

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geología**

**Modelado gravimétrico para la caracterización geométrica de
las fallas que controlan la cuenca Laguna Salada, Baja
California, México**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Martha Carolina Balbuena Salomón

Ensenada, Baja California, México
2020

Tesis defendida por

Martha Carolina Balbuena Salomón

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. John Mackrain Fletcher
Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar
Codirector de tesis

Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez

Dra. Anamaría Escofet Giansone



Dr. Javier Alejandro González Ortega
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Martha Carolina Balbuena Salomón © 2020

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta Martha Carolina Balbuena Salomón como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Modelado gravimétrico para la caracterización geométrica de las fallas que controlan la cuenca Laguna Salada, Baja California, México

Resumen aprobado por:

Dr. John Mackrain Fletcher
Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar
Codirector de tesis

La cuenca Laguna Salada (CLS) es un graben asimétrico con subsidencia activa que ocurre principalmente a lo largo del margen oriental de la cuenca, en respuesta a la actividad de dos fallas maestras con cizallamiento normal oblicuo derecho. En el norte, la falla Laguna Salada (FLS) es de alto ángulo ($>70^\circ$) con un rumbo NW, y en el sur el *detachment* Cañada David (DCD) es de suave inclinación ($<30^\circ$) con una fuerte traza curvilínea que en promedio tiene una dirección NNW. Ambas fallas acomodan un transporte tectónico con dirección oeste y son responsables de la subsidencia de la cuenca Laguna Salada. Las fallas normales de bajo ángulo (FNBA) como DCD, continúan siendo una de las estructuras geológicas más controversiales y poco entendidas. Hay dos modelos evolutivos (*rolling hinge* y bloques dominó) que explican su génesis y cada uno predice una geometría de falla diferente en la corteza superior y media. En este trabajo, se generaron modelos gravimétricos 2D para caracterizar la geometría de la falla DCD en el subsuelo junto con la geometría de la CLS utilizando un extenso conjunto de datos multidisciplinarios que incluyen perfiles sísmicos de reflexión, pozos exploratorios, datos de anomalía gravimétrica y geología superficial. Los resultados muestran que DCD presenta una curva antilítrica en la corteza superior, y en niveles más profundos de la corteza media e inferior adquiere una curva lítrica, que es consistente con el modelo *rolling hinge* de fallas normales de bajo ángulo. Además, se identificó que la corteza inferior tiene un espesor variable y es más gruesa en las porciones extendidas del transecto de Laguna Salada. Este aumento de espesor en la corteza inferior es consistente con la compensación isostática asociada a con el modo de extensión de núcleos complejos. Estos perfiles indican que el espesor del relleno de la cuenca en la depresión de Laguna Salada incrementa sistemáticamente hacia el este alcanzando un espesor promedio de ~ 2.5 km. Tanto FLS como DCD se acomodan similares cantidades de subsidencia tectónica, que se observa que aumenta localmente junto a los megamulliones sinformales de DCD.

Palabras clave: cuenca, modelo gravimétrico, modelos geológicos, geometría, fallas de bajo ángulo, *rolling hinge*, bloques dominó.

Abstract of the thesis presented by Martha Carolina Balbuena Salomón as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth's Sciences with orientation in Geology.

Gravimetric Modelling for the geometric characterization of the faults that control the Laguna Salada basin, Baja California, Mexico

Abstract approved by:

Dr. John Mackrain Fletcher

Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar

Codirector de tesis

The Laguna Salada basin (LSB) is an asymmetric graben with active subsidence that occurs principally along the eastern basin margin in response to the activity of the two major faults with oblique dextral-normal shear sense. In the north, the Laguna Salada fault (LSF) is a high-angle ($>70^\circ$) fault with a straight NW strike, and in the south, the Cañada David detachment (CDD) is gently dipping ($<30^\circ$) with a strongly curvilinear trace that on average strikes to the NNW. Both faults accommodate west-directed tectonic transport and are responsible for the subsidence of the Laguna Salada basin. Low-angle normal faults (LANFs) like the CDD remain one of the most controversial and poorly understood classes of geologic structures. There are two evolutionary models (rolling hinge and domino blocks) that explain their genesis and each predicts a distinct fault geometry in the upper and middle crust. In this work, 2D gravimetric models were generated to characterize the geometry of the CDD in subsurface along with the geometry of the LSB using an extensive multidisciplinary data set that includes seismic reflection profiles, exploratory wells, gravimetric anomaly and surface geology. The results show that the CDD presents an antilistric bend in the upper crust, and at deeper levels in the middle and lower crust it undergoes a listric bend, which is consistent with rolling hinge model of low-angle normal fault faulting. Additionally we find that the lower crust has a variable thickness and is thicker in the most highly extended portions of the Laguna Salada transect. This thickening of the lower crust is consistent with expected isostatic compensation associated with core-complex mode of extension. These profiles indicate that the thickness of basin fill in Laguna Salada depression increases systematically toward the east reaching thickness of ~ 2.5 km. Both the LSF and CDD accommodate similar amounts of tectonic subsidence, which is observed to locally increase adjacent to synformal megamullions of the CDD.

Key words: basin, gravimetric model, geological models, geometry, Low-angle fault, rolling hinge, domino blocks.

Dedicatoria

*Martha Catalina, Maura, Luz del Carmen y José Manuel
A 3117 km de distancia gracias por siempre ser
mi hogar, mi soporte y mi inspiración.*

*José de Jesús, Malaquías, Petra del Rosario
Por cuidarme desde el cielo*

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado en esta institución, así como al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico brindado a lo largo de mis estudios con el número de becario: 909845.

Primeramente, quiero expresar mi gratitud a Dios por darme fortaleza cuando más lo necesité y cuidar de mí a cada momento.

A mi familia que son lo más valioso y preciado que tengo en la vida, su inmenso amor y apoyo incondicional siempre me han sostenido y confortado ante las dificultades. Los amo infinitamente.

A mis codirectores, al Dr. Mario González Escobar por su paciencia, apoyo y enseñanzas a lo largo del desarrollo de la tesis. Al Dr. John Fletcher Mackrain por creer en mí y siempre impulsarme e inspirarme a ser una mejor estudiante.

A mi comité de tesis, al Dr. Carlos Reinoza Gómez, por su amable disposición en guiarme cuando solicitaba de su ayuda y sus valiosos consejos. A la Dra. Anamaría Escofet Giansone por su cordialidad y acertada orientación para la culminación de este estudio. Y en general les agradezco a cada uno su valioso tiempo y disposición para que fuese posible la realización de este trabajo.

Quiero expresar mi total admiración a todos mis maestros de la División de Ciencias de la Tierra ya que día a día nos transmiten sus invaluable conocimientos, pero en particular al Dr. Carlos Flores por su valiosa ayuda y orientación en este trabajo.

Al personal técnico, José Mojarro y Sergio Arregui, por siempre tener una grata disposición en apoyarme cuando más lo requerí en los problemas computacionales.

Al grupo de trabajo de sismica de reflexión, en especial al M.C. Edgar Mastache, por su gran ayuda y guía con el manejo del software, al M.C. Cristian Gallegos por su constante apoyo a lo largo de este trabajo. A ambos les agradezco su valiosa contribución y conocimientos que me compartieron.

Al equipo de geología estructural conformado por Iván Peña y Elías Meneses, por brindarme siempre su ayuda con una tremenda sonrisa en el rostro.

A Liliana Cortés, unos cuantos meses fueron suficientes para construir una gran amistad que ha consistido en un cariño y apoyo incondicional que guardo en mi corazón. Abril Sánchez, qué fortuna por esta segunda oportunidad que se presentó para formar una bonita amistad y conocer de ti tanta motivación y entusiasmo que te caracteriza. A ambas les agradezco por siempre estar para mí cuando más lo he necesitado, por las largas pláticas, por escucharme mientras me derrumbaba y no permitirme caer.

Diana Valencia y Karina Bustillos, no se imaginan el inmenso cariño que les tengo y lo agradecida que estoy por haberlas encontrado en mi camino. Soy muy afortunada de tener su amistad y no hay manera de pagarles todo lo que han hecho por mí en este tiempo. Gracias por tan bella hermandad que hemos formado, las quiero mucho.

A mis amigos que les tengo un enorme cariño: Guillermo Plasencia, Fernando Díaz, Gabriel Mejía por siempre brindarme su apoyo en aspectos académicos y no académicos, pero, sobre todo, por ofrecerme su valiosa amistad y apoyo en todo momento. Jorge Huerta, por toda tu ayuda, grata amistad y por los innumerables momentos de risas. Luz Pantoja, por los consejos, cariño y palabras de aliento. Sabrina Papaterra por ser un bello ser que me abrió su corazón con tanta sinceridad, *Ti voglio bene!* Thalia Avilés por tu ayuda y los exhaustivos días de estudio que dieron resultados fructíferos.

La distancia y el tiempo no han sido un factor que pueda influir en el cariño y amor que nos tenemos desde hace muchos años: Arantxa Toral, Beatriz Andrade, Héctor Paz, gracias por siempre estar, tienen un lugar muy especial en mi corazón.

A las Dras. Yahaira Castañeda y Verónica Aguilera, por su orientación y apropiados consejos que me permiten día a día crecer como ser humano y conocer más de mí.

A todas las personas que a lo largo de estos dos años de mi estancia en Ensenada fueron partícipes de vivencias, recuerdos, y enseñanzas de vida.

