertrudis.

2. Dentro del S. GZ-Tula-CDM se observan resultados de Euler, que definen algunas estructuras. Este es el caso de la estructura localizada al suroeste del área de estudio, donde en el extremo sur, se define un contacto con orientación nor-noroeste de aprox. 30 km de extensión y profundidades entre los 20 y los 30 km. Así mismo, al sur de Tula (10-20 km) y en la zona de Palmillas (10 a 25 km ¿?) se identifican discontinuidades aunque a profundidades menores. Dos estructuras muy bien definidas con profundidades de 10 y 12.5 km se identifican al este de la Sierra de San Rafael que concuerdan con la presencia de cabalgaduras y fallas normales con dicha orientación. Por último en el extremo norte de este sistema, en los alrededores de General Zaragoza, se identifica una discontinuidad muy bien definida por Euler, la cual presenta una orientación noroeste, con profundidades máximas de entre 20 y 25 km.

3. En la zona sud-oriental del área de estudio, se localiza una discontinuidad importante, que no había sido definida anteriormente, y que denominaremos Lineamiento Cerro Colorado (Figuras 44 y 45). Dicha estructura se extiende desde los alrededores de San Bartolo y se prolonga hasta la zona de los campos de lava de San Rafael y Cerro Colorado, para finalmente terminar en los alrededores de Tula, alcanzando una extensión total de casi 100 km. La estructura es aparentemente más profunda en las inmediaciones de los campos de lava, alcanzando valores máximos de entre 35 y 40 km, mientras que alrededor de San Bartolo las mayores profundidades alcanzan entre 30 y 35 km. Por último, cerca de Tula, la estructura se vuelve más somera, presentando máximos de entre 12.5 y 15 km.

4. Dentro del S. F. TAX-SMA se identifican algunas estructuras asociadas, aunque muchas respuestas se encuentran amalgamadas a las estimaciones asociadas a otras estructuras, sobre todo en los alrededores de Sierra de Catorce-Matehuala. En este contexto, una de las discontinuidades mejor definidas se localiza al este de Milagro de Guadalupe, la cual se extiende en dirección nor-noreste por cerca de 50 km y presenta profundidades máximas de entre 35 y 40 km. Más al norte, cerca de la latitud 23.5° N, aparece una estructura consistente con la anterior, pero más somera, de profundidades de hasta 25 a 30 km. Así mismo, al noreste del Bloque Sierra de Catorce se define otra estructura importante con orientación norte y profundidades de hasta 35 a 40 km. Otras discontinuidades asociadas se localizan al sur de Matehuala con valores más someros de hasta 20 a 25 km. Cabe mencionar que en este análisis no se localizan respuestas asociadas al SF TAX-SMA, al sur del paralelo 23° N.

5.3.8 Principales sistemas estructurales y estructuras vs distribución de la corteza

5.3.8.1 *Discontinuidades someras y profundas vs Isoterma de Curie*

La configuración de la profundidad a la isoterma de Curie (CPD por sus siglas en inglés “*Curie point depth*”) permite obtener información de la evolución tectónica de la corteza asociadas a las propiedades magnéticas de las rocas que la conforman. Las variaciones en su distribución permiten obtener información de las estructuras profundas/regionales asociadas a la estructura de las secuencias magnéticas.

En este apartado se discutirá la relación de los rasgos estructurales principales con la configuración de la isoterma de Curie. La distribución de la isoterma, el gradiente geotérmico y flujo de calor son discutidos dentro del artículo presentado en el capítulo 6, sin embargo algunos puntos importantes serán retomados en este apartado como es el caso de las regiones principales. En este contexto, se identifican las siguientes regiones con profundidades someras al punto de Curie, las cuales presentan valores de entre 16.6 a 30 km: 1. Mesa Central del Oeste (*Western Mesa Central*); 2. Región este de la Sierra Madre Oriental (*Eastern Sierra Madre Oriental thrust front*); 3. Villa de Arista-Peotillos-Cerritos y 4. Sierra de San Rafael. Por otro lado, se identifica que los valores de CPD profundos se distribuyen principalmente en una región extensa, denominada como Mesa Central del Este (*Eastern Mesa Central*). Esta última se caracteriza por la presencia de profundidades a la isoterma superiores a los 30 km y hasta los 46 km.

Tomando como referencia las regiones antes mencionadas, los resultados del análisis de las discontinuidades regionales/profundas identificadas por medio del método de máximos gradientes en datos magnéticos y gravimétricos muestran que existe una fuerte correlación entre éstas y la distribución de las isotermas.

Como se muestra en la figura 46, uno de los rasgos más notables es la presencia de valores contrastantes de CPD localizados en la región de la Mesa Central del Este. Dicha zona tiene una distribución predominantemente noreste, extendiéndose desde los alrededores de La Ballena, pasando por la región de Estribo-Charcas, hasta la zona de Sierra de Catorce y Matehuala. En este contexto, la traza del Lineamiento La Pendencia representa el contacto entre el dominio de valores profundos de CPD localizados al noroeste de dicha estructura, con profundidades de hasta 42 km en los alrededores de La Ballena, y la presencia de valores someros al sureste, distribuidos en la región de Villa de Arista-Peotillos-Cerritos, con CPD mínimos de 22 km en los alrededores de Villa de Arriaga. Otro rasgo asociado, es la presencia de los bloques Sierra de Salinas y Charcas los cuales también se encuentran delimitados por el lineamiento antes descrito, así como por el lineamiento Charcas, paralelo al mismo. Ambos bloques se localizan dentro de la zona de bajo gradiente geotérmico, siendo consistentes con la orientación que describen las isotermas en esta región. Esta alineación de bloques con orientación noroeste, puede extenderse hasta la región de Sierra de Catorce, con la presencia

(16 °C/km), y una región de gradiente más elevado (al menos 22 °C/km) al oeste, en las inmediaciones de Tanque de Dolores (TDOL). Al este de SDC, se presenta un caso similar al anterior localizándose CPD someros (mínimos <22 km) al norte de la Sierra de San Rafael. Al igual que en contacto al oeste, en esta región también se localizan estructuras del SF-TAX-SMA y su continuidad parece extenderse en las isothermas hacia la región de Milagro de Guadalupe, aunque en esta zona el gradiente no es tan alto como en el caso anterior.

Hacia la zona central del área de estudio, en las inmediaciones de Villa de Arista, las estructuras del del SF-TAX-SMA se extienden a lo largo de una zona de profundidades someras a la isoterma y un correspondiente alto gradiente geotérmico (20 km y 32°C/km respectivamente). Como se observa en la figura 46 las isothermas de la región de VDA definen una estructura burdamente rectangular con gradiente geotérmico elevado, cuyos límites oriental y occidental tienen orientaciones norte; mientras que al norte está delimitado por el lineamiento La Pendencia y al sur por el sistema de estructuras San Luis-Tepehuanes. Esta zona pertenece a la región geotérmica descrita en el capítulo 6 como Villa de Arista-Peotillos-Cerritos, donde en la región de Villa de Arista las isothermas con punto de Curie somero parecen tener una correlación con las fallas normales norte del SF TAX-SMA; no obstante hacia la zona de Villa de Hidalgo y Cerritos, éstas tienen orientaciones predominantes al oeste, siendo consistentes con el S.F. SL-TEP. Así mismo, ambas regiones se encuentran alineadas hacia el noroeste dentro de esta región anómala caracterizada por presentar un alto gradiente geotérmico (máximos de 32°C/km).

Respecto a la región este del frente de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, se reconoce que existe correspondencia entre las estructuras del S. General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz, las cuales presentan la misma orientación que las isothermas de esta zona. No obstante, las discontinuidades de este sistema no se localizan sobre los valores mínimos de CPD, sino que se alinean adyacentemente a la región de mayor gradiente, delimitando isothermas ubicadas alrededor de los 26 km de profundidad aunque al oeste de Bustamante se correlacionan con isothermas más profundas de entre 32 y 36 km de profundidad.

Así mismo, en el caso de la región oeste de la Mesa Central, algunas estructuras del S. Villa García-Benito Juárez se localizan dentro de ésta. Sin embargo, es difícil hacer una

buena correlación ya que ésta área se encuentra prácticamente en el límite occidental del área de estudio.

Analizando los datos de profundidad provenientes de las estimaciones de profundidad a contactos del método de Euler podemos corroborar que los sistemas antes descritos tienen respuestas concordantes en la estructura profunda de la corteza. Como se observa en las figuras 47 a y b, las discontinuidades estimadas mediante la aplicación del método de Euler a los datos magnéticos, muestran alineaciones profundas con resultados de hasta 35-40 km, consistentes con orientación noreste entre los límites de la región Mesa Central del este y la zona de Villa de Arista-Ahualulco. Otros contactos profundos estimados en los datos magnéticos, con una influencia notoria en las isothermas son el S. Cedral-Miquihuana, el S. ST-SD-CDM y el S. San Luis-Tepehuanes, ambos con orientación noroeste, los cuales muestran profundidades máximas de hasta 35 a 40 km.

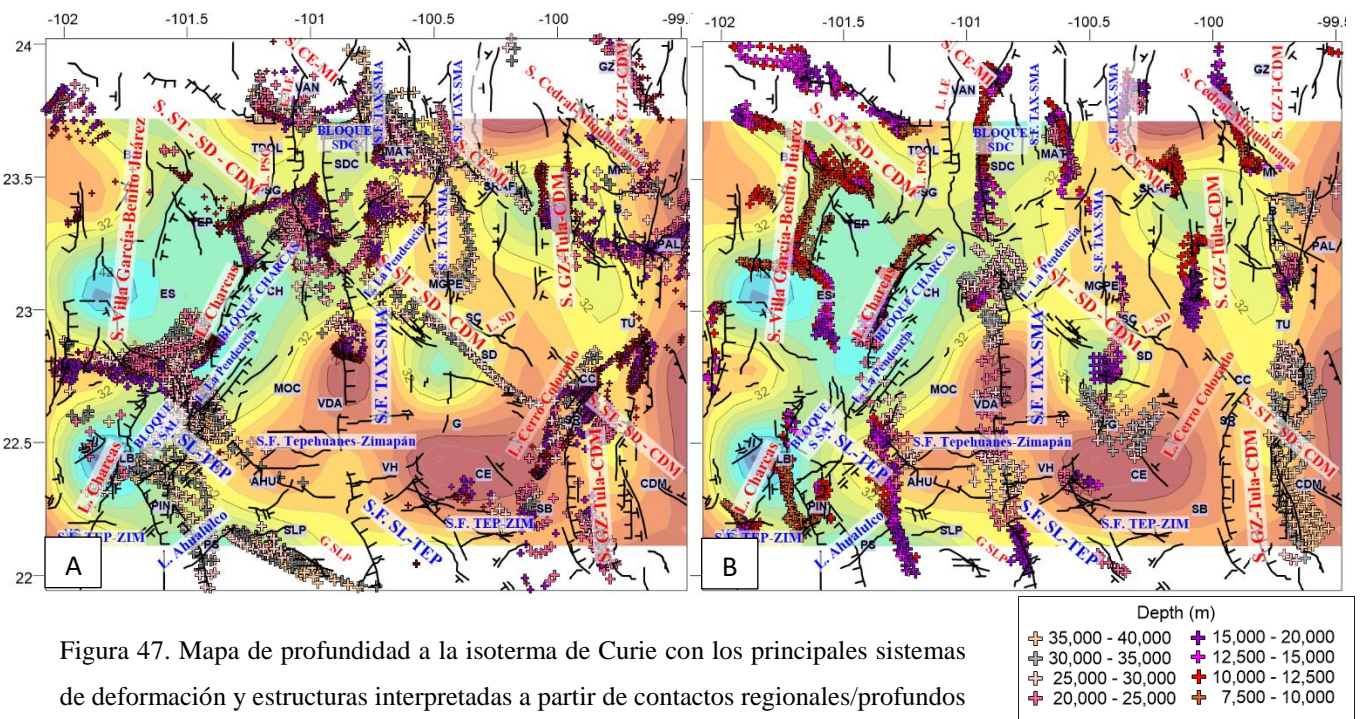


Figura 47. Mapa de profundidad a la isoterma de Curie con los principales sistemas de deformación y estructuras interpretadas a partir de contactos regionales/profundos gravimétricos y magnéticos mediante el método de máximos gradientes (líneas negras). A) Presenta estimaciones de profundidad a contactos/discontinuidades en datos magnéticos mediante el método de Euler. B) Presenta estimaciones de profundidad a contactos/discontinuidades en datos gravimétricos mediante el método de Euler.

En el caso de las estimaciones con base en los datos gravimétricos se observa que las estructuras profundas que identifica el método delimitan algunas de las regiones térmicas previamente descritas. Este es el caso de la de Región Este del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, donde los resultados de Euler coinciden con algunas estructuras del S. GZ-Tula-CDM, sobre todo en la región sur del sistema, alcanzando profundidades de entre 25 y hasta 35 a 40 km. Los resultados también muestran consistencia con las estructuras noreste que delimitan el límite oriental de la región de Mesa Central del Este, específicamente en la región del L. Charcas, con estimaciones de hasta 20-25 km. Así mismo, algunas estructuras del S. Villa García-Benito Juárez se definen por el método de Euler con profundidades más someras de entre 7.5 a 20 km, las cuales concuerdan, en la zona norte, con la delimitación de la región de Mesa Central Oeste.

Por otro lado, como se describió anteriormente, uno de los rasgos estructurales más notorios que definen los resultados de Euler basados en datos gravimétricos es la presencia de estructuras asociadas al S. F. TAX-SMA, las cuales concuerdan, al menos en la región central, con el límite oriental propuesto para la provincia de la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 2005). En este caso los resultados concuerdan en la región norte con la presencia de isothermas con orientación norte y valores intermedios de profundidad al punto de Curie (entre 34 a 36 km), las cuales bordean la región occidental del bloque Sierra de Catorce, exhibiendo los resultados de Euler en esta zona profundidades entre los 7.5 y los 20 km. En la zona centro-sur del área de estudio, las estructuras alcanzan mayores profundidades con resultados de hasta 30-35 km en Euler, atravesando éstas la región de Villa de Arista caracterizada por isothermas someras al punto de Curie (>18 a 22 km) y un alto gradiente geotérmico.

5.3.9 Discontinuidades profundas vs profundidad al Moho

En este apartado se describirá la relación entre el espesor de la corteza en el área de estudio, y los principales rasgos estructurales regionales/profundos previamente identificados (Figura 48). Para lograr esto, se utilizaron las estimaciones de la profundidad al Moho, inferidas a través de técnicas de análisis espectral en datos gravimétricos, las cuales son presentadas en el capítulo 6. Como se describe en dicha sección, la configuración del

1. S. Villa García-Benito Juárez:

Es consistente con el límite oriental de la región de corteza más delgada en la región de la Mesa Central del oeste. Las estructuras de este sistema se extienden en dirección noreste entre una zona de alto gradiente en el espesor de la corteza (con variaciones de profundidad al Moho de entre 35 y 40 km), hasta una zona con un gradiente suave (con valores de ~40 km), localizada en los alrededores entre Estribo y Tepetate. Por otro lado, las estimaciones de Euler en datos magnéticos (figura 49), no exhiben respuestas asociadas a la configuración de la corteza. En el caso de los datos gravimétricos existen algunos resultados puntuales en la porción suroeste de la isolínea de 40 km en el mapa de profundidad a la isoterma de Curie; sin embargo, los valores máximos que se presentan en esta son de 20 km. Otras estimaciones se presentan en la región de gradiente suave, alrededor de Tepetate y Estribo, representando estructuras bien definidas con profundidades de entre los 7.5 y los 12.5 km.

2. S. General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz:

Algunas estructuras de este sistema, sobre todo en la región norte, son consistentes con el límite oriental de la región de corteza comparativamente más delgada, localiza en el extremo este del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. En la región entre General Zaragoza –Bustamante y Palmillas, las estructuras concuerdan con la presencia de un alto gradiente en la distribución del espesor de la corteza de valores 40-41 km hasta mínimos de 35 km dentro de una distancia de ~30 km. Por otro lado, en la región entre Tula y Cerro Colorado, la distribución de las estructuras de éste sistema se pierden, esto de manera consistente con un cambio de orientación en la configuración de los espesores de la corteza de norte a noreste. Posteriormente, en la región sur del sistema, las estructuras son inconsistentes con las orientaciones noroeste que configuran las isolíneas en las inmediaciones de Ciudad del Maíz-Campo San Rafael y Cerritos. No obstante, en el extremo sur del sistema la tendencia de los espesores de la corteza es noreste, consistente con las estructuras del sistema en esta área.

En los resultados de profundidad del método de Euler en datos gravimétricos, no se definen contactos concordantes en la región norte al norte de Miquihuana; no obstante al centro y sur, los resultados definen discontinuidades con orientación norte y profundidades de entre 15 y 40 km en los alrededores de Tula, y entre 25 y 40 km en los alrededores de Palmillas y

Bustamante. Por otro lado, en los datos magnéticos las discontinuidades definidas por las estimaciones de profundidad con Euler, son menos definidas y más someras con valores máximos de entre 20 y 25 km, aunque algunas estructuras no superan los 12.5 km.

3. S. F. San Luis-Tepehuanes:

Las estructuras de este sistema son consistentes con la presencia de un contacto de alto gradiente en la distribución del espesor de la corteza (Figura 49), configurado por la presencia de corteza gruesa al suroeste, en las inmediaciones de Pinos y La Ballena (<40 km a 56 km) y corteza comparativamente más delgada al noreste (40 a 37 km). Localmente, en las inmediaciones del Bloque de Charcas, representado por corteza más delgada con orientación NE, las estructuras del S.F. San Luis-Tepehuanes parecen delimitar su margen sudoccidental, con un cambio de distribución a corteza más gruesa y orientación noroeste.

Cabe mencionar que la región caracterizada por corteza significativamente más gruesa y con alto gradiente en el cambio de espesor, es denominada en este trabajo como el Bloque Pinos-La Ballena cuyos límites laterales (occidental y oriental, respectivamente) parecen ser definidos por los sistemas Villa García-Benito Juárez al occidente, y el S.F. Taxco-San Miguel Allende al oriente.

Este sistema tiene una respuesta marcada en los resultados de Euler calculados en datos magnéticos. Las estimaciones de profundidad definen un conjunto de discontinuidades noroeste, que se extienden a lo largo de la región de San Luis Potosí-La Ballena, así como los alrededores de Ahualulco, con valores de entre 30 y 45 km. Cabe mencionar, que en este sistema de discontinuidades es la única zona donde se presentan estimaciones de profundidad en Euler de hasta 40-45 km, siendo estos consistentes con la presencia de una región donde los espesores de corteza son máximos (hasta 56 km). Así mismo, en las estimaciones de Euler sobre datos gravimétricos, las respuestas concordantes son limitadas a discontinuidades pequeñas de alrededor de 20 km de longitud, en las inmediaciones de Ahualulco, con profundidades entre 20 y 30 km.

4. Lineamiento Charcas y Lineamiento La Pendencia:

Estas estructuras parecen delimitar a un bloque alargado en dirección noreste que se extiende desde las inmediaciones de Charcas y Moctezuma, hasta Matehuala. Este bloque se caracteriza por la presencia de corteza relativamente más delgada (37 a <40 km), respecto a corteza ligeramente más gruesa (40-41 km) en sus bordes noroccidental y sudoriental. Aunque las estructuras no delimitan un cambio drástico en el espesor de la corteza, es notoria su consistencia con esta estructura de distribución noreste, la cual es paralela a su vez a la distribución de las regiones de corteza más delgada al oeste de la Mesa Central y en el frente oriental del sistema de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Cabe mencionar, que la estructura identificada como Bloque de Charcas, concuerda con la distribución de los valores mínimos en el espesor de la corteza.

Respecto a las estimaciones de profundidad, los resultados en datos magnéticos definen discontinuidades concordantes el Lineamiento Charcas, presentándose gran cantidad de estimaciones con valores desde los 10 hasta los 40 km. Así mismo, los datos gravimétricos delimitan este lineamiento en las inmediaciones del Bloque Charcas, exhibiendo valores máximos de 25 km. En el caso del Lineamiento La Pendencia, los datos magnéticos se arrojan valores profundos entre 25 y 40 km al sureste de la estructura, en los alrededores de la región del Bloque Sierra de Salinas; sin embargo es importante mencionar que las respuestas están aglomeradas con otras estructuras que posiblemente tienen orientaciones distintas. Por otro lado, en el sector central, al sur de SDC los valores varían entre los 10 y 30 km con máximos extraordinarios de 40 km. En el caso de los datos gravimétricos, se definen algunas estructuras al sureste de Sierra de Catorce (aprox. 30 km. al noreste de Charcas), las cuales presentan orientación noreste y profundidades de ~ 10 a 15 km; no obstante, sus respuestas parecen amalgamadas con la presencia de respuestas asociadas al SF. TAX-SMA.

5. S. F. Taxco-San Miguel de Allende:

La presencia de este sistema estructural no es tan evidente en la distribución de los espesores de la corteza, sobre todo debido a que estas estructuras atraviesan una región donde los gradientes son más suaves; es decir la variación en espesores con respecto a la distancia es menor. Sin embargo, la orientación de algunos rasgos en las isolíneas de espesor de la

corteza es concordantes con la presencia de este sistema. Este es el caso de la región norte donde predominan orientaciones norte en los contornos del espesor de la corteza, con variaciones suaves entre 37 y 40 km de profundidad, localizándose el gradiente más marcado en los alrededores de Sierra de San Rafael (Figura 48, 49). Otra región donde las estructuras son consistentes es en la región centro-sur, tal es el caso del margen oriental del bloque de corteza más delgada entre Charcas y Moctezuma, los alrededores de Villa de Arista y Villa Hidalgo, así como el flanco oriental del graben San Luis Potosí. Cabe mencionar que al sur de Villa Hidalgo el gradiente se vuelve más marcado, siendo las estructuras del SF. Taxco-San Miguel de Allende (definidas en este trabajo) consistentes con el límite oriental del Bloque Pinos-La Ballena.

Como se ha mencionado anteriormente, las estimaciones de profundidad de Euler en datos gravimétricos muestran muy buena correlación con la presencia de las estructuras de éste sistema, sobre todo en la región central donde el conjunto de estructuras concuerda con el límite de la Mesa Central. Por otro lado, se observa que las estimaciones son más someras en los alrededores entre Sierra de Catorce, Matehuala y Sierra de San Rafael, con profundidades de entre 10 y 25 km. Por otro lado en la región centro-sur, donde las estructuras concuerdan con la distribución de contactos de mayor gradiente, la profundidad estimada sobre las estructuras es mayor, presentándose resultados de entre 20 y 40 km. Por otro lado, los resultados de Euler también definen una estructura importante con orientación nor-noroeste localizada al este de San Luis Potosí y Ahualulco, la cual tiene profundidades de entre 15 y 25 km. Dicha estructura se localiza dentro del bloque de corteza más gruesa de Pinos-La Ballena y concuerda con una serie de estructuras paralelas localizadas en el mismo, así como la parte final del límite de la Mesa Central, la cual configura el borde oriental del graben de San Luis Potosí.

6. Sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz:

La presencia de éste sistema es consistente con los siguientes rasgos topográficos de la superficie que limita la parte inferior de la corteza: a) En la región entre Ciudad del Maíz y Santo Domingo, concuerda con los límites al sur de la región de corteza más delgada correspondiente a la región del este del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra

Madre Oriental. En esta región se presenta un alto gradiente en el cambio de espesor hacia corteza más profunda, desde valores de alrededor de los 35 km hasta más de 40 km. Las estimaciones de Euler en datos gravimétricos, definen estructuras profundas en los alrededores de Ciudad del Maíz de entre 25 y 40 km, y algunos valores excepcionales de entre 40 y 45 km.

b) Al suroeste de Milagro de Guadalupe, se presenta un cambio suave en la profundidad de 40 a 41 km, así como al noreste del Bloque de Charcas, donde las estructuras marcarían un cambio entre los valores de corteza más delgada en los alrededores del bloque, y corteza más profunda en los alrededores de Sierra de Catorce y Matehuala. Estas discontinuidades se encuentran muy bien definidas en el método de Euler sobre datos magnéticos con valores de entre 25 y 40 km; mientras que en los datos gravimétricos su presencia parece sugerida en la zona sur de Sierra de Catorce con valores de entre 25 y 35 km.

7. Lineamiento Cerro Colorado:

Esta estructura se definió por su respuesta como discontinuidad en el método de Euler sobre datos magnéticos al ser una estructura con una longitud importante (casi 80 km desde San Bartolo hasta Tula). El análisis de la distribución de la corteza muestra que esta discontinuidad es consistente con la distribución de la parte sur de la región de corteza delgada de la Sierra Madre Oriental. Las estimaciones de profundidad al contacto muestran valores de entre 10 y 40 km.

5.3.10 Compendio de los principales sistemas estructurales

Sistema/ estructura	Estatus		Respuesta		Profundidad método de Euler	Observaciones
	Con- firmada	Nueva	Mag.	Grav		
S. F. Taxco- San Miguel Allende					Zona norte hasta 20 km en datos gravimétricos y 35-40 en datos magnéticos; en el centro sur 35 km.	Su respuesta en el método de Euler predomina en datos gravimétricos. No obstante, se identifica en respuestas de los horizontes gravimétricos 1, 2 y 3, afectando basamento a profundidades entre 15-20 km al norte, hasta 30 km en la región centro (este de Charcas) y 25 km al sur (Ahuatlulco-SLP). Parece guardar relación con CPD somero en región Villa de Arista y Villa Hidalgo. Concordante con orientación de isolíneas de espesor de la corteza, aunque no muestra un alto gradiente en el MOHO
S. F. San Luis- Tepehuanes					Hasta 40 a 45 km de profundidad en datos magnéticos, 20-30 km en gravimétricos.	Su respuesta en el método de Euler es principalmente en datos magnéticos y en los datos de gravedad es muy limitada. Sin embargo, se identifica en los horizontes gravimétricos 1, 2 y 3; en este último tiene influencia a profundidades de hasta 25 km. Apunta tener relación con la presencia de CPD someros en la región de Villa de Arista-Villa Hidalgo-Cerritos. Su influencia es consistente con cambios marcados en el espesor de la corteza; concuerda con el límite del Bloque Pinos-La Ballena.
S. Villa García- Benito Juárez					De 12.5 a 20 km de profundidad en zona norte; 7.5 a 15 km y hasta 25 km en región Pino Suárez- San Luis Potosí. No hay respuesta para datos magnéticos.	Su presencia es poco marcada en los contactos definidos por el método de Euler, sin embargo, si se define en el método de máximos gradientes tanto en los datos gravimétricos como magnéticos. Su distribución es consistente con la orientación de las superficies 1 basamento gravimétrico y marca una discontinuidad importante en la superficie 2. Su respuesta es visible en la región sur de la superficie 3 delimitando cambios de profundidad de entre 20 y 25 km. Es consistente con los límites al este de zona "Mesa Central del oeste" caracterizada por un alto gradiente geotérmico y bajo CPD. Concuerda con región de alto gradiente en el MOHO que delimita al este la región de corteza más delgada "Mesa Central del oeste".
S. San Tiburcio- Santo Domingo- Ciudad del Maíz					En datos gravimétricos hay estructuras definidas entre 7.5 a 20 km de profundidad en zona noroccidental; en la zona central entre 25 y 35 km y al sureste entre Tula y CDM alcanzan profundidades entre los 25 y 40 km. En datos magnéticos: entre 25 y 40 km en la zona central desde PSG a SR.	Se localizan estructuras asociadas tanto en datos magnéticos como gravimétricos. Sin embargo, las respuestas profundas testing mejor definidas en Euler para datos magnéticos en la región central del sistema. La presencia de este sistema es consistente con la configuración de la isoterma de Curie en la región. El sistema delimita regiones de alto gradiente geotérmico como Tanque de Dolores, Milagro de Guadalupe-Santo Domingo y Cerro Colorado. Es consistente con el contacto con un bloque de corteza más delgada en CH-MOC; así como los límites al sur de la región de corteza más delgada de la región este del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental.

S. Cedral-Miquihuana				Las discontinuidades magnéticas alcanzan profundidades de hasta 35-40 km; en los datos gravimétricos las estructuras no están bien definidas.	En el método de Euler las respuestas predominan en datos magnéticos donde configuran estructuras profundas bien definidas. Las estructuras identificadas por Euler en datos gravimétricos y por el método de máximos gradientes, corresponden a segmentos cortos y estructuras dispersas. En el mapa de basamento magnético obtenido por SPI, este sistema delimita un contacto importante con orientación noroeste, entre un complejo de cuerpos anómalos profundos y respuestas asociadas a materiales someros. La correlación con la configuración del CPD solo es visible en las regiones de Miquihuana y en la Sierra San Rafael donde concuerdan con la orientación de bloques de alto gradiente geotérmico. En el mapa del Moho, parece no existir una correlación importante.
S. General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz				En datos gravimétricos las estructuras alcanzan profundidades de 15 a 40 km en la zona central (región de Palmillas) y entre los 25 y 40 km al sur (región Tula-Ciudad del Maíz). En datos magnéticos son menos definidas y más someras con valores máximos de entre 20 y 25 km, aunque algunas estructuras no superan los 12.5 km	Con el método de Euler las respuestas se encuentran mejor definidas para datos gravimétricos; así mismo, su respuesta es muy marcada en el gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer definiéndose gran cantidad de estructuras de extensión importante. Su presencia se encuentra muy bien definida en el método de máximos gradientes tanto en estructuras superficiales como profundas. En las respuestas de basamento magnético por SPI el sistema cruza bloques a profundidades entre ~10 a 30 km Estas estructuras son consistentes con el límite occidental de la región de CPD somero del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Su distribución concuerda también con la presencia de una región de alto gradiente en el espesor de la corteza, que marca el cambio de corteza más gruesa al oeste, con valores de 40-41 km, hasta mínimos de 35 km en la región antes mencionada.
L. Charcas				En datos magnéticos as fallas más al noreste oscilan entre los 7.5 y 10 km de profundidad, y llegan hasta 20 km hacia el suroeste. Las estructuras van de 20 a 40 km de profundidad en datos gravimétricos.	Su presencia se identifica en el método de Euler en ambos tipos de datos, además del método de máximos gradientes, siendo su respuesta muy marcada en estructuras someras. Este lineamiento forma parte de un sistema de estructuras NE predominantes en la distribución de dos regiones principales, la del noroeste con valores profundos del CPD y la del sureste con valores más superficiales. Su respuesta también es consistente con la distribución del espesor de la corteza, delimitando el contacto occidental de un bloque de corteza delgada con orientación NE.
L. La Pendencia				En datos gravimétricos hay muy pocas discontinuidades, algunas estructuras al sureste de SDC tienen profundidades de ~ 10 a 15 km. Los datos magnéticos arrojan valores profundos entre 25 y 40 km al sureste de la estructura (región del Bloque Sierra de Salinas),	Se identifica muy bien dentro de los contactos superficiales con el método de máximos gradientes, aunque en los contactos profundos la estructura pierde continuidad en la región noreste. En el método de Euler su respuesta es discontinua para datos magnéticos, definiéndose principalmente parte de los segmentos al noreste. Para datos gravimétricos las respuestas son poco definidas, aunque podría haber respuestas asociadas al sur de SDC. Este lineamiento forma parte de un sistema de estructuras NE predominantes en la distribución de dos regiones principales, la del noroeste con valores profundos del punto de Curie y la del sureste con

				<p>aunque ahí las respuestas están aglomeradas con las de otras estructuras; en el sector central, al sur de SDC los valores varían los 10 y 30 km, con máximos extraordinarios de 40 km.</p>	<p>valores más superficiales. Es consistente con la distribución del espesor de la corteza, delimitando el contacto oriental de un bloque de corteza delgada con orientación NE en las inmediaciones entre Moctezuma y Charcas.</p>
L. Ahualulco				<p>No parece existir discontinuidades definidas en el método de Euler.</p>	<p>En el método de máximos gradientes la respuesta asociada a fuentes superficiales/locales está representada por segmentos discontinuos, aunque definen una traza de extensión importante; en las respuestas regionales/profundas, los contactos se limitan a la región sudoccidental del área estudiada.</p>
L. Cerro Colorado				<p>Las estimaciones de profundidad en datos magnéticos muestran estructuras entre 10 y 40 km de profundidad. No se identifica en datos gravimétricos.</p>	<p>La estructura se encuentra muy bien definida en el método de Euler en datos magnéticos, aunque no se identifica en respuesta gravimétrica. Es consistente con la distribución de la parte sur de la región de corteza delgada de la Sierra Madre Oriental.</p>

Tabla 2. Principales sistemas estructurales y sus respuestas magnéticas y gravimétricas.

6. Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data

Journal of South American Earth Sciences 112 (2021) 103565



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames



Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data

Claudia R. Peredo^{a,*}, Vsevolod Yutsis^a, Aaron J. Martin^a, José J. Aranda-Gómez^b

^a División de Geociencias Aplicadas, IPICYT, CP 78216, San Luis Potosí, S.L.P., Mexico

^b Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, 76230, Querétaro, Qro., Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:
Crustal structure
Moho depth
Curie point depth
Geophysical approach
Isostasy
Geodynamic implications
Central Mexico

ABSTRACT

Different interpretations of crustal thickness variations have been proposed for central Mexico. The studied region encompasses the transition between the Mesa Central, an elevated plateau with low relief, and the Sierra Madre Oriental, a late Mesozoic–early Cenozoic fold-thrust belt at lower mean elevation. Crustal models discussed here are based on three different published hypotheses: 1. Homogenous crustal thickness and a flat Moho beneath both provinces; 2. Thicker crust beneath the Mesa Central compared to thinner crust under the Sierra Madre Oriental; and 3. Thinner crust below the plateau and thicker crust beneath the fold-thrust belt. This last configuration implies the presence of lower-density mantle under the plateau to produce the higher mean elevation. We tested these conflicting configurations using gravity and magnetic data to produce forward models of the previously published interpretations and to obtain new crustal thickness and Curie point depth estimates. Our results show significantly higher error for model 1 and similar errors for models 2 and 3, ruling out model 1 but preventing discrimination between models 2 and 3 through forward modeling. However, the geothermal state results along with our depth-to-Moho estimates indicate the presence of a wide region beneath the eastern portion of the Mesa Central with thicker (40–52 km) and colder (-35 to -45 mWm⁻²) crust as compared to thinner crust (34 to <40 km) with elevated heat flow values (-50 to -85 mWm⁻²) beneath the portion of the Sierra Madre Oriental in the study area. Broad negative isostatic anomalies in the Mesa Central are evidence for excess mass/density under the plateau. Our findings are more consistent with model 2 and incompatible with model 3, in which the presence of shallow asthenosphere and partial melt under the plateau implies lower density rocks beneath the plateau and a corresponding steeper geothermal gradient.

1. Introduction

Explaining differences in surface elevations is a fundamental task in tectonics (e.g., Gvirtzman et al., 2016; Pedersen et al., 2016). The mechanisms for creating and maintaining high elevations have been a topic of continuing research and discussion for more than 165 years, since two end-member options were laid out by Pratt (1855) and Airy (1855). Pratt (1855) proposed differences in rock densities to explain gravity anomalies and the high elevations in the Himalaya as compared to its foreland, whereas Airy (1855) called on crustal thickness differences. Three models of isostasy are currently known: the Airy-Heiskanen, Pratt-Hayford, and Vening Meinesz models. The first assumes that topographic masses of low density float on a denser layer of upper mantle (Airy, 1855; Heiskanen, 1931; Heiskanen, 1950; Heiskanen and Moritz, 1967). In the Pratt-Hayford model, the mass of each

column up to a compensation surface at depth D_c is the same, which is equivalent, in plane geometry, to having a constant pressure at depth D_c (Balmino et al., 2012; Balmino and Bonvalot, 2016; Tsoulis, 2001). The Vening Meinesz model states that the lithosphere acts as an elastic plate and its natural rigidity distributes local topographic loads over a broad region (Vening Meinesz, 1931; Mehdi Eshagh, 2016). Assessing these end-member models, or the possibility that an intermediate option exists, is critical for understanding the processes that modify the lithosphere because explaining elevation differences by Airy-Heiskanen isostasy requires a search for ways to thin or thicken the crust, whereas explanations using Pratt-Hayford isostasy require mechanisms to change the density of rocks at depth. Case studies are one means to weigh the merits of these two end-member options.

In our case study area, located in Central Mexico, the Mesa Central (hereafter referred to as the plateau) has a mean elevation of 2088 m

* Corresponding author.

E-mail addresses: claudia.peredo@ipicyt.edu.mx (C.R. Peredo), jjag@geociencias.unam.mx (J.J. Aranda-Gómez).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103565>

Received 16 June 2021; Received in revised form 9 September 2021; Accepted 9 September 2021

Available online 21 September 2021

0895-9811/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

above sea level, more than 600 m higher than the 1434 m mean surface elevation of the neighboring portion of the Sierra Madre Oriental (the foreland fold and thrust belt) east of the plateau (Figs. 1–3). Earth scientists have proposed both crustal thickness and density differences to explain this elevation contrast. Following Urrutia-Fucugauchi (1986), Bartolini and Mickus (2001) used station gravity data to conclude that the crust is 2–6 km thicker beneath the Mesa Central (Fig. 2, Model 2). Campos-Enríquez et al. (1992) and Kerdan (1992) reached the opposite conclusion, likewise principally using gravity data. Building on the seismic data and interpretations in Hales et al. (1970) and Fix (1975), these authors called for 6-km thinner crust beneath the Mesa Central Province (Fig. 2, Model 3). In their model, less dense asthenospheric mantle directly below the Mesa Central crust supports the higher elevation of the plateau.

Recently, Espíndola et al. (2017) presented a crustal structure model for Mexico. This model is based on the analysis of converted teleseismic waves registered at 33 seismic stations that are unevenly scattered throughout the country, with interpolation between stations. The model shows low gradient crust-mantle boundary (Moho) topography under our study transect along the Tropic of Cancer. In the Espíndola et al. (2017) model, the Moho depth ranges from ~40 km under the Mesa Central at the western end of our transect to ~38 km at the eastern end, beneath the Sierra Madre Oriental. More pronounced depth variations, from 36 to 42 km, are shown in the model for the southern portion of the study area. Although these findings are broadly similar to Model 2 results (Bartolini and Mickus, 2001), it is important to note that there is only one seismic station in the north-central part of Mexico, and it is located at the southeastern border of the Mesa Central. Therefore, the uncertainty of the interpolated values across our study region may be larger than elsewhere in Mexico. Further, global crustal thickness models such as those of Mooney et al. (1998), Laske et al. (2013) (Model 1 A), and Szwillus et al. (2019) (Model 1 B) are based mainly on interpolated seismic information. These models yield a nearly flat Moho

beneath the Mesa Central and the Sierra Madre Oriental region; however, the resolution of these models ($5^\circ \times 5^\circ$ for the oldest and $1^\circ \times 1^\circ$ for the two most recent ones) is lower than the resolution that can be obtained from local studies. Five degrees corresponds to about 555 km, the distance between grid points. For comparison, the entire length of our model is about 3° (~330 km) with spatial resolution below $1'$ (~1.8 km). At such coarse resolution, the seismological model of the crust cannot give detailed information about the structure of the studied area, so possible larger crustal thickness variations under our study area may have been overlooked. We therefore adopted an alternative approach to the problem in order to better understand the tectonics in the study area.

In this work, we model gravity and aeromagnetic data to reassess the issue. We first created forward models of the gravity and magnetic data at the latitude of the Tropic of Cancer in the region where Campos-Enríquez et al. (1992) and Kerdan (1992) made their model. In addition, we calculated the depth to the crust-mantle boundary via spectral analysis of the gravity data and compared it with gravity isostatic anomalies to further test alternative options for crustal thickness variations between the plateau and the foreland fold and thrust belt at the latitude of the Tropic of Cancer. Finally, we employed spectral analysis of the magnetic data to calculate the depth to the Curie point beneath the study area. This calculation allowed us to test the hypothesis of hotter mantle at the base of the plateau crust as compared to the mantle directly beneath the neighboring portion of the Sierra Madre Oriental crust, as proposed by Kerdan (1992). Distinguishing between the models summarized in Fig. 2 will improve understanding of lithospheric processes that generate differences in elevation and crustal thickness in this region and, generally, in Earth's continents.