Tabla de contenido

Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas	xiii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes.....	2
1.2 Fallas extensionales	6
1.2.1 Sistemas de falla.....	6
1.2.2 Rifting	10
1.3 Hipótesis	12
1.4 Objetivos.....	13
1.4.1 Objetivo general	13
1.4.2. Actividades específicas.....	13
Capítulo 2. Marco tectónico y litológico	14
2.1 Introducción	14
2.2 Marco tectónico.....	14
2.2.1 Cuenca Laguna Salada.....	14
2.2.2 Falla Laguna Salada.....	16
2.2.3 Falla Cañada David.....	16
2.3 Marco litológico.....	17
2.3.1 Unidades pre-tectónicas.....	17
2.3.2 Unidades sin-tectónicas.....	18
Capítulo 3. Metodología.....	20
3.1 Gravimetría.....	20
3.1.1 Elipsoide y Geoide.....	20
3.1.2 Correcciones gravimétricas.....	22
3.1.3 Aplicaciones a estudios litosféricos.....	24
3.2 Recopilación y procesamiento de datos gravimétricos.....	25
3.2.1 Base de datos Kelm.....	25

3.2.2 Base de datos García-Abdeslem	27
3.2.3 Mapa de anomalía de Bouguer completa	28
3.3 Modelado de datos gravimétricos.....	29
3.4 Datos complementarios	31
3.4.1 Topografía.....	31
3.4.2 Sísmica de reflexión.....	31
3.4.3 Pozos exploratorios.....	32
Capítulo 4. Resultados.....	35
4.1 Perfil P1.....	37
4.2 Perfil P2.....	39
4.3 Perfil P3.....	41
4.4 Perfil P4.....	44
4.5 Perfil 4,1.....	46
4.6 Perfil P5.....	47
4.7 Perfil P6.....	49
4.8 Perfil P7	51
Capítulo 5. Discusión.....	54
5.1 Generalidades en los perfiles transversales modelados en la CLS	54
5.1.1 Generalidades en los perfiles longitudinales modelados en la CLS.....	54
5.2 Geometría del <i>Detachment</i> Cañada David	55
Capítulo 6. Conclusiones	58
Literatura citada	59

Lista de figuras

Figura	Página	
1	Mapa geológico de la cuenca Laguna Salada. Las estrellas indican la posible ubicación de los grandes sismos en el área. Abreviaciones: LS-falla Laguna Salada, B-falla Borrego, P- falla Pescadores, C-falla Cucapah, CR-falla Cañon Rojo, DCD-detachment Cañada David, MB- domo Monte Blanco, DMB-detachment Monte Blanco, CM-falla Central Mayor, CLM-cuenca López Mateos, PAC-placa Pacífico, NA-placa norteamericana. Modificado de Fletcher y Spelz, 2009.....	2
2	Modelo geofísico 2D modificado de García-Abdeslem et al. (2001) este perfil cruza desde Sierra Juárez hasta el Valle de Mexicali. La figura muestra los valores de densidad que se la asignaron a las capas y el valor entre los paréntesis indica la susceptibilidad magnética. Se remarcan en color negro los límites de zonas simogénicas. El mapa indica la localización del perfil en el área de estudio.....	3
3	Se muestra una vista más detallada del modelado 2D presentado en la figura 2 de la CLS indicando la falla Laguna Salada (FLS) y la localización del pozo exploratorio ELS-1 el cual se utilizó como referencia para plantear la profundidad del relleno sedimentario en la Cuenca. Modificado de García-Abdeslem et al. (2001).....	3
4	Sección geológica transversal modificada de González-Escobar et al. (2016) derivada del perfil sísmico 4965 (localizado en el mapa en color amarillo) y basada en la geometría planteada por la profundidad de la cuenca y el espesor del relleno sedimentario. En esta sección se muestra el desplazamiento y extensión generada por DCD.....	4
5	Los hipocentros de los sismos en el margen oriental de la cuenca (puntos en color azul) muestran una traza de la falla Detachment Cañada David y de las fallas antitéticas en el lado oeste de la misma. La sismicidad que no es relacionada a las fallas de la CLS son marcadas en color gris (ubicadas en la extrema derecha del esquema). Figura modificada de Fletcher y Spelz (2009).....	5
6	Ilustración representativa del estilo de bloques fallados estilo dominó rígido. Modificado de Fossen (2010).....	6
7	El desarrollo de un sistema de bloques dominó en donde se muestra (a) la transición del bloque de piso sin deformar como es acomodado por una falla lístrica. (b) Un nuevo conjunto de fallas desarrolladas por mucha extensión. (c) El fallamiento resultante puede ser un poco complejo. Fuente: Fossen (2010).....	7
8	Desarrollo de un núcleo complejo metamórfico durante la extensión de escala cortical y compensación isostática. Tomado de Fossen (2010).....	9

9	Desarrollo de un rift en tres etapas. (a) Formación o reactivación de fracturas. (b) Fase principal de extensión, se forman los arreglos de fallas. (c) Subsistencia postrift y sedimentación. Tomado de Fossen (2010).....	11
10	Modelos idealizados de cizalla pura (a) y cizalla simple (b) para extensión cortical y rifting. Modificado de Fossen (2010).....	12
11	Muestra las 3 regiones tectónicas a lo largo del límite de placas Pacífico-Norteamérica. De norte a Sur, el dominio de San Andrés es tranpresivo, el dominio Big-Bend es transicional y por último el dominio Golfo de California es trantensivo. Las flechas azules indican la dirección de esfuerzos que actúan en cada uno. Tomado de Cambrón (2017)... ..	15
12	Una masa fuera del elipsoide o (b) un exceso de masa por debajo del elipsoide elevando el geoide por encima del elipsoide. N es la ondulación del geoide. Modificado de Lowrie (2007).....	21
13	Mapa de anomalía de Bouguer simple del área de Laguna Salada. Tomado de Kelm (1971)	26
14	Mapa de anomalía de Bouguer Completa reprocesados de los datos provenientes de la base de datos de Kelm (1971) en la región de Laguna Salada.....	26
15	Mapa de anomalía de Bouguer completa con contornos cada 10 mGals. A-A' indica la localización del perfil gravimétrico modelado en el estudio. Tomado de García Abdeslem et al. (2001).....	27
16	Mapa de contornos de anomalía de Bouguer completa cada 10 mGals. Los puntos representan cada uno de los valores digitalizados con su respectivo valor de anomalía.....	28
17	Mapa de anomalía de Bouguer completa proveniente de la unión de las bases de datos de Kelm (1971) y García-Abdeslem (2001)	29
18	Modelo 2D en el que se asumen cambios con la profundidad y la dirección del perfil. Modificado de Northwest Geophysical Associates, Inc., GM-SYS User's guide (1999).....	30
19	Línea 4965, cada línea de color representa un rasgo geológico. Líneas azules marcan las capas sedimentarias, la línea amarilla representa el basamento, en color negro está identificada la falla Detachment Cañada David, etc. Tomado de Gallardo (2013).....	32
20	Localización de los perfiles sísmicos de reflexión utilizados como complemento al planteamiento de los perfiles geológicos en la cuenca Laguna Salada. La línea en color rojo indica la ubicación del perfil omitido para este trabajo. Abreviaciones: LS-falla Laguna Salada, DCD-detachment Cañada David.....	33

21	Registro litoestratigráfico (profundidad en metros) de los pozos exploratorios perforados en la cuenca Laguna Salada por la Comisión Federal de Electricidad. El horizonte entre los límites de las unidades 2-3 y 3-4 se representan con las líneas punteadas color naranja y azul respectivamente. En el mapa de ubicación, se indican en color rojo los pozos que perforaron basamento. Modificado de González-Escobar et al. (2016)	34
22	Modelo inicial a partir del cual se inició el modelado gravimétrico que consta de dos capas sedimentarias y tres subsecuentes que representan la corteza dividida en superior, media e inferior y por último el semiespacio representado por el manto.....	35
23	Modelo que muestra las primeras particularidades identificadas para el planteamiento del modelo basado primordialmente en la geología de la zona y la información de los perfiles sísmicos.....	35
24	Mapa del relieve del área de estudio que muestra la localización de los perfiles gravimétricos modelados en este trabajo (líneas color rojo). Los perfiles sísmicos de reflexión propiedad de PEMEX se indican en color negro, ELS-1, ELS-2 y ELS-3 son los pozos exploratorios perforados por la comisión Federal de Electricidad (CFE).....	36
25	A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil P1 con un error de 0.52 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo C) Vista detallada de los primeros 12 km de profundidad del modelo, el recuadro y líneas continuas color negro señalan la ubicación de la línea sísmica (D) 4949 con la interpretación de Gallardo (2013). E) Mapa guía para la localización del perfil dentro del área de estudio. Abreviaciones: FLS-Falla Laguna Salada.....	38
26	A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil P2 con un error de 0.917 entre los datos observados y calculados. B) Modelo gravimétrico a 30 km de profundidad. C) Vista detallada de los primeros 10 km de profundidad de la interpretación cortical del modelo. D) Modelo gravimétrico modificado de García-Abdeslem, (2001) localizado en la misma ubicación que el perfil P2 y del cual se equipararon resultados, el recuadro de líneas y puntos negros en el modelo en D corresponde al área que abarcaría el modelo B. E) Vista detallada del modelado realizado por García-Abdeslem del relleno sedimentario de la CLS. Abreviaciones: FINT- Fallas intercuenca, FLS-Falla Laguna Salada y FBAZ-Falla de bajo ángulo Zaragoza.....	41
27	A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 3 con un error de 0.89 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista detallada de los primeros 10 km de profundidad del modelo, el recuadro color gris indica la localización del pozo ELS-2 (F). D) indica la porción del perfil abarcada por línea sísmica 4957 con la previa interpretación de Gallardo (2013). E) Identificación de la localización del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FINT-Fallas intercuenca, SFLS-Sistema de fallas Laguna Salada donde la falla maestra LS se indica en color azul, FB-Falla Borrego, RFB-Rama de Falla Borrego, FK-Falla Keystone, FBAZ-Falla de bajo ángulo Zaragoza, FCH-falla Choropo.....	43