2. Geological setting

The Mesa Central province is a conspicuous topographic feature in north-central Mexico. This plateau covers an area of approximately

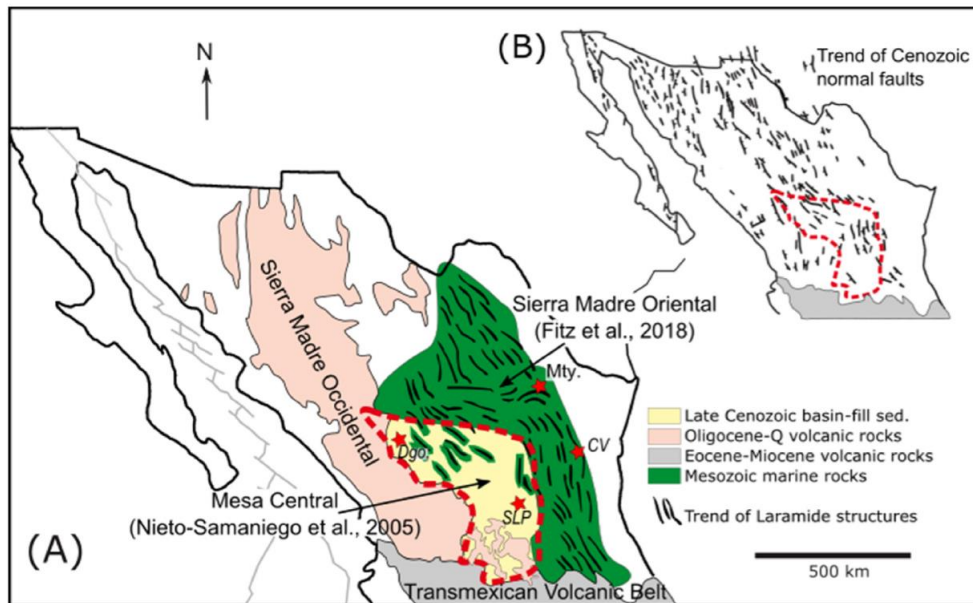


Fig. 1. Generalized geologic map of Mexico. a) The elevated plateau is surrounded by three mountain ranges: Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental and Transmexican Volcanic Belt. Note that within the Mesa Central there are isolated ranges cored by deformed Mesozoic marine sediments and volcanic rocks. Intervening areas between the isolated sierras are occupied by Late Cenozoic basin-fill sediments (De Cserna, 1989; Nieto-Samaniego et al., 2005; Fitz-Díaz et al., 2005). b) Normal fault distribution in the southern part of the Basin and Range Province (Henry and Aranda-Gómez, 1992). Notation used: San Luis Potosí (SLP), Durango (Dgo.), Ciudad Victoria (CV), Monterrey (Mty.).

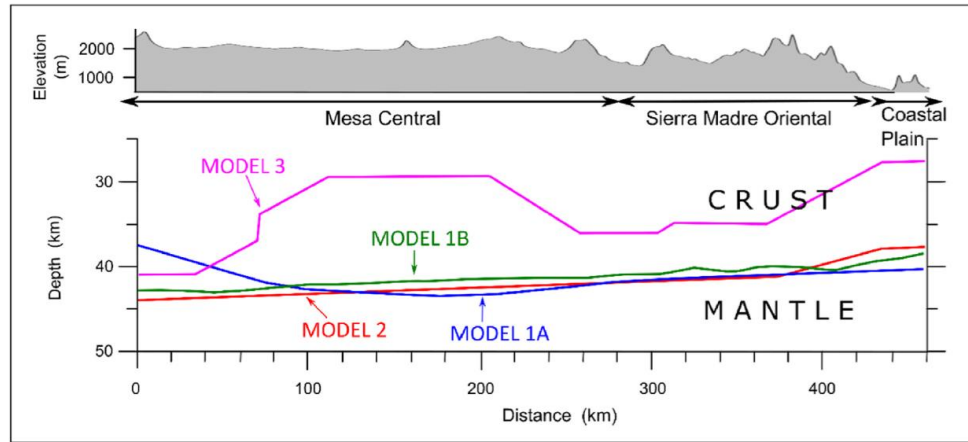


Fig. 2. Moho depth profiles for the different proposed models and topographic profile along the Tropic of Cancer in Central Mexico. The topographic profile shows that the mean elevation of the Mesa Central is more than 600 m higher than the neighboring portion of the Sierra Madre Oriental. The corresponding crustal thickness models that explain the elevation contrast between provinces are shown in different colors. **Model 1A** (blue) (Laske et al., 2013) and **Model 1B** (green) (Szwilius et al., 2019), describes a low-gradient Moho with little change in crustal thickness between the provinces. **Model 2** (red) (Bartolini and Mickus, 2001), has slightly thicker crust beneath the Mesa Central compared to thinner crust below the Sierra Madre Oriental with a smooth curve in the Moho beneath the foreland fold and thrust belt. **Model 3** (pink) (Campos-Enriquez et al., 1992; Kerdan, 1992), shows significantly thinner crust beneath the Mesa Central and contrastingly thicker crust below the Sierra Madre Oriental. Model 3 includes lower-density mantle (3.1 g/cm^3) under the plateau than under the fold and thrust belt (3.3 g/cm^3). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

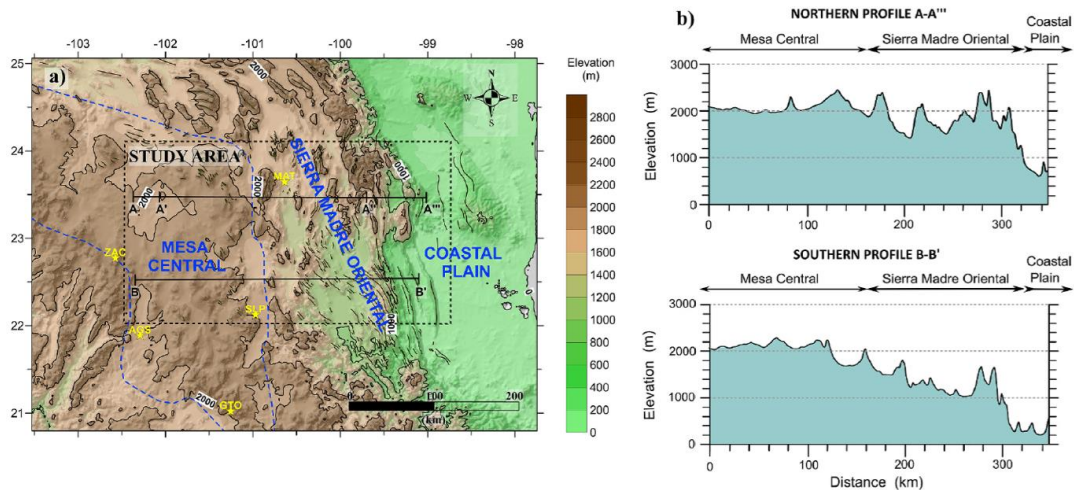


Fig. 3. (a) Shaded relief map with hypsographic units of east-central Mexico. Within our study area, the mean surface elevation of the Mesa Central Province is nearly 600 m higher than that of the portion of the Sierra Madre Oriental Province. (b) Topographic profiles along our northern and southern transects.

94,000 km^2 and is characterized by elevated terrain with low relief. It has a mean elevation of ~ 2100 m above sea level and it is a relatively flat plateau compared to the physiographic provinces that surround it. The high plateau is limited to the west by the Sierra Madre Occidental, a deeply dissected volcanic highland composed of large volumes of late Eocene–early Miocene silicic volcanic rocks and/or subvolcanic plutons (Aranda-Gómez et al., 2000a, 200b; Ferrari et al., 2005; Ferrari et al., 2018) and to the north and east by the Sierra Madre Oriental, a foreland fold and thrust belt assembled by the deformation mainly of marine sedimentary Mesozoic rocks. In some areas deformation also involved the depositional substrate for these sedimentary rocks. The deformation

ages in the fold and thrust belt range from Late Cretaceous to Eocene, with the oldest portion of the structures distributed toward the southwestern side of the belt and the youngest toward the northeastern side (Dickinson and Snyder, 1978; Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2018).

The study area is limited by parallels 22° and 24° and meridians -99° and -102.5° , comprising the east-central portion of the Mesa Central and the central part of the Sierra Madre Oriental (Figs. 1 and 3a). At the center of this broad region, the \sim north-trending Taxco-San Miguel Allende Fault system (TAX-SMA FS) crosses the study area, bounding these provinces. This structural feature, formed by a complex

set of normal faults, extends for more than 500 km from Southern to Central Mexico, where it appears to end west of the Sierra de Catorce (Fig. 4 a, b). The TAX-SMA FS is interpreted as a long-lived fault system that experienced several periods of activity during the Cenozoic Era (Alaniz-Álvarez and Nieto-Samaniego, 2005; Alaniz-Álvarez et al., 2002). Further, this structure roughly coincides with the limits of two important paleogeographic elements known as the Central Mexico

Mesozoic Basin (CMMB) and the Valles-San Luis Potosí calcareous platform (VSLPP), whose origin is related to breakup of Pangea and the opening of the Gulf of Mexico during Late Jurassic–Cretaceous time (Carrillo-Bravo, 1971; Martini and Ortega-Gutiérrez, 2018).

Sedimentary rocks associated with the CMMB are exposed in the western portion of the study area, in the plateau, and are dominated by deep-water sedimentary successions that may reach a depositional

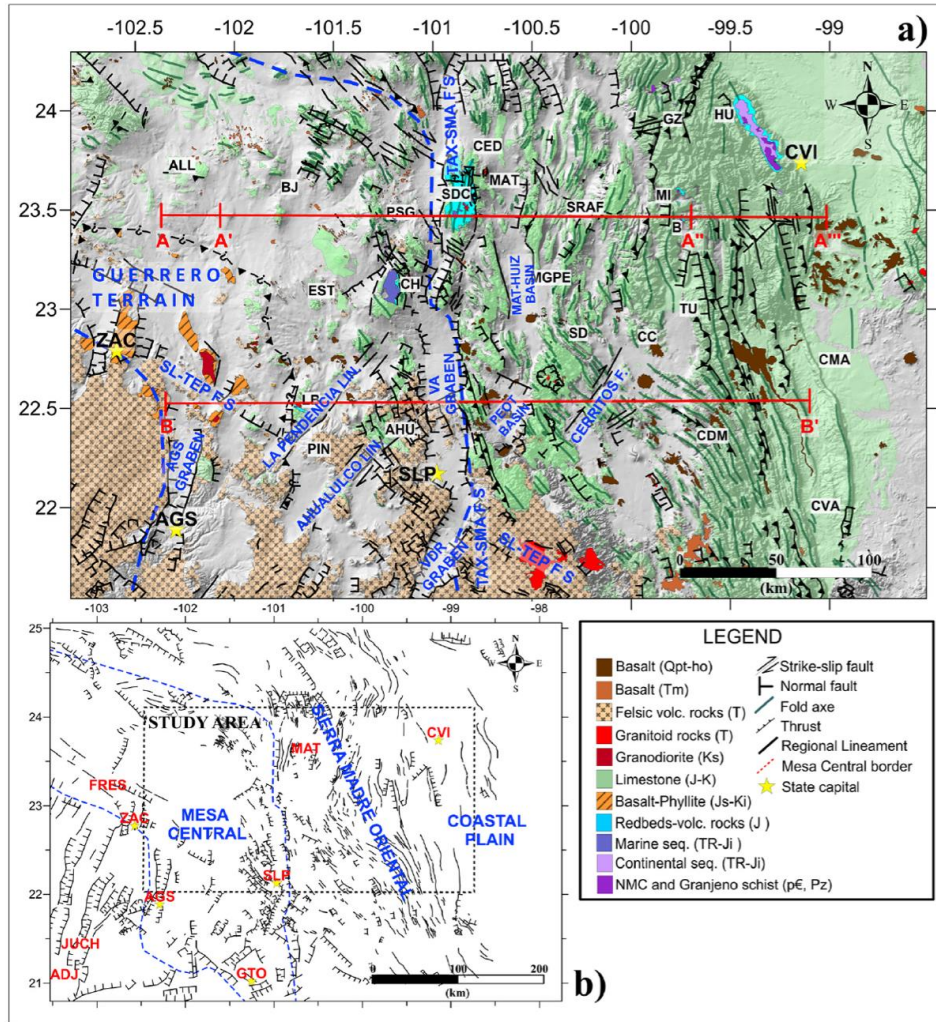


Fig. 4. a) Geological map. b) Regional structural map. (Modified from SGM, 1996; 1998, 1999, 2004; Nieto-Samaniego et al., 2005). The study area includes the boundary between two physiographic provinces, the Mesa Central (west) and the Sierra Madre Oriental (east). The western province is an elevated plateau characterized by low gradient topography. The southern part of the Mesa Central is covered by a thick layer of felsic volcanic rocks which are considered part of the Sierra Madre Occidental volcanic province; outcrops of these rocks seem to be bound to the north by the San Luis-Tepehuanaes fault system (SL-TP FS). At the northern and eastern boundaries of the plateau, the Sierra Madre Oriental foreland fold and thrust belt principally consists of folded Mesozoic sedimentary rocks deformed during the Laramide Orogeny. Located at the center of the study area, a north-trending array of normal faults known as the Taxco-San Miguel de Allende fault system (TAX-SMA FS) marks the boundary between the provinces. This structure also bounds two paleogeographic provinces, the Central Mexico Mesozoic basin (west) and the Valles-San Luis Potosí platform (east). The extensional deformation that has affected the Mesa Central since Early Oligocene time is exhibited by NE-SW, NW-SE, and N-S families of normal faults that bound several graben structures such as Villa de Reyes (VDR), Villa de Arista (VDA), Peotillos (PEOT), Matehuala-Huizache (MAT-HUIZ) and Aguascalientes grabens (AGS). Notation used for other localities: ADJ: Altos de Jalisco, AGS: Aguascalientes, AHU: Ahualulco, ALL: Allende, B: Bustamante, BJ: Benito Juárez, CC: Cerro Colorado, CDM: Ciudad del Maíz, CED: Cedral, CH: Charcas, CMA: Ciudad Mante, CVA: Ciudad Valles, CVI: Ciudad Victoria, EST: Estribo, FRES: Fresnillo, GTO: Guanajuato, GZ: General Zaragoza, HU: Huizachal, HUIZ: Huizache, JUCH: Juchipila, LB: La Ballena, MAT: Matehuala, MGPE: Milagro de Guadalupe, MI: Miquihuana, PIN: Pinos, PSG: Presa de Santa Gertrudis, SD: Santo Domingo, SDC: Sierra de Catorce, SLP: San Luis Potosí, SRAF: San Rafael, TLA: Tlatenango, TU: Tula, ZAC: Zacatecas.

thickness of a few kilometers (1–3 km) (Carrillo-Bravo, 1982; Chávez-Cabello et al., 2005). To the east, the VSLP platform is formed by a thicker succession of shallow-water carbonate rocks (Carrillo-Bravo, 1971). Both assemblages lay discordantly atop the Nazas Formation, composed of a sequence of Lower-Middle Jurassic volcanic and volcanoclastic rocks that are part of the Nazas magmatic province (Barboza-Gudiño et al., 1998; Bartolini et al., 2003; Barboza-Gudiño et al., 2008; Lawton and Molina Garza, 2014).

Triassic marine rocks represented by turbiditic successions discordantly underlay the Jurassic volcanic units in the plateau. Outcrops of these rocks occur in the uplifted blocks of the Sierra de Catorce, Charcas and Salinas, and in the outskirts of Zacatecas City (Fig. 4a). The formation of these deposits is related to the presence of a submarine fan system located in the paleo-Pacific margin of Pangea (Barboza-Gudiño et al., 2010; Centeno-García, 2005; Centeno-García and Silva-Romo, 1997; Silva-Romo et al., 2000). In addition, in the Sierra Madre Oriental, late Triassic continental facies have been interpreted as part of a fluvial system (Barboza-Gudiño et al., 2010; Barboza-Gudiño et al., 2012). These rocks are exposed in the Huizachal-Peregrina anticlinorium, ~20 km west of Ciudad Victoria (Fig. 4a), and in the San Marcos-El Alamar area in southern Nuevo León (Barboza-Gudiño et al., 2010).

Finally, a meta-volcanosedimentary complex known as the Granjeno schist (Carrillo-Bravo, 1961) of upper Paleozoic age is exposed in the basal complex underlying the fold and thrust belt (De Cserna et al., 1977; Dowe et al., 2005; Torres-Sánchez et al., 2017). These Paleozoic rocks are exposed at the toward the front of this province, in the Miquihuana-Bustamante, Zaragoza and Aramberri uplifts, and in the Huizachal-Peregrina anticlinorium (Torres-Sánchez et al., 2017) (Fig. 4a). In addition, the oldest rocks along the Sierra Madre Oriental province are the Precambrian rocks of the Novillo Metamorphic Complex (NMC) (Fries and Rincón-Orta, 1965; Alemán-Gallardo et al., 2019). These meta-igneous and meta-sedimentary units are exposed in the Huizachal-Peregrina anticlinorium. The NMC is considered the northernmost exposure of the Oaxaquia microcontinent (Ortega-Gutiérrez et al., 1995, 2018).

The older rocks that underlie the Triassic successions are not exposed in the plateau; nevertheless, some authors have suggested the presence of Grenvillian granulitic basement in this region as part of the inferred extension of Oaxaquia (Schaaf et al., 1994; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Lopez et al., 2001; Centeno-García, Guerrero-Suastegui & Talavera-Mendoza, 2008). In this model, these rocks border transitional oceanic crust to the west, near the region of Zacatecas City (Barboza-Gudiño et al., 2010; Centeno-García, 2005; Centeno-García and Silva-Romo, 1997). Also in the western region, the presence of Upper Cretaceous metamorphosed pillow lava and volcanoclastic successions have been correlated with the older rocks of the Zihuatanejo terrane. Although the tectonic origin of these rocks is not yet clear, it has been suggested that they represent transitional to oceanic assemblages accreted during subduction in the early Jurassic Period (Centeno-García et al., 2008).

Cenozoic rocks in the plateau consist mainly of thick sequences of felsic volcanic rocks that lie discordantly over the deformed Late Jurassic–Cretaceous marine successions, or in a few places atop Eocene continental red beds. These ~30 Ma rocks are considered part of the Sierra Madre Occidental volcanic province (Ferrari et al., 2005; Ferrari et al., 2018). These successions occur in the southern and western part of the plateau, whereas in the northern region of the Mesa Central their presence is limited to a few isolated and relatively small outcrops (Fig. 4a). Additionally, Cenozoic intraplate volcanism, represented by alkali olivine basalts and basanites, is distributed through both provinces. This Late Oligocene–Quaternary volcanism affected the majority of north-central Mexico, north of the Transmexican Volcanic Belt. In many places, the volcanic rocks host xenoliths from the base of the crust and the upper mantle (Aranda-Gómez et al., 2007; Dávalos-Elizondo et al., 2016; Hayob et al., 1989; Luhr and Aranda-Gómez, 1997).

Two main episodes of deformation characterize the current structural pattern of this region. The oldest is related to the orogen, which is better exposed along the eastern margin of Mexico, where overlapping faults and folds are exposed in the Sierra Madre Oriental (Fitz-Díaz et al., 2018). This orogenic belt is a result of the Hidalgoan Laramide Orogeny (Guzmán and De Cserna, 1963; Gray and Lawton, 2011) a compressional event that occurred during Late Cretaceous-Eocene time and mostly affected the Late Jurassic–Triassic, Cretaceous and early Cenozoic marine successions, as well as their depositional substrate in some places (Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2018). During orogenesis, the paleogeographic setting that determined the sedimentary patterns through the passive margin evolution played a major role in the deformation style. In the study area, this event affected both the sedimentary successions accumulated atop the VSLPP carbonate platform (east) and those deposited in the CMMB (west); the presence of thicker and more competent platform strata resulted in less intense deformation and the development of major folds (Fig. 4a). Conversely, in the basin, the thin-layered deep-water successions resulted in more intense deformation and tighter folding (Aranda-Gómez et al., 2000b).

The origin of isolated ranges along the eastern margin of the Mesa Central, such as the Sierra de Catorce, Sierra de Charcas and La Ballena, is related to the development of a dextral shear zone at the boundary between the Cretaceous paleographic provinces (Tristán-González et al., 2009). This configuration has been referred to as related to a period of tectonic relaxation after the compressional tectonics during Late Paleocene–Early Eocene time. In addition, important northeast-trending regional lineaments (e.g., La Pendencia and Ahualuco Lineament) were developed in the southern Mesa Central during this event (Fig. 4a).

The most recent deformational event in the region is extensional in nature; it began in the early Oligocene Epoch and appears to still be active. This deformation in the Mesa Central is manifested by the presence of NE-SW, NW-SE, and N-S arrangements of normal faults, which in many cases configure graben structures (e.g., Villa de Reyes, Villa de Arista, Peotillos, Matehuala-Huizache and Aguascalientes grabens: Fig. 4a and b). These extensional structures have been related to at least four different activity pulses that occurred at ~32–27, 24, 11 and < 5 Ma (Henry and Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego et al., 1996; Nieto-Samaniego et al., 1997; Nieto-Samaniego et al., 1999; Alaniz-Álvarez and Nieto-Samaniego, 2005; Aranda-Gómez et al., 2007; Loza-Aguirre et al., 2012).

In some cases, the calc-alkaline volcanic rocks that cover most of the southern part of the plateau appear to be contemporaneous with or slightly older than the extensional structures (Aguirre-Díaz and McDowell, 1993; Nieto-Samaniego et al., 1999; Aranda-Gómez et al., 2007). In this context, intermediate to felsic volcanic rocks and some of the granitic and granodioritic plutons in the study area were emplaced in a post-orogenic extensional setting (Aranda-Gómez et al., 2007; Aranda-Gómez and McDowell, 1998; Mascuñano et al., 2013; Ángel F. Nieto-Samaniego et al., 1999; Tristán-González et al., 2009).

3. Data

3.1. Gravity data

Satellite gravity data were obtained from the International Gravitometric Bureau (Bureau Gravimétrique International, BGI) through their terrestrial gravity model WGM 2012. The world Gravity Model WGM2012 is derived from the EGM 2008 geopotential model (Pavlis et al., 2008), which includes surface gravity measurements, satellite altimetry and gravimetry measurements (GRACE mission); and the DTU10 gravity field (Andersen, 2010), presented with a 1' x 1' resolution. The corresponding gravity data in the study area are composed of 1577 terrestrial measurements along with the satellite data. Data resolution can be improved by recalculation of the anomalies using a global regular grid from the 1 x 1-Minute Geoid Undulation Grid file of the EGM 2008 model. For this study we obtained a Complete Bouguer

Anomaly grid with a ~ 1 km resolution using an average rock density of 2.67 g/cm^3 and a 15×15 m digital elevation model derived from the Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI; <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>).

3.2. Magnetic data

Two types of magnetic data with different resolutions were obtained from different sources. The first corresponds to a magnetic anomaly grid ((A) TMI) presented as part of the Magnetic Map of North America at 1 km resolution. This map has been developed through a database compilation by the Geological Survey of Canada, U.S. Geological Survey, and the Mexican Geological Survey (SGM). Mexico's data, provided by the SGM, were derived from aeromagnetic data obtained at heights of 120, 300 and 450 m above the ground following a north-south pattern of flight lines with a spacing of 1 km.

The second data set was obtained from the World Digital Magnetic Anomaly Map, created by the International Association of Geomagnetism and Aeronomy. This global magnetic map is presented with a $2' \times 2'$ resolution and has been developed through the compilation of magnetic data including aerial and marine surveys, as well as satellite data.

In both cases, a reduction to the pole (RTP) technique was applied; this procedure was used to recalculate the intensity of the magnetic anomaly in a magnetic field with vertical inclination. As a result, the magnetic anomalies are placed right over the causative bodies on the map. The inclination and declination values of the magnetic field were taken as 51.0 and 6.2° , respectively.

3.3. Seismic data

Two different datasets of crustal thickness values based on different seismic models were obtained in $1^\circ \times 1^\circ$ resolution. The first is part of the Crust 1.0 model, developed by [Laske et al. \(2013\)](#) and corresponds to our Model 1 A; the second dataset is part of the model developed by [Szwilius et al. \(2019\)](#) and corresponds to our Model 1 B.

4. Methodology

In order to test the different model hypotheses, three different magnetic-gravimetric models that describe the crust-mantle boundary in the study area were prepared. To make these models, we first used spectral analysis techniques to identify and calculate the depth to the main crustal discontinuities below this region. Once we inferred the internal structure of the crust, we modeled the corresponding Moho topography. Then, using the magnetic data, we calculated the Curie point depth (CPD) in the study region, which was added to the modeled profiles in order to infer the magnetization depth limit. The CPD estimations in the study area allowed us to describe the thermal structure in each province in order to describe their geodynamical setting. In addition, we used gravity data to prepare a depth to the Moho map, which was used to infer the crustal thickness distribution in the study area. Finally, an isostatic anomaly map was used to enhance visualization of isostatic effects of the topographic load in order to get hints of the crustal root beneath both provinces. These techniques are described below.

4.1. Spectral analysis

The spectral analysis technique ([Spector and Grant, 1970](#)) has been widely applied to solve problems related to the depth estimation of magnetic and gravimetric boundaries that are associated to the presence of contrasting magnetic and density properties ([Chávez et al., 1999](#); [Dhaoui and Gabtni, 2014](#); [Jordan et al., 2013](#); [Maus and Dimri, 1996](#); [Molina-Garza and Urrutia-Fucugauchi, 1993](#); [Russo and Speed, 1994](#)), as well as Moho depth ([Gómez-Ortiz et al., 2011](#); [Goussi Ngalamo et al., 2018](#); [Leseane et al., 2015](#); [Tassis et al., 2015](#)). An advantage of this method is that it permits work with large datasets; moreover, it affords

the possibility to estimate the depth extent of magnetic sources, which can be interpreted as the level of the Curie point isotherm ([Bhattacharyya and Leu, 1975](#); [Manea and Manea, 2011](#); [Rosales-Rodríguez et al., 2014](#); [Shuey et al., 1977](#); [Tanaka et al., 1999](#)).

According to [Spector and Grant \(1970\)](#), the depth factor associated to geophysical anomalies will determine the form of its corresponding radial spectrum. The calculation of the radially averaged power spectrum (RAPS) of the anomalies allows averaging of the value of the spectrum for wave vectors with equal wavelengths; the natural logarithm of the spectrum ($\text{Ln}(P)$) is subsequently plotted against the radial frequency. In a 2D plane, the RAPS of the potential field exponentially decays with increasing depth to the source (z) at a rate of $-2zk$, where k is the wavenumber, thus the value of the power spectrum logarithm is proportional to $-2zk$, and the depth to the source can be obtained from the slope of the radial spectrum. Based on this relation, the different linear segments of the spectrum that describe the graph correspond to different geophysical discontinuities whose depth to the top is described by the slope of each line (m) ([Kiviior and Boyd, 1998](#); [Maus and Dimri, 1996](#)). In a $\text{Ln}(P)$ versus wavenumber (k) plot; the depth of each surface corresponds to:

$$z = m/4\pi \quad (1)$$

We calculated the RAPS of the gravimetric and magnetic data using the *Oasis Montaj*® software. We then identified the different geophysical discontinuities that correspond to various segments of the spectrum ([Båth, 1974](#), [Fedi et al., 1997](#); [Johnson and MacLeod, 2016](#)) and identified their associated wavenumber intervals ([Fig. 5](#)). These intervals ([Kelemework and Fedi, 2019](#)) allowed us to isolate windows of the spectrum in order to analyze only the anomalies associated to a particular discontinuity. Finally, we obtained a $\sim 20 \times 20$ km-resolution co-ordinated database that contains the depth to top values of each geophysical surface. In order to match the geophysical surfaces with crustal discontinuities, previous crustal structure models were taken into consideration ([Section 5.1](#)).

4.1.1. Crust-mantle boundary determination

Due to the difficulty of isolating and automatically analyzing the deepest gravimetric anomalies (associated to less than 0.015 wavenumbers), we used a different technique in order to infer the Moho depth. In this case, the Complete Bouguer anomaly grid was upward continued to 1 km and divided into 28 blocks of 120×120 km, if needed into a 140×140 km grid, with a 50% overlap in all directions. The corresponding grid of each block was transformed to the frequency domain by a Fourier transformation (FFT) with a first order trend removal. We then calculated each block's RAPS and plotted the values of $\text{Ln}(P)$ versus wavenumber (k) where we identified the fourth gravity discontinuity, which is associated to < 0.015 to 0.005 wavenumbers.

Finally, we estimated the depth to top of each boundary using the slope of the corresponding segment in each block's plot ([Fig. 5](#)). To calculate the associated error values, we used a procedure based on the adjustment of a line through the points that define the analyzed segment ([Okubo and Matsunaga, 1994](#)). This method and its equation are described in [section 4.3](#).

4.2. Forward modeling

Three different profiles were created using 2D forward modeling techniques ([Hirt, 2016](#); [Ebbing et al., 2001](#)). The modeled sections are located on the Tropic of Cancer between the longitudes of $W 99.8^\circ$ and 102° , covering a length of 240 km including part of the eastern Mesa Central and Sierra Madre Oriental provinces ([Section A'-A'](#), [Figs. 3a and 4a](#)). The aeromagnetic ((A) TMI) and gravimetric (CB) responses were modeled using the GM-SYS of *Oasis Montaj* through 100 adjustment points. Each modeled profile corresponds to one of the 3 different hypotheses associated with models 1, 2 and 3 shown in [Fig. 1](#). Because the Moho configurations in the models based on seismic data are similar, we

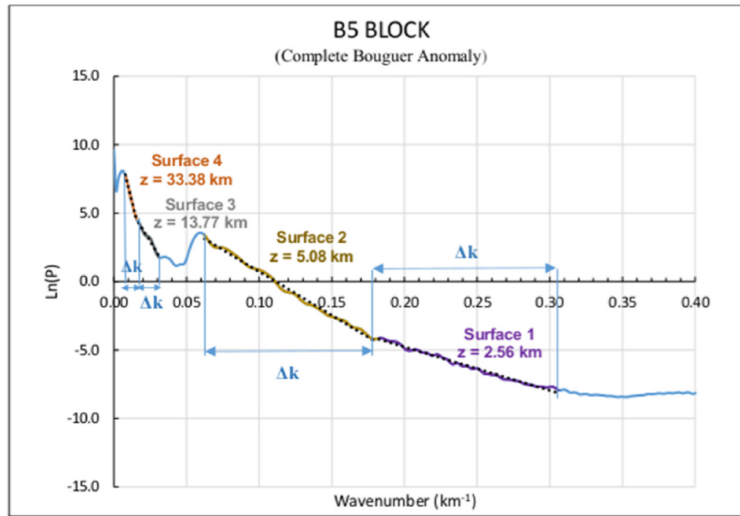


Fig. 5. Example of the wavenumber interval related to each surface. The wavenumber interval (Δk) used to compute the different gravimetric surfaces can be determined by analysis of the graph of the radially averaged power spectrum of the Complete Bouguer Anomaly (CB). The spectrum is composed of segments that can be described by different slopes. The slope is directly related to the depth to the top of the discontinuity.

decided to reproduce only the Szwilius et al. (2019) model (model 1 B, Fig. 2), which was prepared using the most recent data and includes uncertainty parameters.

Based on previous crustal layer models described in section 5.1 and summarized in Table 1, we correlated our identified gravimetric discontinuities (numbered 1 to 3) with main crustal layers; each layer corresponds to a density contrast, presumably related to a characteristic rock or mineral assemblage (Table 2). In addition, the presence and depth of these discontinuities was compared with the distribution of the magnetic discontinuities; a profile comparison between both types of discontinuities allowed us to establish depth-control points for the adjustment of the discontinuities in the modeled profiles (Fig. 8). Furthermore, in order to identify the possible presence of intrusive bodies along the modeled region, we applied an analytic signal (AS) filter and source parameter imaging (SPI) techniques to the RP magnetic data. The AS method was used to locate the edges of magnetic sources while the SPI allowed us to calculate the depth to top of the sources through the positions of local wavenumber peaks of the analytic signal.

4.3. Curie isotherm

The identification of the base of the magnetic sequence is one of the most valuable applications of the spectral analysis. This method is based on the estimation of the depth to the titanomagnetite Curie point, which

Table 2

Maximum absolute depth estimations to gravity surfaces along the modeled section A'-A'' and their correspondence to main crustal layers. In our interpretation, the upper crust corresponds only to the sedimentary cover and the metamorphic basement; moreover, we present a middle discontinuity that we infer to be a felsic granulitic middle crust. This configuration differs from that presented in models 2 and 3, which include crystalline basement as part of the upper crust, resulting in a deeper bottom of the upper crust, ranging from 18 to 29 km.

CRUSTAL LAYER	GRAVITY SURFACE	MESA CENTRAL (km)	SMOr (km)
Sedimentary cover	S1	4.7	4
Bottom of upper crust	S2	9.4	12.4
Bottom of middle crust	S3	21.7	23
Bottom of lower crust	S4	40	42.5

is the temperature above which titanomagnetite loses its magnetism (~580 °C). As a result, it is possible to consider this depth as the bottom of the magnetized rock succession (Bhattacharyya and Leu, 1975, 1977; Okubo et al., 1985; Okubo and Matsunaga, 1994; Bouligand et al., 2009).

The centroid method, introduced by Bhattacharyya and Leu (1975, 1977) and later developed by Okubo et al. (1985), is based on the principle that if the magnetization of a set of two dimensional bodies is

Table 1
Maximum absolute depth values to different crustal layers shown on the discussed models.

CRUSTAL LAYER (km)	MESA CENTRAL				SIERRA MADRE ORIENTAL			
	MODEL 1 A (Laske et al., 2013)	MODEL 1 B (Szwilius et al., 2019)	MODEL 2 (Bartolini and Mickus, 2001)	MODEL 3 (Kerdan and Campos-Enríquez, 2009)	MODEL 1 A (Laske et al., 2013)	MODEL 1 B (Szwilius et al., 2019)	MODEL 2 (Bartolini and Mickus, 2001)	MODEL 3 (Kerdan and Campos-Enríquez, 2009)
Sed. Cover	-	-	6	5	-	-	5	5
Bottom of upper crust	8.5	-	29	18	12	-	22	20
Bottom of lower crust	42	43	40	33	39	38	35	37

random, then the density of the radial power spectrum of the magnetic anomaly $P(k)$ can be simplified by the following equation:

$$P(k) = A_1 e^{-2|k|z_c} (1 - e^{-|k|(z_b - z_c)})^2 \tag{2}$$

where A_1 is a constant and z_c, z_b are equal respectively to the depth to the top and the base of the magnetic sequence. From this relation, the base of the magnetic sequence z_b and thus, the Curie point depth can be obtained after performing the following steps: 1) estimate the depth to centroid (z_c); 2) calculate the depth to the top of the magnetic sequence (z_t).

The depth to centroid can be estimated from the slope of the longest wavelength part of the spectrum divided by the wavenumber as presented in the following equation:

$$\ln\left(\frac{P(k)}{k}\right) = A - |k|z_c \tag{3}$$

where k is the wavenumber, $P(k)$ is the density of the spectrum, and A represents a constant. Examples of the centroid estimation are shown in Fig. 6.

Next, the value of the depth to top of the magnetic sequence (z_t) can be obtained using the slope of the second longest wavelength segment of the spectrum defined by the equation:

$$\ln\left(P(k^{\frac{1}{2}})\right) = B - |k|z_c \tag{4}$$

where B is the sum of constants independent of $|k|$. Examples of estimations of depth to top of the magnetic sequences are shown in Fig. 7.

Finally, the depth of the base of the magnetic sequence (z_b) can be estimated from the equation:

$$z_b = 2z_c - z_t \tag{5}$$

In order to obtain a Curie isotherm map of the study region, the aeromagnetic RTP map was divided into 60 blocks of 70 km × 70 km with a 50% overlap in all directions. After an FFT with a first order trend removal of each grid, the corresponding RAPS were calculated and the estimations of z_c and z_t were obtained by plotting the relations given in equations (3) and (4) (Figs. 6 and 7).

The selection of the window or block size has been reported to have important implications with respect to the depth extent and resolution of Curie depth estimations. According to Shuey et al. (1977), a window with L^2 dimensions can only allow evaluation of magnetic sources whose bases are located at depths less than $L/2 \pi$. Several authors such as Blakely (1988), Tanaka et al. (1999), Chiozzi et al. (2005), Ravat et al. (2007); Bansal et al. (2011), Nwankwo and Sunday (2017) used window sizes of 200–300 km. On the other hand, other studies such as those of

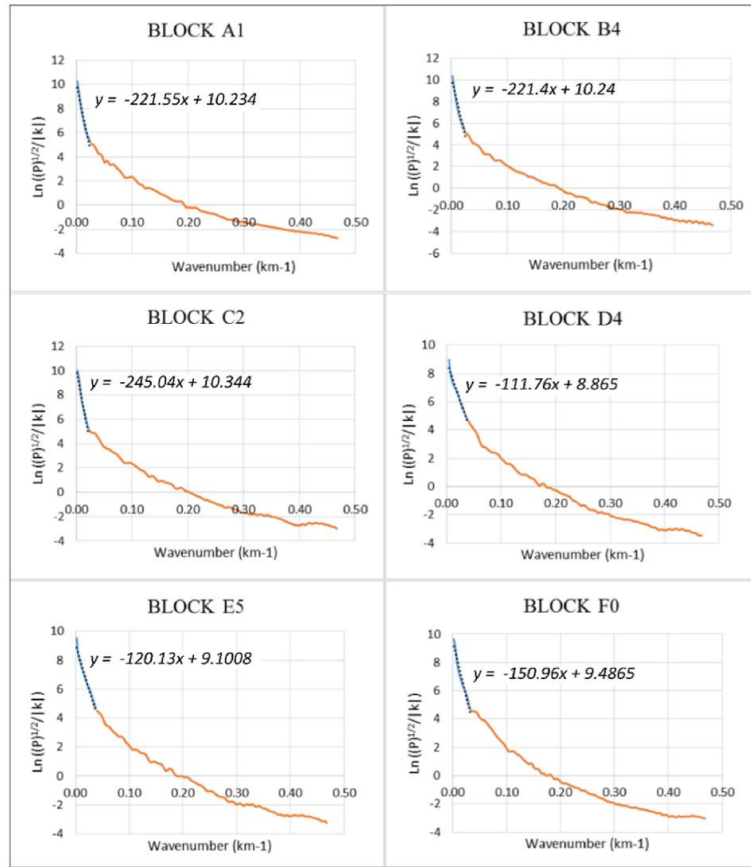


Fig. 6. Examples of depth to centroid estimations (z_c) obtained from the radially averaged power spectrum graph (RAPS) calculated for the different (A) TMI blocks of the aeromagnetic data. This value is calculated using the slope from the first spectrum segment.