28	A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 4 con un error de 1.593 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista a detalle de los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) Indica la porción del perfil abarcada por línea sísmica 4965 con la previa interpretación de Gallardo (2013). E) Identificación de la localización del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FINT-Fallas intercuenca, DCD-Detachment Cañada David.....	45
29	A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 4.1 con un error de 1.237 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista detallada de los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) Proyección de la línea sísmica 4965 con la previa interpretación de Gallardo (2013). E) Identificación de la localización del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FINT-Fallas intercuenca, DCD Detachment Cañada David.....	47
30	A) Anomalía gravimétrica a lo largo del perfil 5 con un error de 0.716 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista detallada en la que se muestran los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) Proyección de la línea sísmica 4973 con la previa interpretación de Gallardo (2013) y la localización de esta misma a lo largo del perfil. E) Ubicación del perfil dentro del área de la cuenca. Abreviaciones: DCD Detachment Cañada David.....	49
31	A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 6 con un error de 0.594 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Visualiza los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) El recuadro color gris indica la localización del pozo ELS-1. E) Ubicación del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FLS-Falla Laguna Salada, RFLS-Rama de la falla Laguna Salada.....	51
32	A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 7 con un error de 0.399 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista a detalle de los primeros 10 km de profundidad del modelo, el recuadro color gris indica la localización del pozo ELS-2 (G). D) y E) indican la porción del perfil abarcada por línea sísmica 5076-A y 5076-B con la previa interpretación de Gallardo (2013) F) Muestra la ubicación del perfil dentro del área de la Cuenca.....	53
33	Los gradientes suaves y abruptos (marcados en color negro) que resaltan en este modelo, se relacionan a los límites de la cuenca sedimentaria.....	55
34	El modelo de este perfil transversal que cruza la falla DCD arroja una geometría antilítrica en profundidades someras que posteriormente toma una forma lítrica conforme aumenta la profundidad.....	56
35	Modelo alternativo de la misma ubicación del perfil que atraviesa DCD, la repuesta también presenta ser de geometría antilítrica a poca profundidad, la forma de la falla en este perfil se basó principalmente en la interpretación previa de Gallardo (2013).....	57

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Valores de densidades y profundidades utilizadas en los mode los gravimétricos.....	39

Capítulo 1. Introducción

La cuenca Laguna Salada (CLS) es una depresión tectónica con ~20 km de ancho y ~100 km de longitud en dirección NNW, la cual se localiza en el estado de Baja California, noroeste de México dentro de la zona de cizallamiento entre las placas Norteamérica y Pacífico (Figura 1).

La interesante ubicación de esta cuenca despertó desde hace ya varias décadas un atrayente interés en estudiarla mediante la implementación de diversas disciplinas como la geofísica, geología, sismología, entre otras con diversos objetos para identificar aspectos tectónicos, estructurales y geológicos los cuales han permitido establecer que es una cuenca tipo graben asimétrico con mayor subsidencia activa a lo largo de su margen este, frente a la Sierra Cucapah, como respuesta a la actividad de las dos principales fallas que la controlan: falla Laguna Salada (FLS) y *detachment* Cañada David (DCD) las cuales representan dos dominios distintos de la Cuenca (González-Escobar et al., 2016).

La FLS es una falla de alto ángulo, con un buzamiento variable de 55-70° hacia el suroeste. La traza de la falla es casi lineal, mide ~57 km y está integrado por varios segmentos que representan diferentes orientaciones. Presenta desplazamiento oblicuo dextral y transporte tectónico hacia el oeste y controla la porción norte de la cuenca. La zona de falla de Laguna Salada limita con el margen occidental de la Sierra Cucapah, una cadena montañosa aislada con tendencia al noroeste de Salton Trough (Mueller y Rockwell, 1991;1995).

A esta falla se le asocia con el evento sísmico de 1982 de magnitud 7.2, con epicentro menor a 15 km del centro de la ruptura mapeada de Laguna Salada (Hough y Elliot, 2004).

Detachment Cañada David es una falla de bajo ángulo con buzamiento hacia el oeste, controla la porción sur de la cuenca, y en esta se presenta una controversia relacionada a la génesis de su formación para la cual existen dos modelos; Fletcher y Spelz (2009) definen que la falla tienen una geometría antilístrica como indicativo del modelo genético *rolling hinge*, alternativamente se tiene la propuesta de González-Escobar et al. (2016) que plantea que la falla DCD tiene una geometría planar como indicador de su formación según el modelo genético de bloques dominó.

La finalidad de este trabajo es la obtención de perfiles bidimensionales gravimétricos que ofrezcan una interpretación y caracterización geométrica del comportamiento de la falla DCD, y, con ello, validar alguno de los modelos genéticos previamente propuestos. Para la realización de dicho propósito se llevará a cabo

la interpretación de datos geofísicos de gravimetría y sísmica de reflexión obtenidos en la región para definir la geometría y estructuras del subsuelo por debajo de la CLS lo cual permita establecer el comportamiento de la falla DCD. Un adecuado análisis y correlación entre estos métodos minimizarán la incertidumbre que siempre implica el problema de la no unicidad.

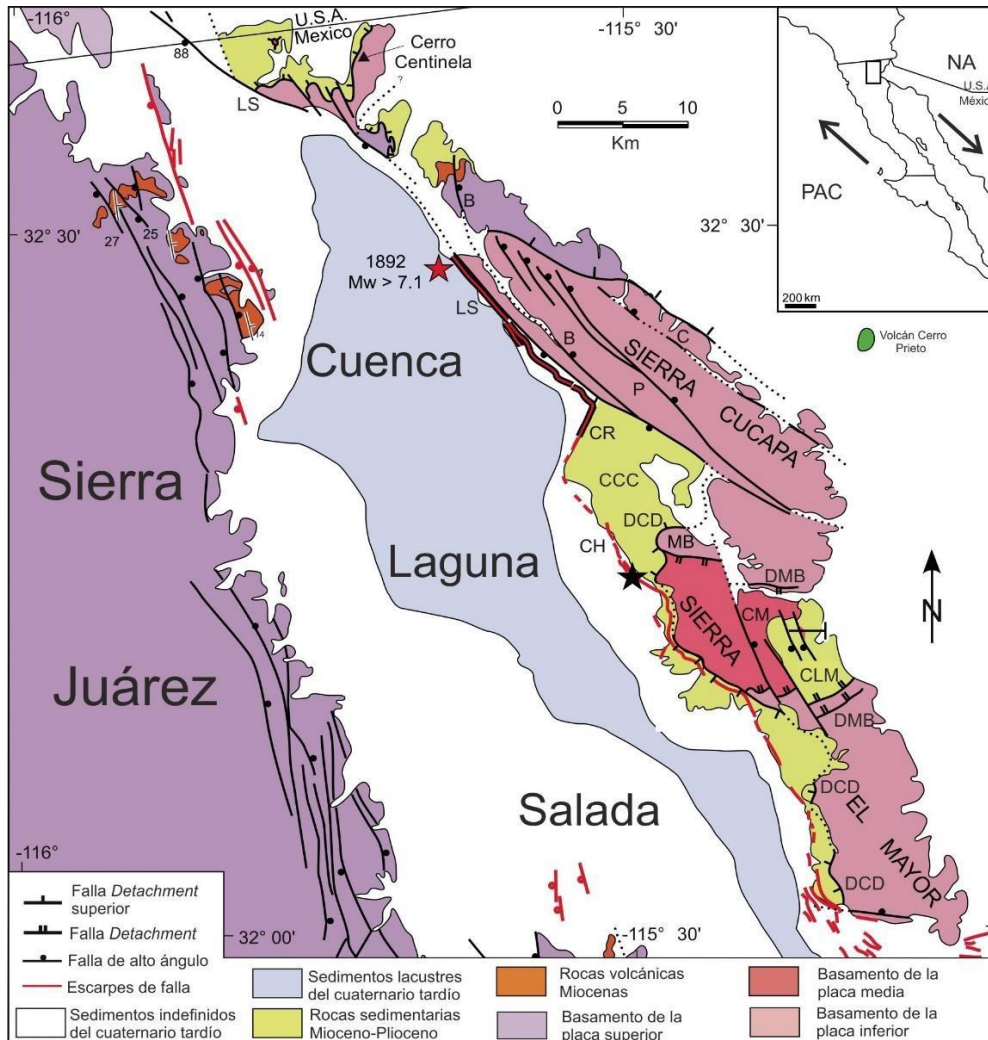


Figura 1. Mapa geológico de la cuenca Laguna Salada. Las estrellas indican la posible ubicación de los grandes sismos en el área. Abreviaciones: LS-falla Laguna Salada, B-falla Borrego, P- falla Pescadores, C-falla Cucapah, CR-falla Cañon Rojo, DCD-detachment Cañada David, MB- domo Monte Blanco, DMB-detachment Monte Blanco, CM-falla Central Mayor, CLM-cuenca López Mateos, PAC-placa Pacífico, NA-placa norteamericana. Modificado de Fletcher y Spelz, 2009.

1.1 Antecedentes

Desde hace varias décadas, una gran variedad de estudios geofísicos con la implementación de diversos métodos y estudios geológicos se han llevado a cabo en la CLS con diversas finalidades, los cuales han sido documentados y algunos de ellos se presentan brevemente a continuación.

García-Abdeslem et al. (2001) construyó un modelo 2-D de la estructura de la corteza mediante un modelado de datos aeromagnéticos y gravimétricos en un perfil que atraviesa desde la Sierra Juárez hasta el occidente del Valle de Mexicali. En dicho modelado (Figura 2) se propone que la Sierra Juárez tiene una raíz que se extiende hasta una profundidad de 42 km y que la interfaz corteza-manto está a una profundidad de 25 km en la región que abarca la cuenca Laguna Salada, Sierra Cucapah y la parte occidental del Valle de Mexicali y la zona sísmogénica se localiza a una profundidad de casi 20 km. El modelo arroja una geometría de la CLS (Figura 3) como una estructura medio graben, donde el basamento profundiza hacia el oriente, con un relleno sedimentario máximo de 3 km.

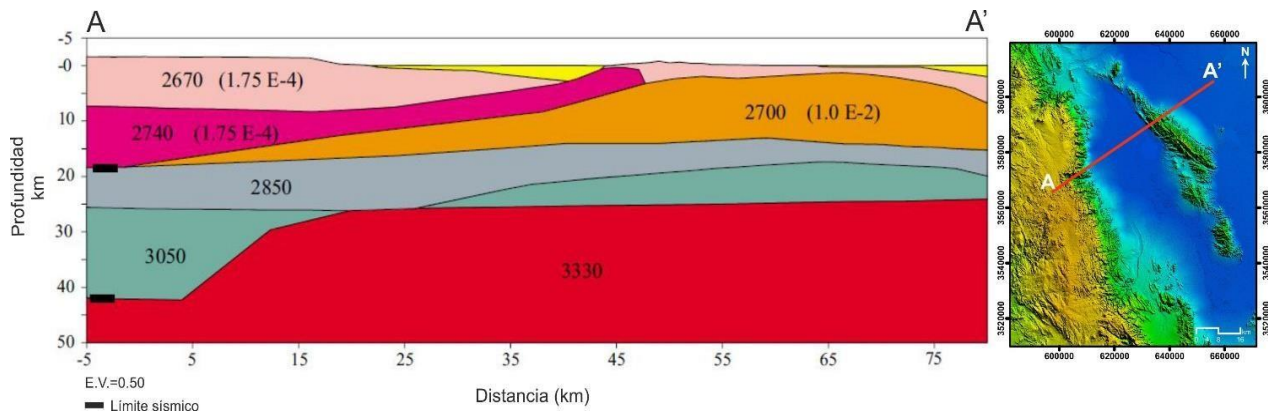


Figura 2. Modelo geofísico 2D modificado de García-Abdeslem et al. (2001) este perfil cruza desde Sierra Juárez hasta el Valle de Mexicali. La figura muestra los valores de densidad que se le asignaron a las capas y el valor entre los paréntesis indica la susceptibilidad magnética. Se remarcan en color negro los límites de zonas sísmogénicas. El mapa indica la localización del perfil en el área de estudio.

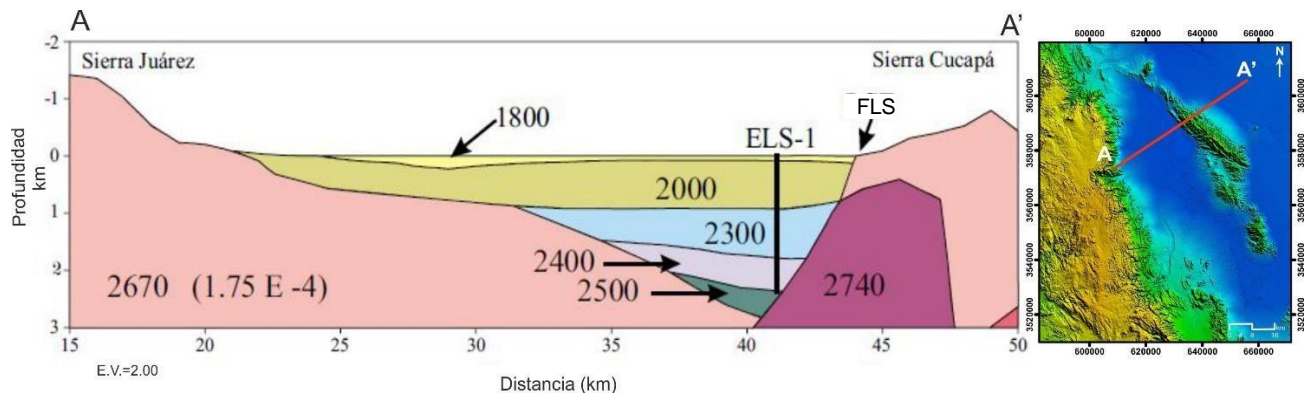


Figura 3. Se muestra una vista más detallada del modelado 2D presentado en la figura 2 de la CLS indicando la falla Laguna Salada (FLS) y la localización del pozo exploratorio ELS-1 el cual se utilizó como referencia para plantear la profundidad del relleno sedimentario en la Cuenca. Modificado de García-Abdeslem et al. (2001).

González-Escobar et al. (2016) mediante el procesamiento e interpretación de ~115 km de perfiles sísmicos de reflexión en la CLS, la correlación de secuencias sísmicas junto con la estratigrafía descrita de 3 pozos exploratorios perforados por CFE logró delimitar la geometría de la cuenca, identificar facies sismoestratigráficas y proponer dos dominios estructurales (norte y sur) los cuales estaban dominados por fallas maestras. La porción norte de la cuenca está controlada por la falla oblicua dextral Laguna Salada, con rumbo noroeste y buzamiento al oeste. La porción sur está dominada por la falla *detachment* Cañada David; de los resultados más importantes se centran en la evidencia directa que presentan principalmente dos perfiles sísmicos (4965 y 4973) que permiten estimar el mínimo desplazamiento a lo largo del plano de falla (10.1 km), el desplazamiento horizontal (extensión) de ~9.7 km y la componente vertical (subsistencia) de ~2.8 km como se representa en la figura 4.

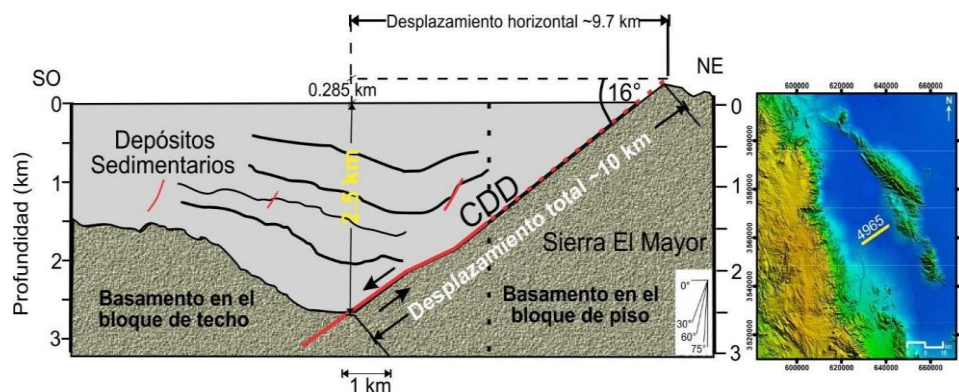


Figura 4. Sección geológica transversal modificada de González-Escobar et al. (2016) derivada del perfil sísmico 4965 (localizado en el mapa en color amarillo) y basada en la geometría planteada por la profundidad de la cuenca y el espesor del relleno sedimentario. En esta sección se muestra el desplazamiento y extensión generada por DCD.

Fletcher y Spelz (2009) mediante la integración del análisis estructural de arreglos de escarpes junto con datos gravimétricos, sismicidad y otros datos observacionales independientes, se apoyaron para la caracterización de la abrupta geometría antilítrica en una somera subsuperficie de DCD, confirmar que es una falla activa y mediante 4 relaciones claves de los escarpes, fue posible proporcionar una nueva percepción de la evolución de las fallas normales de bajo ángulo.

Estas claves se centran en:

- 1) La coincidencia espacial entre la extensión lateral de DCD y los arreglos de escarpes.
- 2) Las fallas formadas de escarpes no cortan todo el ancho de la zona de falla

de DCD, pero pareciera que se fusionan con fábricas cataclásticas de DCD.

- 3) A escala macroscópica, el conjunto de escarpes se extiende a través de megamulliones sinformales que conectan con megamulliones antiformales donde el arreglo más cercano sigue la traza de DCD.
- 4) Escarpes antitéticos significan un incremento en la relación de extensión horizontal comparado con el levantamiento vertical del frente montañoso lo cual indica que la superficie de ruptura es controlada por el deslizamiento de una falla de bajo ángulo. Por el contrario, la relación de deslizamiento horizontal-vertical a través de los arreglos de escarpes que decrece abruptamente con la distancia del frente montañoso (más de 2-4 km), es un arreglo dominado por escarpes sintéticos de alto ángulo.

La figura 5 (tomada de Fletcher y Spelz, 2009), muestra la compilación de algunos datos sísmicos provenientes del catálogo de RESNOM (Red Sísmica del Noroeste de México) sobre uno de los perfiles geológicos realizados en la cuenca Laguna Salada.

Identificaron que la mayoría de los hipocentros ocurren a profundidades que van de los 2-17 km. Se plantea que la geometría de la falla DCD tiene coincidencia con la distribución de la sismicidad a lo largo del margen este de la cuenca, lo cual también es asociado con fallas antitéticas a lo largo del margen oeste de la cuenca.

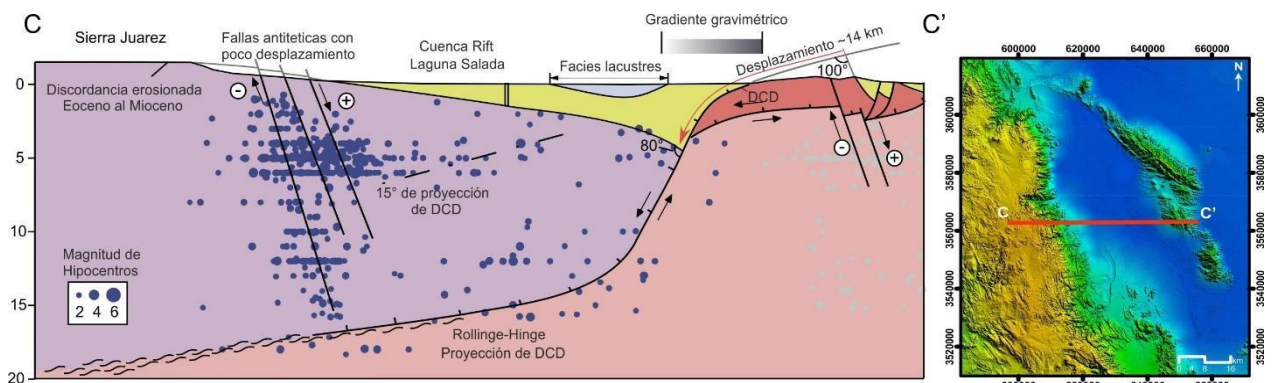


Figura 5. Los hipocentros de los sismos en el margen oriental de la cuenca (puntos en color azul) muestran una traza de la falla Detachment Cañada David y de las fallas antitéticas en el lado oeste de la misma. La sismicidad que no es relacionada a las fallas de la CLS son marcadas en color gris (ubicadas en la extrema derecha del esquema). Figura modificada de Fletcher y Spelz (2009).

1.2 Fallas extensionales

Se tiene considerado que las fallas extensionales inician con un buzamiento de 60° basándose en el criterio de fractura de Coulomb y la teoría de Anderson. Evidencias en campo junto con interpretaciones sísmicas han demostrado que fallas extensionales de alto y bajo ángulo son comunes y pueden estar presentes en muchos ambientes extensionales, lo que explica esto es que la mayoría de las rocas tienen una anisotropía heredada de fases tempranas de deformación (Fossen, 2010).