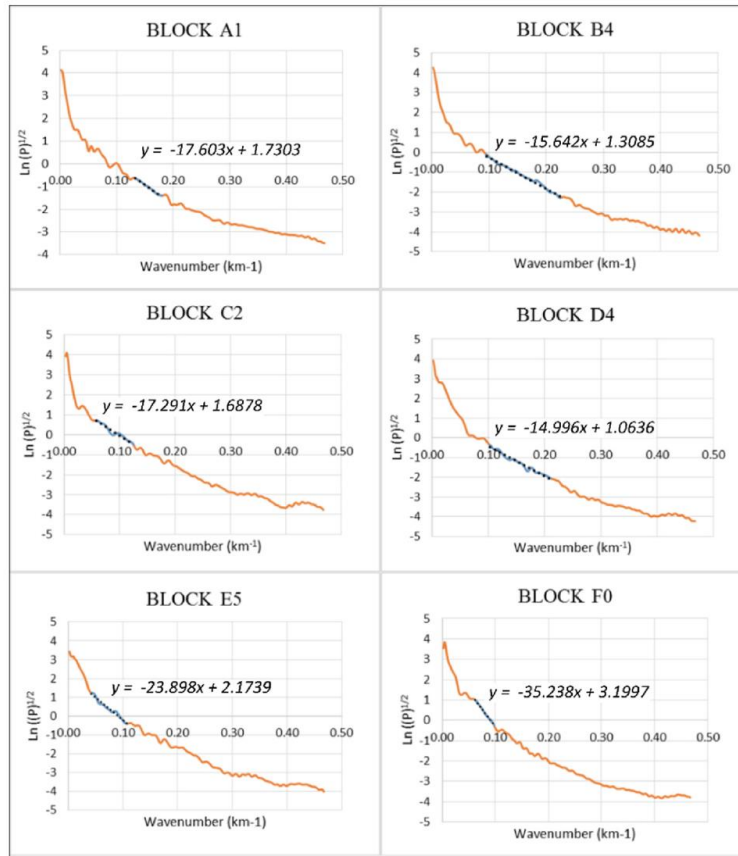


Fig. 7. Examples of depth to top of magnetic sequence estimations (z_c) obtained from the radially averaged power spectrum graph (RAPS) calculated for the different (A) TMI blocks of the aeromagnetic data. This value is calculated using the slope from the second spectrum segment.

Connard et al. (1983), Blakely (1988), El Nabi (2011), Karastathis et al. (2011), Wang and Li (2015), Bilim (2017) suggest the use of a smaller window size (≤ 100 km) in order to improve the isotherm resolution, avoiding the overlap of different geological responses. These authors estimated CPD values of up 30–40 km. Moreover (Li et al., 2010, 2013), performed Curie depth estimations using window sizes of ~ 200 km \times 200 km and smaller window sizes of ~ 70 km \times 70 km and ~ 100 km \times 100 km, concluding that all results follow the same general trend with no significant depth differences, but a better resolution is achieved with smaller windows. In this study, we selected a 70 km \times 70 km window size after evaluating bigger window sizes such as 80, 100 and 120 km.

Finally, to determine the error in z_0 and z_c estimations, we calculated the standard deviation of the sum of the deviations between the spectrum points and the trend line. Subsequently, we calculated the error with Okubo and Matsunaga's (1994) equation:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{2\pi(f_1 - f_2)} \quad (6)$$

where σ is equal to the overall standard deviation, and $(f_1 - f_2)$ equals the frequency range represented by the segment of the spectrum related to the analyzed line. Finally, by applying equation (5) we used the error values of z_0 and z_c to calculate the maximum and minimum values of z_b , the Curie point depth.

4.4. Geothermal gradient and heat flow

After obtaining the depths to the Curie point, it is possible to make an empirical estimation of temperature variation through the use of Fourier's Law, which states that in a steady state, heat flow (q) is a function of thermal conductivity (K) and temperature (t). Assuming that the thermal conductivity does not change with depth, and that temperature changes with a constant gradient with respect to increasing depth, Fourier's Law can be described through the following equation:

$$q_c = -\lambda \left(\frac{dt}{dz} \right) \quad (7)$$

where z equals depth and λ represents the thermal conductivity coefficient.

According to Tanaka et al. (1999), the depth to Curie point is inversely proportional to the heat flow, thus when the CPD or z_b value is known, the geothermal gradient can be estimated by the relation:

$$\left(\frac{dt}{dz} \right) = -\lambda \left(\frac{\theta_c - t_s}{z_b} \right) \quad (8)$$

where θ_c equals the Curie temperature and t_s represents the surface temperature. In this work we used a value of 15 °C for the surface temperature, which is the mean annual temperature of northern San Luis

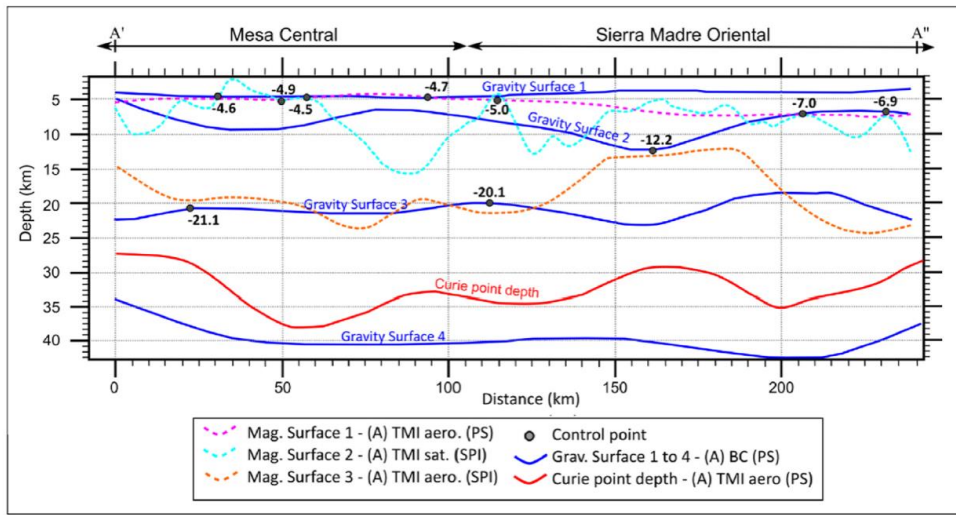


Fig. 8. Sampled profile of the gravity and magnetic surfaces inferred along the section that we forward modeled (A'-A''). Gravity and magnetic surfaces were identified by PS and SPI methods. The Curie point depth isotherm represents the base of the magnetic sequence. Using the correspondence between magnetic and gravity surfaces, matching depth points were identified and used as control points for the forward modeling.

Potosí (INEGI, 2017).

Experimental studies such as those of Schult (1970) and Gilder and Le Goff (2008) have estimated that the Curie temperature of titanomagnetite increases with depth at a rate of ~ 2.0 °C/kb. Therefore, in order to calculate the geothermal gradient, we first estimated pressure variations at the estimated Curie depth using a geostatic gradient of 3.7 km/kbar:

$$p_{var} = \left(\frac{z_b}{3.7 \text{ km/kbar}} \right) \quad (9)$$

we then determined the increase in the temperature due to the pressure variation at the estimated depth (Equation (10)).

$$\uparrow t = (p_{var})(2.0^\circ \text{C} / \text{kbar}) \quad (10)$$

Finally, we obtained the corrected Curie point depth after the pressure correction:

$$\theta_c = 580^\circ \text{C} + \uparrow t \quad (11)$$

Using the pressure-corrected CPD value, the geothermal gradient was obtained using equation (8). Finally, applying equation (7), we calculated heat flow values using a thermal conductivity coefficient λ of $2.5 \text{ W m}^{-1}\text{C}^{-1}$, which represents the mean value for igneous rocks (Nwankwo et al., 2011).

5. Results

5.1. Geophysical surfaces determined with SA and SPI

Four main surfaces were inferred from the analysis of the complete Bouguer anomaly. The first three discontinuities were obtained through spectral analysis techniques using the Specter software. The spectrum intervals used in the software to obtain each surface's topography were established by analysis of the RAPS graph; from this result, we chose a wavenumber interval (Δk) of 0.3 to 0.18 for surface 1, 0.18 to 0.03 for surface 2, and 0.03 to 0.015 for surface 3 (Fig. 5). The fourth discontinuity, which corresponds to the deepest estimated boundary, is associated to less than 0.015 wavenumbers and was manually calculated through the individual analysis of the grid's blocks and their respective

RAPS graph; this last result is discussed in section 5.1.1. In addition, three magnetic surfaces were identified from the magnetic data; surfaces 1 and 3 are discontinuities inferred from aeromagnetic data, while surface 2 was obtained from satellite data.

In order to prepare a 2D model along the Tropic of Cancer, we sampled the results of each gravimetric and magnetic surface shown in Fig. 8. First, we assumed that gravity surfaces correspond to main crustal discontinuities. Then, based on the principle that average compressional wave velocities are related to the average density of a rock body, we used previously reported values for the density of crustal rocks for each layer (Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Condie, 2005; Meissner and Kern, 2011). In addition, the constraints provided by the calculated magnetic surfaces along the Tropic of Cancer section were used to obtain control points for the subsequent 2D models (Fig. 8).

Based on previously published models 1, 2, and 3 as well as the new processing developed in this investigation, we propose a new interpretation of the main geophysical discontinuities under the study area (Table 1). In our model, summarized in Table 2, we propose the existence of three main discontinuities within the crust: a) surface 1, (located at depths of 4–4.7 km) is regarded as the boundary between the sedimentary cover, including Jurassic–Cretaceous carbonate rocks and the crystalline basement; b) surface 2, (at depths of 9.4–12.4 km) is interpreted as the limit between the low-to medium-grade metamorphic basement and middle crust dominated by felsic granulite; c) surface 3, (depths of 21.7–23 km) is interpreted as the limit between middle crust and lower crust mainly composed of mafic granulite.

As Tables 1 and 2 show, the proposed crustal structure has reasonable values somewhat similar (within the error limits) to those obtained in previous models; however, it is important to point out that in models 2 and 3 (Table 1) the upper crust represents the crystalline crust, thus this layer would include both what we call the metamorphic basement and the felsic granulite layer.

5.1.1. Crust-mantle boundary

As a result of the analysis of the RAPS graphs obtained from the Complete Bouguer gravity blocks, 28 crust-mantle boundary depth estimations were obtained and their respective errors were calculated

(Table A1 in the electronic supplement). Moho depth estimations under the study area range from 28.5 to 51.9 km with an average value of 39 km. The estimated error values range from 1 to 6.4 km with an average of 3.0 km.

A contoured map of the crust-mantle boundary is shown in Fig. 9 where the plateau – foreland fold and thrust belt border is represented by the blue dotted line. On this map, crustal thickness distribution displays a northeast-trending orientation, whereas the inferred trace of TAX-SMA FS, interpreted as the eastern border of the plateau by Nieto-Samaniego et al. (2005), is ~NS. Maximum crustal thickness values are located mainly in the eastern Mesa Central, in a region with comparatively thicker crust with Moho depths that range from 40 to 52 km. Within this region, an area of thicker crust (>44 km) lies between the localities of La Ballena (LB), Pinos (PIN) and San Luis Potosí (SLP). This feature is bound to the north by the NW-trending San Luis-Tepahuas fault system (Nieto-Samaniego et al., 2005), to the east by Villa de Arista graben, and to the west by the Aguascalientes graben. Moreover, other regions of thicker crust are present northeast of the Sierra de San Rafael (SRAF, Fig. 9) and at the easternmost border of the Gulf of Mexico coastal plain; the latter feature is outside the limits of the study area and will not be discussed in this paper.

The thinner portions of the crust can be found in two different regions: A) The western Mesa Central, where 29 to 40 km-thick crust exists. This region extends from the northern end of the Aguascalientes graben to the northeast and includes the Allende (ALL) and Benito Juárez (BJ) localities (Fig. 9). Outcrops of Upper Jurassic metamorphosed volcanoclastic and basaltic rocks are known in the southern part of this region. B) A NNE-trending region with crust 34 to 40 km-thick coincides with the eastern portion of the fold and thrust belt. This thin zone extends NE from the Ciudad del Maíz (CDM) - Santo Domingo (SD) area and coincides with a distinct change in the trend of the fold axes in the region (Figs. 4 and 9).

Section A'-A''' illustrates the shape of the Moho in the northern part of the study area along the Tropic of Cancer. The Moho depth along the section ranges from ~30 to 42 km. For the most part it displays a low gradient except for the eastern and western extremes of the section (Figs. 9 and 16-b, 17). In the westernmost 50 km of the plateau, the Moho lies at a depth of 30 km. Below the eastern part of the plateau (TAX-SMA FS), there is a small step in the Moho that reaches depths of 40 km and forms an almost flat surface for approximately 100 km to the east, including the Sierra de Catorce and Matehuala basin along the Sierra Madre Oriental. Subsequently, in the San Rafael region (SRAF) the Moho reaches a maximum depth of 42 km and finally becomes shallower west of the thrust front of the Sierra Madre Oriental where it reaches a depth of 34 km.

5.1.2. AS and SPI analysis

The analytic signal of the aeromagnetic data compared with the Source Parameter Imaging results suggests the possible presence of magnetized bodies below the Tropic of Cancer profile (Fig. 10, section A'-A'''). We recognized 10 different anomalous magnetic bodies in the analytic signal map, whose presence seems to be reflected by the SPI magnetic surface (magnetic surface 2); additionally, we compared this zone to possible associated magnetized rocks at the surface, specifically outcrops of igneous rocks.

As a result of this analysis, we concluded that the sources of anomalies 1 to 9 might be magnetized bodies whose top surface is located at depths of 2–7 km under the surface. In the case of sources 2 and 7, the presence of intrusions is evidenced by outcrops of granitoid rocks, although we found no response on a known intrusion at Sierra de Catorce. Lastly, we relate anomaly 10 to one of the magnetic surfaces rather than an intrusive body. As shown in Fig. 10, there is a NS-trending anomaly in the eastern part of the profile and a visual comparison with the magnetic surfaces 1 and 2 in Fig. 8 seems to coincide with

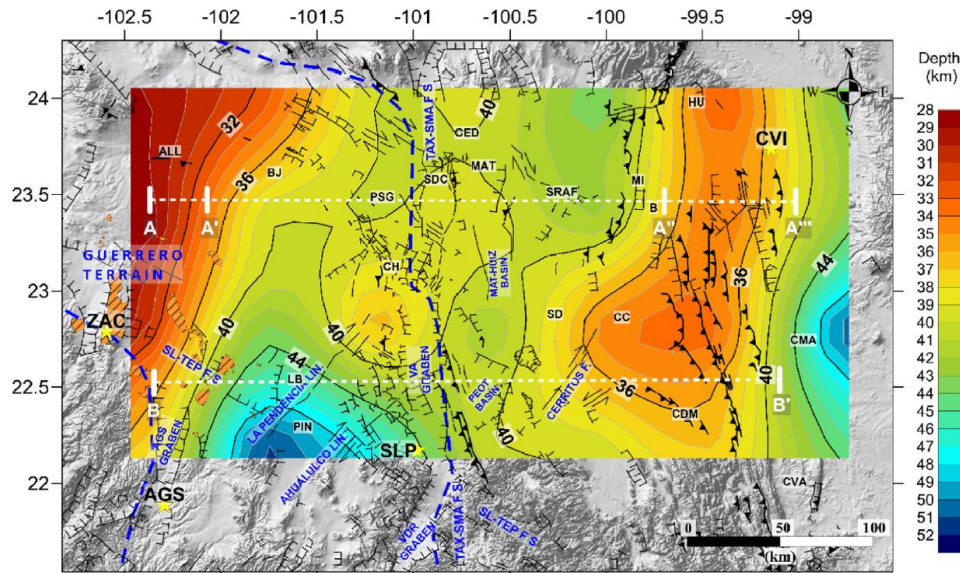


Fig. 9. Crust-mantle boundary calculated from gravity data (Complete Bouguer Anomaly) using RAPS analysis techniques. Maximum values (40–52 km) are located in the eastern Mesa Central and in the westernmost part of the Coastal Plain. Within the Mesa Central, an area with thicker crust is located south of the SL-TEP FS at the localities of Pinos (PIN) and La Ballena (LB). In contrast, the crust is significantly thinner (34 to <40 km) below the Sierra Madre Oriental province with minimum values at the eastern front of the fold and thrust belt; it is also thin beneath the westernmost part of the Mesa Central. In the southeastern region of the plateau, the transition from thicker to thinner crust spatially overlaps the Aguascalientes graben; additionally, outcrops of metamorphosed volcanoclastic and basaltic rocks from the Upper Jurassic Series are present to the south of the thinned crust region. Sections A-A' and B-B' correspond to depth to Moho sampled profiles shown in Figs. 16 and 17. See list of acronyms in Fig. 4 caption.

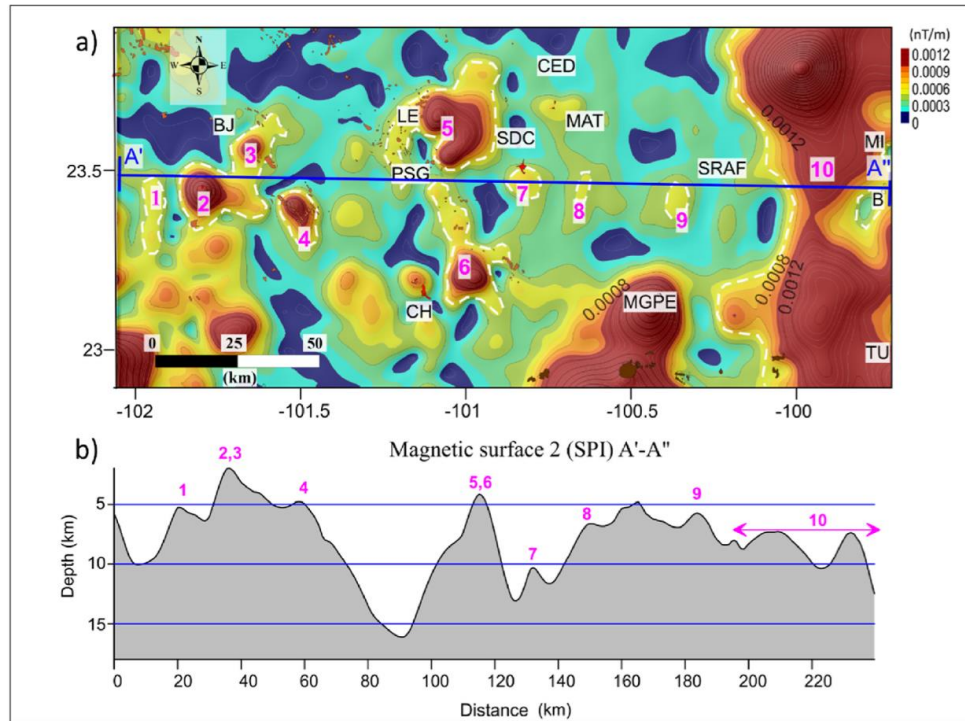


Fig. 10. (a) Map of the analytic signal of the magnetic anomaly obtained from aeromagnetic data. (b) Depth to magnetic surface 2 obtained from source parameter imaging (SPI) techniques using satellite data. Ten different anomalous bodies were identified in the AS map; most of these forms seem to have counterparts in magnetic surface 2. We interpret forms 1 to 9 as possible magnetized bodies with a top surface located at depths of between 2 and 7 km. The existence of small granitoid exposures support the presence of some of these bodies. In the case of source 10, the anomaly seems to be related to the magnetic surface that represents the top of the middle crust (as shown by Fig. 8). Notation used for localities: BJ: Benito Juárez, LE: Los Encinos, PSG: Presa de Santa Gertrudis, CH: Charcas, SDC: Sierra de Catorce, CED: Central, MAT: Matehuala, MGPE: Milagro de Guadalupe, SRAF: San Rafael, MI: Miquihuana, B: Bustamante, TU: Tula.

gravimetric surface 2, which we interpret as the top of the middle crust.

5.2. 2D models

5.2.1. Model 1 B

This model has a gentle Moho gradient: the crust is slightly thinner beneath the foreland fold and thrust belt than the plateau. As Fig. 11 shows, Model 1 B displays a gradual crustal thickness change from the Moho depth value of 41.5 km beneath the Mesa Central to 39.5 km beneath the Sierra Madre Oriental. The Moho surface is planar, featureless, and slightly tilted to the west.

Model 1 B yields the highest gravity error of all the calculated models with a value of 13.8. The magnetic error is 8.3, which is similar to the minimum magnetic error associated with model 3. In this model, the calculated gravity response of a uniformly thick crust does not adjust correctly to the step in the observed gravity, represented by a change from low values ranging around -200 to 220 mGal on the plateau, to progressively higher values ranging from -80 to -160 mGal to the east in the fold and thrust belt. Further, the Curie point depth along the profile does not mimic the Moho topography in this model.

5.2.2. Model 2

Model 2 (Fig. 12) displays a high gradient in Moho topography related to a change from thicker crust beneath the Mesa Central to thinner crust underneath the Sierra Madre Oriental. In this model, crustal thickness beneath the Mesa Central is nearly uniform with Moho depths between 38 and 35.4 km in the eastern border of the plateau.

Crustal thickness varies more under the fold and thrust belt, with a maximum value of 39.2 km beneath the Matehuala (MAT) region and a significant thinning to the east with minimum values of 29 km in the Bustamante (B) area.

For this model, the calculated gravity error is 9.7, which is the same as that obtained for model 3. As compared to model 1, this model improves the adjustment of the gravity response to the observed gravity. In this case, the marked change from thicker crust under the plateau to thinner crust beneath the fold and thrust belt, and consequently the presence of the Moho closer to the surface, reproduces the step to higher gravity anomalies under the Sierra Madre Oriental. The magnetic error value is 8.5, which corresponds to the highest error, although this value is just slightly higher than that obtained in model 1.

Regarding the Curie point depth isotherm, there is some correspondence between the presence of thinner crust to the east shown in model 2 with the decreasing depths of the CPD. In the region beneath the Presa de Santa Gertrudis (PSG) and Bustamante (B) localities, the CPD decreases to the east from absolute depths of 35 km–28 km. Nevertheless, in the westernmost end of the profile, the CPD is shallower (around 27 km below the surface). In this western zone the Curie isotherm thus differs from the Moho surface shown in this model.

5.2.3. Model 3

This model has thinner crust beneath the plateau and thicker crust underneath the fold and thrust belt with a pronounced change in the Moho depth at the boundary between the provinces (Fig. 13). Additionally, in this model the mantle beneath the Mesa Central has a density

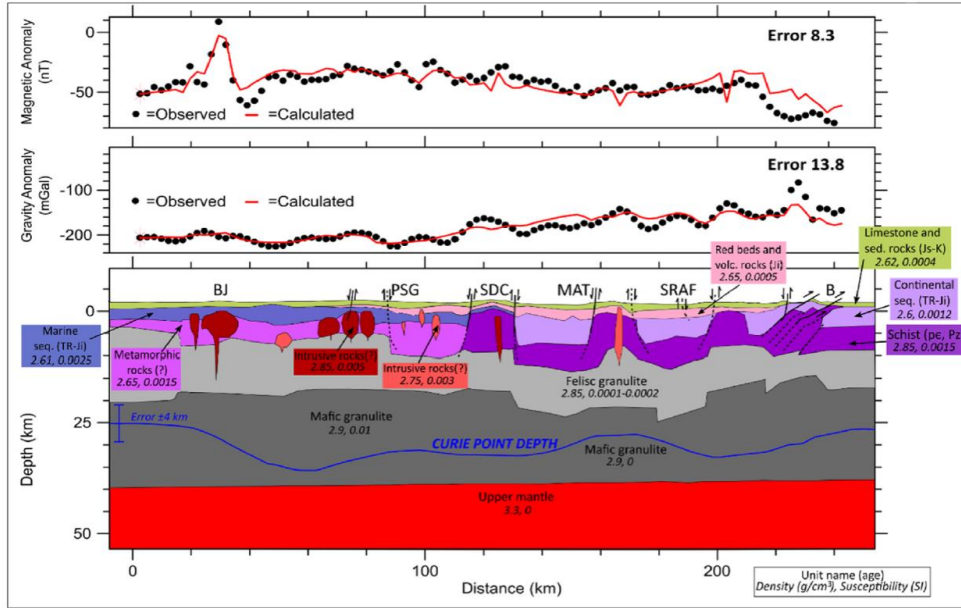


Fig. 11. Model 1 B has nearly uniform crustal thickness with a gentle slope to the west on the Moho surface. This model results in the highest gravity error. A gentle Moho gradient does not match the step in the observed gravity represented by the change from low values in the Mesa Central region to high values in the eastern section of the model, in the Sierra Madre Oriental region. In addition, the changes in the Curie point depth along the profile do not correlate with the Moho topography.

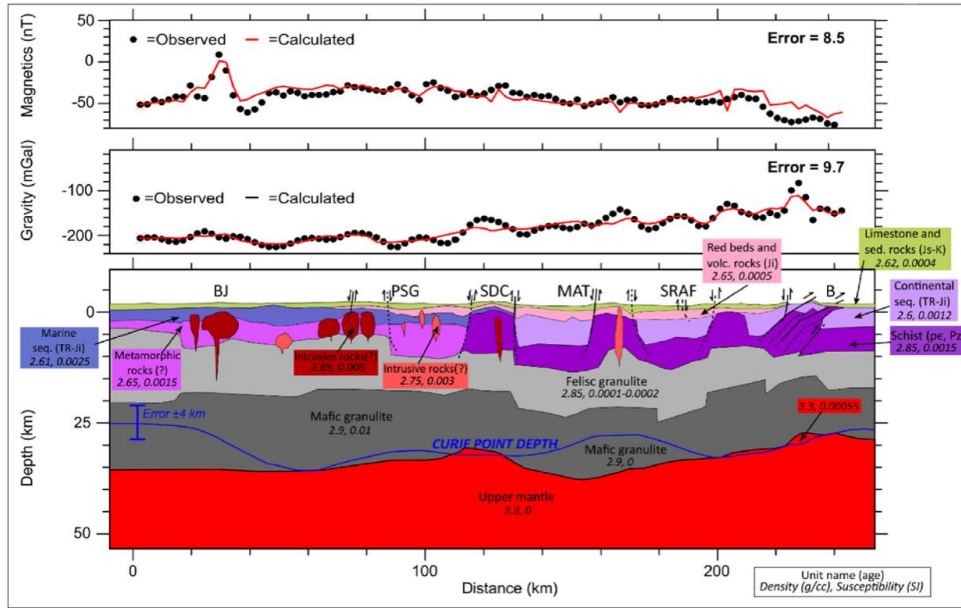


Fig. 12. Model 2 shows thicker crust beneath the Mesa Central and thinner crust to the east beneath the Sierra Madre Oriental. Modeling errors are significantly lower than for Model 1 B; mantle closer to the surface below the Sierra Madre Oriental appears to reproduce the step to higher values in the observed gravity. In this case, we find some correspondence between the presence of thinner crust to the east and decreasing CPD values.

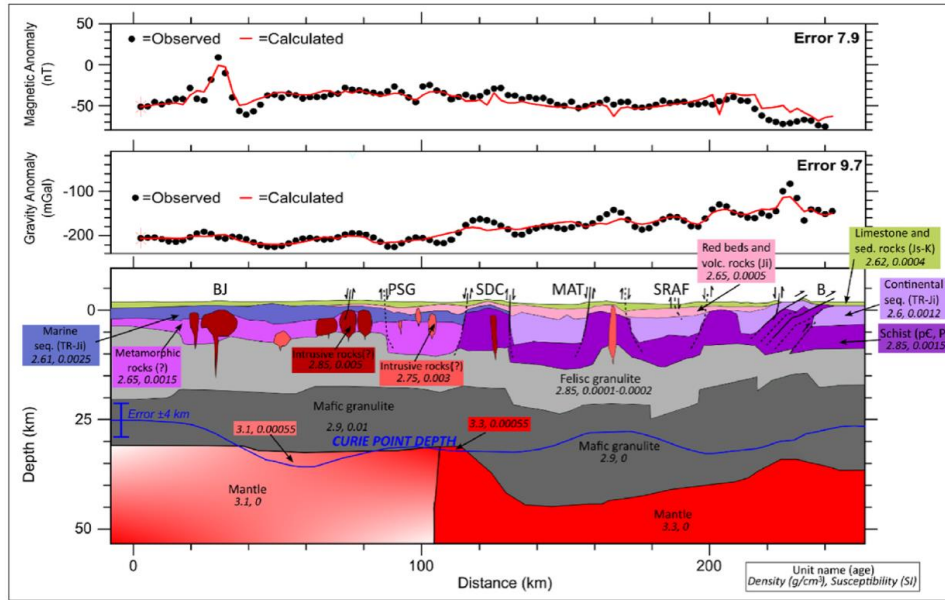


Fig. 13. Model 3 has thinner crust and lower density mantle under the plateau with a steep slope in the Moho at the boundary between the provinces. The crust is thicker beneath the western Sierra Madre Oriental and thins toward the east. The gravity error is the same as in model 2; in this case the mantle density changes under both provinces can reproduce the contrasting gravity response from lower to higher values toward the east. Although there is correspondence of a shallow CPD (~28 km) region and the presence of thinner crust at the westernmost border of the plateau, in most of the plateau region, the isotherm is significantly deeper, reaching a depth of 38 km. A Curie point in the mantle is inconsistent with low density, presumably hot asthenospheric mantle beneath the plateau. Moreover, below the Sierra Madre Oriental, the Curie isotherm shallows whereas the Moho deepens.

of 3.1 g/cm^3 , which is lower than the average mantle density under the Sierra Madre Oriental (3.3 gm/cm^3).

As in models 1 B and 2, the Moho beneath the plateau is nearly flat with a uniform topography; depths range between 32.7 and 34.6 km. In contrast, under the fold and thrust belt, the Moho abruptly changes to a 46.2 km depth beneath the Sierra de Catorce - Matehuala area, representing the greatest variation in the topography of the Moho in all the models. Farther to the east, the crust gradually thins with a resultant shallower Moho, but it is still deeper than below the plateau. A minimum depth of 36.2 km under this portion of the Sierra Madre Oriental is found in the Bustamante region.

This model's gravity error is 9.7, which is the same as in model 2. In model 3, the steep change from shallower, low density mantle beneath the plateau to deeper, higher density mantle underneath the Sierra Madre Oriental is able to reproduce the observed gravity response. The magnetic error value of 7.9 is the lowest for any model. The reduction of the magnetic error relates to the presence of a lower magnetization beneath the Mesa Central in the region between Benito Juárez (BJ) and Presa de Santa Gertrudis (PSG). This effect is a consequence of the presence of a mantle region shallower than the Curie isotherm; thus, instead of a thicker mafic granulite layer with higher susceptibility (as shown in models 1 and 2), there is a small layer of magnetized, lower susceptibility mantle and a reduced mafic granulite layer causing a reduction in the calculated magnetic response.

Although in this model there is correspondence between a shallow CPD (~28 km) and thinner crust beneath the plateau, this response is found only in the westernmost 25 km of the profile. The isotherm is significantly deeper beneath the rest of the plateau, reaching a maximum depth of 38 km in the region between Benito Juárez (BJ) and Presa Santa Gertrudis (PSG), which is the maximum CPD along the profile. Additionally, beneath the Sierra Madre Oriental, between the

Sierra de Catorce (SDC) and Matehuala, the Moho reaches its maximum depth as the isotherm comes closer to the surface.

5.3. Curie point depth, heat flow and geothermal gradient

From the RAPS analysis of the aeromagnetic anomalies, the depths to the centroid (z_c), top of the magnetic sequence (z_t) and base of the magnetic sequence (z_b) or CPD, as well as their respective errors, were estimated for each of the 54 blocks (Table A2). CPD estimations range from 16.6 to 47.9 km with an average depth of 30 km. Error values associated with CPD range from 0.71 to 6.4 km, with an average of 3.7 km.

After applying pressure corrections to the Curie temperature, the geothermal gradient of each block was calculated. The values range from 12.34 to $34.59 \text{ }^\circ\text{C/km}$, with the highest value corresponding to the shallowest CPD value. Finally, using a thermal conductivity gradient (λ) of $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, estimations of heat flow for each block were calculated, obtaining values from -30.84 to -86.47 mWm^{-2} .

As a result of these estimations, the contoured map of the CPD (Fig. 14), geothermal gradient (Fig. A1) and heat flow (Fig. A2) were obtained. In these maps, the plateau - fold and thrust belt boundary is depicted by a blue dotted line and the main structural features of the study area are also shown. The deepest average CPD values lie beneath the majority of the Mesa Central whereas the shallowest values are located beneath the Sierra Madre Oriental. Additionally, we observe smaller domains within these provinces with their own boundaries and a distinct geothermal state.

Four main regions with shallower Curie point depths ranging from 18 to 30 km were identified; these regions also have an associated high geothermal gradient with values between 20 and $34 \text{ }^\circ\text{C/km}$ and elevated heat flow values that range from -50 to -85 mWm^{-2} . A) Western Mesa

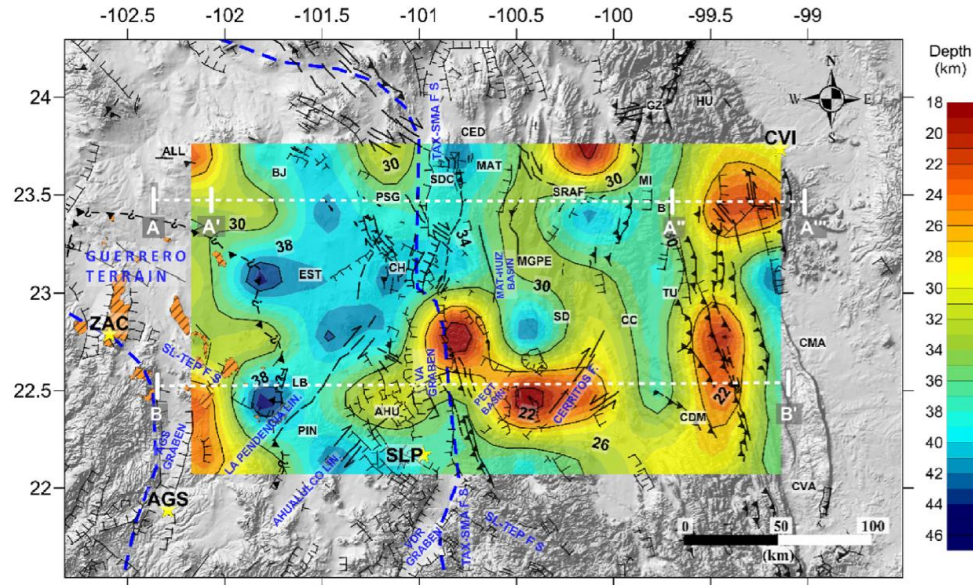


Fig. 14. Curie point depth map calculated from aeromagnetic data (A) TMI using the centroid method. The values range from 16.6 to 47.9 km. Shallow CPD values (18–30 km) are located in 4 main regions: 1. **Western Mesa Central**, a north-trending strip located at the westernmost part of study area; 2. **Eastern Sierra Madre Oriental thrust front**, a north-trending band, parallel to N- to NNW-trending thrust faults of the easternmost part of the Sierra Madre Oriental; 3. **Villa de Arista-Peotillos-Cerritos**, a northwest-oriented band stretching from the Cerritos area in the Sierra Madre Oriental to the Mesa Central boundary. This region, which has the shallowest CPD values, is consistent with major extensional features such as the Peotillos basin, Villa de Arista graben, and the N-S faulted region located at Ahuualulco; and 4. **Sierra de San Rafael**. In contrast, deep CPD values (36–46 km) are mainly distributed along the **Eastern Mesa Central** in a north-trending elongated region. Within this area, minimum values are concentrated around La Ballena (LB) and Estribo (EST) localities. Sections A-A' and B-B' correspond to Curie point depth sampled profiles presented in Fig. 16.

Central; this north-south orientated strip is located at the westernmost part of study area and extends from Allende (ALL) and Benito Juárez (BJ) in the north to an area ~50 km northeast of Aguascalientes (AGS). Outcrops of metamorphosed volcanoelastic and Upper Jurassic basaltic rocks are present in the southern part of this region. B) Eastern Sierra Madre Oriental thrust front; a north-south band that is consistent with the orientation of N-NNW thrust faults located at the easternmost part of the Sierra Madre Oriental. This region extends from Miquihuana (MI)-Bustamante (B) and Ciudad Victoria (CVI) to Ciudad del Maíz (CDM). C) Villa de Arista (VA)-Peotillos (PEOT)-Cerritos; this northwest-trending band joins the Eastern Sierra Madre Oriental thrust front in the Cerritos area, and crosses the Mesa Central boundary. This region includes important extensional features such as the Peotillos basin, Villa de Arista graben, and the N-S faulted region located at Ahuualulco (AHU). This zone includes the shallowest CPD values and thus has the highest geothermal gradient and heat flow values. D) Sierra de San Rafael; this block of low CPD values is located over the Sierra de San Rafael (SRAF) and is a region characterized by the presence of NE-trending folds. This block seems to be bound to the west by a normal fault system that extends farther to the north from the Matehuala (MAT)-Huizache basin and to the east by a system of NE thrust faults.

Deep Curie point values, ranging from 36 to 46 km, are located in the northeast extended region at the western Mesa Central, where the lowest values are located near the Sierra La Ballena (LB) and El Estribo (EST) localities. Associated low geothermal gradient and heat flow values ranging around 14–18 °C/km and -35 to -45 mWm⁻² can be found along this area.

5.4. Airy-Heiskanen isostatic residual

Isostatic anomalies were calculated in accordance with the Airy-

Heiskanen model by subtracting the topographic gravity effect and its low-density component from the gravity field, taking into account the gravity compensation depth of 30 km. Thus, negative or positive isostatic anomalies indicate overcompensation or undercompensation of the topography, respectively, while zero or near-zero isostatic anomalies reflect almost perfect compensation (Cadio et al., 2016). The obtained Airy-Heiskanen isostatic residual map presented in Fig. 15 shows that negative values ranging from <0 to -30 mGal, are located mainly in the Mesa Central region. Within the plateau we observe two main regions with the lowest values: 1. A southern region, roughly delimited by the San Luis-Tepehuanes fault system (SL-TEP FS) where minimum values of -15 to -30 mGal are distributed in the Pinos-San Luis Potosí, Zacatecas and east-Aguascalientes areas; 2. A northeastern region, located in the vicinity of Benito Juárez (BJ), Presa de Santa Gertrudis (PSG) and Charcas (CH) localities, where minimum values range from -10 to -20 mGal. In addition, in the Sierra Madre Oriental, narrow and north-trending regions of negative isostatic values are located in the Matehuala-San Rafael area, reaching minimums of -10 mGal; and at the Miquihuana-Bustamante localities where minimums are around -30 mGal.

In contrast, maximum values are concentrated in the Sierra Madre Oriental province with values ranging from 0 to up to +50 mGal. Within this region, maximum values from +20 to +50 mGal are located in a north trending region consistent with the eastern front of the Sierra Madre Oriental. Further to the east the isostatic values decrease slightly on the coastal plain, ranging between 20 and 35 mGal.