Muchas interpretaciones de fallas normales de bajo ángulo han sido analizadas como una formación por reactivación de fallas cabalgadas, aunque también experimentos y observaciones en campo indican que fallamientos extensionales de bajo y alto ángulo se han formado bajo una sola fase de extensión sin una preexistente estructura débil. Algunas fallas normales de bajo ángulo pudieron haber rotado inicialmente de fallas de alto ángulo a estructuras de bajo ángulo, mientras que otras fallas de bajo ángulo se crearon directamente sin mucha rotación.

1.2.1 Sistemas de falla

Bloques Dominó (Rígido)

En secciones a través de ruptura sobre la corteza superior, comúnmente se muestran una serie de bloques de falla rotados dispuestos como bloques dominó o libros volcados en una estantería parcialmente llena. Dicha analogía da nombre al modelo de bloques dominó (rígido) el cual describe una serie de bloques de falla rígidos que rotan simultáneamente en un sentido uniforme (Figura 6).

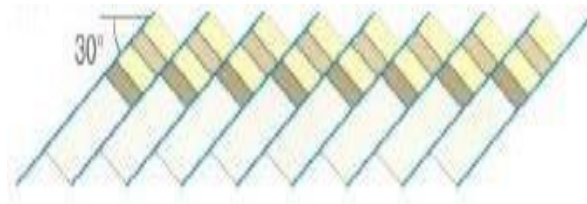


Figura 6. Ilustración representativa del estilo de bloques fallados estilo dominó rígido. Modificado de Fossen (2010).

Según Fossen (2010), las características y restricciones de este modelo son:

- No hay un esfuerzo interno en los bloques.

- Las capas y fallas son rotadas simultáneamente y al mismo ritmo.
- Las fallas terminan con el mismo desplazamiento, el cual es constante a lo largo de las fallas.
- Todas las fallas tienen el mismo buzamiento (paralelo).
- Las fallas tienen un desplazamiento equivalente.
- Las capas y fallas son planares.
- Todos los bloques rotan al mismo tiempo y ritmo.

Es indispensable tomar en cuenta las condiciones de contorno y compatibilidad de contorno. En particular, con los espacios basales y las superposiciones no son aceptables. Lo primero es lo que se presenta en los extremos del sistema dominó, lo cual podría ser sutilmente resuelto al plantear apropiadamente una falla lítrica como se muestra en la figura 7a.

Una falla lítrica se podría colocar en el otro lado, acompañada por un buzamiento opuesto al set de bloques de fallas dominó. Por lo tanto, se necesitaría un graben en el medio que permitiera una conexión entre los dos conjuntos.

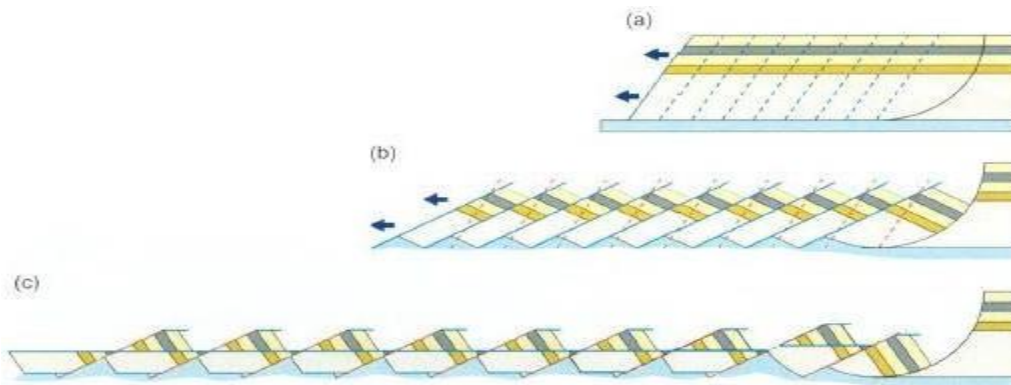


Figura 7. El desarrollo de un sistema de bloques dominó en donde se muestra (a) la transición del bloque de piso sin deformar como es acomodado por una falla lítrica. (b) Un nuevo conjunto de fallas desarrolladas por mucha extensión. (c) El fallamiento resultante puede ser un poco complejo. Fuente: Fossen (2010).

El segundo problema de compatibilidad se presenta entre la base de los bloques y el sustrato, el cual puede resolverse al introducir un medio móvil a la base de los bloques de falla rotados, tales como arcilla, sal o intrusivos magmáticos. Donde los bloques son lo suficientemente extensos para alcanzar la transición frágil-dúctil en la corteza y el problema del espacio basal pueda ser eliminado por el flujo dúctil del

subsuelo de las rocas.

Por lo tanto, la figura 7 provee cómo un modelo de fallamiento normal de bajo ángulo puede ser formado. El primer conjunto de fallas (azul) en esta figura fue rotada, y posteriormente (rojo) se ponen en una orientación horizontal. Sin embargo, a gran escala, fallas extensionales de bajo ángulo son persistentes y no tienen ruptura por fallas jóvenes como se muestra en la figura 7c (fallas rojas).

Bloques Dominó (Suave)

Difícilmente los bloques de falla se comportan como objetos rígidos y ciertamente no se presentan en esa forma en los sistemas de rift los cuales tienen rocas débiles y sedimentos no consolidados. Como se tiene sabido, las fallas ocurren en poblaciones donde la geometría de falla (ancho, largo, desplazamiento, área) tienden a ser distribuidos acorde a una ley de potencia. Para el modelo de bloques dominó rígido es necesario que todas las fallas sean de igual longitud y desplazamiento, sin mostrar ningún gradiente de desplazamiento.

Por lo tanto, es definido el modelo dominó suave, el cual permite la acumulación de esfuerzos internos dentro de los bloques, permitiendo las variaciones en el tamaño de falla, desplazamiento de falla y plegamiento de capas.

La cantidad de extensión no puede ser definida por una simple línea balanceada o por la rotación rígida de los bloques. Sin embargo, se debe elegir un modelo representativo para la deformación interna de los bloques de falla.

Rollinge Hinge

Este modelo involucra extensión a escala de toda la corteza. Efectos isostáticos de extensión requieren que la base de este modelo sea movable.

De acuerdo con Fossen (2010), el modelo mostrado en la figura 8 involucra una deformación de cizalla simple de la corteza media e inferior. Durante la deformación, la corteza es adelgazada y el Moho es elevado. La erosión del complejo de fallas elevado en la placa superior se agrega a este efecto lo que ocasiona la exposición de rocas de la placa inferior. La deformación en la placa superior es frágil, pero inicialmente tiene deformación dúctil a lo largo del cizallamiento horizontal del *detachment*. A medida

que el *detachment* se eleva, esta deformación se vuelve más frágil. Cuando el *detachment* es expuesto, este aparecerá como un núcleo de rocas milonita y metamórficas sobreimpresas por estructuras frágiles en una ventana a través de las rocas de la placa superior (figura 8h). Las rocas de la placa inferior en esta ventana son referidas como núcleos complejos metamórficos.

En la figura 8 se identifica que la cizalla vertical en el lado de bloque de piso (derecho) de la figura cesa gradualmente. La cizalla opuesta directamente en el bloque de techo permanece activa bajo la parte activa del sistema de fallas, moviéndose en dirección del bloque de techo. Considerando la flexura de la corteza como un pliegue, se tendría que, la zona de la charnela se ve que se mueve o tira hacia arriba en dirección del bloque de techo durante el desarrollo extensional (Fossen, 2010).

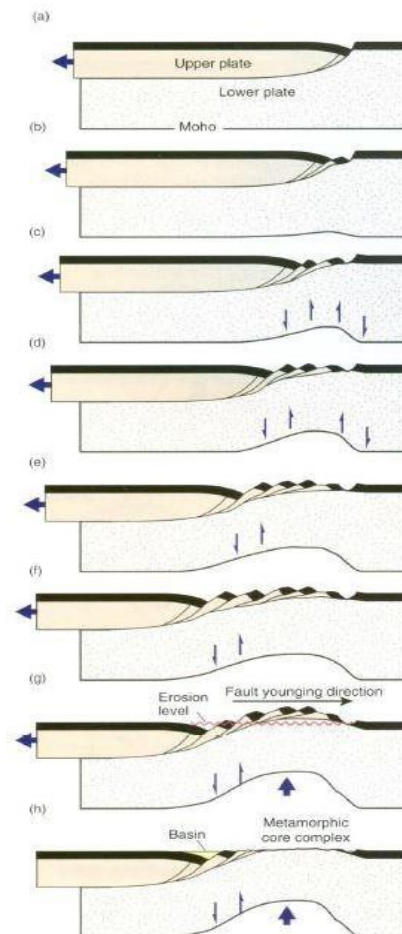


Figura 8. Desarrollo de un núcleo complejo metamórfico durante la extensión de escala cortical y compensación isostática. Tomado de Fossen (2010).

El modelo rollinge hinge, es un modelo de rotación de fallas dúctil donde la rotación migra a través del

bloque de piso como este es progresivamente desmantelado.

1.2.2 Rifting

Se forman cuando hay una ruptura de la corteza, la cual se separa debido a fuerzas tectónicas. Diversos componentes pueden dar lugar a la formación de un rift, pero son conocidos dos modelos (activo y pasivo), los cuales explican la ocurrencia de estos mismos (Fossen, 2010).

El modelo de rifting activo, plantea que el rift es generado por un aumento del material proveniente del manto o plumas en el manto astenosférico causando domos y añadiendo esfuerzos tensionales al área del domo, lo cual da como resultado un rift dominado por magmatismo y no necesariamente por mucha extensión.

El modelo de rifting pasivo, la ocurrencia del rift es debido a esfuerzos de campos lejanos relacionados a placas tectónicas. Tienden a formarse a lo largo de zonas de la litosfera débiles tales como reactivadas estructuras de contracción formadas a lo largo de zonas orogénicas.

Por lo tanto, se establece que los rifting activos son controlados por plumas mantélicas, mientras que los rifting pasivos son dominados por esfuerzo de placas tectónicas.