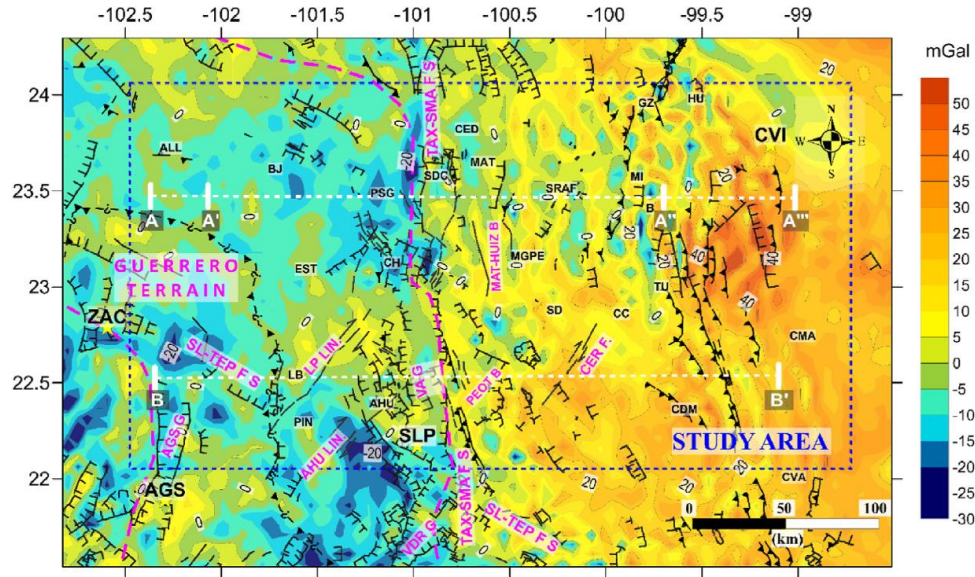


Fig. 15. Airy-Heiskanen isostatic residual anomaly map (data were obtained from the BGI through their gravity model WGM, 2012). Negative values ranging from 0 to -30 mGal are located mainly in the Mesa Central region. Within this feature, two main regions with low values are found: **1. Southern region**, roughly delimited by the San Luis-Tepeluanes fault system (SL-TEP FS). In this area, minimum values reaching from -15 to -30 mGal are located between San Luis Potosí and Zacatecas cities. **2. Northern region**, where low values ranging from -10 to -20 mGal are located around the Benito Juárez (BJ), Presa de Santa Gertrudis (PSG) and Charcas (CH) localities. In contrast, maximum values are present in the Sierra Madre Oriental province, with values ranging from 0 to up to $+50$ mGal. In this province, maximum values ranging from $+20$ to $+50$ mGal coincide with the eastern front of the Sierra Madre Oriental thrust belt. The contact between both provinces, the Taxco-San Miguel de Allende fault system (TAX-SMA), represents a marked isostatic inflection between the high and low isostatic blocks.

6. Discussion

6.1. Analysis of the different crustal thickness models

There are three published models that describe the crustal thickness distribution of the study area. As a first approach, we performed 2D gravity and magnetic forward modeling to try to establish the best approximation to reality. Errors associated with the 2D forward modeling are highest for Model 1 B, which proposes the existence of a nearly flat Moho beneath both provinces. We therefore conclude that Model 1 B is less supported by the geophysical data than the other models. However, Models 2 and 3, which feature contrasting crustal thicknesses and a region with an underlying steep Moho between the two provinces, have similar gravity errors and small differences between the magnetic errors.

In order to choose which of the two models (2 or 3) is a better approximation of the real crustal structure, we analyzed the geothermal and isostatic conditions in the study area. These conditions were revealed by the CPD isotherm as well as the isostatic residual gravity anomalies in the study area. Moreover, new depth to the Moho calculations are presented. The comparisons between our results and the published models revealed the following:

1. Although the magnetic error in model 3, which describes a flat Moho and thinner crust under the plateau compared to thicker crust beneath the foreland fold and thrust belt, is slightly lower than that associated with model 2, we note that the CPD is below the Moho in the eastern portion of the Mesa Central (Fig. 13). Although in some cases part of the upper mantle might present low magnetization values (Ferré et al., 2014; Friedman et al., 2014), this occurs in regions with low geothermal gradients and, therefore, a deep Curie isotherm. Thus there is a contradiction between the original

hypothesis proposed by Campos-Enríquez et al. (1992) and Kerdan (1992) and the model 3 results. The hypothesis that hot (asthenospheric) mantle exists directly beneath the plateau crust, with attendant partial melting and a higher heat flow, appears to be invalid for the eastern and central plateau. Moreover, as shown in Fig. 16b and d, the CPD is deep, which implies the existence of cool crust under the plateau. An exception is in the westernmost part of the profiles where the CPD rises closer to the surface. The rest of the plateau is characterized by deep CPD values, both at the modeled profile in the northern part of the province (~ 30 – 38 km), as well as in the southern region (~ 30 – 40 km), revealing the presence of cool crust, in contrast with model's 3 assumptions.

2. The presence of negative Airy-Heiskanen isostatic residual anomalies in the Mesa Central reveal that the plateau region is in a state of isostatic overcompensation. In contrast, positive isostatic values in the Sierra Madre Oriental reveal a state of crustal undercompensation with a sharp step at the TAX-SMA FS between the two isostatic blocks (Fig. 15). An isostatic state of overcompensation means an excess of mass or density in the crustal root of the Mesa Central, compared to the topographic mass of this region. Conversely, a deficit of crustal mass/density is present in the Sierra Madre Oriental province. This isostatic configuration correlates with the presence of comparatively thicker crust beneath the Mesa Central presented in model 2, in which the presence of a thick crustal root beneath the plateau would enhance isostatic overcompensation.
3. Moreover, our depth to the Moho estimations (Fig. 9) in the modeled profile (Fig. 16, A-A''), show thicker crust (~ 40 km) in the eastern part of the Mesa Central as compared to thinner crust beneath the Sierra Madre Oriental (~ 33 to <40 km). These differences are even more pronounced in the southern part of the study area (Fig. 16, B-B'), which presents thicknesses of ~ 40 – 45 km beneath the plateau and ~ 35 – 40 km underneath the foreland fold and thrust belt, with a

more pronounced thickness variation at the boundary between both provinces.

- The estimated topography of the Moho (Fig. 9) is supported by the calculated depths to the Curie point isotherm, which in modeled section A-A' shows values of ~30–38 km beneath the plateau, compared to shallower values of ~21–34 km in the foreland fold and thrust belt area (Fig. 16-b). These depth differences are more pronounced along the southern profile B-B' (Fig. 16-d). In addition, both results show that the westernmost part of the Mesa Central is a region of particularly shallow CPD values and thinner crust, compared to the eastern part of the plateau.

Moreover, the plateau's negative residual isostatic anomaly coincides with the presence of a higher mean surface elevation in the Mesa Central (2088 m), compared to the mean surface elevation of the Sierra Madre Oriental Province (1434 m). The presence of this broad negative isostatic anomaly reveals that the thick crust beneath the Mesa Central is only partly compensated by high topography, thus further vertical movement of this crustal block is expected.

- Overall, the CPD, Airy-Heiskanen isostatic residual and Moho depth results are most consistent with model 2. However, the presence of thin crust and a shallow CPD in the westernmost part of the Mesa Central is not predicted in this model (Figs. 2 and 12). Thus, a uniformly thicker crust beneath the Mesa Central should not be considered either. Our results show that at least two different crustal thickness regions underlie the plateau (Fig. 16-b, d and 17).

6.2. Thickness distribution and geothermal state of the crust: geodynamic setting

The Mesa Central province has been considered to be a region with higher than average heat flow values in the range 75–125 mW/m²; this conclusion is based on heat flow measurements reported by Smith et al. (1979), Ziagos et al. (1985), and Prol-Ledesma and Morán-Zenteno (2019). In these studies, the lowest heat flow measurements are in a small area in Durango City, and the highest values are in the region near Fresnillo, Zacatecas (Figs. 1 and 4b). The data coverage in the Mesa Central is poor (fewer than 10 measurement points over 94,000 km²), and the majority of data points are concentrated in the northwestern portion of the Mesa Central. Only two heat flow measurements were located in the southern part of the Mesa Central; one at Aguascalientes, with a value of 76 mW/m², and the other a few km to the east of San Luis Potosí with a value of 51 mW/m² (Fig. A2).

Although the reported heat flow values are consistent with our results, the poor measurement coverage in the region prevents a reliable interpolation. Our results cast new insights on the geothermal state of this region, revealing that the crust beneath the Mesa Central is not homogeneously thin with a relatively high and uniform heat flow, as previously assumed (Fix, 1975; Campos-Enríquez et al., 1992; Kerdan, 1992). According to our results, the plateau's crust is composed of regions with different thicknesses and with dissimilar geothermal gradients. We found no evidence that the crust beneath the Mesa Central is uniformly thin and warm. The western part of the plateau has a shallow

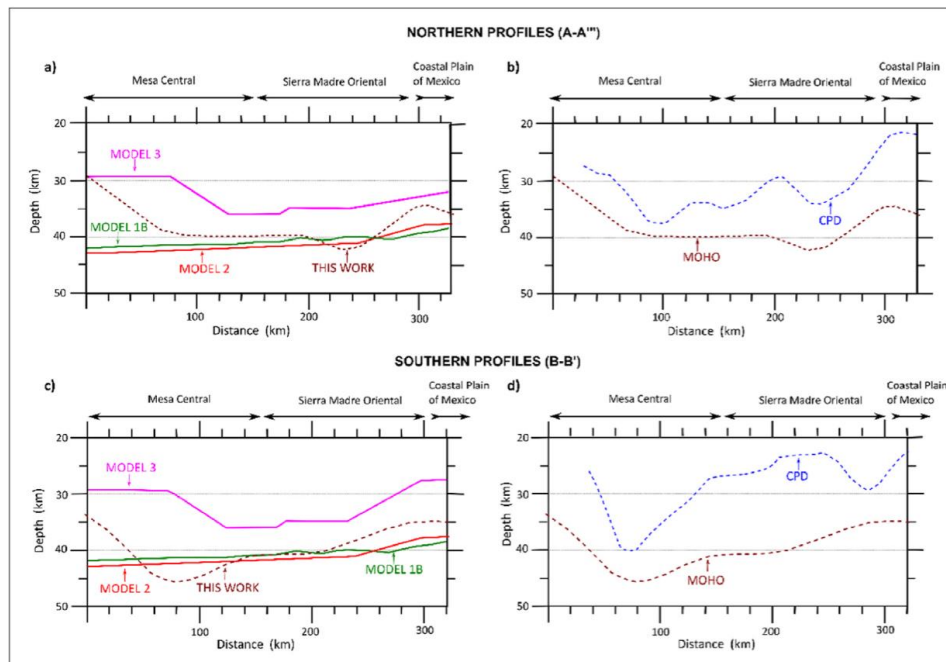


Fig. 16. Moho depth estimation from RAPS analysis of gravity data compared to previously-published models (left), and Curie point isotherm versus Moho distribution (right). **Northern profiles A-A'** (a, b): although shallow Moho depths are present beneath the westernmost Mesa Central, the majority of the plateau is characterized by the presence of a deep Moho (~40 km). The Moho gets shallower to the east, reaching minimum depths (~33 km) at the eastern front of the Sierra Madre Oriental Province. Similarly, the Curie point isotherm is deepest beneath the eastern Mesa Central (~30–38 km) with shallower values beneath the Sierra Madre Oriental Province (~21–34 km). **Southern profiles B-B'** (c, d): Crustal thickness differences are larger to the south. Beneath the plateau the Moho reaches depths up to 45 km, whereas the minimum depths are 35 km below the Sierra Madre Oriental province. As a result, a sharper step in the Moho is located at the boundary between both provinces. Overall, excluding the westernmost part of the Mesa Central, the calculated distribution of the Moho and CPD isotherm support the configuration shown in model 2. These results do not correspond to a nearly flat Moho as described by Model 1, and are opposite to the distribution presented in model 3, which describes thinner crust and the presence of partial melting beneath the plateau (our results show no evidence of hot crust beneath the Mesa Central).

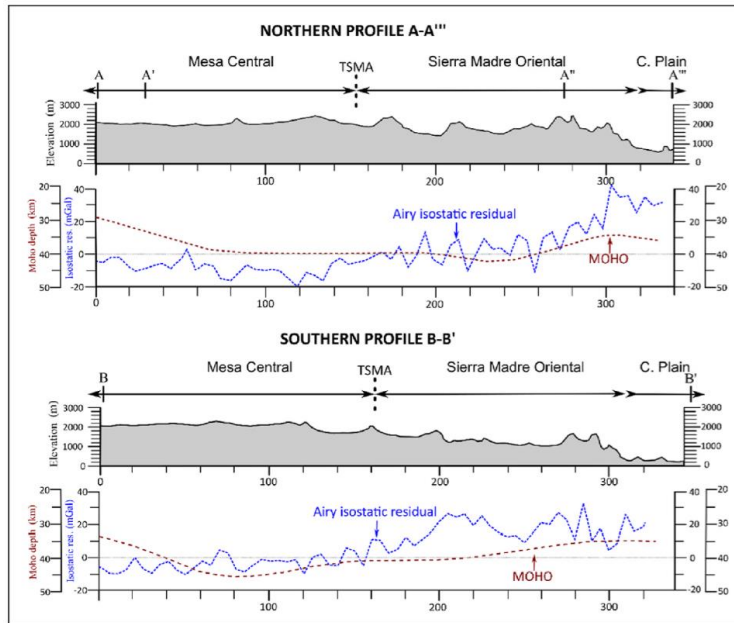


Fig. 17. Airy-Heiskanen isostatic residual anomaly compared to depth to the Moho and mean surface elevation for the northern and southern profiles (Figs. 3a, 9 and 15). As shown by the depth to the Moho profiles, the presence of thicker crust beneath the plateau is consistent with negative isostatic anomalies (-20 to 0 mGal) and higher mean surface elevation values (>2000 m); suggesting that isostatic overcompensation could be related to the presence of a thick crustal root. Furthermore, the presence of this broad negative isostatic anomaly reveals that the thick crust beneath the Mesa Central is only partly compensated by high topography. Likewise, the presence of progressively thinner crust to the east is marked by an abrupt isostatic change to positive values of up to $+40$ mGal and lower mean elevation values in the Sierra Madre Oriental. Overall, these correlations might imply that the eastern decreasing isostatic gravity anomalies are strongly related to the crustal thickness distribution, supporting the presence of comparatively thicker crust beneath the Mesa Central, as presented in Model 2 by Bartolini and Mickus (2001).

Moho and low CPD, whereas the majority of the eastern part of the plateau in the analyzed region has thicker crust with deeper CPD values. In contrast, we found thinner crust with a shallower CPD to the east of the plateau, in the foreland fold and thrust belt (Figs. 9, 14 and 16).

To explain the spatial distribution of crustal thickness shown in Fig. 9, we consider six main processes that modify continental crustal thickness: a) magmatic addition (Frost et al., 2001; Gromet and Silver, 1987; Yoshino and Okudaira, 2004); b) sediment aggradation in continental basins; c) thickening as a result of contractional deformation (tectonic stacking) (Mattauer, 1986); d) removal by delamination (Foley et al., 2003; Kay and Mahburg Kay, 1993); e) mass redistribution due to erosion (Montgomery et al., 2001; Ernst, 2004, 2007; Pelletier et al., 2010); and f) thinning due to extension (Coney, 1987; Daley and DePaolo, 1992; Hawkesworth et al., 1995).

6.2.1. Thicker crust below the eastern Mesa Central with respect to thinner crust below the Sierra Madre Oriental province

The presence of thicker crust below the eastern Mesa Central (40–52 km) as compared to the Sierra Madre Oriental (34 to <40 km) could be related to the following crustal addition processes:

1. The Eocene–Early Miocene voluminous silicic volcanism of the Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2005) affected an unknown portion of the plateau during a short episode that ended at ~ 30 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1999). A pile of volcanic rocks, up to 1000 m thick near San Luis Potosí City, is present in the southern portion of the Mesa Central, whereas less extensive and voluminous volcanic outcrops, probably erosional remnants, are exposed north of the San Luis - Tepihuanes fault system (Fig. 4a). A magmatic event that affected only the Mesa Central, which appears to be absent in the Sierra Madre Oriental, would explain the presence of thicker crust in the plateau (Fig. 18).

Bonner and Herrin (1999) argue for 55 km thick crust under the unextended core of the Sierra Madre Occidental (Fig. 1) and ~ 40 km thick crust in the eastern, extended portion of the province (Henry and

Aranda-Gomez, 2000). Additionally, Gomberg et al. (1989) and Couch (1991) estimate values of around 40 km for the northern part of the province. These estimates concur with our deeper Moho depth values in the area covered by silicic volcanic rock. Within this framework, the southern region maximum Moho depths of ~ 50 km could be related to the presence of a crustal block less affected by Cenozoic extension; we refer to this structural domain as the Pinos (PIN) – La Ballena (LB) block (Fig. 9). Previous authors also mention the existence of fault-bounded structures in the area and refer to them as the Pinos - Moctezuma and Salinas - Charcas blocks (Tristán-González et al., 2009). Moreover, the trace of the NW oriented San Luis-Tepihuanes fault system has been previously referred to as the northern limit of the continuous outcrops of the Sierra Madre Occidental rocks in the southern part of the plateau (Nieto-Samaniego et al., 1999). In our results, this fault system matched the northern boundary of the thickened crust region in the southern part of the plateau (Fig. 9).

There are a further three regional magmatic events that may have affected the Mesa Central and/or the Sierra Madre Oriental regions, which are: a) A Permo–Triassic magmatic arc (Mc Kee et al., 1988; Torres et al., 1999; Centeno et al., 2005), which is recorded by the presence of a granitoid belt in eastern and northern Mexico. In the study area, this belt is only exposed at the eastern front of the Sierra Madre Oriental, thus we discarded this event as a possible explanation for thicker crust beneath the plateau. b) Early–Middle Jurassic magmatic province (Pantoja-Alor, 1972; Barboza-Gudino et al., 1998; 2008; Bartolini et al., 2001; 2003; Lawton and Molina-Garza, 2014), recorded by the presence of volcanic and volcanoclastic deposits in central and northeastern México. Exposures of these rocks occur both in the Mesa Central, in Sierra de Catorce (SDC), Sierra de Charcas (CH) and La Ballena (LB) (Fig. 4a) and in the Sierra Madre Oriental, in Sierra de Teyra (north of Zacatecas), Miquihuana (MI)-Bustamante (B), and in Huizachal (HU) (Fig. 4a). Therefore, the location of this magmatic province cannot explain crustal thickness differences between both provinces. c) Late Oligocene–Quaternary intraplate volcanism (Aranda-Gómez et al., 2005, 2007; Luhr et al., 2001; Luhr and Aranda-Gómez, 1997). This low volume, mafic alkalic volcanism is

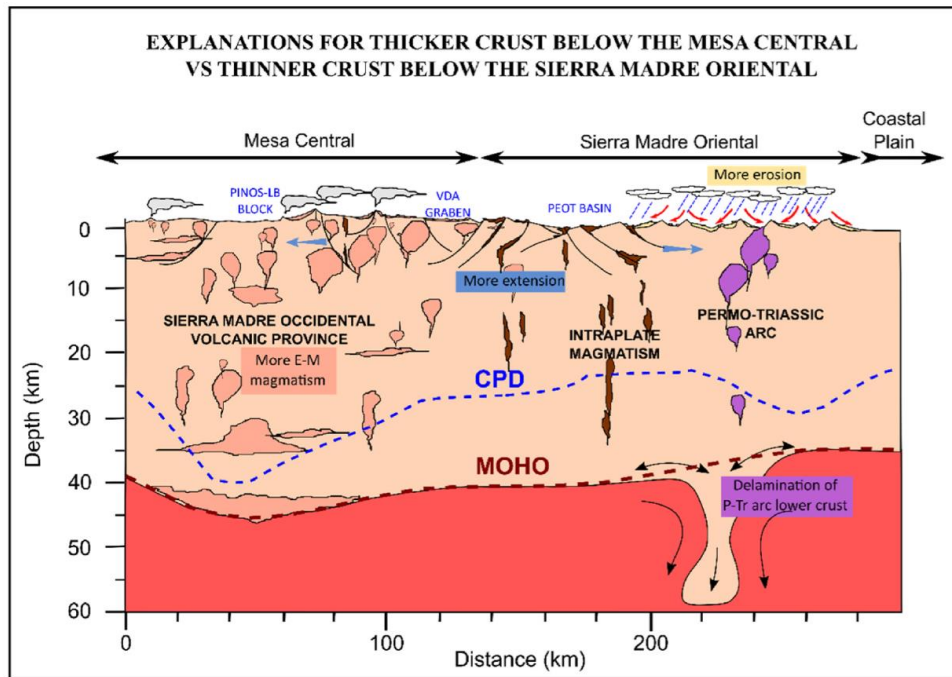


Fig. 18. Sketch showing possible explanations for differences in crustal thickness and the depth to the Curie point isotherm beneath the Mesa Central and Sierra Madre Oriental provinces. I. The presence of thicker crust below the Mesa Central (40–52 km) could be the result of abundant Eocene–Early Miocene silicic magmatism in the Sierra Madre Occidental volcanic province. II. In contrast, thinner crust below the Sierra Madre Oriental (34–40 km), might be explained by two crustal removal processes: a) delamination of Permo–Triassic magmatic arc lower crust; b) erosion resulting from the abundant precipitation in the Sierra Madre Oriental as compared to the semi-arid climate of the plateau. III. A smaller-scale feature in the central region is characterized by minimum CPD values; its location is consistent with Quaternary intraplate magmatism broadly distributed in this area. Additionally, this zone is consistent with crustal thinning (42–38 km), possibly related to extensional deformation as evidenced by widespread normal faulting and important graben structures.

scattered in Northern and Central Mexico from the Baja California peninsula to the Gulf of Mexico coastal plain. As reported by Aranda-Gómez et al. (2005), this phenomenon is apparently independent of older volcanic provinces or paleo-tectonic limits between geological provinces; therefore, we cannot relate it to the crustal differences between the Sierra Madre Oriental and Mesa Central provinces. Moreover, there is no evidence of abundant intraplate magmatism in the southern part of the Mesa Central. In the study area, Plio-Pleistocene mafic alkalic lavas and associated pyroclastic rocks are more commonly scattered in the northern part of the plateau and through most of the fold and thrust belt region (Fig. 4a).

2. Our spectral analysis results show that the sedimentary cover is ~1 km thicker in the plateau as compared to the foreland fold and thrust belt. This difference agrees with the Bartolini and Mickus (2001) depth estimates (Table 1). Because crustal thickness differences between the provinces are 2–8 km, thicker sedimentary strata can only partially explain the presence of thicker crust beneath the plateau.
3. Finally, although there is a possibility that the crust of the Mesa Central is thicker due to crustal stacking associated with compressive deformation during Late Cretaceous–Eocene time, this assumption is questionable. It is known that the plateau was also deformed at this time (Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2018), but there is no evidence for significant thrusting such as that to the east, where large fold and thrust structures are exposed within the Sierra Madre Oriental. Based on this evidence, we do not consider this hypothesis likely for the western part of the plateau. Nevertheless, at the western

front of the Sierra Madre Oriental thrust belt, where crustal thickness values reach up to 43 km, a crustal stacking process could be related to the presence of comparatively thicker crust.

In addition, the presence of deep CPD and a corresponding low heat flow gradient and geothermal state in the eastern portion of the plateau indicates cooler thicker crust there. Thus if magmatism caused crustal addition, it has to be ancient. The ~30 Ma magmatism of the Sierra Madre Occidental fits this constraint.

Alternatively, or perhaps additionally, the presence of thinner crust below the Sierra Madre Oriental compared to the plateau may be related to the following processes:

1. Considering the location of the Permo–Triassic magmatic arc, which has been interpreted to run parallel to the easternmost part of the Sierra Madre Oriental (Rosales-Lagarde et al., 2005; Torres et al., 1999), the thin region along this province could be related to crustal delamination (Fig. 18). In this region, the location of the Permo–Triassic arc has been inferred by the presence of granite, granodiorite, and rare volcanic rocks. In contrast, a crustal delamination process related to the Early–Middle Jurassic magmatic province or to the magmatism of the Sierra Madre Occidental would not explain the presence of thinner crust in the eastern Sierra Madre Oriental. In both cases, there is no correspondence with the location of these features and the eastern thin region.
2. Rainfall is one of the primary controls on erosion (Montgomery et al., 2001; Burbank et al., 2003; Hilley and Strecker, 2004; Anders et al.,

2006, 2008; Bookhagen and Strecker, 2012; Gasparini and Whipple, 2014). However, this relationship is not necessarily direct. In some cases, rainfall's impact on erosion rate can be minimal, depending on other factors that are not correlated with the climate such as topography, lithology, and tectonics (Riebe et al., 2001; Aalto et al., 2006; Goswami et al., 2012). In cases where these factors are related, precipitation-induced erosion can have a large impact on regional crustal thickness, particularly in active mountain belts such as the Andes (Montgomery et al., 2001; Ernst, 2004, 2007; Pelletier et al., 2010). In this mountain belt, a region of significantly thicker crust (~70 km) is present along the north central cordillera, where precipitation is low and erosion rates related to rain shadow phenomena are present. On the contrary, at the southern end of the Andes, which is a region characterized by abundant precipitation and erosion, the crust is about half as thick.

On the Mesa Central plateau, which is a semiarid region, precipitation ranges from ~400 to 600 mm/year (Vidal-Zepeda, 2005). In contrast, the eastern side of the Sierra Madre Oriental has abundant precipitation, reaching up to 2000 mm per year in some places. Between 21° to 24° N in the sierra, precipitation values range from ~800 to 1500 (García, 2003; Vidal-Zepeda, 2005). Aranda-Gómez et al. (2018) have referred to the Mesa Central as an extensive endorheic region affected by a rain shadow effect of the adjacent Sierra Madre Oriental and Sierra Madre Occidental, triggering low runoff within the closed basins of the plateau. Due to this marked precipitation difference, it is possible that more precipitation in the Sierra Madre Oriental could reduce crustal thickness relative to the Mesa Central via more erosion (Fig. 18).

3. As for crustal extension, although some normal faulting is distributed through this province, there is no evidence that the eastern Sierra Madre Oriental has been particularly affected by extension. On the contrary, the Mesa Central has undergone extension since the mid-Eocene-early Oligocene (Aranda-Gómez et al., 2007; Aranda-Gómez and McDowell, 1998; Nieto-samaniego et al., 1999); since then at least two more pulses of extension have affected this region in the late Oligocene and late Miocene, resulting in a complex array of normal fault systems with ~N, NW and NE trends (Nieto-Samaniego et al., 2005; Aranda-Gómez et al., 2007; Tristán-González et al., 2009; Andreani et al., 2014). In some cases, high angle normal faults bounding important graben structures such as the Villa de Arista, Villa de Reyes, and Aguascalientes graben developed (Fig. 4a and b).

In addition to the previously described regional features, we identified smaller scale crustal features which will be discussed in the following subsections.

6.2.2. Thin crust beneath the western Mesa Central

For the northeast-trending elongated region with thin crust (29 to <40 km) located at the westernmost portion of the study area (Fig. 9), we envision two different tectonic scenarios:

1. We suggest a possible correspondence between crustal extension and the location of the thin crust in this area. This region is limited to the east by the Aguascalientes graben and is consistent with other NNE-trending normal faults near Zacatecas (Fig. 4a and b). The Aguascalientes graben is part of a NE-trending regional set of normal faults, which includes the Juchipila (JUCH) and Tlaltenango graben (TLA) (Fig. 4b), among others. This system extends to the northeast from Altos de Jalisco (ADJ) for more than 200 km across the southern portion of the Sierra Madre Occidental, and appears to be truncated by the San Luis - Tepehuanes fault system (Aranda-Gómez et al., 1989; Nieto-Samaniego et al., 1997; Nieto-Samaniego et al., 2005; Aranda-Gómez et al., 2007). As the crustal thickness map shows (Fig. 9), it is possible that this fault system extends farther to the

north, also affecting northern Zacatecas. In this scenario, the extension caused by these normal faults could be responsible for thinning the crust in this region. The presence of shallower CPD values along this region is congruent with an extended crust model (Fig. 14).

2. Secondly, we note the presence of isolated outcrops of basement rocks composed of upper Jurassic-Cretaceous metamorphosed pillow basalt and volcanoclastic turbidities near the city of Zacatecas and in the region north of Aguascalientes (Fig. 4a). These rocks have been interpreted to be part of the Zihuatanejo terrane (Centeno-García et al., 2008), which belongs to the Guerrero composite terrane. Although the tectonic setting during deposition of these rocks is still debated, the existence of thin crust in the western margin of the study area is consistent with the hypothetical continuation of the Arperos Basin, a Jurassic-Early Cretaceous basin situated between the Guerrero arc and nuclear Mexico (Andjić et al., 2019; Freydier et al., 1996, 2000; Tardy et al., 1994). According to Andjić (2019), this structure experienced extension and possible oceanic spreading during the Early Cretaceous Epoch. Thus transitional or oceanic crust along the westernmost part of the study area could explain its thinness compared to the rest of the Mesa Central continental crust (White et al., 1992; Condie, 2005; Hawkesworth et al., 2010; Artemieva and Meissner, 2012; White and Klein, 2013).

6.2.3. The NW extended band of Villa de Arista-Peotillos-Cerritos with shallow Curie point depths

The location of the northwest-oriented elongated region with the shallowest CPD values in the study area (18–30 km) is consistent with the presence of normal faulting and graben structures related to Cenozoic extension, including the Villa de Arista graben and the Peotillos basin (Nieto-Samaniego et al., 1997; Tristán-González et al., 2009; Ferrusquía-Villafranca et al., 2016) (Fig. 4a and b, 14). In addition, at the edge of this region there is a step in the Moho from 42 to 38 km (Figs. 9 and 16d) revealing the presence of thin crust that could be related to extensional deformation. Although part of the eastern limit of the Sierra Madre Occidental volcanism is located in this area, it is possible that extension affected this region more intensely, as compared to the adjacent Pinos - La Ballena Block, which we interpret to be less extended due to the maximum in crustal thickness and less faulting at the surface (Figs. 4a, 9 and 18). Moreover, shallow CPD values might be enhanced by local heat-generating processes such as the Plio-Quaternary intraplate magmatism distributed in this area as part of the Ventura - Espíritu Santo volcanic field (Aranda-Gómez et al., 2005; Aranda-Gómez and Luhr, 1996; López-Loera et al., 2008; Saucedo et al., 2017). Previous studies estimated equilibration temperatures between 1000 and 1100 °C for lowermost crustal and upper mantle xenoliths from the Ventura - Espíritu Santo volcanic field (Dávalos-Elizondo et al., 2016; Levresse et al., 2016; Luhr and Aranda-Gómez, 1997). Using the calculated crustal thickness for this area (~38–40 km), these results seem to support our estimations of a high geothermal gradient in the area, ranging from 20 to 34 °C/km.

6.2.4. Thicker crust beneath the eastern border of the coastal plain of Mexico

Although not the focus of our study, we point out that estimates of a deep CPD that suggest thicker crust beneath the coastal plain at this latitude (22°–24° N) (Fig. 9) are consistent with thicker crust there inferred in previous studies (Kerdan, 1992; Manea and Manea, 2011; Prol-Ledesma and Morán-Zenteno, 2019).

7. Conclusions

In summary, this work is intended to discriminate between 3 different hypotheses regarding the crustal thickness variations beneath parts of the Mesa Central and Sierra Madre Oriental between parallels 22° and 24° N. On this basis we conclude the following:

1. Based on the estimated error of the reproduction of the models and by using spectral analysis and 2D modeling tools, we discard Model 1, which comes from seismic data and posits a nearly flat Moho under the study area. However, using only estimated errors, we could not discriminate between model 2, which has thicker crust beneath the Mesa Central with contrastingly thinner crust to the east below the Sierra Madre Oriental, and model 3, which shows the opposite scenario with the addition of low density mantle (3.1 g/cm^3) at the base of the plateau crust.
2. Results derived from the estimation of Curie point depths, geothermal gradient and heat flow estimations have important implications for the understanding of the geodynamic setting of both provinces. The existence of a broad region in the eastern portion of the Mesa Central characterized by deep CPD values and consequently low geothermal gradient and heat flow values reveals the existence of cool crust beneath a large part of the plateau. These findings are inconsistent with the geodynamic setting in model 3, in which the presence of low-density, presumably hot, mantle at the base of the plateau crust implies warm crust, possibly including partial melt. Moreover, this study reveals contrastingly shallow CPD values and a high geothermal gradient in the Sierra Madre Oriental crust, which more likely describes the hypothesis of model 2.
3. Our estimates of the depth to the Moho based on gravity data are consistent with this last conclusion, supporting the presence of thicker crust in the majority of the eastern Mesa Central with contrastingly thinner crust beneath the Sierra Madre Oriental province.
4. Further, the Airy-Heiskanen isostatic residual anomalies reveal an undercompensated effect of the crust beneath the Mesa Central province that could be related to the presence of a crustal root. This assumption is supported by the presence of thicker crust beneath the plateau, as shown by this study. In contrast, a marked change to an undercompensated isostatic state of the crust beneath the Sierra Madre Oriental coincides with a step in the Moho, where minimum crustal thickness at the eastern front of the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt match maximum isostatic values.

Overall, this study demonstrates the presence of two main regions with different crustal properties in the study area: I) cool, thick crust below the eastern Mesa Central as compared to II) warm, thin crust beneath the Sierra Madre Oriental province. In order to explain this configuration, three main hypotheses related to crustal addition or removal processes were identified:

1. For crustal addition processes that could explain thicker crust beneath the plateau, the distribution of the Sierra Madre Occidental magmatism represents a plausible explanation. It has been shown that this magmatism affected the Mesa Central during the Paleogene Period and its distribution is evident due to the presence of a large silicic volcanic layer that is exposed predominantly in the southern region of the plateau (south of the San Luis-Tepehuanes Fault System). In contrast, in the Sierra Madre Oriental, where this magmatism is not extensive or definitively absent, the crustal thickness would be comparatively thinner. The distribution of maximum crustal thickness below the southern part of the plateau, where a thick succession of volcanic rock exists, supports this hypothesis. Moreover, the fact that this volcanic rock is relatively old ($\sim 30 \text{ Ma}$)

would explain the presence of deep CPD values below the plateau, revealing that the thickened crust is already cold.

On the contrary, the presence of thinner crust in the Sierra Madre Oriental might be explained by two different processes:

2. The distribution of minimum crustal thickness along the eastern front of the Sierra Madre Oriental appears to be consistent with the inferred distribution of the Permian-Triassic magmatic arc. Hence, lower crustal delamination related to this arc may provide a potential mechanism for crustal removal under the Sierra Madre Oriental.
3. Another possibility is differential crustal removal due to different erosion rates on the plateau versus in the fold and thrust belt. In this scenario, the abundant precipitation in the eastern part of the Sierra Madre Oriental compared to lesser precipitation on the plateau might have an impact on erosion rates, and therefore a progressive reduction of crustal thickness beneath this region compared to the plateau.

In both scenarios 2 and 3, the shallow CPD values below the Sierra Madre Oriental are caused by relatively thinner crust, not differential heat generation. In this region, the presence of thin crust positions the mantle closer to the surface, causing a shallower CPD and a higher geothermal gradient.

Finally, we note that our results are consistent with Airy-Heiskanen-type isostatic support of the higher surface elevations of the eastern Mesa Central as compared to the Sierra Madre Oriental because the crust is 2–8 km thicker beneath the eastern Mesa Central. Our results argue against the presence of hot, less-dense mantle at the base of the crust beneath the Mesa Central. Thus, in our study area, Airy-Heiskanen isostasy seems a better explanation than Pratt-Hayford isostasy for explaining regional elevation differences.

Authors' contributions

Claudia R. Peredo: Conceptualization, methodology, investigation, visualization, formal analysis, original draft writing, draft editing. Vsevolod Yutis: Supervision, methodology design, conceptualization, draft review and editing, funding acquisition. Aaron J. Martin: Supervision, methodology design, conceptualization, draft review and editing. José J. Aranda-Gómez: Supervision, conceptualization, draft review and editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This work was partially supported by CONACYT project A1-S-29604. C. P. gratefully acknowledges support from CONACYT PhD scholarship 515780. The authors are grateful to the editor, Francisco J. Vega, José Rafael Barboza Gudiño and an anonymous reviewer, for their valuable comments and suggestions.

APPENDICES.

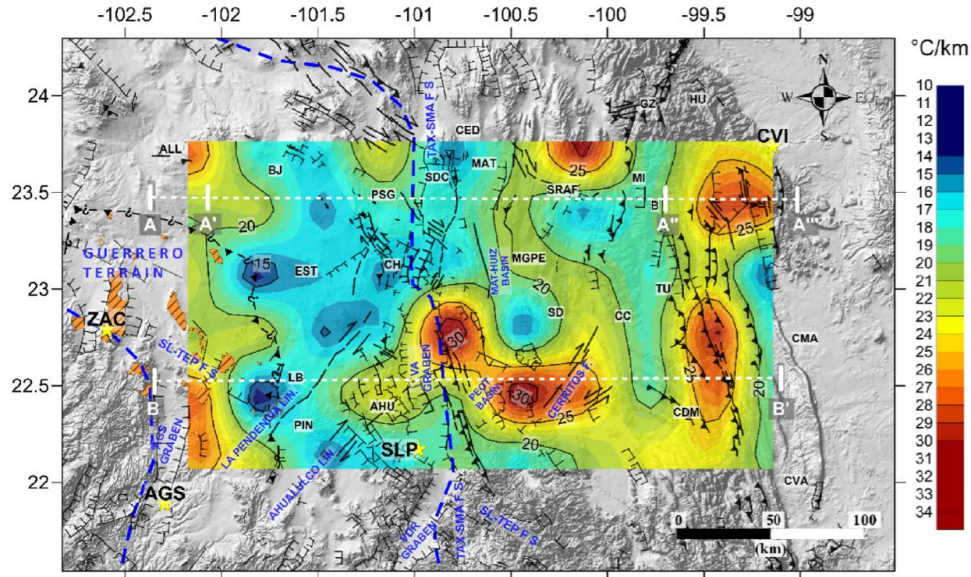


Fig. A1. Geothermal gradient map calculated from CPD values after applying a pressure correction to the Curie temperature. The estimated gradient values range from 12.34 to 34.59 °C/km. The regions with steep geothermal gradients (20 and 34 °C/km) correspond to shallow CPD zones described in Fig. 14 (1. *Western Mesa Central*, 2. *Eastern Sierra Madre Oriental thrust front*, 3. *Villa de Arista-Peotillos-Cerritos*, 4. *Sierra de San Rafael*). Low geothermal gradients (14–18 °C/km) are distributed along the *Eastern Mesa Central*.

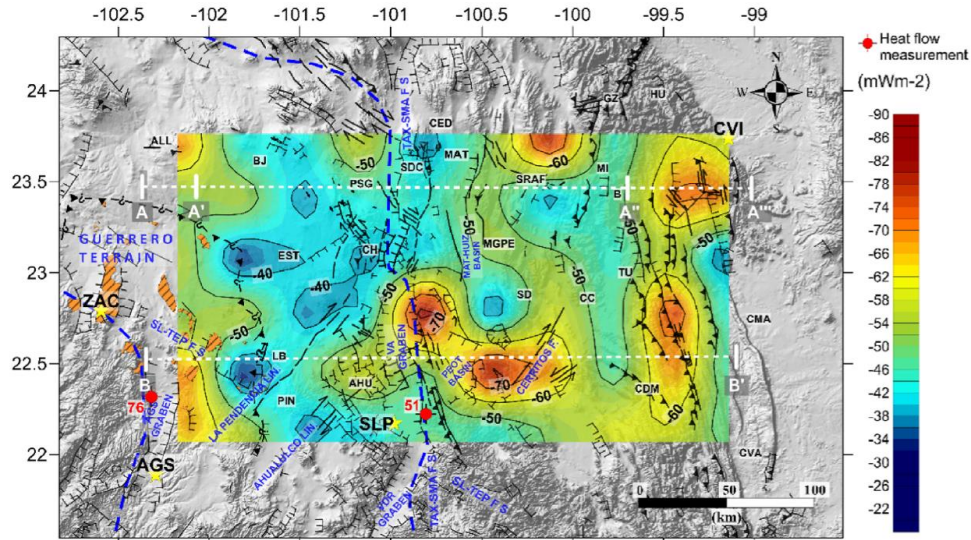


Fig. A2. Heat flow map calculated using a thermal conductivity gradient of $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$. The estimated heat flow values range from -30.84 to -86.47 mWm^{-2} . Regions of high heat flow values (-50 to -85 mWm^{-2}) correspond to the shallow CPD zones depicted in Fig. 14 (1. *Western Mesa Central*, 2. *Eastern Sierra Madre Oriental thrust front*, 3. *Villa de Arista-Peotillos-Cerritos*, 4. *Sierra de San Rafael*). Similarly, the *eastern Mesa Central* is characterized by the presence of low heat flow values (-35 to -45 mWm^{-2}). The red points represent two heat flow measurements obtained from boreholes, with values of 76 and 51 mWm^{-2} , reported in Smith et al. (1979) and Ziagos et al. (1985) respectively.