Algunos rifts presentan características de ambos modelos mencionados anteriormente (Fossen, 2010). Plantéandolo de la manera más simplificada se tiene que en un inicio el rift (Figura 9a) puede resultar de una extensión temprana que crea o reactiva fracturas existentes. Hay un bajo esfuerzo en esta etapa y el magma local rellena las fracturas presentes a profundidad como diques. El siguiente estado es el más importante ya que es la etapa de extensión, donde la corteza es adelgazada verticalmente y extendida lateralmente (Figura 9b). Las fallas maestras y bloques de falla son formados durante esta fase. La figura 9 inciso c, muestra la etapa final en donde se ha finalizado la extensión y se llega al hundimiento. La corteza se enfría, el basamento se profundiza y los sedimentos postrift son depositados. Las fallas se limitan principalmente a las formadas por compactación diferencial.

Medio grabens

Son poco comunes los rifts simétricos, ya que la mayoría tienen una falla maestra en uno de sus flancos (Fossen, 2010). Es posible identificar a lo largo de un rift que la ubicación de la falla maestra cambia de un lado del rift al otro.

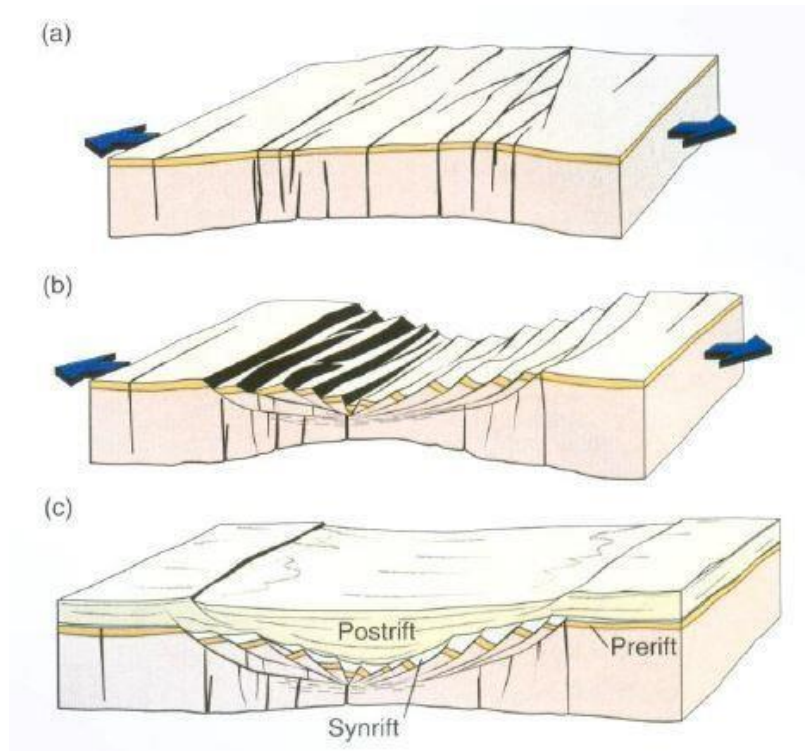


Figura 9. Desarrollo de un rift en tres etapas. (a) Formación o reactivación de fracturas. (b) Fase principal de extensión, se forman los arreglos de fallas. (c) Subsistencia postrift y sedimentación. Tomado de Fossen (2010).

Modelos de cizalla pura y cizalla simple

La extensión de la corteza en zonas de rift es discutida en términos de modelos de cizalla simple y cizalla pura (Figura 10). La corteza puede ser adelgazada simétrica y uniformemente en general por cizalla pura, o asimétricamente o más localizada con una zona de cizallamiento de control de inmersión.

El modelo de cizalla pura (Figura 10a), también llamado modelo de McKenzie (Fossen, 2010) establece que el adelgazamiento simétrico de la corteza se debe a una contribución de fallas individuales. En general, el esfuerzo es de cizalla pura y la extensión horizontal es equilibrada por el adelgazamiento vertical. De acuerdo con Fossen (2010), los mecanismos de deformación dúctil actúan sobre la corteza inferior generando un adelgazamiento sobre esta, mientras que la corteza superior es adelgazada por mecanismos de fallamiento frágil. Por naturaleza, este modelo es simétrico, presentando un máximo de calor por debajo en el medio del rift.

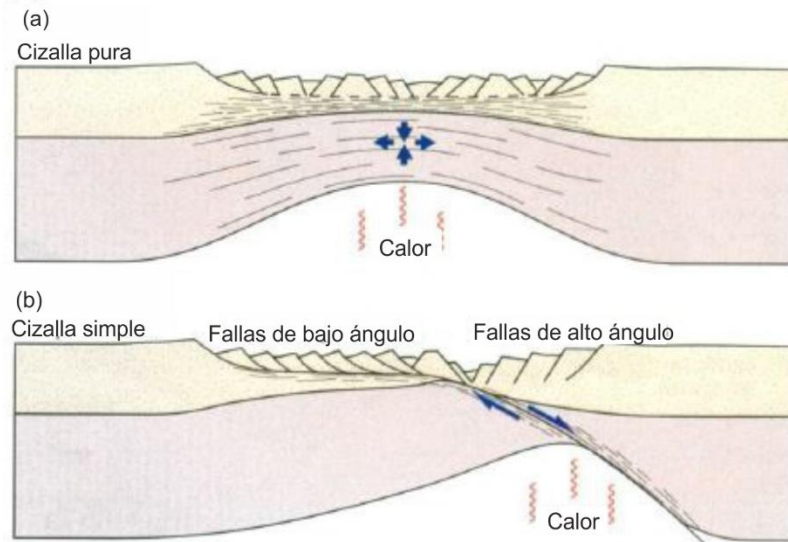


Figura 10. Modelos idealizados de cizalla pura (a) y cizalla simple (b) para extensión cortical y rifting. Modificado de Fossen (2010).

El modelo de cizalla simple (figura 10b) o también nombrado modelo de Wernicke (Fossen, 2010), propone un rift asimétrico el cual está controlado por una falla *detachment* o una zona de cizalla que transecta la corteza y posiblemente toda la litosfera.

El *detachment* implica una localizada cizalla simple que representa lo necesario para garantizar el modelo de cizalla simple. Los dos lados del rift son controlados por el buzamiento del *detachment*, son geoméricamente diferentes como es una estructura termal. En este caso, el gradiente de temperatura más alto se encuentra desplazado de la parte central de cuenca lo que genera ciertos cambios en el desarrollo de la cuenca y algunas consecuencias para el levantamiento y patrones de hundimiento en la misma (Fossen, 2010).

1.3 Hipótesis

Se predice que la falla DCD tiene una geometría antilítrica como indicativo del modelo genético *rolling hinge*. Alternativamente se tiene la propuesta de tener una geometría planar como indicador de su formación según el modelo genético de bloques dominó. Mediante la correlación de observaciones geofísicas y de geología superficial se busca validar uno de los dos modelos existentes de la configuración de la falla a profundidad.

Por otra parte, se propone que los *megamullions* de la falla en cuestión pierden amplitud en su proyección a profundidad en la dirección de buzamiento.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Caracterizar la geometría en el subsuelo del sistema de falla DCD junto con la geometría de la cuenca Laguna Salada a partir de observaciones de datos gravimétricos, sísmicos de reflexión, geología superficial y de pozos.

1.4.2 Actividades específicas

- Recopilar, correlacionar e interpretar datos gravimétricos y sísmicos de reflexión para la creación de modelos gravimétricos del sistema de fallas que rigen la cuenca Laguna Salada, mediante bases de datos existentes de PEMEX (Finales 1970- Inicios 1980), Kelm (1971) y García-Abdeslem et al. (2001).
- Compilar información de la geología superficial de la zona, a partir de trazas de falla en el afloramiento e información de columnas geológicas de pozos para establecer rasgos característicos que aporten información a los perfiles.
- Definir valores de densidad que permitan generar un modelo más certero de propiedades físicas que satisfagan los datos de anomalía gravimétrica mediante las fallas y materiales característicos de la zona a partir de la información sísmica de reflexión con la que se cuenta.
- Crear secciones geológicas a partir de datos de anomalía gravimétrica, asistido por sísmicas de reflexión, a profundidades tales que atraviesen la cuenca Laguna Salada, para caracterizar la estructura de la corteza.
- Evaluar la expresión en el subsuelo de los megamulliones en la falla Cañada David para saber si los sinformes que se visualizan en superficie se extienden a profundidad mediante la identificación de extensiones de anomalía gravimétrica.

Capítulo 2. Marco tectónico y litológico

2.1 Introducción

El Golfo de California es un excelente y moderno ejemplo de un sistema de rift con extensión oblicua continental. El límite de placas Pacífico-Norteamérica es dominado por un fallamiento dextral concentrado a lo largo del sistema de fallas de San Andrés con otras adicionales, pero importantes, deformaciones acomodadas a través de la amplia zona (Axen y Fletcher, 1998).

Este límite de placas puede ser dividido en tres principales dominios tectónicos (Figura 11) con base a la diferencia o partición de estilo de deformación los cuales se describen a continuación:

El dominio norte (San Andrés), se extiende desde el punto triple de Mendocino hasta el norte de las Sierras Transversas. Dominado por cizalla transpresiva la cual se extiende por decenas de kilómetros a lo largo del segmento norte de San Andrés.

El dominio central (Big-Bend), incluye varios sistemas de fallas que en conjunto acomodan la deformación producida por los otros dos dominios cinemáticos. Es un dominio transicional donde la cizalla transpresiva del segmento de la falla San Andrés cambia su rumbo en dirección WNW. El esfuerzo particionado es caracterizado por un fallamiento de torsión lateral derecho a lo largo de San Andrés con compresión N-S y una rotación de porciones de la corteza en sentido de las manecillas de reloj.

El dominio sur (Golfo de California), se extiende desde las Sierras Transversas hasta la dorsal Alarcón en la entrada del Golfo. En un estrecho eje de deformación integrado por un sistema escalonado de fallas normales unidas por fallas transformes está acomodado el esfuerzo transtensional, dando como resultado la generación de centros de dispersión o cuencas *pull-apart*. Esta componente extensional tiene una orientación E-W.