Table A1

Depth estimates for the crust-mantle boundary and the associated error, calculated from the RAPS analysis of complete Bouguer gravity blocks. The maximum and minimum depth are calculated using the error value.

BLOCK	LAT.	LONG.	MOHO DEPTH (km)	ERROR (km)	MAX. DEPTH (km)	MIN. DEPTH (km)
A0	-102.40	24.00	28.81	1.90	30.71	26.90
A1	-101.80	24.00	31.88	2.47	34.36	29.41
A2	-101.20	24.00	40.34	3.67	44.01	36.68
A3	-100.60	24.00	39.63	3.42	43.05	36.20
A4	-100.00	24.00	44.24	6.37	50.61	37.87
A5	-99.40	24.00	31.99	1.94	33.93	30.05
A6	-98.80	24.00	43.61	1.86	45.48	41.75
B0	-102.35	23.35	28.50	2.46	30.96	26.03
B1	-101.80	23.40	39.79	3.34	43.14	36.45
B2	-101.20	23.40	40.26	5.08	45.34	35.18
B3	-100.60	23.40	39.31	2.68	41.99	36.63
B4	-100.00	23.40	42.62	2.32	44.94	40.29
B5	-99.40	23.40	33.39	1.02	34.41	32.37
B6	-98.80	23.40	42.26	5.02	47.28	37.24
C0	-102.40	22.80	30.22	2.08	32.30	28.14
C1	-101.80	22.80	43.53	4.08	47.60	39.45
C2	-101.20	22.80	35.80	2.32	38.13	33.48
C3	-100.60	22.80	42.13	3.92	46.05	38.21
C4	-100.00	22.80	33.92	2.56	36.48	31.35
C5	-99.40	22.80	33.47	1.92	35.39	31.55
C6	-98.80	22.80	51.16	2.43	53.59	48.73
D0	-102.30	22.20	38.12	4.28	42.40	33.84
D1	-101.80	22.20	51.88	4.09	55.97	47.80
D2	-101.20	22.20	47.20	3.26	50.46	43.93
D3	-100.60	22.20	39.91	3.53	43.44	36.38
D4	-100.00	22.20	39.54	3.74	43.27	35.80
D5	-99.40	22.20	36.81	1.73	38.54	35.08
D6	-98.80	22.20	44.44	0.99	45.43	43.46

Table A2

Centroid (z_0), top o magnetic sequence (z_t) and base of the magnetic sequence (z_b) calculated depths and their corresponding errors.

BLOCK	LAT.	LONG.	Zo (km)	Error (km)	Zt (km)	Error (km)	Zb (km)	Zb _{max} (km)	Zb _{min} (km)	ERROR (+/- km)	ERROR %
A0	23.70	-102.16	11.99	1.24	3.85	0.15	20.12	22.75	17.49	2.63	13.07
A1	23.71	-101.84	17.63	2.11	1.40	0.06	33.86	38.14	29.58	4.28	12.64
A2	23.72	-101.50	18.94	1.81	1.31	0.07	36.57	40.26	32.88	3.69	10.09
A3	23.72	-101.16	13.41	2.12	1.17	0.06	25.65	29.93	21.36	4.29	16.71
A4	23.73	-100.81	21.16	2.20	1.30	0.05	41.02	45.47	36.57	4.45	10.84
A5	23.73	-100.47	15.59	1.74	2.21	0.21	28.97	32.66	25.28	3.69	12.75
A6	23.73	-100.13	9.53	1.39	1.48	0.18	17.59	20.54	14.63	2.95	16.79
A7	23.73	-99.78	18.11	1.74	3.77	0.17	32.45	36.10	28.81	3.65	11.23
A8	23.74	-99.44	12.95	2.15	2.14	0.16	23.76	28.22	19.31	4.46	18.75
A9	23.74	-99.20	13.03	1.45	1.37	0.09	24.69	27.67	21.71	2.98	12.06
B0	23.39	-102.15	15.64	1.77	1.99	0.11	29.30	32.94	25.66	3.64	12.42
B1	23.39	-101.84	14.16	1.41	1.35	0.05	26.98	29.85	24.10	2.88	10.67
B2	23.40	-101.50	20.60	2.43	1.25	0.05	39.95	44.87	35.03	4.92	12.30
B3	23.41	-101.15	17.61	1.90	1.27	0.02	33.95	37.77	30.13	3.82	11.25
B4	23.41	-100.81	17.62	2.39	1.27	0.07	33.97	38.82	29.12	4.85	14.27
B5	23.41	-100.47	16.51	0.29	4.83	0.13	28.20	28.91	27.49	0.71	2.52
B6	23.42	-100.13	21.36	2.39	4.43	0.28	38.30	43.37	33.24	5.06	13.22
B7	23.42	-99.78	16.71	2.24	2.10	0.14	31.33	35.95	26.71	4.62	14.74
B8	23.42	-99.44	11.27	1.11	2.54	0.13	19.99	22.34	17.64	2.35	11.76
B9	23.42	-99.20	10.78	1.28	1.36	0.07	20.21	22.83	17.58	2.63	13.00
C0	23.07	-102.14	14.32	2.18	2.13	0.16	26.51	31.03	21.99	4.52	17.06
C1	23.08	-101.83	25.80	2.11	5.13	0.25	46.47	50.94	41.99	4.47	9.63
C2	23.08	-101.49	19.50	1.76	1.38	0.22	37.62	41.37	33.88	3.74	9.95
C3	23.09	-101.15	20.72	2.05	2.09	0.15	39.34	43.60	35.09	4.25	10.81
C4	23.09	-100.81	19.95	3.04	4.10	0.33	35.81	42.21	29.40	6.40	17.89
C5	23.10	-100.46	16.49	2.88	4.68	0.28	28.31	34.35	22.28	6.04	21.32
C6	23.10	-100.12	15.97	1.15	3.60	0.27	28.34	30.92	25.77	2.58	9.09
C7	23.10	-99.78	17.94	2.04	2.51	0.14	33.37	37.59	29.14	4.22	12.66
C8	23.10	-99.44	13.76	1.05	1.68	0.10	25.84	28.05	23.63	2.21	8.54
C9	23.10	-99.20	22.12	2.39	3.98	0.19	40.25	45.22	35.28	4.97	12.36
D0	22.76	-102.14	14.78	1.49	1.21	0.07	28.35	31.39	25.30	3.05	10.74
D1	22.76	-101.82	13.83	1.63	1.21	0.09	26.45	29.80	23.09	3.36	12.70
D2	22.77	-101.48	20.90	1.73	1.17	0.14	40.63	44.23	37.03	3.60	8.85
D3	22.77	-101.14	18.39	1.61	1.05	0.07	35.73	39.01	32.45	3.28	9.18
D4	22.78	-100.80	8.89	0.91	1.19	0.12	16.59	18.53	14.65	1.94	11.70
D5	22.78	-100.46	22.60	2.31	4.30	0.08	40.89	45.58	36.20	4.69	11.48
D6	22.78	-100.12	13.28	2.13	1.61	0.20	24.95	29.40	20.50	4.45	17.84

(continued on next page)

Table A2 (continued)

BLOCK	LAT.	LONG.	Zo (km)	Error (km)	Zt (km)	Error (km)	Zb (km)	Zb _{max} (km)	Zb _{min} (km)	ERROR (+/- km)	ERROR %
D7	22.79	-99.78	16.37	1.78	1.39	0.10	31.35	35.02	27.68	3.67	11.70
D8	22.79	-99.44	10.19	1.39	1.81	0.12	18.56	21.45	15.67	2.89	15.58
D9	22.79	-99.19	17.46	1.77	2.25	0.13	32.68	36.35	29.02	3.67	11.22
E0	22.44	-102.13	10.74	1.34	1.34	0.09	20.15	22.91	17.39	2.76	13.68
E1	22.45	-101.82	23.99	2.64	0.07	0.08	47.90	53.25	42.55	5.35	11.17
E2	22.45	-101.48	16.49	2.19	1.39	0.07	31.59	36.04	27.15	4.44	14.06
E3	22.46	-101.14	13.00	1.79	1.39	0.08	24.62	28.29	20.95	3.67	14.91
E4	22.46	-100.80	14.83	2.28	0.11	0.09	29.55	34.20	24.90	4.65	15.74
E5	22.46	-100.46	9.56	0.93	1.90	0.26	17.22	19.33	15.10	2.11	12.28
E6	22.47	-100.12	11.01	2.20	1.40	0.09	20.62	25.13	16.12	4.50	21.83
E7	22.47	-99.78	16.46	1.09	1.42	0.21	31.51	33.91	29.11	2.40	7.62
E8	22.47	-99.44	10.98	1.18	1.71	0.11	20.26	22.72	17.80	2.46	12.13
E9	22.47	-99.19	15.81	2.13	0.92	0.06	30.70	35.01	26.38	4.31	14.05
F0	22.13	-102.12	12.01	1.43	2.80	0.09	21.22	24.17	18.28	2.95	13.88
F1	22.13	-101.81	14.53	1.36	2.97	0.15	26.09	28.97	23.21	2.88	11.04
F2	22.14	-101.47	21.01	2.74	1.45	0.09	40.57	46.14	35.00	5.57	13.73
F3	22.14	-101.13	19.42	2.91	1.60	0.11	37.25	43.18	31.32	5.93	15.92
F4	22.15	-100.79	16.10	1.22	1.60	0.13	30.61	33.18	28.04	2.57	8.40
F5	22.15	-100.45	17.37	2.36	1.60	0.09	33.14	37.95	28.33	4.81	14.51
F6	22.15	-100.12	14.73	1.88	1.38	0.16	28.09	32.02	24.15	3.93	14.00
F7	22.15	-99.78	12.99	0.93	1.87	0.14	24.10	26.11	22.10	2.00	8.30
F8	22.15	-99.44	12.56	1.52	1.18	0.19	23.94	27.16	20.73	3.22	13.45
F9	22.16	-99.19	16.83	1.43	3.45	0.27	30.21	33.35	27.07	3.14	10.39

Table A3

Pressure and surface correction of the Curie point temperature (CP). The corrected value is presented in the CP CORR. column. Using this value, we calculated the geothermal gradient and heat flow for each block.

BLOCK	COORDINATES		PRESSURE CORRECTION				CP CORR.	GEOT. GRADIENT dT/dz (°Ckm ⁻¹)	HEAT FLOW qz (mWm ⁻²)
	LAT	LONG	Zb (CPD)	P km/kbar	Calc. °C for P	CP + Calc. °C	CP-surf. °C		
A0	23.70	-102.16	20.12	5.44	10.88	590.88	575.88	28.62	-71.55
A1	23.71	-101.84	33.86	9.15	18.30	598.30	583.30	17.23	-43.07
A2	23.72	-101.50	36.57	9.88	19.77	599.77	584.77	15.99	-39.98
A3	23.72	-101.16	25.65	6.93	13.86	593.86	578.86	22.57	-56.43
A4	23.73	-100.81	41.02	11.09	22.17	602.17	587.17	14.31	-35.79
A5	23.73	-100.47	28.97	7.83	15.66	595.66	580.66	20.04	-50.11
A6	23.73	-100.13	17.59	4.75	9.51	589.51	574.51	32.67	-81.67
A7	23.73	-99.78	32.45	8.77	17.54	597.54	582.54	17.95	-44.88
A8	23.74	-99.44	23.76	6.42	12.85	592.85	577.85	24.32	-60.79
A9	23.74	-99.20	24.69	6.67	13.35	593.35	578.35	23.42	-58.56
B0	23.39	-102.15	29.30	7.92	15.84	595.84	580.84	19.83	-49.56
B1	23.39	-101.84	26.98	7.29	14.58	594.58	579.58	21.49	-53.71
B2	23.40	-101.50	39.95	10.80	21.59	601.59	586.59	14.68	-36.71
B3	23.41	-101.15	33.95	9.18	18.35	598.35	583.35	17.18	-42.95
B4	23.41	-100.81	33.97	9.18	18.36	598.36	583.36	17.17	-42.93
B5	23.41	-100.47	28.20	7.62	15.24	595.24	580.24	20.58	-51.45
B6	23.42	-100.13	38.30	10.35	20.70	600.70	585.70	15.29	-38.23
B7	23.42	-99.78	31.33	8.47	16.93	596.93	581.93	18.58	-46.44
B8	23.42	-99.44	19.99	5.40	10.81	590.81	575.81	28.80	-72.00
B9	23.42	-99.20	20.21	5.46	10.92	590.92	575.92	28.50	-71.25
C0	23.07	-102.14	26.51	7.17	14.33	594.33	579.33	21.85	-54.63
C1	23.08	-101.83	46.47	12.56	25.12	605.12	590.12	12.70	-31.75
C2	23.08	-101.49	37.62	10.17	20.34	600.34	585.34	15.56	-38.89
C3	23.09	-101.15	39.34	10.63	21.27	601.27	586.27	14.90	-37.25
C4	23.09	-100.81	35.81	9.68	19.35	599.35	584.35	16.32	-40.80
C5	23.10	-100.46	28.31	7.65	15.30	595.30	580.30	20.50	-51.24
C6	23.10	-100.12	28.34	7.66	15.32	595.32	580.32	20.47	-51.19
C7	23.10	-99.78	33.37	9.02	18.04	598.04	583.04	17.47	-43.69
C8	23.10	-99.44	25.84	6.98	13.97	593.97	578.97	22.41	-56.02
C9	23.10	-99.20	40.25	10.88	21.76	601.76	586.76	14.58	-36.45
D0	22.76	-102.14	28.35	7.66	15.32	595.32	580.32	20.47	-51.18
D1	22.76	-101.82	26.45	7.15	14.29	594.29	579.29	21.91	-54.76
D2	22.77	-101.48	40.63	10.98	21.96	601.96	586.96	14.45	-36.12
D3	22.77	-101.14	35.73	9.66	19.31	599.31	584.31	16.35	-40.88
D4	22.78	-100.80	16.59	4.48	8.97	588.97	573.97	34.59	-86.47
D5	22.78	-100.46	40.89	11.05	22.10	602.10	587.10	14.36	-35.89
D6	22.78	-100.12	24.95	6.74	13.49	593.49	578.49	23.18	-57.96
D7	22.79	-99.78	31.35	8.47	16.95	596.95	581.95	18.56	-46.40
D8	22.79	-99.44	18.56	5.02	10.03	590.03	575.03	30.98	-77.46
D9	22.79	-99.19	32.68	8.83	17.67	597.67	582.67	17.83	-44.57
E0	22.44	-102.13	20.15	5.45	10.89	590.89	575.89	28.58	-71.45
E1	22.45	-101.82	47.90	12.95	25.89	605.89	590.89	12.34	-30.84

(continued on next page)

Table A3 (continued)

BLOCK	COORDINATES		PRESSURE CORRECTION				CP CORR. CP-surf. °C	GEOT. GRADIENT dT/dz (°Ckm ⁻¹)	HEAT FLOW qz (mWm ⁻²)
	LAT	LONG	Zb (CPD)	P km/kbar	Calc. °C for P	CP + Calc. °C			
E2	22.45	-101.48	31.59	8.54	17.08	597.08	582.08	18.42	-46.06
E3	22.46	-101.14	24.62	6.65	13.31	593.31	578.31	23.49	-58.72
E4	22.46	-100.80	29.55	7.99	15.97	595.97	580.97	19.66	-49.15
E5	22.46	-100.46	17.22	4.65	9.31	589.31	574.31	33.36	-83.39
E6	22.47	-100.12	20.62	5.57	11.15	591.15	576.15	27.94	-69.84
E7	22.47	-99.78	31.51	8.52	17.03	597.03	582.03	18.47	-46.18
E8	22.47	-99.44	20.26	5.48	10.95	590.95	575.95	28.43	-71.06
E9	22.47	-99.19	30.70	8.30	16.59	596.59	581.59	18.95	-47.36
F0	22.13	-102.12	21.22	5.74	11.47	591.47	576.47	27.16	-67.91
F1	22.13	-101.81	26.09	7.05	14.10	594.10	579.10	22.20	-55.49
F2	22.14	-101.47	40.57	10.96	21.93	601.93	586.93	14.47	-36.17
F3	22.14	-101.13	37.25	10.07	20.13	600.13	585.13	15.71	-39.27
F4	22.15	-100.79	30.61	8.27	16.54	596.54	581.54	19.00	-47.50
F5	22.15	-100.45	33.14	8.96	17.91	597.91	582.91	17.59	-43.97
F6	22.15	-100.12	28.09	7.59	15.18	595.18	580.18	20.66	-51.64
F7	22.15	-99.78	24.10	6.51	13.03	593.03	578.03	23.98	-59.95
F8	22.15	-99.44	23.94	6.47	12.94	592.94	577.94	24.14	-60.34
F9	22.16	-99.19	30.21	8.17	16.33	596.33	581.33	19.24	-48.10

References

- Aalto, R., Dunne, T., Guyot, J.L., 2006. Geomorphic controls on Andean denudation rates. *J. Geol.* 114 (1), 85–99. <https://doi.org/10.1086/498101>.
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, México. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 1435–1444.
- Airy, G.B., 1855. III. On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 145, 101–104. <https://doi.org/10.1098/rstl.1855.0003>.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 57 (1), 65–82. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vassallo, L.F., Xu, S., 2002. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 55 (1), 12–29. <https://doi.org/10.18268/BSGM2002v55n1a2>.
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Casas-Peña, J.M., 2019. Novillo metamorphic complex, Huizachal-peregrina anticlinorium, Tamaulipas, México: characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios. *J. S. Am. Earth Sci.* 96 (1023282), 17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102382>.
- Anders, A.M., Gerard, H.R., Bernard, H., David, R.M., Noah, J.F., Jaakko, P., 2006. Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D. (Eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, vol. 398. Geological Society of America Special Paper, pp. 39–53. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(03\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(03)).
- Anders, A.M., Roe, G.H., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2008. Influence of precipitation phase on the form of mountain ranges. *Geology* 36 (6), 479. <https://doi.org/10.1130/G24821A.1>.
- Andersen, O.B., 2010. The DTU10 Gravity Field and Mean Sea Surface. Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska, 2010.
- Andjić, G., Escuder-Virute, J., Baumgartner-Mora, C., Baumgartner, P.O., Mitchell, S.F., Caron, M., Caus, E., 2019. Sedimentary record of arc-continent collision along mesozoic SW north America (Siuna belt, Nicaragua). *Tectonics* 38 (12), 4399–4425. <https://doi.org/10.1029/2019TC005741>.
- Andreani, L., Gattacceca, J., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., Demory, F., 2014. Counterclockwise rotations in the late eocene-oligocene volcanic fields of San Luis Potosí and Sierra de Guanajuato (eastern Mesa central, Mexico). *Tectonophysics* 637, 289–304. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.015>.
- Aranda-Gómez, J.J., Lühr, J.F., 1996. Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 74 (1–2), 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00044-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00044-3).
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998. Paleogene extension in the southern basin and range province of Mexico: syndepositional tilting of eocene red beds and oligocene volcanic rocks in the guanajuato mining district. *Int. Geol. Rev.* 40 (2), 116–134. <https://doi.org/10.1080/00206819809465201>.
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, Á.F., 1989. Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 8 (1), 33–46.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Lühr, J.F., 2000a. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* LIII, 59–71.
- Aranda-Gómez, J.J., Torres-Hernández, R., Carrasco-Núñez, G., Aguillón-Robles, A., 2000b. Contrasting styles of laramide folding across the west-central margin of the cretaceous Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 17 (2), 97–111.
- Aranda-Gómez, J.J., Lühr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005. El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 57 (3), 187–225.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G., Aguillón-Robles, A., 2007. The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 24 (2), 216–233.
- Aranda-Gómez, J.J., Carranza-Castañeda, O., Wang, X., Tseng, Z.J., Pacheco-Castro, A., 2018. Notes on the origin of extensive endorheic regions in central and northern Mexico, and some implications for paleogeography. *J. S. Am. Earth Sci.* 83, 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.02.003>.
- Artemieva, I.M., Meissner, R., 2012. Crustal thickness controlled by plate tectonics: a review of crust-mantle interaction processes illustrated by European examples. *Tectonophysics* 530–531, 18–49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.037>.
- Balmino, G., Bonvalot, S., 2016. Gravity anomalies. In: *Encyclopedia of Geodesy*. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02370-0_45-1.
- Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S., Briais, A., 2012. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *J. Geodes.* 86, 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>.
- Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P., Krawczyk, C.M., 2011. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: an application to aeromagnetic data in Germany. *Geophysics* 76 (3). <https://doi.org/10.1190/1.3560017>.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998. The late Triassic-early Jurassic active continental margin of western north America in northeastern Mexico. *Geosci. Int.* 37 (4), 283–292.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008. The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *J. S. Am. Earth Sci.* 25 (1), 49–63. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.003>.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L. D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: tectonic setting and provenance. *Geosphere* 6 (5), 621–640. <https://doi.org/10.1130/GES00545.1>.
- Barboza-Gudiño, J.R., Molina-Garza, R.S., Lawton, T.F., 2012. Sierra de Catorce: remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico. *GSA Field Guid.* 25, 1–18. [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(01\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(01)).
- Bartolini, C., Mickus, K., 2001. Tectonic blocks, magmatic arcs, and oceanic terranes: a preliminary interpretation based on gravity, outcrop, and subsurface data, northeast-central Mexico. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin. Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*, vol. 75. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 29–44. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4535.3124>.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2005. Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to northern South America. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, vol. 79. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 427–461. <https://doi.org/10.1306/M79877C20>.
- Báth, 1974. *Spectral Analysis in Geophysics*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, p. 563.

- Bhattacharyya, B.K., Leu, L., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 80 (32), 4461–4465. <https://doi.org/10.1029/jb080i03p04461>.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics* 42 (1), 41–50. <https://doi.org/10.1190/1.1440712>.
- Bilim, F., 2017. Investigating Moho Depth, Curie Point, and heat flow variations of the Yozgat Batholith and its surrounding area, north central Anatolia, Turkey, using gravity and magnetic anomalies. *Turk. J. Earth Sci.* 26 (6), 410–420. <https://doi.org/10.3906/yer-1706-2>.
- Blakely, R.J., 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *J. Geophys. Res.* 93 (B10), 11817–11832. <https://doi.org/10.1029/JB093iB10p11817>.
- Bonner, J.L., Herrin, E.T., 1999. Surface wave studies of the Sierra Madre Occidental of northern Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 (5), 1323–1337.
- Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2012. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: examples from the southern Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 327–328, 97–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.005>.
- Bouligand, C., Glen, J.M.G., Blakely, R.J., 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *J. Geophys. Res.* 114 B, 11104. <https://doi.org/10.1029/2009JB006494>.
- Burbank, D.W., Blythe, A.E., Peltkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., et al., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature* 426 (6967), 652–655. <https://doi.org/10.1038/nature02187>.
- Cadio, C., Saraswati, A., Cattin, R., Mazzotti, S., 2016. A new approach to assess isostatic compensation of topography in continental domain from GOCE gravity gradients. *Geophys. J. Int.* 207, 645–654. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw281>.
- Campos-Enriquez, J.O., Kerdan, T., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E., Alday-Cruz, R., 1992. Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópic de Cáncer. *GEOS, Bol. Unión Geofísic. Mexic.* 75–76.
- Carrillo-Bravo, J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.* XIII (1 y 2), 1–98.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La plataforma de Valles-san Luis Potosí. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.* 23, 110.
- Carrillo-Bravo, J., 1982. Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.* 34 (1), 21–46.
- Centeno-García, E., 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: constraints on terrane analysis and paleogeography. In: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (Eds.), *The Mojave-Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*, vol. 393. Geological Society of America Special Paper, pp. 233–258. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.233>.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 14 (2), 244–260.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. In: Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W. (Eds.), *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*, vol. 436. Geological Society of America Special Paper, pp. 279–308. <https://doi.org/10.1130/2008.2436.13>.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Arvizu-gutiérrez, I.R., 2005. La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* LVII (1), 27–52.
- Chávez, R.E., Lazaro-Mancilla, O., Campos-Enriquez, J.O., Flores-Márquez, E.L., 1999. Basement topography of the Mexicali Valley from spectral and ideal body analysis of gravity data. *J. S. Am. Earth Sci.* 12 (6), 579–587. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00041-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00041-3).
- Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., Verdoya, M., 2005. Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central-southern Europe. *Phys. Earth Planet. In.* 152 (4), 267–276. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.005>.
- Christensen, N.L., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *J. Geophys. Res.* 100 (B6), 9761–9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>.
- Condie, K.C., 2005. The crust. In: *Earth as an Evolving Planetary System*, vols. 13–58. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-012088392-9/50002-5>.
- Coney, P.J., 1987. The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 28 (1), 177–186. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.13>.
- Connard, G., Couch, R., Gemperle, M., 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics* 48 (3), 376–390. <https://doi.org/10.1190/1.1441476>.
- Couch, R.W., Ness, G.E., Sanchez-Zamora, O., Calderón-Riveroll, G., Doguin, P., Plawman, T., Coperude, S., Huehn, B., Gumma, W., 1991. Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and peninsular province of the Californias. In: Dauphin, J.P., Simonet, B.R.T. (Eds.), *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*, vol. 47. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 47–70. <https://doi.org/10.1306/M47542>.
- De Cesna, Z., Graf, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 1977. Alóctono del Paleozoico Inferior en la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas, 1. Boletín Del Instituto de Geología de La Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 33–43.
- De Cesna, Z., 1989. In: Bally, A.W., Palmer, A.R. (Eds.), *An Outline of the Geology of Mexico, The Geology of North America -An Overview*. The Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 233–264.
- Daley, E.E., DePaolo, D.J., 1992. Isotopic evidence for lithospheric thinning during extension: southeastern Great Basin. *Geology* 20 (2), 104–108. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0104:iefttd>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0104:iefttd>2.3.co;2).
- Dávalos-Elizondo, M.G., Aranda-Gómez, J.J., Levesse, G., de la Cruz, K.E., 2016. Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: evidencias de procesos metamórficos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 33 (1), 81–104.
- Dhaoui, M., Gabtni, H., 2014. Depth to basement analysis from gravity field over the Guelb Ahmer horst (Ghadames petroleum province, Southern Tunisia, North Africa). *IOSR J. Appl. Geol. Geophys.* 2 (5), 122–127. <https://doi.org/10.9790/0990-025122127>.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. In: Matthews, V. (Ed.), *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States*, pp. 355–366. <https://doi.org/10.1130/mem151-p355>.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K., 2005. Deformational history of the Granjeno schist, Ciudad Victoria, Mexico: constraints on the closure of the rheic ocean? *Int. Geol. Rev.* 47 (9), 920–937. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.9.920>.
- Ebbing, J., Braitenberg, C., Götz, H.-J., 2001. Forward and inverse modelling of gravity revealing insight into crustal structures of the Eastern Alps. *Tectonophysics* 337, 191–208. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00119-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00119-6).
- Eguituz, S., Aranda, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre oriental, México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* LIII, 1–26. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>.
- El Nabi, S.H.A., 2011. Curie point depth beneath the baramiya-Red Sea coast area estimated from aeromagnetic spectral analysis. *Arab. J. Geosci.* 5 (6), 1201–1221. <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0294-7>.
- Ernst, W.G., 2004. Regional crustal thickness and precipitation in young mountain chains. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 101 (42), 14998–15001. <https://doi.org/10.1073/pnas.0406557101>.
- Geological Society of America Ernst, W.G., 2007. *Petrotectonics, Climate, Crustal Thickness, and Evolution of Geologically Young Orogenic Belts*, vol. 200. Memoir of the Geological Society of America, pp. 159–179. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(10\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(10)). <https://doi.org/10.1190/1.1444215>.
- Fedi, M., Quarta, T., De Santis, A., 1997. Inherent power law behavior of magnetic field power spectra from a Spector and Grant ensemble. *Geophysics* 62 (4), 1143–1150. <https://doi.org/10.1190/1.1444215>.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen Occidental de Norteamérica. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 3, 343–378. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a5>.
- Ferrari, L., Castillo-Reynoso, J.C., Orozco-Esquivel, T., Silva-Fragoso, A., 2018. Digital geologic map and geochronologic, geochemical and geothermal database of the south-eastern part of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Terra Digit.* 2 (2) <https://doi.org/10.22201/igg.25940694.2018.2.53>.
- Ferré, E.C., Friedman, S.A., Martín-Hernández, F., Feinberg, J.M., Till, J.L., Ionov, D.A., Conder, J.A., 2014. Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics* 624–625, 3–14. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.004>.
- Ferrusquía-Villafraña, I., Ruiz-González, J.E., Torres-Hernández, J.R., Martínez-Hernández, E., Gama-Castro, J., 2016. A new Miocene formation from the peñillos-Tolentino graben fill, western sierra Madre oriental at san Luis Potosí, Mexico: Part 1. *geology. Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 68 (2), 247–282. <https://doi.org/10.18268/BSGM2016v68n2a6>.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-arriaga, E., Chávez-cabello, G., 2018. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>.
- Fix, J.E., 1975. The crust and upper mantle of Central Mexico. *Geophys. J. Int.* 43 (2), 453–499. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00643.x>.
- Foley, S.F., Buhre, S., Jacob, D.E., 2003. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. *Nature* 421 (6920), 249–252. <https://doi.org/10.1038/nature01319>.
- Freydier, C., Martínez, R.J., Lapiere, H., Tardy, M., Coulon, C., 1996. The early Cretaceous Arperos oceanic basin (Western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics* 259 (4), 343–367. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00143-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00143-3).
- Freydier, C., Lapiere, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez, R.J., Coulon, C., 2000. The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *J. S. Am. Earth Sci.* 13 (4–5), 325–336. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00027-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00027-4).
- Friedman, S.A., Feinberg, J.M., Ferré, E.C., Demory, F., Martín-Hernández, F., Conder, J.A., Rochette, P., 2014. Craton vs. rift uppermost mantle contributions to magnetic anomalies in the United States interior. *Tectonophysics* 624–625, 15–23. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.023>.
- Fries Jr., C., Rincón-Orta, C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría, vol. 73. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, pp. 57–133, 2.
- Frost, C.D., Bell, J.M., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., 2001. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology* 29 (6), 515–518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0515:segbmmi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0515:segbmmi>2.0.co;2).
- García, E., 2003. Distribución de la precipitación en la república Mexicana, vol. 50. *Investigaciones Geográficas, Boletín Del Instituto de Geografía, UNAM*, pp. 67–76. <https://doi.org/10.14350/ig.59179>.

- Gasparini, N.M., Whipple, K.X., 2014. Diagnosing climatic and tectonic controls on topography: eastern flank of the northern Bolivian Andes. *Lithosphere* 6 (4), 230–250. <https://doi.org/10.1130/L322.1>.
- Gilder, S.A., Le Goff, M., 2008. Systematic pressure enhancement of titanomagnetite magnetization. *Geophys. Res. Lett.* 35 (10), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL033325>.
- Gomber, J., Priestley, K., Brune, J., 1989. The compressional velocity structure of the crust and upper mantle of northern Mexico and the border region. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79 (5), 1496–1519.
- Gómez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., Tejero, R., Ruiz, J., 2011. Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123 (7–8), 1247–1257. <https://doi.org/10.1130/B30224.1>.
- Goswami, R., Brocklehurst, S.H., Mitchell, N.C., 2012. Erosion of a tectonically uplifting coastal landscape, NE Sicily, Italy. *Geomorphology* 171–172, 114–126. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.011>.
- Goussi Ngalamo, J.F., Sobh, M., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E., Ekdeck, G. E., 2018. Lithospheric structure beneath the Central Africa Orogenic Belt in Cameroon from the analysis of satellite gravity and passive seismic data. *Tectonophysics* 745, 326–337. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.015>.
- Gray, G.G., Lawton, T.F., 2011. New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parás and La Popa basins, NE Mexico. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 63 (2), 333–343. <https://doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a13>.
- Gromet, P., Silver, L.T., 1987. REE variations across the peninsular ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrol.* 28 (1), 75–125. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.1.75>.
- Guzmán, E.J., De Cserna, Z., 1963. Tectonic history of Mexico. In: Childs, O.E., Beebe, B. W. (Eds.), *Backbone of the Americas-Tectonic History from Pole to Pole*. American Association Petroleum Geologist, pp. 113–129. <https://doi.org/10.1306/M2358.C11>. Memoir n.2.
- Gvirtsman, Z., Facenna, C., Becker, T.W., 2016. Isostasy, flexure, and dynamic topography. *Tectonophysics* 683, 255–271. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.041>.
- Hales, A.L., Helsey, C.E., Nation, J.B., 1970. P travel times for an oceanic path. *J. Geophys. Res.* 75 (35), 7362–7381. <https://doi.org/10.1029/jb075i035p07362>.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.* 100 (B6), 10271–10286. <https://doi.org/10.1029/94jb02508>.
- Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.L.S., Storey, C.D., 2010. The generation and evolution of the continental crust. *J. Geol. Soc.* 167 (2), 229–248. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-072>.
- Hayob, J.L., Essene, E.J., Ruiz, J., Ortega-Gutiérrez, F., Aranda-Gómez, J.J., 1989. Young high-temperature granulites from the base of the crust in central Mexico. *Nature* 342, 265–268. <https://doi.org/10.1038/342265a0>.
- Heiskanen, W.A., 1931. New isostatic tables for the reduction of the gravity values calculated on the basis of Airy's hypothesis. *Bull. Geod.* 30, 110–129.
- Heiskanen, W.A., Institute of the IAG 24, 1950. On the Isostatic Structure of the Earth's Crust. *Publ. of the Isostatic*.
- Heiskanen, W.A., Moritz, H., 1967. *Physical Geodesy*. Freeman, San Francisco.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992. The real southern basin and range: mid- to late-Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20 (8), 701–704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2).
- Henry, Christopher D., Aranda-Gomez, J.J., 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318 (1–4), 1–26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00304-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00304-2).
- Hilley, G.E., Strecker, M.R., 2004. Steady state erosion of critical Coulomb wedges with applications to Taiwan and the Himalaya. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 109 (B1). <https://doi.org/10.1029/2002jb002284>.
- Hirt, C., 2016. Gravity forward modeling. In: Grafarend, E. (Ed.), *Encyclopedia of Geodesy*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02370-0_106-1.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2017. Anuario estadístico y geográfico de San Luis Potosí 2017. https://www.datatur.sectur.gob.mx/ITXEF_Docs/SLP_ANUARIO_PDF.pdf.
- Johnson, A., MacLeod, I., 2016. Using power spectra for potential field data interpretation: challenges and cautions. *J. Geophys.* XXXVII (4), 187–190.
- Jordan, T.A., Ferraccioli, F., Ross, N., Corr, H.F.J., Leat, P.T., Bingham, R.G., et al., 2013. Inland extent of the Weddell Sea Rift imaged by new aerogeophysical data. *Tectonophysics* 585, 137–160. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.010>.
- Karastathis, V.K., Papouliou, J., Di Fiore, B., Makris, J., Tsambas, A., Stampolidis, A., Papadopoulos, G.A., 2011. Deep structure investigations of the geothermal field of the North Euboean Gulf, Greece, using 3-D local earthquake tomography and Curie Point Depth analysis. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 206 (3–4), 106–120. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.008>.
- Kay, R.W., Mahlburg Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219 (1–3), 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U).
- Kelenework, Y., Fedi, M., 2019. Spectral analysis of potential field data for depth estimation. 105 Congresso Nazionale della Società Italiana di Fisica. <https://www.sif.it/staticSIF/resources/public/files/cong19>.
- Kerdan, T., 1992. Estructura de la Corteza y Manto Superior en el Norte de México (a lo largo del Trópico de Cárter desde Baja California hasta el Golfo de México. Master Thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Kivior, I., Boyd, D., 1998. Interpretation of aeromagnetic experimental survey in the Eromanga/Cooper Basin. *Can. J. Explor. Geophys.* 34 (1–2), 58–66.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M.E., 2013. Update on CRUST 1.0: a 1-degree global model of Earth's crust. *Geophys. Res. Abstr.* 15, 2658. EGU2013.
- Lawton, T.F., Molina Garza, R.S., 2014. U-pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 126 (9–10), 1181–1199. <https://doi.org/10.1130/B30827.1>.
- Leseane, K., Atekwana, E.A., Mickus, K.L., Abdelsalam, M.G., Shemang, E.M., Atekwana, E.A., 2015. Thermal perturbations beneath the incipient okavango rift zone, northwest Botswana. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 120 (2), 1210–1228. <https://doi.org/10.1002/2014JB011029>.
- Lévesse, G., Cervantes-de la Cruz, K.E., Aranda-Gómez, J.J., Dávalos-Elizondo, M.G., Jiménez-Sandoval, S., Rodríguez-Melgarejo, F., Alba-Aldave, L.A., 2016. CO2 fluid inclusion barometry in mantle xenoliths from central Mexico: a detailed record of magma ascent. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 310, 72–88. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.012>.
- Li, C.F., Shi, X., Zhou, Z., Li, J., Geng, J., Chen, B., 2010. Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications. *Geophys. J. Int.* 182 (3), 1229–1247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04702.x>.
- Li, C.F., Wang, J., Lin, J., Wang, T., 2013. Thermal evolution of the North Atlantic lithosphere: new constraints from magnetic anomaly inversion with a fractal magnetization model. *G-cubed* 14 (12), 5078–5105. <https://doi.org/10.1002/2013GC004896>.
- López-Loera, H., Aranda-Gómez, J.J., Arzate, J.A., Molina-Garza, R.S., 2008. Geophysical surveys of the Joya Honda maar (México) and surroundings; volcanic implications. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 170 (3–4), 135–152. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.021>.
- Lopez, R., Cameron, K.L., Jones, N.W., 2001. Evidence for paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Res.* 107 (3–4), 195–214. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00140-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00140-6).
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Obragón, C., 2012. Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa central, Durango, México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 64 (2), 243–263. <https://doi.org/10.18268/BSGM2012v64n2a9>.
- Luhr, J.F., Henry, C.D., Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., McIntosh, W.C., 2001. Early extension and associated mafic alkaline volcanism from the southern basin and range province: geology and petrology of the rodeo and nazas volcanic fields, Durango, México. *Bull. Geol. Soc. Am.* 113 (6), 760–773. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0760:EEAAMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0760:EEAAMA>2.0.CO;2).
- Luhr, James F., Aranda-Gómez, J.J., 1997. Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity. *J. Petrol.* 38 (8), 1075–1112. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.1075>.
- Manea, M., Manea, V.C., 2011. Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico. *Pure Appl. Geophys.* 168 (8–9), 1489–1499. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0238-2>.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2018. Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: a review. *Earth Sci. Rev.* 183, 38–55. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>.
- Mascamano, E., Lévesse, G., Cardellach, E., Tritlla, J., Corona-Esquivel, R., Meyzen, C., 2013. Post-Laramide, eocene magmatic activity in sierra de Catorce, san Luis Potosí, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 30 (2), 299–311.
- Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19 (1), 37–50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.02>.
- Maus, S., Dimri, V., 1996. Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields? *Geophys. J. Int.* 124 (1), 113–120. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06356.x>.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., 1988. Las Delicias basin: a record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology* 16 (1), 37–40.
- Mehdi Eshagh, M., 2016. A theoretical discussion on Vening Meinesz-Moritz inverse problem of isostasy. *Geophys. J. Int.* 207, 1420–1431. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw344>.
- Meissner, R., Kern, H., 2011. Earth's structure, continental crust. *Encycl. Earth Sci. Ser. Part 5*, 138–144. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_30.
- Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *J. Geodyn.* 17 (4), 181–201. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(93\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0264-3707(93)90007-8).
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29 (7), 579–582. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2).
- Mooney, W.D., Laske, G., Masters, G., 1998. Crust 5.1: a global crustal model at 5° x 5°. *J. Geophys. Res.* 103 (B1), 727–747. <https://doi.org/10.1029/97JB02122>.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 111 (2–3), 347–363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0347:VOCEAV>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0347:VOCEAV>2.3.CO;2).
- Nieto-Samaniego, Á.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S.A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 13 (1), 117–122.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997. La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 14 (1), 13–25.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 57 (3), 285–318. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a3>.

7. Discusiones

7.1 Interpretación de los sistemas estructurales

Los resultados del análisis de las discontinuidades geofísicas son congruentes con los efectos que han tenido varios sistemas de deformación en la zona de estudio y la presencia en el subsuelo de estructuras regionales que han sido documentadas en superficie; así como la existencia de estructuras hasta ahora desconocidas y sistemas que afectan tanto la región de la Mesa Central como la Sierra Madre Oriental.

7.1.1 Sobre los sistemas estructurales asociados a deformación Cenozoica

Estudios previos describen la presencia de patrones de deformación con orientaciones N, NE y NW, que configuran el característico arreglo romboédrico de fallas normales y estructuras de graben dentro de la Mesa Central. Trabajos previos (Alaniz-Álvarez, et al., 2002 a, b; Nieto-Samaniego et al., 2005; Alaniz-Álvarez, et al., 2005b; Tristán-González et al., 2009) describen que las fallas asociadas a dichos patrones se formaron durante la instauración del régimen de deformación extensional que se presenta en la provincia a partir del Eoceno medio-Oligoceno temprano. En este contexto los resultados confirman la presencia en el subsuelo de ambos sistemas estructurales resaltando las siguientes observaciones.

7.1.1.1 Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes

Como se describe para el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes, la traza de las estructuras identificadas parece delimitar los afloramientos más o menos continuos de rocas félsicas del Terciario pertenecientes al vulcanismo de la Sierra Madre Occidental. Las discontinuidades definidas por el método de máximos gradientes son consistentes con la presencia de los límites de los afloramientos de las rocas volcánicas, delimitando a su vez cuencas tectónicas rellenas por de sedimentos de finales del Paleógeno-Reciente. Este es el caso de la estructura que definimos como graben de San Luis Potosí (G SLP). Como se muestra en la figura 15a y b, dichos contactos son representados por un alto gradiente en la señal analítica con continuación ascendente a 5 km, donde los altos magnéticos definen regiones de valores más elevados. Aunque existe correlación con la presencia de las rocas volcánicas se considera que estas respuestas pueden estar asociadas a cuerpos subvolcánicos y centros magmáticos profundos en el subsuelo. Es por esto que las respuestas geofísicas

tienen inferencia tanto en discontinuidades superficiales, con gran cantidad de estructuras con profundidades estimadas entre 1 y 4 km (Figura 26), como intermedias de ~10-15 km, (Figura 27) y profundas, con estimaciones de hasta 40-45 km de profundidad (Figura 32), lo que sugiere una relación entre dicho sistema y la estructura profunda de la corteza.

Recientemente, se ha reconocido que las fallas asociadas al Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes iniciaron a profundidad a lo largo de estructuras preexistentes con rumbo NW. De acuerdo con estudios realizados en los alrededores de Santa María del Río, San Luis Potosí (Botero-Santa et al., 2020), la configuración actual de las fallas que se presentan dentro del sistema fue desarrollada a partir de fracturas de enfriamiento asociadas al vulcanismo del Oligoceno presente en la región donde el ascenso del magma fue facilitado por fallas. Así mismo, se refiere que durante el Paleógeno, las estructuras heredadas de la parte profunda de la corteza se propagaron hacia la superficie reactivando las fracturas de enfriamiento en las rocas volcánicas del Oligoceno, particularmente aquellas con rumbo NW-SE y E-W, dando como resultado la evolución del SF SL-TEP.

Este modelo confirma el resultado de que las estructuras de este sistema están asociadas a fallas mayores con influencia a gran profundidad en la corteza, es decir fallas heredadas del basamento granulítico. En este contexto, algunos autores proponen que el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes es una zona de falla que limita dos dominios corticales, que probablemente también tuvo influencia sobre las secuencias volcánicas marinas asociadas a las rocas Mesozoicas de la Sierra Madre Oriental (Botero-Santa et al, 2020). Dicho resultado es también consistente con las estimaciones del espesor de la corteza determinadas en este trabajo, donde la traza del SF SL-TEP es consistente con un contacto de alto gradiente en la distribución del espesor de la corteza. Los resultados muestran la presencia de corteza gruesa al suroeste, en las inmediaciones de Pinos y La Ballena (<40 km a 56 km) y corteza comparativamente más delgada al noreste (40 a 37 km).

7.1.1.2 Sistema de Fallas Taxco-San Miguel Allende

El Sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende es uno de los rasgos estructurales más característicos del área de estudio al representar el límite entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. Así mismo, dicho sistema es considerado como una frontera tectónica regional (Nieto-Samaniego et al., 1999); e inclusive, algunos autores

(Kerdan, 2009, Campos Enríquez et al., 2009) consideran que dicho sistema configura una discontinuidad a nivel cortical. En este contexto, en el modelo presentado por estos últimos autores (Figura 2, modelo 3), el SF TAX-SMA concuerda con la presencia de un alto gradiente en el Moho, representado por una transición drástica de corteza continental más delgada bajo la Mesa Central, a corteza más gruesa bajo la Sierra Madre Oriental. Adicionalmente en este modelo se incluye manto de menor densidad bajo la meseta.

En este trabajo, la traza de las estructuras geofísicas superficiales y profundas concuerdan con las fallas principales que componen el límite entre ambas provincias, con pequeñas variaciones principalmente en los alrededores de la ciudad de San Luis Potosí, donde las estructuras adoptan una orientación noreste, como exhibe el graben de San Luis Potosí, a diferencia del límite planeado que tiene una distribución norte (Figuras 38a, 38b, 41, 43, 48). Sin embargo, es importante resaltar, que el sistema de deformación no es un contacto lineal, sino que es una banda de deformación con un espesor que calculamos en aproximadamente 100 km. Respecto a la profundidad de las estructuras inferidas los resultados muestran que existen discontinuidades someras (1 a 4 km), intermedias (~10-15 km) y profundas (hasta 35-40 km en la región centro-sur del área de estudio).

Respecto a sus implicaciones a nivel cortical los resultados muestran que existe correspondencia entre las estructuras del sistema y la configuración del espesor de la corteza en el extremo norte, en los alrededores de Matehuala y Vanegas; en el centro, entre el este de Charcas y Villa de Arriaga, y al sur, en los alrededores de la ciudad de San Luis Potosí (Figuras 9-capítulo 6, 48 y 49). Es importante resaltar que en la región norte, el sistema se localiza sobre una zona de menor gradiente en el Moho, aumentando el gradiente en el centro por la presencia de corteza más delgada en las inmediaciones del bloque de Charcas y siendo el cambio más drástico en la región sur, al delimitar el borde oriental de la región de corteza engrosada en Pinos-La Ballena. Esta configuración tiene implicaciones respecto a la modelación presentada en el capítulo 6 ya que los perfiles ahí discutidos se localizan sobre el Trópico de Cáncer (latitud 23.5°), área donde el espesor de la corteza es prácticamente uniforme en toda la región oriental de la Mesa Central e incluso dentro de la región adyacente a la zona de antepaís de la Sierra Madre Oriental (Figuras 9- capítulo 6, 48, 49), por lo tanto el SF-TAX-SMA en este sitio no representa un alto gradiente en el Moho. Así mismo, los

resultados muestran que aunque existe consistencia en la configuración del Moho, sobre todo en la región centro y sur, los cambios más drásticos en la configuración regional de la corteza guardan orientaciones noreste y noroeste, lo que sugiere que las variaciones más importantes en el grosor de la corteza no se asocian principalmente con en el límite entre provincias fisiográficas y geológicas, sino que tiene otras implicaciones.

7.1.1.3 Estructuras con orientación noreste

Uno de los rasgos estructurales más característicos de la corteza en el área de estudio es la presencia de orientaciones predominantemente noreste. Esta orientación es visible tanto en las respuestas de las superficies gravimétricas, definidas mediante el análisis espectral, como en la configuración de la isoterma de Curie, obtenida a través de datos aeromagnéticos. Dentro de los sistemas estructurales consistentes con dichas orientaciones destaca la presencia de los lineamientos regionales conocidos como el lineamiento La Pendencia y el lineamiento Ahualulco descritos por Tristán et al. (2009). En ambos casos los lineamientos concuerdan con la presencia de discontinuidades geofísicas someras a intermedias (hasta 15 km); no obstante el primero de estos presenta una respuesta geofísica profunda mejor definida. El lineamiento La Pendencia tiene una longitud de más de 200 km, y no solo afecta a la Mesa Central sino también parte de la Sierra Madre Oriental, en las inmediaciones de Sierra San Rafael (noreste del área de estudio) (Figuras 36, 37, 44, 45, 46, 48, 49). Así mismo, las estructuras asociadas a dicho lineamiento alcanzan profundidades máximas de 35 a 40 km, aunque su traza es discontinua en el método de Euler.

Adicionalmente, dentro del análisis de las discontinuidades profundas en la región, se identificaron estructuras con orientación NE, que definimos como los lineamientos de Charcas y Cerro Colorado. Así mismo, dentro de la Mesa Central, los resultados muestran que los lineamientos con dicha orientación limitan los bloques de basamento alargados en la misma dirección que representan altos de basamento consistentes con la Sierra de Charcas y Sierra de Salinas. En este contexto, todas estas estructuras a excepción del lineamiento Cerro Colorado, son consistentes con la presencia de una región con un gradiente medio en la configuración del Moho, debido a la presencia de corteza más delgada (34 a <40 km) en los alrededores del Bloque de Charcas, adyacente a corteza más gruesa al sureste (40 a 46 km) y noroeste (40 a 44 km) de dicho bloque (Figura 48 y 49). Adicionalmente, la traza de estas

estructuras representa un alto gradiente en la isoterma de Curie, al ser consistente con el contacto entre la región de corteza más fría al noreste del contacto y corteza más caliente el sureste, en las inmediaciones de Ahualulco, Moctezuma y Villa de Arriaga (Figura 46, 47a, 47b).

De acuerdo con Tristán-González y colaboradores (2009), la presencia de los bloques levantados de las sierras de Catorce, Charcas y La Ballena se asocia a la conformación de un sistema de cizalla dextral, originada en el límite entre los bloques corticales de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano. Cabe mencionar que el contacto entre dichos elementos paleogeográficos es consistente con el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. De acuerdo con los autores arriba citados, dicho régimen de esfuerzos fue resultado de un periodo de relajación tectónica ocurrido posterior a la tectónica compresiva de la Orogenia Laramide. En este modelo, la zona de cizalla se desarrolló con una orientación NNE, donde los bloques levantados se asocian a la presencia de una serie de pliegues en echelón, mientras que los lineamientos con orientación noreste constituyen fallas de acomodo con componente lateral derecha. Posteriormente estas sierras aisladas fueron afectadas por fallas normales de alto ángulo con orientación NW. Adicionalmente, en este modelo se considera a la región de cizalla como una zona de debilidad cortical que permitió canalizar magmatismo desde el principio del Eoceno hasta el Cuaternario, punto que se discutirá más adelante. En este contexto, las estructuras regionales con orientación NE descritas en este trabajo como discontinuidades con influencia en la parte profunda de la corteza y la configuración del Moho, concuerdan con la interpretación de deformación cortical producida en la zona de cizalla.

En el caso del Lineamiento Cerro Colorado, este corresponde a una estructura paralela a las antes descritas, sin embargo se localiza a cerca de 90 km al suroeste de la traza del lineamiento La Pendencia. Su traza fue definida por su respuesta marcada en el método de Euler para datos magnéticos, con respuestas puntuales de hasta 35-45 km en la región entre Cerro Colorado y San Rafael, aunque la mayoría de respuestas son inferiores a los 35 km. Su configuración es paralela a un cambio de orientación importante en la distribución del Moho en la zona de antepaís del sistema de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental en las

inmediaciones entre Tula y Cerritos. Adicionalmente en las respuestas geofísicas someras se identificaron en las inmediaciones otras estructuras paralelas como el Lineamiento Santo Domingo y la Falla Cerritos (Figura 34, 35, 36). No existen muchos estudios que describan la presencia de fallas con orientación NE en esta región a excepción del modelo propuesto por Vélez (1990), donde las fallas Matehuala y Cerritos corresponden a la conjugada dextral de un sistema transcurrente izquierdo configurado por la Megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Schmidt, 1983). Adicionalmente, trabajos sobre el vulcanismo intraplaca en la región de Joya Honda y alrededores, dentro del campo volcánico Ventura-Espíritu Santo, a unos 50 km del lineamiento, describen la presencia de estructuras con orientación NE que pudieran haber facilitado el ascenso y extrusión de magmas (Saucedo et al., 2017, López-Loera et al, 2008). En este contexto, la traza del lineamiento Cerro Colorado se localiza sobre dos importantes campos de lavas basálticas Cuaternarios, conocidos como el Campo San Rafael y el Campo Cerro Colorado, que se interpretan como posibles escudos de lava, parte del Campo Volcánicos Santo Domingo (Aranda-Gómez et al, 2005).

7.1.2 Otros sistemas estructurales identificados

Adicionalmente a los sistemas estructurales ya conocidos, los resultados obtenidos en este trabajo permitieron definir la presencia de cuatro sistemas regionales adicionales, cuyas características e implicaciones se discuten a continuación.

7.1.2.1 Sistema Villa García-Benito Juárez

El Sistema Villa García-Benito Juárez se distribuye en dirección nor-noreste en el extremo occidental de área de estudio (Figuras 36, 37, 44, 45, 46, 48, 49). Debido a la presencia de fallas normales concordantes, se interpreta que estas estructuras pudieran ser una continuación de la traza de fallas asociadas al graben Aguascalientes. Esta estructura forma parte de un sistema de fallas paralelas con orientación noreste, que configuran estructuras de graben, las cuales se extienden desde Guadalajara en dirección a Aguascalientes y Zacatcas, afectando la región sur de la Provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. De acuerdo con Nieto-Samaniego y colaboradores (2009), falla occidental del graben o falla Aguascalientes, configura el límite occidental de la región sur de la Mesa Central, ya que marca el límite occidental de la presencia de basamento Mesozoico y separa

regiones con diferente estilo estructural. Cabe mencionar que en los modelos estructurales previamente descritos (Nieto-Samaniego et al., 2005), el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes define en la Mesa Central dos regiones principales; caracterizándose la región meridional por la presencia de una cubierta importante de rocas volcánicas félsicas del Terciario y evidencias importantes de fallamiento extensional del Oligoceno-Mioceno. De lo contrario en el sector meridional no se tienen evidencias de extensión significativa. No obstante, nuestros resultados sugieren que las fallas se prolongan en dirección nor-noreste hacia la región meridional desde el graben de Aguascalientes, más allá del SF SL-TEP, hasta la región de Benito Juárez, Zacatecas, al norte del área de estudio. Esta hipótesis parece apoyada por la presencia de un contacto de alto gradiente en el espesor de la corteza, donde el Sistema Villa García-Benito Juárez concuerda con una zona de transición entre corteza más delgada al occidente de la Mesa Central y corteza más gruesa en el este dentro de la Mesa Central (Figura 50).

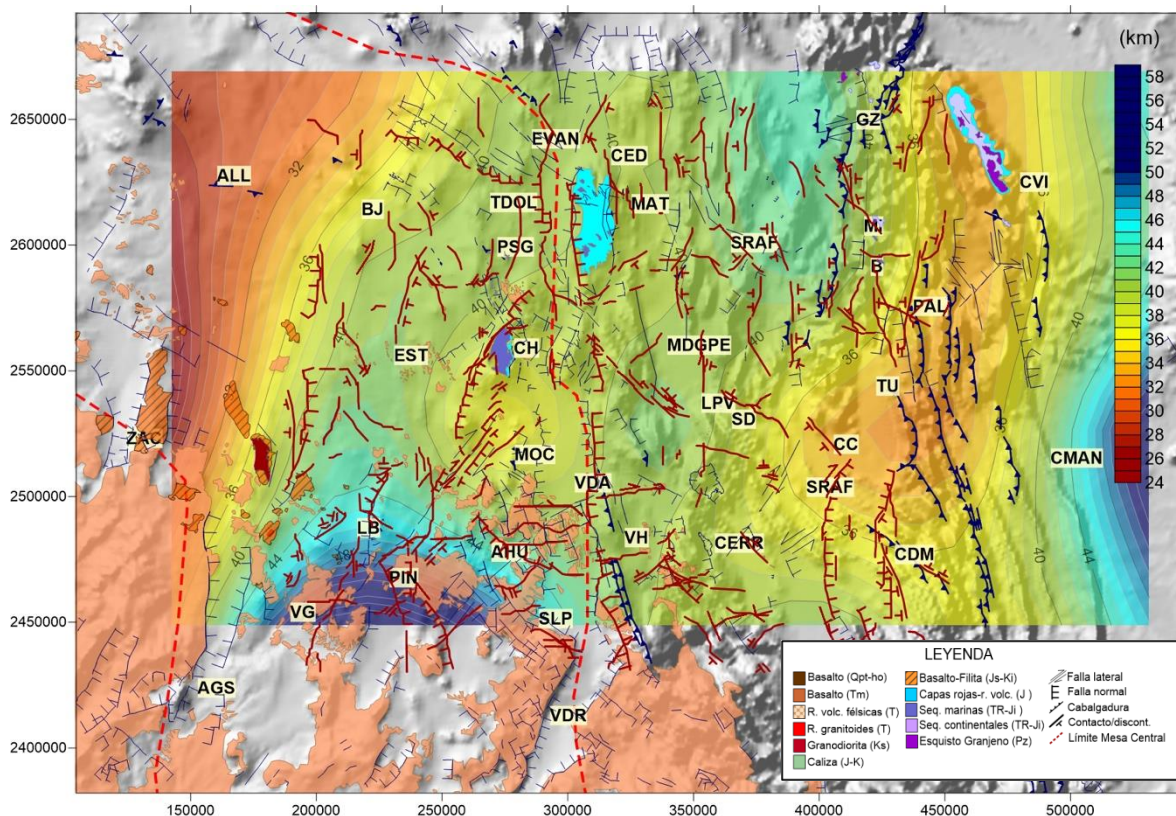


Figura 50. Distribución del espesor de la corteza y los principales rasgos estructurales en un contexto regional. En color azul se representan las estructuras previamente identificadas mientras que en color guinda se presentan las estructuras profundas identificadas mediante el método de máximos gradientes. Nótese como el contacto

entre el dominio de corteza más gruesa en el límite occidental del área de estudio, y corteza más delgada al este de la Mesa Central, concuerda en el borde sudoccidental con la presencia del graben de Aguascalientes. Este contacto parece continuar al noreste con la presencia de discontinuidades con orientación noreste definidas dentro del Sistema Villa García-Benito Juárez. La línea roja punteada representa el límite de la Mesa Central definido por Nieto-Samaniego et. al., 2005.

Adicionalmente, en esta región se localizan afloramientos aislados de secuencias volcano-sedimentarias metamorfozadas formadas por sedimentos tipo flysch con intercalaciones de basaltos almohadillados (Nieto-Samaniego et al., 1999), a las que se ha atribuido una edad del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Carrillo-Bravo, 1971; Danielson, 2000; Mortensen et al., 2003). Se ha interpretado que dichas rocas forman parte del Sub-terreno Zihuatanejo, el cual a su vez forma parte del Terreno Guerrero. Se ha interpretado que estas rocas pudieran representar ensamblajes transicionales hacia corteza oceánica acrecionada a Norteamérica durante la subducción del Jurásico temprano (Centeno-García et al., 2008). En este contexto, la presencia del conjunto de discontinuidades regionales representadas por el sistema Villa García-Benito Juárez es consistente con la posibilidad de una sutura entre dos bloques corticales.

7.1.2.2 *Sistema General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz*

Localizado en el borde oriental del área de estudio, el Sistema General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz tiene una orientación norte, con variaciones NNE y NNW (Figura 50). Su traza es consistente con el borde occidental de la región de antepaís del frente de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Representa un contacto de gran profundidad con respuestas geofísicas de hasta 30-40 km en la región central, alrededor de Bustamante y Tula, profundizándose hacia el sur con valores principalmente entre 35 y 40 km. Los resultados muestran que este sistema de discontinuidades concuerda con una zona de alto gradiente en el Moho, asociada a la presencia de corteza más delgada al oriente, dentro del este del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, y corteza más gruesa hacia el occidente. Dicho contacto concuerda con el límite de la región de isoterma de Curie superficial configurada dentro de la región de antepaís del orógeno (Figura 48 y 49).

Las estructuras identificadas concuerdan o se localizan muy cercanas a algunas fallas normales de longitud importante, que se han cartografiado en la región como se observa en

los alrededores de Miquihuana, Palmillas y al suroeste de Ciudad del Maíz (Figura 50). Así mismo, sobre o muy cerca de la traza de las discontinuidades se identifican importantes cabalgaduras asociadas a la Sierra Madre Oriental, sobre todo en la región norte, ya que en la región sur, las cabalgaduras cartografiadas se localizan más al oriente. En este contexto es difícil identificar si este sistema de discontinuidades pudiera asociarse a las estructuras de deformación contractiva o pudiera relacionarse con el fallamiento extensional del Cenozoico, o en su caso tenga relación con ambas actuando como fallas reactivadas durante la extensión.

Por otro lado, dado que se trata de discontinuidades con influencia en la corteza a gran profundidad, las estructuras asociadas tendrían que haber causado deformación profunda en la corteza. En este caso, si las estructuras se asocian a la Orogenia Laramide se inferiría que la deformación involucra fallas de basamento; dicha hipótesis podría ser apoyada por la exposición de basamento Paleozoico y Precámbrico que ocurre en los altos de Miquihuana y Bustamante. Sin embargo, un punto importante a considerar, es que de acuerdo con los resultados las estructuras presentan buzamientos al este y oeste, mientras que en el sistema de cabalgaduras las estructuras presentan primordialmente buzamientos hacia el oeste.

Adicionalmente, por configurar un contacto marcado que delimita dominios de características distintas en el espesor de la corteza, es posible que este sistema se asocie a un contacto tectónico. Como se menciona en el capítulo 6, se ha interpretado que la localización del arco magmático del Permo-Triásico al que se asocia la presencia de un cinturón de rocas granitoides, se distribuye paralelo a la región este de la Sierra Madre Oriental (Rosales-Lagarde et al., 2005; Torres et al., 1999). Por lo tanto, la distribución de rocas asociadas al arco, constituiría una frontera importante en el basamento cuyo límite occidental estaría representado por las estructuras del Sistema General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz.

7.1.2.3 Sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz

El lineamiento o falla San Tiburcio fue definido por primera vez por Mitre-Salazar (1989), para describir una estructura regional con orientación NW que se extiende desde la parte occidental de la Sierra de Parras, Coahuila, hasta los alrededores de El Huizache, San Luis Potosí. De acuerdo con el autor, esta falla acomodó desplazamiento lateral izquierdo a

finales del Cretácico o principios del Triásico, con implicaciones en las estructuras de deformación laramídica de la región, ya que su traza se para diferentes estilos de plegamiento. Así mismo, Barboza-Gudiño et al., (2004), identificaron al lineamiento como una zona de falla regional transcurrente, cuya traza se localiza inmediatamente al sur, suroeste de la Sierra de Catorce, a la cual pudiera asociarse la configuración de los bloques estructurales que representan las sierras aisladas del nor-oriente de la Mesa Central. Adicionalmente, se ha sugerido que esta estructura pudiera tener relación con la Megacizalla Mojave-Sonora; de acuerdo con Sedlock y colaboradores (1993) el lineamiento es una ramificación de falla (*fault splay*) de la Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983). De acuerdo con trabajos más recientes (Sanchez, 2017) las ramificaciones de la falla San Tiburcio acomodaron extensión menor al norte de la Mesa Central durante el Terciario tardío. Así mismo, los estudios con enfoque de exploración minera en la región concluyen que las unidades Jurásicas-Cretácicas no presentan evidencias de desplazamientos laterales importantes o que los desplazamientos son mínimos; de lo contrario los estudios indican evidencias de movimientos normales asociados a la tectónica extensional instaurada en el Terciario (Sanchez, 2017). Por último, estudios asociados a la presencia de magmatismo intraplaca en la región, describen que éste podría haber sido facilitado por la presencia de una zona de debilidad cortical a lo largo de una falla de basamento, consistente con la falla San Tiburcio (Aranda-Gómez et al., 2005; Barboza-Gudiño et al., 2004). Dicha conclusión se basa en la alineación de estructuras y productos volcánicos dentro de los campos Los Encinos (CVLE), localizado en las inmediaciones de Tanque de Dolores y Presa de Santa Gertrudis; y Santo Domingo (CVSD), cuyos productos se alinean desde el sur de Milagro de Guadalupe, hacia el noroeste, en las inmediaciones de Santo Domingo, finalizando en los campos de lava San Rafael y Cerro Colorado. Así mismo, la traza sobre la que se localizan los campos, es consistente con un cambio de orientación en las estructuras laramídicas de NNE a NW. Dado que los productos del CVSD corresponden a magmas sin contaminar y que contienen xenolitos cuyo origen ha sido asociado al manto superior o la base de la corteza, se considera que la influencia de una estructura cortical profunda podría explicar su presencia en superficie (Aranda-Gómez, et al., 2005). Adicionalmente, de acuerdo con Lühr y Aranda-Gómez (1997) , la mayor parte de los xenolitos del manto en los volcanes de Santo Domingo tienen fábricas miloníticas, lo cual argumenta a favor de la posibilidad de

deformación dúctil en el manto superior potencialmente contemporánea al volcanismo Cuaternario en Santo Domingo.

Los resultados geofísicos confirman la presencia de una discontinuidad regional con orientación noroeste, consistente con la traza propuesta de la Falla San Tiburcio. En este caso, debido a que las discontinuidades se distribuyen en una zona de deformación de alrededor de 50 km de ancho, consideramos el proponer que se trata de un sistema de fallas; en el área de estudio el sistema se extiende por más de 300 km desde el noroeste de Benito Juárez hasta las inmediaciones de Ciudad del Maíz. La traza de las estructuras de este sistema concuerda con la presencia de algunas fallas normales y localmente fallas laterales derechas como se presenta entre la Sierra de Charcas y Sierra de Catorce. Con respecto a la profundidad, los resultados muestran que las discontinuidades tienen respuestas más profundas en el centro y suroeste alcanzando entre los 25 y 35 km, con máximos de entre 35 y 40 km en los alrededores de Milagro de Guadalupe y en las inmediaciones de los campos de lava San Rafael y Cerro Colorado. Dichos resultados implican que las estructuras de este sistema afectan la corteza a profundidad, tal como proponen los autores antes mencionados. Así mismo, la traza de este sistema parece tener implicaciones en la topografía del Moho, con gradientes más suaves que aquellos asociados con otras discontinuidades en el área de estudio, sobre todo al noroeste donde la influencia en el espesor de la corteza no parece existir. Adicionalmente, las respuestas en la señal analítica analizadas en la configuración e dominios magnéticos (Figura X) muestran una alineación marcada en dirección noroeste consistente con la presencia de cuerpos anómalos asociados tanto a granitoides del Triásico como con basaltos del Terciario en el CVLE y Cuaternario en el CVSD, localizados sobre la traza de la zona de deformación del sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz.

7.1.2.4 Sistema Cedral-Miquihuana

Este sistema está representado por un conjunto de discontinuidades con orientación noroeste, cuya traza es paralela al S ST-SD-CDM. Se localiza en el borde nor-oriental del área de estudio, prácticamente en los límites de la misma, por lo cual su caracterización es limitada, aunque por su orientación tiene respuestas importantes en su extremo suroeste, donde afecta las inmediaciones de Miquihuana, Bustamante y Palmillas. La mayoría de las discontinuidades no presentaron buzamientos, lo que sugiere que se trata de estructuras con

inclinaciones muy elevadas como pudieran ser fallas de rumbo o fallas de alto ángulo. En este contexto, en las inmediaciones entre San Rafael y Matehuala así como en Estación Vanegas, se localizan fallas laterales derechas importantes. Así mismo, se observa que la traza de este sistema concuerda con un cambio en la orientación de las estructuras laramídicas de NNW a NE en los alrededores de Sierra San Rafael; además concuerda con la presencia de discontinuidades en los afloramientos de las rocas carbonatadas del Jurásico-Cretácico, como se observa al norte de Sierra de Catorce; en la región al noreste de Matehuala y los alrededores de la Sierra San Rafael.

Respecto a su profundidad, los resultados mostraron respuestas profundas de hasta 35-40 km en los datos magnéticos, sin embargo, no se observan variaciones importantes en la configuración del Moho (Figura 49).

No existe información sobre estructuras regionales expuestas en la superficie dentro de este sector, sin embargo resalta el hecho de que este sistema es paralelo al S ST-SD-CDM y muy cercano al mismo (alrededor de 50 km). Así mismo, al igual que en el caso de los bloques levantados de la Sierra de Catorce y Charcas, localizados sobre la traza del sistema antes mencionado, en la región de Miquihuana y Bustamante, localizadas sobre la traza del S CE-MI también se localizan afloramientos de basamento del Triásico-Jurásico Inferior. Esto podría sugerir que los esfuerzos tectónicos acomodados a lo largo de ambos sistemas fueron similares.

7.1.3 Características generales de los sistemas estructurales principales

Sistema/ estructura	Localización	Rumbo	Inclinación	Extensión	Observaciones
S. F. Taxco-San Miguel Allende	Centro del área de estudio, extendiéndose desde la región de Vanegas, al norte de Sierra de Catorce, hasta el sureste de San Luis Potosí.	N a NNE y NNW	E, W a SSW y SSE	217 km en el área de estudio, aunque a nivel regional comprende más de 500 km (Alaniz-Álvarez et al., 2002a, b; Alaniz-Álvarez, et al., 2005b; Nieto-Samaniego et al., 2005).	Sistema previamente descrito compuesto por fallas normales asociadas a tectónica extensional del Eoceno Tardío-Reciente. Su traza es consistente con el límite entre las Provincias geológico-fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, aunque la zona de deformación se extiende al este y oeste mucho más allá de los límites previamente descritos alcanzando una anchura de ~100 km. Las estructuras parecen ser más someras en la región norte (alrededores de SDC) y más profundas (hasta 35-40 km) en la zona centro-sur, con

					influencia en basamento más profundo y en la distribución del MOHO.
S. F. San Luis-Tepehuanes	Suroeste del área de estudio, se extiende desde los alrededores de La Ballena y Estribo hasta las inmediaciones de Villa Higo, afectando las localidades de SLP, Pinos, Pino Suárez.	NW a NNW	SW y NE	210 km en el área de estudio, aunque tiene una longitud de ~600 km (Nieto-Samaniego et al., 2005).	Este sistema parece guardar una relación directa con la distribución de afloramientos continuos de rocas volcánicas félsicas Terciarias, limitando su extensión al noreste. Bordea al suroeste un bloque de corteza profunda que denominamos Bloque Pinos-La Ballena. Coincide con una región de alto gradiente en el MOHO. Forma parte de un conjunto de tres sistemas de estructuras paralelas que atraviesan el área de estudio, las cuales representan uno de los rasgos estructurales con estimaciones geofísicas más profundas (con máximos de entre 40 -45 km).
S. Villa García-Benito Juárez	Extremo occidental del área de estudio. Se extiende desde la región de Villa García hasta más allá de Benito Juárez, en el límite norte del área.	N-NNE	~E y ~W	~200 km	Es consistente con la presencia de fallas normales cartografiadas en las inmediaciones de Villa García, (sur-oeste del área de estudio). Se sugiere que este sistema de estructuras pudiera relacionarse con el graben de Aguascalientes por lo que podría alcanzar una extensión de ~350 km. Concuerda con un alto gradiente en el Moho que separa corteza más delgada en la parte occidental de la Mesa Central. Su traza coincide con la presencia de basaltos Cuaternarios. En la zona de deformación afloran rocas volcánicas metamorfozadas del Cretácico Superior.
S. San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz	Se extiende desde el límite noroccidental del área de estudio hasta la región de Ciudad del Maíz.	NW	NE aunque hay gran cantidad de estructuras lineales sin buzamiento	Más de 300 km en el área de estudio aunque llega a alcanzar ~600 km (Mitre-Salazar, 1989).	Se considera una posible prolongación del Lineamiento San Tiburcio considerada una estructura con corrimiento lateral izquierdo asociada a la Megacizalla Mojave-Sonora (Sedlock et al., 1993). Las regiones noroccidental y central del sistema concuerdan con la presencia de fallas normales con inclinaciones al SW y NE y algunas fallas laterales derechas aisladas. La traza es consistente con la presencia de rocas basálticas de intraplaca del Neógeno y cuaternarias, así como estructuras volcánicas asociadas localizadas dentro de los campos volcánicos de los Encinos y Santo Domingo. Su presencia concuerda con un cambio en la orientación del frente de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, de predominantemente N a NW. Forma parte de un conjunto de estructuras paralelas que atraviesan el área de estudio, las cuales representan uno de los rasgos estructurales con estimaciones geofísicas más profundas (con máximos de hasta 40 km). Sus implicaciones en la configuración del CPD son fuertemente sugeridas, mientras que en la configuración del MOHO su asociación es más notoria al centro y sureste del sistema.
S. Cedral-Miquihuana	Borde septentrional del área de estudio desde el noroeste	NW	La mayoría son estructuras	~200 km	La traza de este sistema es consistente con la presencia de discontinuidades en los afloramientos de rocas carbonatadas (J-K)

	cerca de Vanegas hasta el norte de Miquihuana.		lineales sin buzamiento		que definen contactos entre altos y bajos topográficos como ocurre al norte de SdC; en la región al noreste de Matehuala y los alrededores de la Sierra San Rafael. La traza del sistema concuerda con un cambio en la orientación de las estructuras laramídicas de NNW a NE en los alrededores de SRAF. Forma parte de un conjunto de estructuras pararelas que cruzan el área de estudio, las cuales son uno de los rasgos estructurales con estimaciones geofísicas más profundas (con máximos de hasta 40 km). Sus implicaciones en la configuración del CPD son fuertemente sugeridas, no obstante, en la configuración del Moho la correlación es poco evidente.
S. General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz	Borde oriental del área de estudio desde los alrededores de General Zaragoza hasta el sur de Ciudad del Maíz y San Bartolo.	N a NNE y NNW	E-W	Más de 230 km.	Su traza es consistente con el frente más occidental del sistema de pliegues y cabalgaduras correspondientes a la cuenca antepaís de la Sierra Madre Oriental. Algunas estructuras de este sistema llegan a alcanzar hasta 40-50 km de profundidad. Además de coincidir con algunas cabalgaduras, su traza es consistente con la presencia de fallas normales en los alrededores de GZ, Miquihuana, Palmillas-Tula y sureste de CDM. En el área de Miquihuana-Bustamente su traza se localiza sobre afloramientos de rocas metamórficas paleozoicas denominadas como Esquisto Granjeno, así como secuencias continentales del Triásico-Jurásico inferior y capas rocas del Jurásico. Estructuras del sistema parecen tener influencia en la topografía al configurar posibles cuencas sedimentarias. Coincide con un alto gradiente en el CPD y el Moho.
L. Charcas	Atraviesa el área de estudio desde La Ballena hasta el sureste de Presa Santa Gertrudis (dentro de la Mesa Central).	NE	NW, SE	~110 km	Su traza es paralela a los lineamientos La Pendencia y Ahualulco. Está formada por tres segmentos que delimitan el flanco noroccidental de los bloques de las sierras de Salinas (20 km) y Charcas (46 y 15 km). Concuerda con la presencia de fallas normales que delimitan el flanco occidental del bloque Charcas; que es considerado un alto de basamento donde afloran secuencias marinas del TR-Ji y capas rojas del J. Concuerda con el límite oriental de zona de bajo gradiente geotérmico dentro de la Mesa Central. Define el límite occidental de un bloque de corteza más delgada consistente con el bloque de Charcas sugiriendo su influencia en la corteza profunda.
L. La Pendencia	Desde la región de Pinos en la Mesa Central (SW del área de estudio) hasta Sierra de San Rafael (NE) en la Sierra Madre Oriental.	NE	SE	Más de 200 km.	Su traza es consistente con la del lineamiento Charcas aunque se extiende mucho más al noreste, hasta la zona de Sierra de San Rafael. A esta falla se le infiere una componente lateral derecha; adicionalmente las discontinuidades geofísicas muestran que además de ser

					estructuras lineales algunas tienen un buzamiento predominante hacia el sureste. Junto con el L. Charcas define el límite oriental de la zona de bajo gradiente geotérmico de la Mesa Central. Delimita el límite oriental de un bloque de corteza más delgada coincidente con el bloque de Charcas, sugiriendo la influencia de una estructura en la corteza profunda.
L. Ahualulco	Se extiende desde Pino Suárez hasta Ahualulco, San Luis Potosí.	NE	-	~60 km	Su traza es paralela a la del lineamiento La Pendencia aunque su respuesta geofísica fue menos definida. Está compuesto por dos segmentos separados por 10km, que abarcan una longitud total de ~60 km: Pino Suárez con 30 km y Ahualulco con 21 km. Configura una discontinuidad en los afloramientos de rocas félsicas del Terciario, formando un contacto con sedimentos (Q); forma también una discontinuidad topográfica. Concuere con la distribución de zona de alto gradiente geotérmico en los alrededores de Ahualulco.
L. Cerro Colorado	Se extiende desde el sureste de Cerritos hasta los alrededores de Tula.	NE	-	~80 km	Su traza es paralela al lineamiento Cerritos, (se localiza a 20 km al sureste) el cual se infiere como una posible falla lateral derecha. Esta estructura se define principalmente por el método de Euler en datos magnéticos. Sobre su traza se localizan los campos de lava de Cerro Colorado y San Rafael formados por basaltos intraplaca del Cuaternario.

Tabla 3. Resumen de las características principales de los sistemas estructurales identificados dentro del área de estudio.

7.2 Distribución del espesor de la corteza y gradiente geotérmico.

Dentro del capítulo 6 se presentan a detalle las discusiones asociadas a los resultados presentados dentro del artículo publicado que corresponde a dicho capítulo. Algunos de los puntos principales los resumimos a continuación. Adicionalmente en este apartado mencionamos otras implicaciones que no se discutieron en dicho capítulo.

7.2.1 Análisis de los distintos modelos del espesor de la corteza en la frontera entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental

Con el objetivo de discriminar entre los diferentes modelos que presentan una reconstrucción sobre las variaciones en el espesor de la corteza bajo las provincias de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (Figura 2), se reconstruyeron mediante técnicas de modelación conjunta en 2D, secciones geológicas que esquematizan las principales

superficies geológicas en el área de estudio, incluyendo tanto las capas que conforman la corteza, como el manto superior, esto sobre un perfil localizado a lo largo del Trópico de Cáncer. Adicionalmente, dentro de la sección modelada se añadió la isoterma de Curie de acuerdo a los resultados del cálculo de su profundidad en la zona de estudio; tomando en cuenta que a partir de dicha profundidad, las rocas no presentan magnetización la susceptibilidad magnética de las capas inferiores a ésta equivale a cero.

Los modelos reproducidos son idénticos en las capas superiores, con variaciones únicamente en la configuración del Moho, lo cual generó errores en el ajuste del modelo respecto al comportamiento de la gravedad y la magnetización presente en la sección (observada) y la respuesta arrojada por nuestra reconstrucción geológica-geofísica (calculada). Los resultados mostraron que el error máximo ocurre en el modelo 1B, proveniente de la reproducción de datos sísmicos, al representar un Moho plano, es decir una corteza con espesor homogéneo bajo ambas provincias. Por otro lado, los modelos 2 y 3, que describen condiciones distintas en el espesor de la corteza y características geodinámicas, presentan errores muy similares en la gravedad y un error ligeramente menor para la magnetización en el modelo 3.