2.2 Marco tectónico

2.2.1 Cuenca Laguna Salada

Ubicada en la Provincia Extensional del Golfo (PEG), Laguna Salada es un medio graben activo con

subsistencia controlado por dos fallas maestras en el lado oriente (González-Escobar et al., 2016). Su formación está relacionada a la extensión del Mioceno-tardío que precedió la tectónica transtensiva moderna. Esta etapa temprana de extensión y subsidencia, ubicada por detrás de una zona activa de subducción, está comprendida como la etapa del proto-Golfo que abarca depósitos marinos del Mioceno medio al Plioceno temprano (Vázquez, 1996).

La cuenca es limitada al oeste por la Sierra Juárez con una altitud promedio de 1700 msnm y la cual es parte del Batolito Peninsular. En el lado este, se encuentra limitada por las Sierras Cucapah y El Mayor, con dirección NW y una elevación media de 750 msnm (García-Abdeslem et al., 2001). Hacia el sur, la cuenca se encuentra abierta y está limitada por la planicie deltaica del Río Colorado y los bajos de marea del alto Golfo de California (Spelz, 2008)

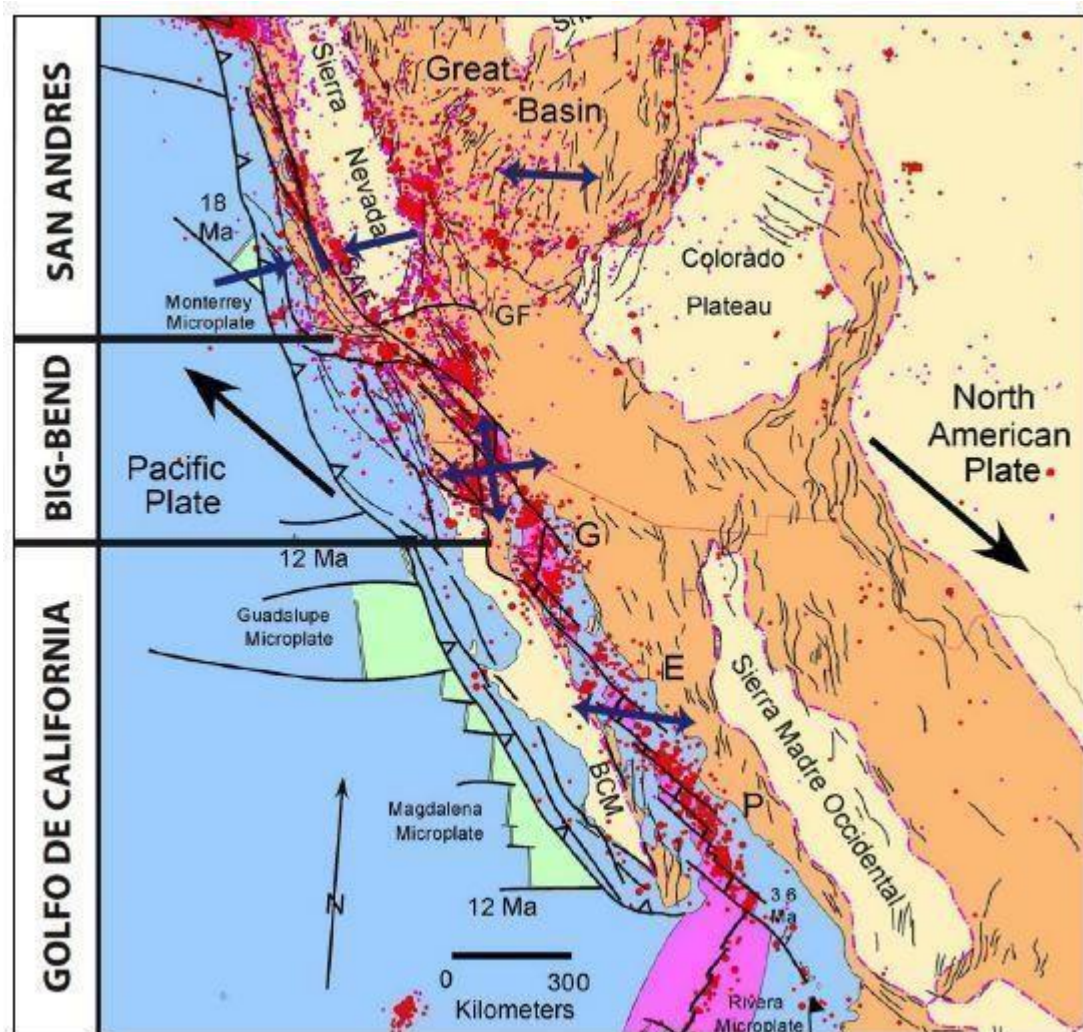


Figura 11. Muestra las 3 regiones tectónicas a lo largo del límite de placas Pacífico-Norteamérica. De norte a Sur, el dominio de San Andrés es tranpresivo, el dominio Big-Bend es transicional y por último el dominio Golfo de California es trantensivo. Las flechas azules indican la dirección de esfuerzos que actúan en cada uno. Tomado de Cambrón (2017).

Es posible dividir a lo largo del margen de la Cuenca Laguna Salada en cuatro dominios estructurales basados en los patrones de fallamiento y en el reconocimiento de bloques de basamento. El primero se identifica en el lado este de Laguna Salada, Sierra El Mayor, dominada por una secuencia apilada de fallas de bajo ángulo que van de la cima hasta el oeste de la Sierra. Adiferencia del segundo dominio, Sierra Cucapah, la cual ha sido documentada por fallas de alto ángulo con dirección NW. El Cerro Centinela es el tercer dominio de la cuenca característico de una serie de fallas de alto ángulo estrechamente espaciadas. El último dominio se localiza en el lado oeste de la Cuenca, la Sierra Juárez, controlada por fallas de alto ángulo (Axen y Fletcher, 1998).

Desde tiempos históricos hasta 1936, la cuenca era un lago somero alimentado regularmente por aguas procedentes de deshielos anuales y lluvias en la meseta de Colorado y las Montañas Rocallosas. Los sedimentos finos fueron transportados por el Río Colorado, con intercalaciones de deposición clástico de grano grueso provenientes de las sierras que la rodean. Actualmente es un lecho lacustre árido (Contreras et al., 2005).

2.2.2 Falla Laguna Salada

Es una falla oblicua dextral de alto ángulo, con dirección $\sim N45^{\circ}O$ y buzamiento que varía de 60° - 75° al suroeste (González-Escobar et al., 2016). La traza de la falla es casi lineal, mide ~ 57 km y está integrada por tres segmentos que presentan diferentes orientaciones. El segmento norte, traza desde la cuenca hasta la intersección con Cañón rojo, el segmento central va de la falla Cañón Rojo hacia la parte inactiva de DCD y, por último, el tercer segmento es la división entre las sierras Cucapah y El Mayor.

La zona de falla de Laguna Salada limita el margen oeste de la sierra Cucapah y una aislada cordillera montañosa con tendencia noroeste en el sur de Salton Trough (Mueller y Rockwell, 1995).

2.2.3 Falla Cañada David

Falla normal activa de bajo ángulo ($<20^{\circ}$) asociada a un arreglo de escarpes de falla, los cuales cortan una extensa secuencia de depósitos y superficies aluviales del Cuaternario a lo largo de 55-60 km del frente oeste montañoso de la sierra El Mayor (Spelz, 2008).

Esta falla pone en contacto secuencias sedimentarias del Mioceno-Plioceno con basamento cristalino Mesozoico. Se infiere que ha acomodado de 5-7 km de denudación desde hace 12 Ma (Fletcher y Spelz, 2009). Como la gran mayoría de las fallas de gran desplazamiento, DCD muestra una traza curvilínea con dos pares principales de mega pliegues antiformes y sinformes.

Fletcher y Spelz (2009), basados en los análisis geométricos de escarpes de falla a lo largo del margen este de la cuenca, sugieren que la falla adquiere un alto ángulo dentro de los 10-16 km alejado de las sierras Cucapah-El Mayor y una geometría antilítrica definida por la localización de depocentros registrados en la zona.

González-Escobar et al. (2016), plantea que la falla buza de 16°-20° al oeste y tiene un deslizamiento mínimo total de 10.1 km.

2.3 Marco litológico

Diversos estudios relacionados con el origen y evolución de la cuenca han permitido establecer de manera más simple y regional la estratigrafía de la zona, la cual está basada principalmente en la relación temporal de las unidades litológicas respecto a las edades de fallamiento normal de bajo ángulo, vinculadas con la fase divergente de la apertura del Golfo de California.

De este modo se plantean dos principales grupos: unidades pre-tectónicas y unidades sin-tectónicas (Axen y Fletcher, 1998).

2.3.1 Unidades pre-tectónicas

El lecho rocoso en la región consiste predominantemente de rocas metamórficas polideformadas y de granitoide emplazados pertenecientes al arco magmático del margen Cretácico continental. Estas rocas cristalinas son intrucidas por diques hipabisales basálticos a andesíticos con dirección noroeste e inclinación abrupta. Barnard (1968), plantea que, sobre la base de composición y mineralogía similar, se interpretan diques máficos que han sido alimentados de rocas volcánicas miocénicas calco alcalinas que se depositan sobre el basamento cristalino en el noroeste de la sierra Cucapah. Se infiere que todas las fallas

en la región de la cuenca Laguna Salada cortan basamento cristalino, diques máficos y estratos volcánicos miocénicos. Por consiguiente, se especula que estas rocas han existido antes de la fase de tectonismo que produjo la cuenca Laguna Salada.

La discordancia basal de la secuencia volcánica miocénica y la superficie erosional sobre la que él y otros viejos estratos fueron depositados, definen el nivel pre-tectónico erosional.

Se especula que las rocas metasedimentarias que afloran en la sierra Cucapah son del Pérmico-Jurásico de facies sillimanita, probablemente producto de metamorfismo regional de alta temperatura y relativa baja presión; las más comunes son gneis cuarzofeldespático de hornblenda-biotita, gneis de sillimanita-almandino y mármol. Menos abundante es la anfibolita y raramente cuarcita (Barnard, 1968).

En la sierra El Mayor, se tiene la conjetura que las rocas metasedimentarias que afloran son del Paleozoico, las cuales son producto de un metamorfismo de alto grado (facies de anfibolita), principalmente gneis de granate, anfibolita, cuarcita y mármol (Vázquez, 1996)

En el norte de la sierra Juárez, los depósitos de tobas andesítico-dacíticas de ~18.5 Ma son cortados por fallas normales de alto ángulo con rumbo noroeste y deslizamiento al este, al noroeste de estos depósitos ocurrió el emplazamiento de diques andesítico-basálticos (Díaz, 2010).