Considerando los modelos isostáticos y las condiciones geotérmicas que describe cada modelo, los resultados revelan lo siguiente:

1. Tomando en cuenta que el modelo 3 describe la presencia de un Moho más cercano a la superficie bajo la Mesa Central, comparado con corteza significativamente más gruesa bajo la región de antepaís del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, el resultado de un Moho más cercano a la superficie en la modelación genera que la isoterma de Curie esté por debajo del Moho en la región este de la Mesa Central (Figura 13, capítulo 6). Dicho resultado es contradictorio respecto a las implicaciones geodinámicas de este modelo, ya que valores bajos de magnetización pueden presentarse en el manto superior únicamente en regiones con muy bajo gradiente geotérmico y un CPD profundo. No obstante, el modelo 3 propone la presencia de manto astenosférico directamente por debajo de la meseta. Cabe mencionar que los resultados de la configuración general de la isoterma de Curie y gradiente geotérmico, muestran la presencia de un CPD profundo bajo una porción extensa de la Mesa Central. A excepción del borde oeste de la meseta, la mayoría de los

valores de CPD exhiben profundidades superiores a los 30 km, con máximos de alrededor de 38km en la región norte y 40 km en la región sur (Figura 14, capítulo 6).

2. Las anomalías isostáticas residuales del modelo Airy-Heiskanen revelan que la Mesa Central es una extensa región de anomalías fuertemente negativa respecto a anomalías positivas en la región de la Sierra Madre Oriental. La presencia de valores negativos en la meseta, revela un estado isostático de sobrecompensación asociado a un exceso de masa o densidad en comparación con la masa topográfica en la superficie. La sobrecompensación a su vez, deriva en un levantamiento de la región en búsqueda del equilibrio, lo que podría explicar el hecho de que la Mesa Central constituye una región topográficamente elevada respecto a las provincias vecinas. Más detalles sobre este análisis se describen en el punto 7.2.2.

3. Los resultados de las nuevas estimaciones de profundidad al Moho a través del análisis espectral de datos gravimétricos, describen en la sección modelada (Figura 16, A-A'', capítulo 6) la presencia de corteza más gruesa bajo la región este de la Mesa Central (~40 km), en comparación con corteza más delgada bajo la zona de antepaís de la Sierra Madre Oriental (~33 a <40 km). Dichas diferencias son incluso más pronunciadas en el región sur del área de estudio (Figura 16, B-B', capítulo 6), donde se presentan espesores de hasta ~40 a ~45 km bajo la Mesa Central y ~35 a 40 km bajo la Sierra Madre Oriental. Este resultado es consistente con la isoterma de Curie a lo largo de ambos perfiles (Figura 16 b, d, capítulo 6), donde la isoterma es más profunda bajo la Mesa Central (~30–38 km en la sección modelada A-A'' y hasta 40 km en la sección sur B-B'), de manera consistente con un Moho a mayor profundidad, respecto a valores más someros de la isoterma hacia la región de antepaís del sistema orogénico.

4. Adicionalmente, los resultados tanto de la profundidad al Moho como las estimaciones de profundidad al punto de Curie, muestran la presencia de una región caracterizada por corteza comparativamente más delgada y un CPD superficial distribuida en el oeste de la Mesa Central; en comparación con la región de corteza más gruesa y fría en la región este de dicha provincia.

5. En resumen, los resultados del CPD, el modelo isostático residual de Airy-Heiskanen, y las estimaciones de profundidad al Moho, son consistentes con la hipótesis del modelo 2. No obstante, dicho modelo no describe la presencia de corteza comparativamente

más delgada al oeste de la meseta (Figura 2 y 12, capítulo 6). Por lo tanto, un modelo de corteza de espesor uniformemente más gruesa tampoco debe ser considerado; nuestros resultados muestran que existen al menos dos regiones características dentro de la provincia de la Mesa Central, el Este de la Mesa Central, caracterizado por la presencia de corteza más gruesa y CPD profundo; y la Mesa Central del Oeste, que describe la presencia de corteza más delgada y valores someros de CPD (Figura 9 y 14, capítulo 6).

7.2.1.1 La configuración de las anomalías gravimétricas como evidencia del engrosamiento de la corteza bajo la Mesa Central

De manera general, los datos gravimétricos pueden ayudar a determinar si la región se encuentra o no en equilibrio isostático. Por ejemplo en una región montañosa el efecto de una raíz cortical engrosada de baja densidad, en contraste con el material del manto produciría valores negativos en la anomalía de Bouguer. La anomalía de Bouguer refleja el hecho de que la cadena montañosa en la superficie fue eliminada a través de dicha corrección, dejando únicamente el déficit de masa a profundidad (asociado a la baja densidad), lo que da como resultado una anomalía negativa. Por otro lado, la anomalía al aire libre será ligeramente positiva debido a que esta solo toma en consideración el ajuste de las mediciones al nivel del mar; por lo tanto no se toma en consideración la distribución de la masa a profundidad. Las lecturas ligeramente positivas se asocian al hecho de que las montañas en la superficie se encuentran más cercanas al punto de medición que las masas de compensación con baja densidad a profundidad; por lo tanto entre más cercana la masa mayor será la aceleración de la gravedad. Es decir, la atracción por el exceso de masa en la zona montañosa es más fuerte que el déficit de atracción de la masa en la raíz produciendo una anomalía de aire libre ligeramente positiva.

Cuando una estructura se encuentra totalmente compensada se observa que al alejarse de los límites de ésta las anomalías al aire libre presentan valores muy pequeños; de lo contrario si esta se encuentra solo parcialmente compensada o muy poco compensada, entonces los valores serán fuertemente positivos, de hasta cientos de miligales.

Como se mencionó anteriormente el área de estudio los resultados muestran la presencia de valores contrastantes en la anomalía de Bouguer dentro de ambas provincias. Mientras que en la Mesa Central los valores son fuertemente negativos -180 a -250 mGal,

cual presenta densidades promedio de 2.7 g/cm^3 genera un contraste de densidad respecto a valores más altos en el manto (3.3 g/cm^3) produciéndose anomalías de Bouguer negativas. En el caso de la Sierra Madre Oriental, al configurar un cinturón orogénico, es común encontrar este comportamiento ya que generalmente existe una raíz cortical asociada al sistema montañoso. Por otro lado en la región de la Mesa Central, los valores marcadamente más negativos también podrían asociarse a un engrosamiento de la corteza bajo la meseta, el cual a su vez puede ser significativamente más importante. Aunque pueden existir otras hipótesis que expliquen la presencia del déficit de masa bajo la meseta como es el caso de ser subyacida por materiales de densidades significativamente más bajas que el valor promedio de la densidad del manto (3.3 g/cm^3), los resultados de la estimación de la profundidad al Moho presentados en este trabajo respaldan la hipótesis de una corteza continental más gruesa bajo la Mesa Central (Figura 17, capítulo 6).

Así mismo los valores de la anomalía al aire libre sugieren que la Mesa Central se encuentra en un estado de compensación mayor que el del sistema de pliegues y cabalgaduras; es decir, bajo la meseta existe una compensación de masa en profundidad respecto a la masa en superficie. Por otro lado los valores fuertemente positivos en el frente occidental del sistema orogénico sugieren un estado de descompensación de la masa en superficie o déficit de masa en profundidad. Este mismo resultado es visible en los resultados de la anomalía residual de Airy (Figura 15, capítulo 6; Figura 51).

7.2.2 Configuración del espesor de la corteza, estado geotérmico: implicaciones geodinámicas.

Como se describe en los apartados anteriores, el área de estudio se puede dividir de manera generalizada en términos del espesor de la corteza y profundidad a la isoterma de Curie, en dos dominios principales: Dominio I) localizado al este de la Mesa Central, se caracteriza por la presencia de corteza fría (-35 a -45 mWm^{-2} ; 12 a 20°C/km) y gruesa (40 a 52 km), en comparación con el Dominio II) corteza más delgada (34 a $<40 \text{ km}$), y caliente (-50 a -74 mWm^{-2} ; 20 a 30°C/km) bajo la Sierra Madre Oriental. Adicionalmente, al oeste de la Mesa Central se vislumbra la presencia de un tercer dominio, identificado por la presencia de corteza más delgada y valores superficiales de la isoterma de Curie. No obstante, su

caracterización es limitada por localizarse hacia los límites del área de estudio. En este contexto, nuestros resultados muestran que la corteza de la Mesa Central se encuentra compuesta por regiones de diferente espesor y distintas condiciones geotérmicas; por lo tanto, no existe evidencia de que la corteza bajo la meseta sea uniformemente delgada y caliente. Así mismo, observamos que aunque existen algunas características orientadas con rumbo norte en la topografía del Moho, la distribución predominante tiene una orientación NE (Figuras 48 y 49).

En el capítulo 6, se discuten algunas hipótesis que podrían explicar las variaciones en la distribución del espesor de la corteza (Figura 50; Figuras 9, 16 y 18-capítulo 6) de acuerdo a los principales procesos geodinámicos acaecidos en la región que pudieron modificar el espesor de la corteza continental. Los procesos considerados son: a) adición por magmatismo (Frost et al., 2001; Gromet and Silver, 1987; Yoshino y Okudaira, 2004); b) agradación sedimentaria en cuencas continentales (Cobbold et al., 1993); c) engrosamiento como resultado de deformación contractiva (*tectonic staking*) (Mattauer, 1986); d) remoción por delaminación (Foley et al., 2003; Kay y Mahlburg Kay, 1993); e) redistribución de masas por erosión (Montgomery et al., 2001; Ernst, 2004, 2007; Pelletier et al., 2010); y f) adelgazamiento por extensión (Coney, 1987; Daley y DePaolo, 1992; Hawkesworth et al., 1995).

7.2.2.1 *La presencia de corteza más gruesa bajo la Mesa Central del Este respecto a corteza más delgada bajo la Sierra Madre Oriental*

De acuerdo con las discusiones presentadas, el proceso tectónico más plausible para explicar la presencia de corteza más gruesa localizada en la región Mesa Central del Este, comparada con la aquella localizada en la región de antepaís de la Sierra Madre Oriental, es el magmatismo que configuró la provincia volcánica terciaria de la Sierra Madre Occidental. El vulcanismo silíceo del Eoceno-Mioceno Temprano que compone esta provincia, afectó la Mesa Central durante un episodio corto que terminó aproximadamente hace ~30 Ma (Nieto-Samaniego et al, 1999); la extensión del evento dentro de la provincia no es clara aunque la presencia de una mayor cantidad de afloramientos de rocas volcánicas se limitan a la región meridional de la misma, limitados al norte por el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. Esta disposición concuerda con la presencia de corteza significativamente más gruesa localizada en los alrededores de la región de Pinos-La Ballena, donde la profundidad al Moho alcanza

valores de hasta ~50 km. En este contexto, se pudiera considerar al bloque Pinos-La Ballena como un bloque de corteza menos afectado por la extensión del Cenozoico. Algunos trabajos previos (Tristán-González et al., 2009) refieren la existencia de dos bloques estructurales con orientación NE en esta zona, conocidos como el bloque Pinos-Moctezuma y Salinas Charcas; los cuales confirman la presencia de una estructura mayor de basamento en esta región. La presencia del magmatismo del Terciario que generó una cubierta volcánica de gran volumen pudiera explicar un engrosamiento de la corteza dentro de la meseta, ya que la presencia de rocas asociadas a éste evento dentro de la región de antepaís de la Sierra Madre Oriental es muy limitada (Figura 50; Figura 18, capítulo 6). Bonner y Herrin (1999) han reportado espesores de la corteza de hasta 55 km en el núcleo no extendido de la Sierra Madre Occidental y alrededor de 40 km en las regiones extendidas de la provincia (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Otros eventos magmáticos que afectaron la región fueron descartados debido a que su localización no es consistente con la distribución del mayor espesor de la corteza dentro de la Mesa Central del Este. Así mismo, se descartaron procesos de engrosamiento de la corteza en la meseta por agradación sedimentaria y deformación contractiva. Las discusiones de dichos eventos pueden consultarse en el apartado 6.2.1 del capítulo 6.

En el caso de las hipótesis que pudieran explicar la presencia de corteza relativamente más delgada en la región de antepaís de la Sierra Madre Oriental, el análisis de los eventos tectónicos y procesos geodinámicos que han afectado la región, permitió considerar dos posibles explicaciones (Figura 18, capítulo 6).

1. Considerando que se ha interpretado la presencia de un arco magmático Permo-Triásico localizado paralelo a la región más oriental del sistema de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Rosales-Lagarde et al., 2005; Torres et al., 1999), la región más delgada bajo dicha provincia podría estar relacionada con un proceso de delaminación de la corteza.

2. Se considera posible que la presencia de corteza comparativamente más delgada en la región este de la Sierra Madre Oriental pueda explicarse a través de un proceso de redistribución de masa asociado a una mayor erosión. Dado que la Mesa Central se

localiza en una región árida a semiárida, con rangos de precipitación de entre ~400 to 600 mm/año (Vidal-Zepeda, 2005), y comparativamente en la región este de la Sierra Madre Oriental los valores de precipitación pueden alcanzar hasta 2,000 mm/año, este proceso sería factible para explicar las diferencias de espesor entre ambas provincias.

7.2.2.2 Sobre la configuración NE en los rasgos del basamento y el espesor de la corteza

Respecto a la distribución de las diferentes superficies que componen la corteza, es importante resaltar que su distribución tiene una orientación predominantemente noreste. En el caso de la región de corteza gruesa con una isoterma de Curie profunda, su extensión no se limita únicamente a la región oriental de la Mesa Central, sino que también se distribuye, en dirección noroeste dentro de la región adyacente a la zona de antepaís del sistema orogénico (Figuras 46-49). De igual manera, las regiones de corteza comparativamente más delgadas localizadas tanto en el borde oriental como occidental del área de estudio, presentan orientaciones noreste, sobre todo en el caso del oeste de la Mesa Central. En este contexto, el sistema estructural Villa García-Benito Juárez, que aparentemente configura una discontinuidad a nivel cortical en el límite entre la corteza delgada del oeste de la Mesa Central y la corteza más gruesa localizada al este, presenta también una orientación predominantemente noreste.

Adicionalmente, los resultados de profundidad al Moho muestran que en la zona central del área de estudio, dentro de la región de corteza comparativamente más gruesa de la Mesa Central, existe un bloque de corteza más delgada (~37 a < 40 km), la cual presenta una orientación noreste con variaciones locales norte. Los espesores mínimos en esta región son consistentes en la superficie con el Bloque de Charcas, siendo las discontinuidades de los lineamientos de Charcas y de la Pendencia, paralelas a la distribución de corteza delgada. Así mismo, dentro de este bloque cortical de corteza comparativamente más delgada, se ubica gran parte de la Sierra de Catorce.

La presencia de una distribución predominantemente noreste también es visible en las respuestas de los basamentos gravimétricos. En el caso del basamento gravimétrico 1, interpretado como el contacto entre el límite inferior de la cubierta sedimentaria y la superficie del basamento cristalino (plutónico y metamórfico), se observa la presencia de un

contacto noreste consistente con el Lineamiento La Pendencia, entre basamento más profundo al noroeste (hasta 5.3 km) y basamento más superficial (2.5 a 4 km) (Figura 39). De igual manera, en la superficie gravimétrica 2, interpretada como el límite entre la corteza superior y la corteza media de constituida por rocas granulíticas félsicas, destaca la presencia de un contacto regional consistente con los lineamientos La Pendencia y Charcas. Dicho contacto, delimita bloques de basamento más superficial al noroeste (~5 a 10 km), respecto a basamento más profundo al sureste (hasta 13 km) (Figura 40). Por último, en el caso de la superficie gravimétrica 3, asociada al límite entre la corteza media y la corteza inferior, compuesta por granulitas máficas, el conjunto de lineamientos noreste concuerda con el contacto entre dos bloques de basamento profundo de entre 25 y 29 km de profundidad (Figura 41).

En resumen, la presencia de una distribución regional predominantemente noreste en múltiples resultados y profundidades se encuentra además fuertemente evidenciada por la presencia de discontinuidades geofísico-estructurales configuradas por los lineamientos La Pendencia, Charcas y Ahualulco. La distribución de las estructuras noreste y su correlación con la distribución del basamento, en las diferentes discontinuidades la corteza sugieren la presencia de un patrón estructural a nivel cortical, pero que además ha tenido implicaciones en el estilo de deformación en las capas superficiales. Para explicar esta configuración consideramos las siguientes hipótesis.

A. Modelo de rift intracontinental asociado a extensión durante el Jurásico Temprano-Medio

A principios del Mesozoico, las rocas Precámbricas y Paleozoicas que configuran parte del basamento más antiguo de la corteza en México, se localizaban a lo largo del margen ecuatorial de Pangea, región que posteriormente se convertiría en la frontera entre Norte y Sudamérica (Anderson y Schmidt, 1983; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Pindell y Kennan, 2009). Durante el Triásico Tardío, el rompimiento de Pangea y la deriva de las masas continentales dieron como resultado la apertura del Océano Atlántico así como la generación de cuencas subsidiarias y bloques continentales a lo largo de los márgenes de las placas nacientes. Por la posición paleogeográfica de México, se desarrollaron un número importante de cuencas extensionales con componente transtensional, así como plataformas

carbonatadas que configuraron altos de basamento limitados por fallas; tal es el caso de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, cuya posición se localizaría al este Mesa Central. Para su estudio, Martini y Ortega-Gutiérrez (2018) agrupan el conjunto de cuencas y plataformas desarrolladas durante el rompimiento y dispersión de Pangea en un grupo tectonoestratigráfico que denominan el Sistema Atlántico Mesozoico de México o MASM (*Mesozoic Atlantic System of Mexico*).

De acuerdo con Martini y Ortega-Gutiérrez (2018), el MASM fue afectado durante el Jurásico Temprano-Medio por un sistema de rift localizado en la margen ecuatorial de Pangea. La presencia de dicho sistema, se encuentra evidenciada por la formación y apertura de cuencas transtensionales asociadas tanto a desplazamientos laterales derechos, como a extensión predominantemente NW-SE, controlada por la divergencia de Norte y Sudamérica. En este modelo, los autores asocian la presencia de las rocas volcánicas y volcanoclásticas y el cinturón de intrusivos del Jurásico Temprano-Medio, consideradas como la Provincia Nazas, al proceso de rift intracontinental. En este contexto, las secuencias volcano-sedimentarias de Nazas constituirían un dominio tectonoestratigráfico híbrido asociado tanto a la subducción ocurrida en el Pacífico, asociada al emplazamiento de las rocas volcánicas, como a la atenuación transtensional de la litosfera en la zona de transarco, que refleja la configuración de cuencas transtensionales con orientación NNW. Dichas cuencas fueron rellenadas por sedimentos continentales y marinos marginales y en algunas zonas por secuencias volcánicas con del Jurásico Inferior-Medio. En este modelo, el sistema de rift continental se encuentra representado por sucesiones vulcano-sedimentarias continentales a marinas marginales que se encuentran expuestas al noreste de México entre Torreón, Ciudad Victoria (región de Miquihuana y anticlinal Huizachal) y San Luis Potosí (sierras de Catorce, Charcas y La Ballena); en el núcleo del anticlinal Huayacocotla en el centro-este de México; y al sureste entre el área Mixteca y el límite oeste del bloque Yucatán (Morán-Zenteno, 1993; Barboza-Gudiño, et al., 2004; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Campos Madrigal et al, 2013). De acuerdo con los autores el ambiente de acumulación de sedimentos del este de México parece haber sido controlado predominantemente por un arreglo de fallas con rumbos NNW. Adicionalmente, la disposición actual de las cuencas y bloques del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del este de México, revelan una estructura alargada en dirección NNW con presencia de algunos lineamientos regionales paralelos dentro de los cuales destacan la falla

Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas, cuya traza pasaría muy cercana al área de estudio, en Ciudad Victoria (a 50 km al este de Miquihuana). Debido a esto, los autores refieren que este sistema estructural también pudo haber predominado durante la fase de deriva y enfriamiento de la corteza.

En este modelo resaltan tres puntos importantes:

1. La extensión tectónica asociada a la divergencia del norte y Sudamérica, al que se asocia la generación del rift intracontinental tiene una dirección preferencial NW-SE.
2. Se considera que durante la extensión se presentó una componente transtensional que produjo cuencas y fallas normales regionales con componente lateral derecha, mismas que controlaron el depósito de las secuencias volcánicas del Jurásico Temprano-Medio y con implicaciones en la configuración de los pilares y bajos estructurales asociados a la formación del Golfo de México, como es el caso de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, que representa un bloque elevado respecto a la Cuenca Mesozoica del Centro de México.
3. Se considera a la región afectada por extensión y transtensión como una zona de debilidad de la corteza, asociada a la maduración del límite de placas entre Norteamérica y Sudamérica, que dio como resultado la formación de una zona de deformación localizada en el este de México donde parece dominar la presencia de estructuras con orientación NNW.

En este contexto, la presencia de una distribución predominantemente noreste en el área de estudio, tanto en la estructura superficial como en el basamento profundo e inclusive en la configuración de la corteza podría estar relacionado al modelo de rift intracontinental de la siguiente manera.

1. Un régimen extensional con dirección predominante NW-SE puede explicar la presencia de arreglos NE (Figura 52).
2. En el modelo presentado por Martini y Ortega-Gutiérrez (2018), el desarrollo de una zona de cizalla dextral con dirección principal de desplazamiento NNW, acomoda extensión preferencial en dirección NE. Como se muestra en la figura 52b, aunque la estructura de transtensión tiene una orientación NNW, la apertura del basamento por la generación de fallas normales que delimitan fosas y pilares estructurales, ocurre con una orientación NE. En el contexto regional, la existencia de una zona de cizalla NNW generaría

una zona de debilidad y adelgazamiento de la corteza con orientación NE (región dentro del círculo azul, Figura 52, 53-b) dentro de la franja de deformación NNW del sistema de cizalla; por los que ambos rasgos estructurales serán visibles en el basamento (Figura 52, 53- a).

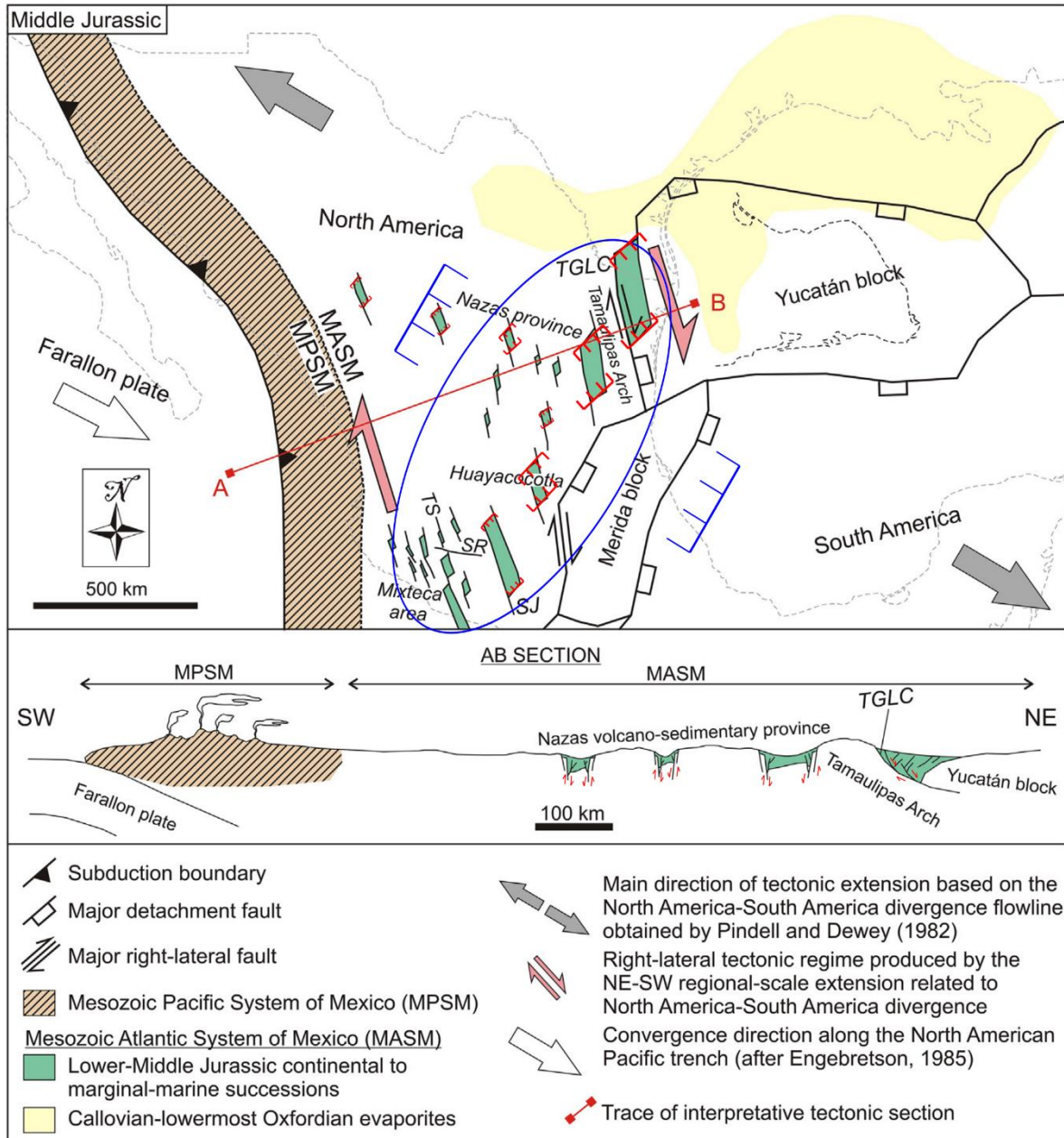


Figura 52. Tomada de Martini y Ortega-Guitérrez (2018). La configuración de un régimen extensional en dirección NE-SW puede dar como resultado un régimen de deformación lateral derecha con orientación NNE (azul). Dentro del sistema de cizalla dextral se desarrollaron estructuras extensionales con orientación NE (rojo) que pueden configuraron cuencas tipo pull-apart donde se depositaron las secuencias continentales y/o marginales-marinas del Jurásico Inferior-Medio como propone Martini y Ortega-Guitérrez (2018).

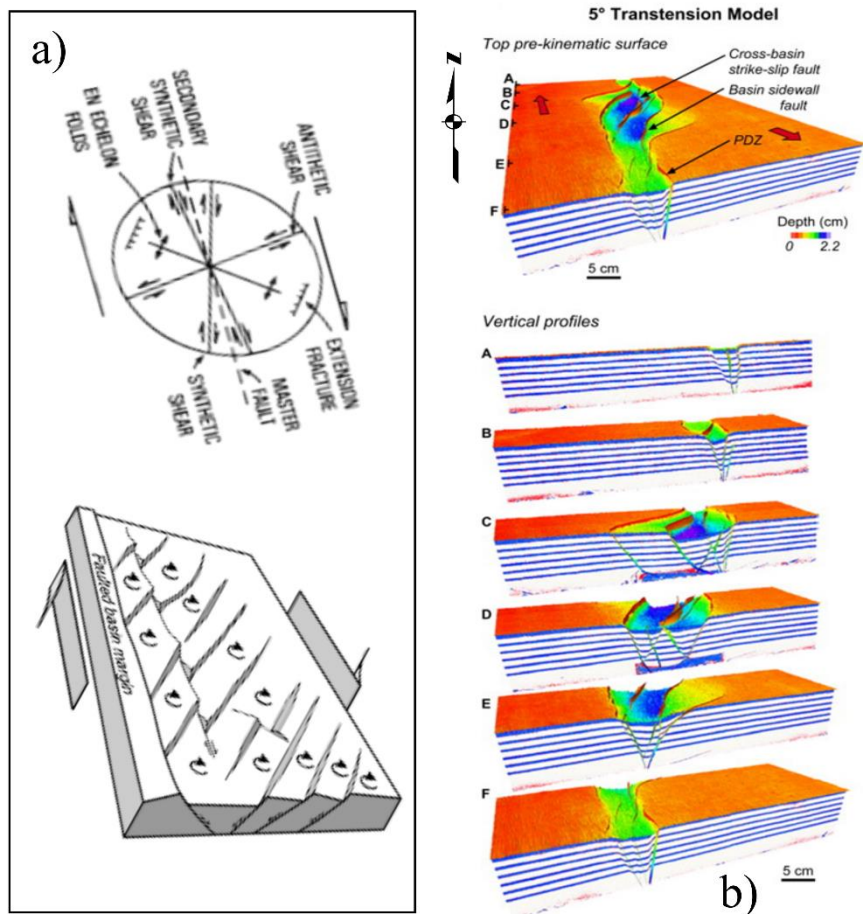


Figura 53. a) Superior: Estructuras secundarias asociadas a un sistema de cizalla simple con componente lateral derecha. Inferior: Arreglo idealizado de componente de extensión en un sistema de cizalla dextral con principal dirección de desplazamiento al NNE. Nótese como el fracturamiento produce un arreglo de fallas con direcciones NNW, representadas por fallas laterales, como NE, constituidas por un arreglo en echelón de fallas normales (Tomada de Waldron, 2005); b) Modelo análogo 4D para reproducir la evolución de cuencas pull-apart asociados a esfuerzos transtensionales; en este modelo se reproduce transtensión con desplazamiento lateral derecha. Nótese el adelgazamiento en dirección NE de las capas que representan el subsuelo (Tomada de Wu et al., 2009).

B. *Modelo de cizalla producida en el límite entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México.*

El modelo geológico-estructural presentado por Tristán-González y colaboradores (2009) describe la presencia de un importante cambio en el régimen tectónico regional en la

región de estudio que ocurrió durante el Eoceno Temprano, y que se atribuye al cese de la compresión ocurrida durante la Orogenia Laramide, causando un periodo de relajación cortical. De acuerdo con dichos autores durante este evento se desarrolló un sistema de cizalla con orientación NNE y movimientos dextrales asociados al desarrollo de fallas de rumbo con componente lateral derecha, dieron como resultado la generación de una de pliegues en echelón así como bloques de basamento cuyos núcleos de rocas Triásicas se encuentran expuestas; como es el caso de la Sierra de Catorce, Sierra de Charcas y Sierra de La Ballena-Peñón Blanco. Adicionalmente en este modelo, se describe la presencia de eventos posteriores de fallamiento normal con orientaciones N a NNE-NNW y NW, asociado a la instauración del régimen extensional desde su etapa incipiente durante el Eoceno Medio hasta los eventos posteriores durante el Paleógeno Tardío, Neógeno y Cuaternario. Dentro de este modelo se asocia la configuración de lineamientos estructurales regionales con orientación NE como son La Pendencia y Ahualulco, que delimitan bloques corticales con orientación NE, que están localizados en la región de Salinas-Charcas (en nuestra área comprendería la región de Villa García-La Ballena-Charcas) y Pinos-Moctezuma (Figura 4a). De acuerdo con los autores, estos lineamientos tienen una componente lateral derecha asociada al sistema de cizalla.

En este contexto, resalta la similitud en el modelo estructural presentado con respecto al modelo del rift intracontinental presentado por Martini y Ortega-Gutiérrez (2018). En ambos casos se discute la configuración de los rasgos estructurales presentes en la región de la plataforma Valles-San Luis Potosí, no obstante el modelo del rift continental involucra un evento tectónico más antiguo y mucho más regional, que de acuerdo con los autores afectó todo el este de México. En este contexto, podría ser que el desarrollo posterior del sistema de cizalla se haya desarrollado a través de las estructuras antiguas del basamento que fueron reactivadas.

Adicionalmente podemos resaltar que la presencia de ambos eventos tectónicos no descartan un modelo de engrosamiento de la corteza asociado al magmatismo de la Sierra Madre Occidental, en la Región de la Mesa Central del Este, con valores máximos en su región septentrional de la Mesa Central. En este caso, el modelo de rift intracontinental tiene

implicaciones en el grano tectónico de la región, mientras que la actividad magmática explicaría variaciones locales en el espesor.

7.2.2.3 *Sobre la posibilidad de adelgazamiento de la corteza asociada a extensión durante el Cenozoico*

Dentro de los rasgos superficiales más característicos de la Mesa Central, se encuentra la presencia de un arreglo estructural con orientaciones N-NNE y NW (Figura 4a, b), configurado por fallas normales que en muchos casos delimitan estructuras de graben. Los resultados de la identificación de discontinuidades estructurales regionales en la región revelan que dichas orientaciones se asocian tanto a los sistemas de deformación ya conocidos, como a otros conjuntos de estructuras que catalogamos como nuevos sistemas. En este contexto entre las estructuras con orientación noroeste, se confirmó la huella del S. F. San Luis-Tepehuanes en los datos geofísicos analizados y adicionalmente se identificaron dos sistemas adicionales de estructuras paralelas que identificamos como el S. San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz y el S. Cedral-Miquihuana. Respecto a las estructuras con orientación N a NNE, se confirma la presencia del S. F. Taxco-San Miguel Allende, localizándose adicionalmente un conjunto de estructuras con rumbo NE, localizadas en la región oeste de la Mesa Central que denominamos S. Villa García-Benito Juárez.

La caracterización de la profundidad de los sistemas estructurales y su correlación con la configuración del espesor de la corteza y la isoterma de profundidad al punto de Curie, revelaron lo siguiente:

1. Como se ha discutido anteriormente la configuración del espesor de la corteza, es decir la topografía del Moho, tiene una distribución predominantemente noreste. Así mismo, dentro de esa distribución existen contactos de alto gradiente asociados a cambios drásticos en el espesor de la corteza. Dentro de dichos contactos resalta el representado por el S. Villa García-Benito Juárez, que delimita al noroeste el área de corteza más delgada que subyace la región de la Mesa Central del Oeste y al sureste la región de corteza más gruesa localizada bajo la Mesa Central del Este. Como se menciona en el apartado 7.1.2.1, se sugiere que este sistema de estructuras forma parte de un sistema de fallas normales del Terciario con orientación noreste, que configuran estructuras de graben, las cuales se extienden desde Guadalajara en dirección a Aguascalientes y Zacatecas, afectando la región sur de la

Provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (Figura 4b, 50). Debido a su localización y su coincidencia con la distribución de la corteza en la región, es posible considerar que el área localizada en la Mesa Central del Oeste se encuentre adelgazada por haber sido afectada por deformación extensional que alcanzó un nivel más profundo en la corteza.

2. Al igual que la región del Oeste de la Mesa Central, los resultados de la configuración de la corteza muestran que existe otra zona de corteza adelgazada con distribución noreste en la región entre la Sierra de Catorce y la Sierra de Charcas, en las inmediaciones del límite entre provincias. En esta región se localiza la traza del S F Taxco-San Miguel de Allende, por lo que existe posibilidad de que las estructuras de deformación de éste sistema también hubieran causado un adelgazamiento de la corteza, aunque a menor escala, en dicha región.

3. Con respecto a las estructuras con orientación NW del S SL-TEP, las implicaciones en la distribución de la corteza se asocian principalmente a la presencia de la región de corteza más gruesa localizada al sur de la Mesa Central, en el Bloque Pinos-La Ballena. Se considera que esta estructura configura un bloque estructural limitado al norte por las estructuras NW y en sus extremos por estructuras NNE, dentro de la cual la deformación pudo haber sido más superficial, en comparación con la corteza de los alrededores. Otra posibilidad, es que se trata de una corteza engrosada debido a la presencia de más magmatismo silíceo del Terciario, como evidencia la cubierta de rocas que afloran en esta zona.

4. Adicionalmente, observamos que dentro de la región centro y norte del área de estudio, los sistemas con orientación NW constituidos por el S San Tiburcio-Santo Domingo y Ciudad del Maíz y S Cedral-Miquihuana, pudieran estar asociados a la presencia de un cambio de orientación y desplazamiento en la distribución de la corteza, visible en las regiones del Este de la Sierra Madre Oriental; Sierra de San Rafael-Milagro de Guadalupe; el Bloque de Charcas Sierra de Catorce y Estación Vanegas-Estribo. Como se muestra en la figura 54, estos aparentes desplazamientos parecen acomodados en los sistemas de fallas a través de desplazamientos laterales derechos. Así mismo, se observa que en esta zona se han inferido algunas estructuras con componente lateral derecha, como se presenta al noreste de Sierra de Catorce y entre Matehuala y Sierra de San Rafael. Movimientos laterales derechos han sido descritos para la región en el modelo de cizalla dextral, la cual se infiere fue generada

a consecuencia de relajación cortical después de la Orogenia Laramide (Tristán-González et al., 2009). En dicho modelo estructuras con orientación NNW y NNE acomodaron desplazamientos laterales derechos durante el Paleoceno al Eoceno Temprano; las estructuras formadas fueron afectadas posteriormente por fallas normales lístricas de alto ángulo con orientación NW-SE durante el Eoceno Medio. Con este modelo podrían explicarse la presencia de desplazamientos laterales derechos en el área de estudio.

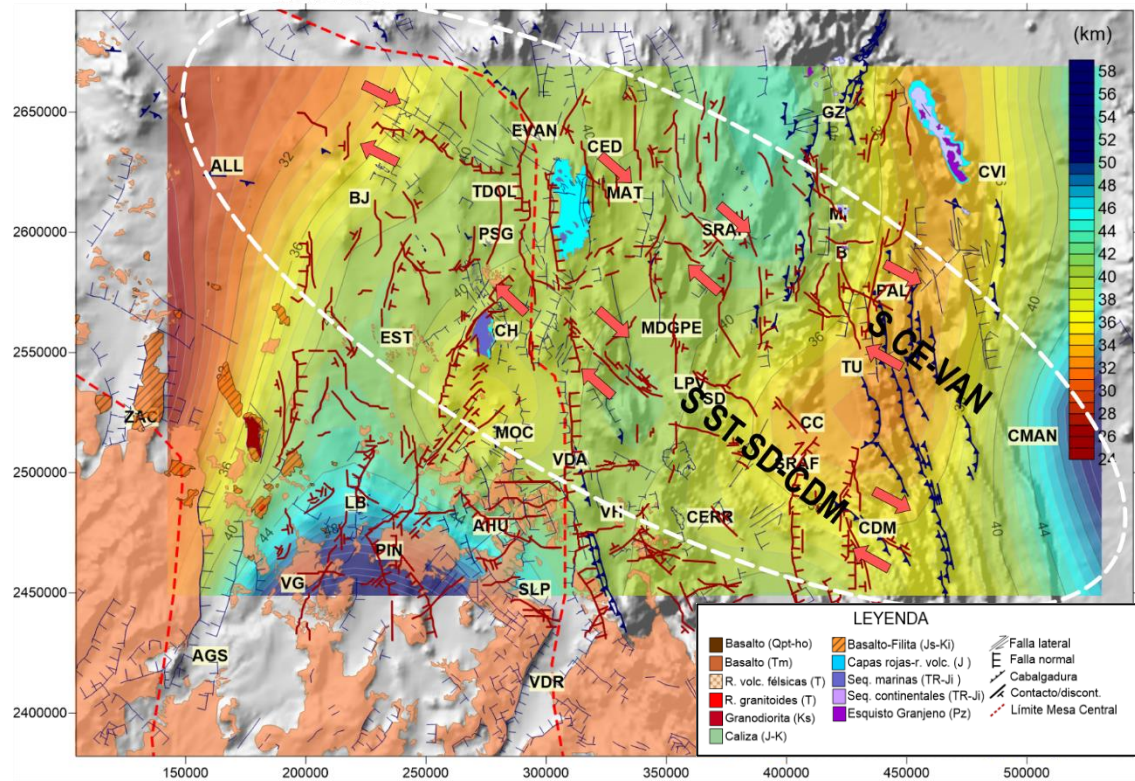


Figura 54. Configuración del espesor de la corteza vs elementos estructurales regionales interpretados en este trabajo (rojo) y previamente descritos (azul). Nótese la inferencia de posibles desplazamientos en la distribución de la corteza en una zona con orientación NW (región punteada) que pudieran explicarse por movimientos laterales derechos en el Sistema San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz y el S. Cedral-Vanegas.

Por otro lado, de acuerdo con Adreani et al. (2014) el SF SL-TEP, paralelo a los sistemas anteriores, presentó una componente lateral izquierda durante la extensión del Terciario. Así mismo, Mitre-Salazar (1989) interpretan a la falla San Tiburcio como una falla lateral izquierda que afectó las estructuras laramídicas de la región, no obstante trabajos realizados en las inmediaciones de Peñasquito, Zacatecas (Sanchez, 2017) informan que no observan movimientos laterales en las unidades del Jurásico-Cretácico, aunque identificaron que estas estructuras acomodaron extensión durante el Terciario Tardío.

La presencia de sistemas estructurales transcorticales en esta región, concuerda con la hipótesis que sugiere la presencia de discontinuidades que afectan la base de la corteza y manto superior, las cuales facilitaron el ascenso rápido de magmas alcalinos a la superficie. (Aranda-Gómez et al., 2007; Hayob et al., 1989; Luhr and Aranda-Gómez, 1997). Así mismo, la influencia de un sistema de cizalla con afectación a la parte profunda de la corteza y topografía del manto como sugieren los resultados, respalda la posibilidad de deformación dúctil en el manto superior como sugieren las características de algunos xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo (Luhr y Aranda-Gómez et al., 2007).

5. Adicionalmente la configuración de la isoterma de Curie es consistente con un modelo de corteza más delgada tanto en la región de la Mesa Central del Oeste, como en la parte Este de la Sierra Madre Oriental. En el primer caso, las orientaciones dentro de la zona de CPD superficial muestran una configuración predominantemente norte, con variaciones locales al noreste y noroeste. Los límites de la zona de alto gradiente geotérmico en el oeste de la meseta, coinciden con la ubicación del S. Villa García-Benito Juárez; así mismo, es importante destacar que parte de las fallas normales que se extienden en dirección noreste desde el graben de Aguascalientes se localizan dentro de esta zona. Dichos resultados son congruentes con un modelo de corteza adelgazada asociada a un conjunto de fallas normales que se extienden desde los Altos de Jalisco, afectando rocas volcánicas del sureste de la Sierra Madre Occidental, hasta la región de Benito Juárez, al norte-centro de la Mesa Central. En el caso la región del Este de la Sierra Madre Oriental, los resultados muestran que la zona de CPD más somero se limitan a la región este del frente de cabalgaduras y no concuerdan con la zona de fallas localizadas dentro del Sistema General Zaragoza-Tula-Ciudad del Maíz, lo que podría sugerir que el adelgazamiento de la corteza de esta zona tiene un origen distinto a la tectónica extensional del Cenozoico, como se presentó en las hipótesis anteriores.

Dentro de los resultados de la configuración del CPD, resalta también la presencia de una región con orientación NW, localizada en las inmediaciones de Villa de Arista-Peotillos-Cerritos, donde se obtuvieron las profundidades mínimas a la isoterma (18-30 km). Como se observa en la Figura 55, la presencia de esta zona de alto gradiente geotérmico es consistente con la presencia en superficie de fallas normales con orientaciones NNW a NW que delimitan importantes estructuras de graben como es el caso del graben de Peotillos y de Villa de Arista

(Nieto-Samaniego et al., 1997; Tristán-González et al., 2009; Ferrusquía-Villafranca et al., 2016). Así mismo, en esta región se identifican varias estructuras con orientación NW a E-W asociadas al S. F. San Luis-Tepehuanes y estructuras N, asociadas al S. F. Taxco-San Miguel de Allende. Resalta también la presencia de afloramientos de rocas volcánicas y aparatos volcánicos del Cuaternario, en las inmediaciones de Villa Hidalgo, mismos que han sido interpretados como vulcanismo de intraplaca del Campo Volcánico Ventura. Se considera que el ascenso de estos magmas fue facilitado por estructuras regionales y profundas en la corteza, lo que podría ser apoyado por la presencia de gran cantidad de discontinuidades en la zona. Adicionalmente, la presencia de magmatismo local, relativamente reciente, en esta zona, justifica la presencia de una isoterma al punto de Curie más somera. Este mismo caso se observa en las inmediaciones de los campos de Los Encinos y Santo Domingo aunque la respuesta en el CPD no es tan marcada (Figura 55).

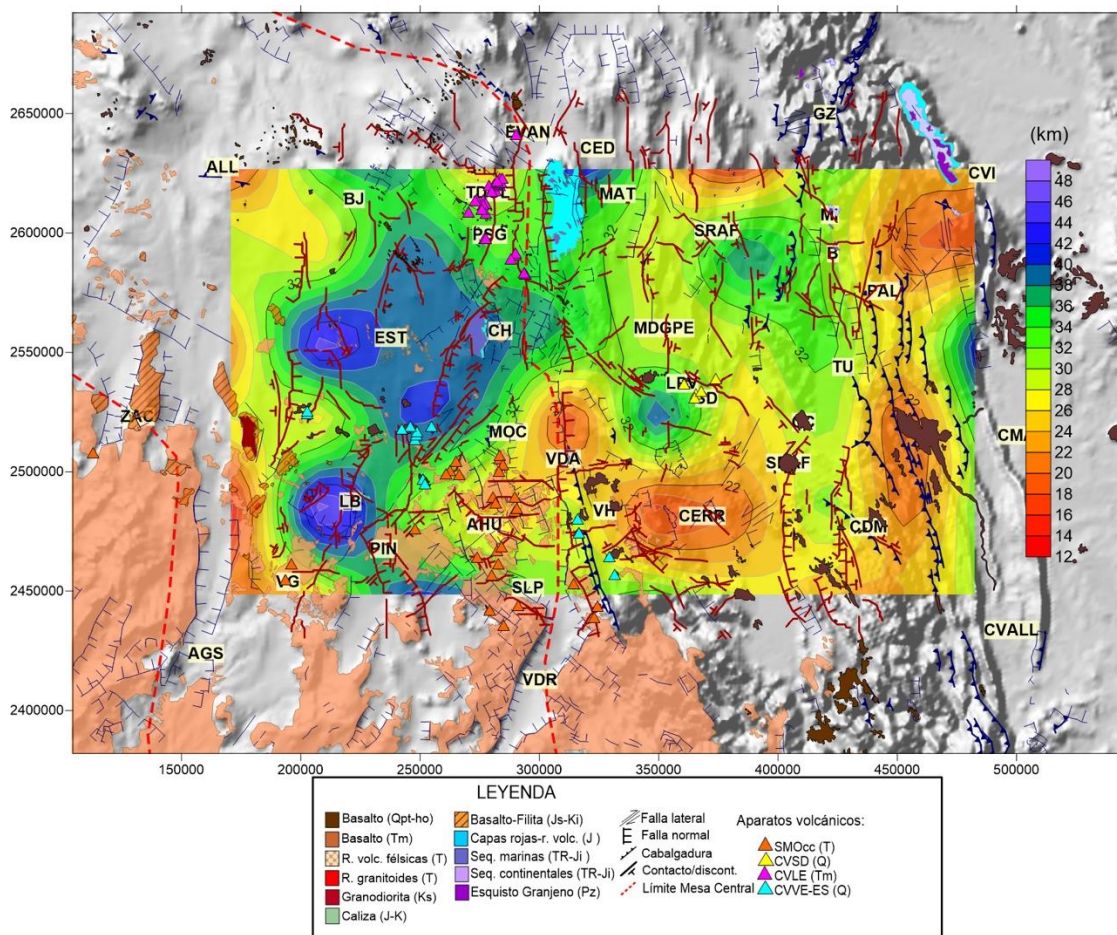


Figura 55. Isotherma de Curie vs elementos estructurales regionales interpretados en este trabajo (rojo) y previamente descritos (azul); así como principales estructuras volcánicas localizadas en la región.

8. Conclusiones

De manera general, el objetivo perseguido en este trabajo fue caracterizar la configuración de la corteza terrestre en la región comprendida entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, tanto en términos de espesores, de sus características geotérmicas y de su posible relación con rasgos estructurales regionales expuestos en la superficie.

En este contexto, los resultados de este trabajo muestran que fue posible obtener un modelo de dichas características en el área de estudio, por medio del empleo de herramientas geofísicas e interpretación geológica de datos asociados a los campos potenciales gravimétrico y magnético.

Uno de los resultados principales fue la obtención de un nuevo modelo de la configuración del espesor de la corteza, es decir, la profundidad al Moho, mediante el análisis de discontinuidades gravimétricas a través de técnicas de análisis espectral en datos gravimétricos satelitales. La obtención de un nuevo modelo del espesor de la corteza, con mayor resolución (60 x 60 km), permitió conocer e interpretar a detalle, las características de la topografía del Moho bajo las provincias fisiográficas antes mencionadas. Dicho resultado, aunado a la configuración de la isoterma de Curie obtenida y la elaboración de modelos geofísico-geológicos a lo largo del área de estudio permitieron discriminar entre los modelos previamente presentados, así como inferir las posibles implicaciones geodinámicas asociadas a la configuración de la corteza en el límite entre ambas provincias. Adicionalmente, la caracterización de las principales discontinuidades geofísico-estructurales, que afectan la estructura profunda de la corteza, y que en algunos casos incluso son visibles como regiones de alto gradiente en la topografía del Moho, permitió inferir los posibles efectos de los eventos de deformación en la estructura de la corteza, así como la presencia de posibles contactos tectónicos y/o límites de bloques corticales.

Dentro de los hallazgos principales destacan:

1. Los resultados con relación a el espesor de la corteza, al gradiente geotérmico y profundidad a la isoterma de Curie y el análisis del modelo isostático residual de Airy-Heiskanen. Todo esto reveló la presencia de una vasta región que se extiende bajo el este

de la Mesa Central, caracterizada por corteza comparativamente más gruesa, con respecto a corteza más delgada localizada en el extremo este de la Sierra Madre Oriental.

La presencia de corteza más gruesa bajo la meseta es consistente con la presencia de valores negativos en el modelo isostático residual de Airy-Heiskanen, ya que esos implican un estado de “sobrecompensación” isostática. Es decir, el exceso de masa debido a una raíz cortical engrosada bajo la meseta, con respecto a la masa topográfica en la superficie, genera dicho estado isostático. Cabe mencionar, que la presencia de mayores elevaciones en la Mesa Central, respecto a las provincias vecinas, puede ser explicado por el proceso de sobrecompensación, ya que un exceso de masa en la raíz de la corteza implica un ascenso del terreno en búsqueda del equilibrio isostático. En el caso contrario, en la región de la Sierra Madre Oriental, se localizan valores positivos en las anomalías isostáticas que implicarían descompensación isostática.

En el caso de profundidad al punto Curie, los resultados muestran una isoterma más profunda en la región de la Mesa Central del Este, con respecto al extremo oriental del sistema de cabalgaduras, que presenta valores más superficiales de CPD. Es importante mencionar, que por sí misma, la profundidad a la discontinuidad de Mohorovicic tiene implicaciones con respecto al gradiente geotérmico, que implica la profundidad de la frontera con el manto superior desde la superficie. En este caso, un Moho más superficial bajo el este de la Sierra Madre Oriental, es consistente con un CPD más cercano a la superficie, que, en el caso del este de la Mesa Central, donde el Moho se localiza a mayor profundidad.

2. Aunque los resultados de la modelación 2D permitieron descartar el modelo 1 (Szwilius et al., 2019), que representa un Moho relativamente plano, estos arrojaron errores similares en los modelos 2 (Bartolini y Mickus, 2001) y 3 (Campos-Enríquez et al., 1992; Kerdan, 1992). No obstante, de acuerdo con los hallazgos presentados en el punto anterior, fue posible concluir que los resultados concuerdan con la hipótesis presentada en el modelo 2, el cual describe la presencia de corteza más gruesa bajo en la Mesa Central y más delgada bajo el este de la Sierra Madre Oriental. Por otro lado, los resultados son incongruentes con el modelo 3, que expone la presencia de corteza uniformemente adelgazada bajo la meseta, en comparación con corteza más delgada bajo la Sierra Madre Oriental. Más aún, los

resultados del gradiente geotérmico en la región, contradicen la teoría de la presencia de manto astenosférico en la base de la corteza bajo la meseta, presentada por dicho modelo, ya que dicha configuración implicaría una isoterma de Curie muy cercana a la superficie y, consecuentemente un gradiente geotérmico elevado en esa región de la provincia.

3. Además de los modelos discutidos, se identificó la presencia una zona de corteza más delgada, bajo el extremo occidental de la Mesa Central, la cual es consistente con valores de CPD superficial. Dicha configuración muestra que existen variaciones de espesor en la corteza bajo la Mesa Central, y no se puede considerar como una región de corteza con un grosor uniforme. Más aún, los resultados muestran que la región de estudio exhibe una configuración predominantemente noreste, con altos y bajos en la profundidad al Moho distribuidos principalmente con dicha orientación.

4. La presencia de orientaciones predominantemente noreste, no sólo es visible en la configuración de la profundidad al Moho, sino también en la isoterma de Curie, además de configurar una respuesta predominante en la estructura del basamento gravimétrico a diferentes profundidades, lo que implica que está presente en la estructura geológica superficial y profunda de la corteza del área de estudio.

5. Las hipótesis que explican las variaciones en el espesor de la corteza en el área de estudio, pueden ser explicadas a través de dos escalas; a) por medio de un modelo tectónico regional que explica la distribución general en la configuración de la corteza; o bien b) describiendo los procesos de engrosamiento y/o adelgazamiento de la misma, que pudieran explicar la presencia de regiones de corteza comparativamente más delgada o más gruesa. Las conclusiones relacionadas con dichas hipótesis se describen a continuación:

I. predominantemente noreste en la distribución de espesores en la corteza podría reflejar la huella de un rift continental desarrollado durante el Jurásico Temprano-Medio, que se asoció a la atenuación litosférica del margen ecuatorial de Pangea. En este modelo, la divergencia progresiva de Norte y Sudamérica generó un régimen de transtensión con fallas normales, que afectaron la región que hoy es el este de México. Dicho evento dio como resultado la configuración de gran cantidad de estructuras transtensionales adentro de un régimen con componente lateral derecha, acomodadas en un sistema de cizalla

con orientación principal NNW (Fig. 52). En este contexto, la presencia de una alternancia de bloques de corteza adelgazados y bloques de corteza más gruesa alineados en dirección noreste, es consistente tanto con el mismo régimen extensional, que produciría adelgazamiento de la corteza en dirección NE; como por adelgazamiento de la corteza en un sistema de cizalla NNW, ya que dentro de dicho sistema se acomodarían fallas normales en dirección NE. Adicionalmente, se ha propuesto un modelo de cizalla dextral configurado en el límite entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, instaurado durante el Eoceno Temprano, al cual se asocia la presencia de las estructuras regionales La Pendencia y Ahualulco. Dado que este caso describe un evento tectónico local posterior al rift del Jurásico, es posible que el sistema de cizalla se haya desarrollado por reactivación de las estructuras antiguas en el basamento.

II. La tectónica extensional del Basin and Range parece tener implicaciones en el espesor de la corteza dentro de la Mesa Central. Al oeste de la misma, la presencia de corteza adelgazada es consistente con un conjunto de fallas normales que se extienden desde la región de los Altos de Jalisco, hasta el sureste del área de estudio, en las inmediaciones de Aguascalientes y Zacatecas. Así mismo, los resultados geofísicos sugieren que el sistema de deformación continúa extendiéndose hacia el noreste, a través de un conjunto de discontinuidades que denominamos Sistema Villa García-Benito Juárez.

III. Respecto a los procesos asociados a engrosamiento de la corteza, que pudieran explicar la presencia de corteza más gruesa bajo el este de la Mesa Central, con espesores máximos en su región sureste, la explicación más plausible parece asociarse a la distribución del magmatismo de la Sierra Madre Occidental. Este magmatismo afectó la meseta durante el Paleógeno y su distribución es evidente por la presencia de una extensa cubierta de rocas volcánicas silíceas, distribuidas principalmente en la región septentrional de la provincia (al sur del S. F. San Luis-Tepehuanes). En contraste, dentro de la Sierra Madre Oriental, las evidencias de afloramientos de este magmatismo son escasas o nulas, por lo que se espesaría una corteza comparativamente más delgada. Así mismo, resalta el hecho de que la distribución de los valores máximos en el espesor de la corteza se localizan en la región sur de la Mesa Central, área donde se localizan importantes secuencias de rocas volcánicas, los que es congruente con la hipótesis de un mayor engrosamiento de la corteza asociado a la presencia de más magmatismo silíceo del Terciario en la región. Más aún, el hecho de que

el magmatismo es relativamente antiguo (~30 Ma) explicaría la presencia de una isoterma de Curie profunda, ya que la corteza ya ha experimentado enfriamiento durante un tiempo considerable.

IV. La presencia de corteza significativamente más delgada, localizada al en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, parece ser consistente con la distribución inferida del arco magmático Permo-Triásico. Por lo tanto, un proceso de delaminación de la corteza asociado a dicho arco, podría explicar la distribución de corteza adelgazada bajo el este del sistema de cabalgaduras, ya que implica la remoción de corteza en dicha zona. Otra posibilidad para explicar esta distribución, es un proceso de remoción de la corteza debido a una mayor tasa de erosión en la superficie del sistema montañoso, con respecto a aquella localizada en la meseta. Esta hipótesis es respaldada por la presencia de una precipitación significativamente más abundante en la región este de la Sierra Madre Oriental, con respecto a la meseta, considerada una región árida con precipitación escasa.

6. La caracterización de los sistemas estructurales regionales permitieron determinar los rasgos estructurales de la corteza a profundidad, e incluso la relación de algunas de estas estructuras con la topografía del Moho, destacando las siguientes conclusiones.

I. Se confirmó la presencia de estructuras regionales con orientación NE, e.g. Lineamiento Charcas y Lineamiento La Pendencia, consistentes tanto con el límite de bloques de basamento a diferentes profundidades, como con zonas de alto gradiente en la topografía del Moho y la distribución de dominios en la isoterma de Curie. La profundidad de estas estructuras y su correlación con las diferentes superficies geológico-geofísicas sugiere se trata de fallas corticales que afectaron la base de la corteza, pero que además tienen implicaciones en la estructura geológica superficial dentro de la Mesa Central y límite occidental de la Sierra Madre Oriental. Por su dinámica y cinemática es posible que estén asociadas al modelo de rift intracontinental del Jurásico aunque que podrían tener influencia en eventos tectónicos de deformación posteriores.

II. El SF Taxco-San Miguel de Allende fue anteriormente propuesto como una estructura consistente con una región de alto gradiente en el Moho (Nieto-Samaniego et al., 2005), asociada al límite oriental de la región de corteza adelgazada

localizada bajo la Mesa Central, respecto a la corteza más gruesa en la Sierra Madre Oriental. Como se mencionó anteriormente, nuestros resultados no respaldan este modelo; sin embargo, la presencia de dicho sistema sigue siendo un rasgo importante en la estructura de la corteza profunda del área de estudio. Su influencia es reflejada por las anomalías gravimétricas tanto someros como profundas; en la distribución del Moho y en las distintas superficies que representan heterogeneidades dentro de la corteza. Así mismo, su presencia destaca mayormente en la región centro-sur donde los resultados muestran una mayor profundidad de las estructuras y existe un mayor gradiente en la topografía del Moho; mientras que en el extremo norte, el gradiente es más suave y los datos de profundidad arrojan valores más someros.

III. El SF San Luis-Tepihuanes fue confirmado a través de la presencia de discontinuidades geofísicas cuya respuesta alcanza profundidades máximas de hasta 40-45 km, lo que implica que es una estructura de dimensiones corticales. Su presencia es consistente con una región de alto gradiente en el Moho, que separa la zona de corteza gruesa localizada en la región meridional de la Mesa Central, y corteza más delgada en la zona septentrional.

IV. El Sistema General-Zaragoza-Tula configura uno de los sistemas nuevos identificados en este trabajo. Tienen un rumbo NNE y se localiza en el borde occidental de la región de antepaís del sistema de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Su distribución es consistente con la presencia de un contacto de alto gradiente en el Moho, localizado entre la zona de corteza más delgada al este de la Sierra Madre Oriental en la región, y la región de corteza más gruesa al occidente del frente de cabalgaduras. Es decir, su traza es consistente con el alto gradiente en el Moho que se representa en el modelo 2 y que es el modelo que consideramos describe mejor la configuración de la corteza en el área de estudio.

V. Aunque el Sistema Villa García-Benito Juárez configura un conjunto de estructuras que no habían sido previamente identificadas, se infiere que podría ser una continuación del sistema de fallas normales que se extiende en dirección NE desde los Altos de Jalisco, hasta las ciudades de Aguascalientes y Zacatecas. Se considera que este sistema tiene implicaciones importantes en el espesor de la corteza, al ser consistente con la presencia de una región de corteza más delgada localizada en la Mesa Central del Oeste.

VI. Los sistemas San Tiburcio-Santo Domingo-Ciudad del Maíz y Cedral-Miquihuana, son paralelos entre sí, tienen una con orientación NW y afectan el centro y norte del área de estudio. Por sus características, se considera que están genéticamente relacionados, ya que ambos son discontinuidades con implicaciones a nivel cortical que aparentemente acomodaron desplazamientos laterales derechos que posiblemente afectaron la estructura profunda de la corteza.

9. Referencias

Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 1435–1444.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002a. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vassallo, L.F., Xu, S., 2002b. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 55 (1), 12–29.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 57 (1), 65–82.

Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Casas-Peña, J.M., 2019. Novillo metamorphic complex, Huizachal-peregrina anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: characterization and development based on wholerock geochemistry and Nd-isotopic ratios. *J. S. Am. Earth Sci.* 96 (1023282), 17.

Anderson, T. H., Schmidt, V. A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 94-966.

Andreani L., 2008. Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récente: La limite nord du Bloc Sud Mexicain. *Tectonique. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, Francés.*

Andreani, L., Gattacceca, J., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., Demory, F., 2014. Counterclockwise rotations in the Late Eocene–Oligocene volcanic fields of San Luis Potosí and Sierra de Guanajuato (eastern Mesa Central, Mexico). *Tectonophysics*, 637, 289-304.

Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A. F., 1989. Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 8 (1), 33–46.

Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998. Paleogene extension in the southern basin and range province of Mexico: syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district. *Int. Geol. Rev.* 40 (2), 116–134.

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000a. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* LIII, 59–71.

Aranda-Gómez, J.J., Torres-Hernández, R., Carrasco-Núñez, G., Aguilón-Robles, A., 2000b. Contrasting styles of laramide folding across the west-central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 17 (2), 97–111.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005. El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 57 (3), 187–225.

Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G., Aguilón-Robles, A., 2007. The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 24 (2), 216–233.

Babault, J., Teixell, A., 2007. El relieve de los Pirineos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15(2), 135-150.

Barboza, J. R., Hoppe, M., Gómez, M., Martínez, P. R. 2004. Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 299-319.

Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L. D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: tectonic setting and provenance. *Geosphere* 6 (5), 621–640.

Barde-Cabusson, S., Bolós, X., Pedrazzi, D., Lovera, R., Serra, G., Martí, J., Casas, A. 2013. Electrical resistivity tomography revealing the internal structure of monogenetic volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2544-2549.

Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2005. Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to northern South America. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, vol. 79. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 427–461.

Bhattacharyya, B.K., Leu, L., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 80 (32), 4461–4465.

- Blakely, R. J., Simpson, R. W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7), 1494-1498.
- Bonner, J.L., Herrin, E.T., 1999. Surface wave studies of the Sierra Madre Occidental of northern Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 (5), 1323–1337.
- Botero-Santa, P., Xu, S., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., 2020. Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1), e011019.
- Braun, J., 2010. The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geosci.* 3, 825–833.
- Campos-Enríquez, J.O., Kerdan, T., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E., Alday-Cruz, R., 1992. Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer. *GEOS, Bol. Unión Geofísic. Mexic.* 75–76.
- Campos-Madrugal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., 2013. Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30 (1), 34–50.
- Carrillo-Bravo, J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal -Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.* XIII (1 y 2), 1–98.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles–San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 23, 102 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1982. Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.* 34 (1), 21–46.
- Centeno-García, E., 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: constraints on terrane analysis and paleogeography. In: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (Eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*, vol. 393. Geological Society of America Special Paper, pp. 233–258. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.233>, 8.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 14 (2), 244–260.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. In: Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W. (Eds.), *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*, vol. 436. Geological Society of America Special Paper, 279–308.

- Chávez, R.E., Lazaro-Mancilla, O., Campos-Enríquez, J.O., Flores-Márquez, E.L., 1999. Basement topography of the Mexicali Valley from spectral and ideal body analysis of gravity data. *J. S. Am. Earth Sci.* 12 (6), 579–587.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Arvizu-Gutiérrez, I.R., 2005. La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* LVII (1), 27–52.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., and Yta, M., 1988. Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ámmonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, v. 21, p. 125–135.
- Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.J., de Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening, *Sedimentary Geology*, v. 86, 1–2, 1993, p. 77-89, ISSN 0037-0738.
- Coney, P.J., 1987. The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 28 (1), 177–186.
- Cooper, G.R.J. and D.R. Cowan, 2008. Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics* , 73(3), H1-H4
- Cordell, L. and Grauch, V.J.S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps*. Society of Exploration Geophysicists, 181-197.
- Daley, E. E., DePaolo, D. J., 1992. Isotopic evidence for lithospheric thinning during extension: Southeastern Great Basin. *Geology*, 20(2), 104-108.
- Danielson, T.J., 2000. Age, paleotectonic setting, and common Pb isotope signature of the volcanogenic massive sulfide deposit, southeastern Zacatecas State, central Mexico [M.S. thesis]: Vancouver, University of British Columbia, 120 p.
- De Cserna, Z., 1989. In: Bally, A.W., Palmer, A.R. (Eds.), *An Outline of the Geology of Mexico, The Geology of North America -An Overview*, A. The Geological Society of America, Boulder, Colorado, 233–264.
- De Cserna, Z., Graff, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 1977. Alóctono del Paleozoico Inferior en la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas, 1. *Boletín Del Instituto de Geología de La Universidad Nacional Autónoma de México*, 33–43.
- Dhaoui, M., Gabtni, H., 2014. Depth to basement analysis from gravity field over the Guelb Ahmer horst (Ghadames petroleum province, Southern Tunisia, North Africa). *IOSR J. Appl. Geol. Geophys.* 2 (5).
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. In: Matthews, V. (Ed.), *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States*, 355–366.

- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142–1160.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K., 2005. Deformational history of the Granjeno schist, Ciudad Victoria, Mexico: constraints on the closure of the rheic ocean? *Int. Geol. Rev.* 47 (9), 920–937.
- Eguiluz, S., Aranda, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre oriental, México. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* LIII, 1–26.
- Ernst, W.G., 2004. Regional crustal thickness and precipitation in young mountain chains. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 101 (42), 14998–15001.
- Espíndola, V. H., Quintanar, L., Espíndola, J. M., 2017. Crustal structure beneath Mexico from receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5), 2427–2442.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen Occidental de Norteamérica. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 3, 343–378.
- Ferrari, L., Castillo-Reynoso, J.C., Orozco-Esquivel, T., Silva-Fragoso, A., 2018. Digital geologic map and geochronologic, geochemical and geothermal database of the south-eastern part of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Terra Digit.* 2 (2).
- FitzGerald, D., A. Reid and P. McInerneya, 2004. New discrimination techniques for Euler Deconvolution. *Computers Geosciences*, 30: 461-469.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-cabello, G., 2018. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth Sci. Rev.*
- Fix, J.E., 1975. The crust and upper mantle of Central Mexico. *Geophys. J. Int.* 43 (2), 453–499.
- Flament, N., M. Gurnis, and R. D. Müller, 2013. A review of observations and models of dynamic topography, *Lithosphere*, 5, 189– 210,.
- Flament, N., 2014. Linking plate tectonics and mantle flow to Earth's topography, *Geology*, 42, 927– 928.
- Foley, S.F., Buhre, S., Jacob, D.E., 2003. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. *Nature* 421 (6920), 249–252. <https://doi.org/10.1038/nature01319>.
- Fries Jr., C., Rincón-Orta, C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría, vol. 73. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, pp. 57–133, 2.

- Frost, C.D., Bell, J.M., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., 2001. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology* 29 (6), 515–518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0515:cgbmui>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0515:cgbmui>2.0.co;2).
- Galván-Ramírez, I. N., Montalvo-Arrieta, J. C., 2008. The historical seismicity and prediction of ground motion in Northeast Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 37-48.
- García, E., 2003. Distribución de la precipitación en la república Mexicana, vol. 50. *Investigaciones Geográficas, Boletín Del Instituto de Geografía, UNAM*, pp. 67–76..
- Gómez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., Tejero, R., Ruiz, J., 2011. Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123 (7–8), 1247–1257.
- Goussi Ngalamo, J.F., Sobh, M., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E., Ekodeck, G. E., 2018. Lithospheric structure beneath the Central Africa Orogenic Belt in Cameroon from the analysis of satellite gravity and passive seismic data. *Tectonophysics* 745, 326–337.
- Gromet, P., Silver, L.T., 1987. REE variations across the peninsular ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrol.* 28 (1), 75–125.
- Guzmán, E.J., De Cserna, Z., 1963. Tectonic history of Mexico. In: Childs, O.E., Beebe, B. W. (Eds.), *Backbone of the Americas-Tectonic History from Pole to Pole*. American Association Petroleum Geologist, pp. 113–129.
- Gvirtzman, Z., Faccenna, C., Becker, T.W., 2016. Isostasy, flexure, and dynamic topography. *Tectonophysics* 683, 255–271.
- Hales, A.L., Helsey, C.E., Nation, J.B., 1970. P travel times for an oceanic path. *J. Geophys. Res.* 75 (35), 7362–7381.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.* 100 (B6), 10271–10286.
- Hayob, J.L., Essene, E.J., Ruiz, J., Ortega-Gutiérrez, F., Aranda-Gómez, J.J., 1989. Young high-temperature granulites from the base of the crust in central Mexico. *Nature* 342, 265–268.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992. The real southern basin and range: mid- to late-Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20 (8), 701–704.
- Huang, J., Zhao, D., Zheng, S., 2002. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), ESE-13.

- Jordan, T.A., Ferraccioli, F., Ross, N., Corr, H.F.J., Leat, P.T., Bingham, R.G., et al., 2013. Inland extent of the Weddell Sea Rift imaged by new aerogeophysical data. *Tectonophysics* 585, 137–160.
- Karakhanian, A., Djrashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., Avagian, A., 2002. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 319-344.
- Kay, R.W., Mahlburg Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219 (1–3), 177–189.
- Kelemework, Y., Fedi, M., 2019. Spectral analysis of potential field data for depth estimation. 105 Congresso Nazionale della Società Italiana di Fisica. <https://www.sif.it/staticSIF/resources/public/files/congr19>.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *Int. Geol. Rev.* 46, 765–794.
- Kerdan, T., 1992. Estructura de la Corteza y Manto Superior en el Norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México). Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Khattach D., Houari, M.R., Corchete, V., Chourak, M., El Gout, R., Ghazala, H., 2013. Main crustal discontinuities of Morocco derived from gravity data, *Journal of Geodynamics*, 68, 37-48, ISSN 0264-3707.
- Kivior, I., Boyd, D., 1998. Interpretation of aeromagnetic experimental survey in the Eromanga/Cooper Basin. *Can. J. Explor. Geophys.* 34 (1–2), 58–66.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1980. Cartografía geológica hoja Santa María del Río, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 67, 32 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1987. Cartografía geológica 1:50000 Hoja Salitrera, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 94, 1-85.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M.E., 2013. Update on CRUST 1.0: a 1-degree global model of Earth's crust. *Geophys. Res. Abstr.* 15, 2658. EGU2013.
- Legorreta, O. Q., 1992. Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 10(1), 6-25.
- Leseane, K., Atekwana, E.A., Mickus, K.L., Abdelsalam, M.G., Shemang, E.M., Atekwana, E.A., 2015. Thermal perturbations beneath the incipient okavango rift zone, northwest Botswana. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 120 (2), 1210–1228.

- Liu B., Feng S., Ji, J., Shi, J., Tan, Y., Li, Y., 2015. Fine lithosphere structure beneath the middle-southern segment of the Tan-Lu fault zone[J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 58(5): 1610-1621.
- López-Loera, H., Aranda-Gómez, J.J., Arzate, J.A., Molina-Garza, R.S., 2008. Geophysical surveys of the Joya Honda maar (México) and surroundings; volcanic implications. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 170 (3–4), 135–152.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A. Ortega-Obregón, C., 2012. Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 243–263.
- Luhr, James F., Aranda-Gómez, J.J., 1997. Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity. *J. Petrol.* 38 (8), 1075–1112.
- Manea, M., Manea, V.C., 2011. Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico. *Pure Appl. Geophys.* 168 (8–9), 1489–1499.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2018. Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38–55.
- Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19 (1), 37–50.
- Maus, S., Dimri, V., 1996. Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields? *Geophys. J. Int.* 124 (1), 113–120.
- Mitre-Salazar, L.M., 1989. La megafalla laramídica de San Tiburcio, Estado de Zacatecas: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 8, 47-51.
- Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *J. Geodyn.* 17 (4), 181–201.
- Molnar, P., P. C. England, and C. H. Jones, 2015. Mantle dynamics, isostasy, and the support of high terrain, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 1932–1957.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29 (7), 579–582.
- Morán-Zenteno, D., Caballero-Miranda, C., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, González-Torres, E., 1993. Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico. *Geofis. Int.* 23, 453–473.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., and Ross, K.V., 2003, U-Pb zircon age and Pb isotopic constraints on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of central Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, no. 4, p. 61.

- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997. La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 14 (1), 13–25.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3), 347-363.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí í Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Bolet. Soc. Geol. Mexic.* 57 (3).
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J.G., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico: *Geological Society of America Bull.*, 111(3), 347–363.
- Nieto Samaniego, Á.F., Alaniz Álvarez, S.A., Labarthe Hernández, G., 1997. La deformación Cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 13–25.
- Núñez G., Aranda-Gómez J.J., Smith I.E.M., 2017. *Monogenetic Volcanism*. Geological Society, London, Special Publications, 446.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a proterozoic microcontinent accreted to north America during the late paleozoic. *Geology* 23(12), 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L., 2018. The Pre-mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth Sci. Rev.* 138, 2–37.
- Paulsen, T. S., Wilson, T. J., 2010. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics*, 482(1-4), 16-28.
- Pantoja-Alor, J., 1972. La formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango. *Mem. Segunda Conv. Nacl. Soc. Geol. Mexic.* 25–31
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2008. An Earth Gravitational Model to Degree 2160_EGM 2008. General Assembly of the European Geoscience Union, Vienna, Austria, 2008.
- Pelletier, J.D., DeCelles, P.G., Zandt, G., 2010. Relationships among climate, erosion, topography, and delamination in the Andes: a numerical modeling investigation. *Geology* 38 (3), 259–262.

Pindell, J. L., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. In K. H. James, M. A. Lorente, J. L. Pindell (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate: Geological Society of London Special Publication* (Vol. 328, pp. 1–55). London, UK: The Geological Society.

Quintero-Legorreta, O., 1992. Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 10, 6-25.

Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. T., Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.

Reid, A., FitzGerald, D., McInerny, P., 2003. Euler deconvolution of gravity data. In 2003 SEG Annual Meeting. OnePetro.

Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S., 2005. The tuzancoa formation: evidence of an Early Permian submarine continental arc in east-central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 47 (9), 901–919.

Rosales-Rodríguez, J., Bandy, W.L., Centeno-García, E., 2014. Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 31 (2), 190–202.

Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F., 2011. Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere* 7 (1), 159–170.

Rudnick, R.L. y Gao, S., 2003. The Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K., Eds., *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3, The Crust, Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64.

Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100(2), 274-281.

Russo, R.M., Speed, R.C., 1994. Spectral analysis of gravity anomalies and the architecture of tectonic wedging, NE Venezuela and Trinidad. *Tectonics* 13 (3), 613–622.

Saucedo, R., Macías, J. L., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Gómez-Villa, W., Rivera-Olguín, E., Castro-Govea, R., Carrasco-Núñez, G., 2017. Mixed magmatic–phreatomagmatic explosions during the formation of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 255-279.

Sanchez, S., 2017. *The Mineralogy, Paragenesis and Alteration of the Camino Rojo Deposit, Zacatecas, Mexico* (Doctoral dissertation, University of Nevada, Reno).

Saucedo, R., Macías, J.L., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Gómez-Villa, W., Rivera-Olguín, E., Castro-Govea, R., et al., 2017. Mixed magmatic–phreatomagmatic explosions during the

formation of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, Mexico. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 446 (1), 255–279.

Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition in Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, v. 118, p. 63–84.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153 p.

Servicio Geológico Mexicano, 1996. Carta Geológico-Minera Matehuala. Escala 1: 250,000, México.

Servicio Geológico Mexicano, 1998. Carta Geológico-Minera San Luis Potosí. Escala 1: 250,000, México.

Servicio Geológico Mexicano, 1999. Carta Geológico-Minera Ciudad Mante. Escala 1: 250,000, México.

Servicio Geológico Mexicano, 2004. Carta Geológico-Minera Ciudad Victoria. Escala 1: 250,000, México.

Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H., Bellier, O., 2012. Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31(3).

Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C., Al, L.B., 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 50 (1), 75–101.

Silver, L.T., Anderson, T.H., 1974. Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin: *Geological Society of America Abstracts and Programs*, 6, 955-956.

Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35 (2), 293–302.

Szwillus, W., Afonso, J.C., Ebbing, J., Mooney, W.D., 2019. Global crustal thickness and velocity structure from geostatistical analysis of seismic data. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 1–27.

Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461–470.

Tassis, G.A., Papazachos, C.B., Tsokas, G.N., Tziavos, I.N., Vasiljević, I., Stampolidis, A., 2015. Moho Depth Determination of the Adriatic Sea Region Using a New Bouguer Anomaly Database. 8th Congress of the Balkan Geophysical Society, BGS, 2015.

Thompson, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1), 31-37.

Thurston, J. B., Smith, R. S., 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. *Geophysics*, 62(3), 807-813.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999. Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 340, 191–196.

Torres-Sánchez, S.A., Augustsson, C., Jenchen, U., Rafael Barboza-Gudiño, J., Alemán Gallardo, E., Ramírez Fernández, J.A., et al., 2017. Petrology and geochemistry of meta-ultramafic rocks in the Paleozoic Granjeno Schist, northeastern Mexico: remnants of Pangaea ocean floor. *Open Geosci.* 9 (1), 361–384.

Tristán-González, M., 1987. Cartografía geológica “Hoja Tierra Nueva”, SLP. Esc., 1(50,000).

Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., 2009. Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: a geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics* 471 (1–2), 136–152.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico - preliminary report. *Geofisc. Int.* 25 (4), 559–573.

Vélez, S. D., 1990. Un modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México. *Bol. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 40(2), 1-35.

Waldron, J. W. F., 2005. Extensional fault arrays in strike-slip and transtension: *Journal of Structural Geology*, Volume 27, Issue 1, 23-34, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.06.015>.

Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., Dooley, T., 2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26(8), 1608-1623.

Yoshino, T., Okudaira, T., 2004. Crustal growth by magmatic accretion constrained by metamorphic P-T paths and thermal models of the Kohistan arc, NW Himalayas. *J. Petrol.* 45 (11), 2287–2302.

Zhang, D., Lutz, T., 1989. Structural control of igneous complexes and kimberlites: a new statistical method. *Tectonophysics*, 159(1-2), 137-148.

Zhu, L., 2000. Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 179, 1, 183-190, ISSN 0012-821X.