2.3.2 Unidades sin-tectónicas

Estas rocas están constituidas por los sedimentos manifestados en la región y por los que conforman el relleno sedimentario en la cuenca.

Las unidades sedimentarias que las constituyen son la Formación Imperial y Palm Spring que designan depósitos marinos y fluviales respectivamente.

Formación Imperial

Consta principalmente de sedimentos marinos cuya sucesión registra la transgresión de las aguas del Golfo de California durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano. La edad de esta Formación en Laguna Salada es Plioceno temprano y representa la secuencia sin tectónica más antigua dentro del registro

sedimentario de la cuenca Laguna Salada (Spelz, 2008).

Basados en el tamaño de grano, estructuras sedimentarias y contenido fósil Martín-Barajas et al. (2001) mediante un mapeo detallado y análisis estratigráfico establecieron tres miembros que conforman dicha Formación en la cuenca Cerro Colorado. El miembro inferior (Tim1) localmente es derivado de rocas metamórficas de alto grado e intrusiones graníticas en el norte de la sierra El Mayor. El miembro intermedio (Tim 2) está conformado principalmente por lutitas y arcillas amarillo-verdoso. Por último, el miembro superior (Tim 3) consta de areniscas y lutitas de color amarillo-beige y de tamaño fino a medio.

Formación Palm Spring

Marca la transición de las condiciones marinas a no marinas durante el Plioceno superior.

En el norte de la sierra El Mayor, la base de esta Formación es generalmente por un contacto de falla con la Formación Imperial, grada secuencia arriba a un depósito conglomerático sin-tectónico de edad Plio-Pleistoceno derivado a partir del bloque de piso de la falla Laguna Salada (Axen y Fletcher, 1998). En esta parte norte de la sierra se caracteriza por incluir de delgadas a gruesas y pobremente consolidadas capas de arenisca y limolita (Martín-Barajas et al., 2001).

Vázquez (1996), reporta que los datos estratigráficos y evidencias de campo indican que las capas más próximas a la falla de bajo ángulo Cañada David están basculadas principalmente hacia el NNW. Al oeste de cerro Colorado se observaron capas de la Fm. Palm Spring ligeramente plegadas, con buzamientos opuestos de 10° a 20° en una distancia de ~100 m entre la estructura sinforme y la antiforme; estos pliegues tienen una orientación N50°W. Los estratos de Palm Spring en la zona norte están basculados hacia el este y al oeste principalmente.

Capítulo 3. Metodología

3.1 Gravimetría

El método gravimétrico utiliza mediciones de la componente vertical (z) del campo gravitatorio terrestre para deducir la presencia de cuerpos en el subsuelo y la identificación de estructuras geológicas que, mediante efectos gravitacionales causados por variaciones de densidades, permitan el reconocimiento y la posible interpretación de los objetos de estudio.

Es necesario medir con precisión los pequeños cambios gravedad a causa de estructuras en el subsuelo. Esto requiere un instrumental muy sensitivo del orden de 0.01 mGal, lo que conllevó al diseño de un instrumento que permitiera la medición del valor absoluto de gravedad con alta precisión y fácil traslado, dicho instrumento es llamado gravímetro el cual determina la variación de la gravedad relativa de uno o más locaciones (Lowrie, 2007)

3.1.1 Elipsoide y Geoide

El Elipsoide de Referencia Internacional es la referencia estandarizada de la Tierra. Es el valor teórico de la gravedad en el elipsoide rotatorio el cual puede calcularse mediante la diferenciación del potencial de gravedad. Este produce los componentes radiales y transversales de la gravedad, los cuáles después son combinados para dar la fórmula para la gravedad normal del elipsoide:

$$g_n = 9.78031846(1 + 0.0053024 \sin^2\lambda - 0.0000058 \sin^22\lambda) \quad (1)$$

La ecuación (1) es conocida como la fórmula de la gravedad normal o gravedad teórica, adoptado por el Sistema de Referencia Geodésico (GRS80), con lo cual, permite calcular la gravedad normal de cualquier latitud con una precisión de 0.1 mGal. La fórmula es utilizada en el análisis de mediciones de la gravedad en la Tierra, porque nos da la variación teórica de la gravedad normal (g_n) con latitud sobre la superficie del elipsoide de referencia.

La superficie de gravedad equipotencial física se llama geoide. Refleja la verdadera distribución de masa dentro de la Tierra y difiere del elipsoide teórico por pequeñas cantidades (Lowrie, 2007). Lejos de la Tierra, el geoide coincide con la superficie del océano, excluyendo efectos perturbadores temporales

como los son las mareas y los vientos.

Sobre los continentes, el geode es afectado por la masa de la tierra sobre el nivel del mar (Figura 12a). La masa dentro del elipsoide provoca una atracción gravitacional hacia abajo, hacia el centro de la Tierra, pero una colina o montaña cuyo centro de gravedad está fuera del elipsoide causa una atracción hacia arriba. Esto provoca una elevación local del geode por encima del elipsoide. El desplazamiento entre el geode y el elipsoide se denomina ondulación geode; la elevación causada por la masa por sobre el elipsoide es positiva.

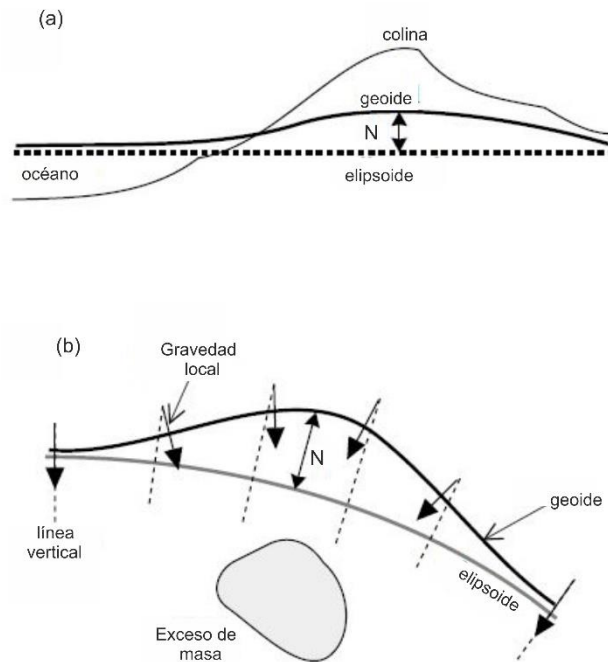


Figura 12. Una masa fuera del elipsoide o (b) un exceso de masa por debajo del elipsoide elevando el geode por encima del elipsoide. N es la ondulación del geode. Modificado de Lowrie (2007).

Teóricamente se asume que la distribución de la masa de la Tierra por debajo del elipsoide es homogénea. Un exceso de masa local debajo del elipsoide desviará y fortalecerá la gravedad local. La superficie equipotencial es forzada a deformarse hacia arriba permaneciendo normal a la gravedad dando una positiva ondulación del geode sobre el exceso de masa por debajo del elipsoide (Fig 12b). Por el contrario, un déficit de masa por debajo del elipsoide desviará el geode por debajo del elipsoide, causando una negativa ondulación del geode. Por lo tanto, debido a la topografía desigual y la distribución de masa interna heterogénea de la Tierra, se establece que el geode es una superficie equipotencial irregular (Lowrie, 2007).

3.1.2 Correcciones gravimétricas

Para poder obtener un valor de anomalía, el cuál debe ser extraído a partir de una medición de gravedad observada a partir de variaciones locales de densidad, es necesario realizar una serie de correcciones ya que este valor se encuentra vinculado a otros campos.

Blakely (1996), refiere que una mejor manera de describir las correcciones es considerarlas como una contribución a la gravedad observada. Dicha gravedad está conformada por varios componentes que se pueden representar como una suma:

$$\begin{aligned}
 & \textit{gravedad observada} \\
 & = \textit{atracción del elipsoide de referencia} \\
 & + \textit{efecto de elevación por arriba del nivel del mar (aire libre)} \\
 & + \textit{efector de masa normal por arriba del nivel del mar (Bouguer y terreno)} \\
 & + \textit{variaciones dependientes del tiempo (mareas)} \\
 & + \textit{efecto de plataforma de movimiento (Eötvös)} \\
 & + \textit{efecto de la masa que soporta la carga litostática (isostasia)} \\
 & + \textit{efecto de las variaciones de densidad de la corteza y manto superior (geología)}
 \end{aligned} \tag{2}$$

El objetivo, es lograr substraer el efecto de las variaciones de densidades la corteza y manto superior de los demás términos.

La ecuación 1 provee la gravedad teórica, la atracción gravitacional normal de una Tierra hipotética que no contiene inhomogeneidades de densidad lateral. Cuando esta ecuación es evaluada y substraída de las mediciones gravimétricas, el resto refleja desviaciones de la densidad de la Tierra del elipsoide homogéneo, en particular variación de densidad lateral en la corteza y manto (Blakely, 1996). Este valor restante incluye varios factores de los cuales a continuación se describirán principalmente los que fueron trabajados en este estudio.

Corrección de aire libre. Ajusta la gravedad medida para un factor no contabilizado por el elipsoide de referencia: la elevación de la medición de la gravedad por encima del elipsoide de referencia. Aunque la corrección de aire libre considera la elevación del punto de observación, el punto de observación permanece fijo en el espacio con respecto a todas las masas causantes. La aplicación de la corrección de aire libre provee la anomalía de aire libre dada por:

$$g_{AL} = g_{obs} - 0.3086h - g_n \tag{3}$$

Donde:

g_{obs} es la gravedad observada g_{AL} es la anomalía de aire libre

g_n es la gravedad normal o gravedad teórica h es la altura sobre el nivel del mar

Corrección de Bouguer. Esta toma en cuenta la masa que existe entre el nivel de observación y el nivel del mar (aspecto ignorado por la gravedad teórica y la corrección de aire libre), por lo tanto, esta corrección considera esta masa adicional.

La *corrección de Bouguer simple* (Blakely, 1996) aproxima toda la masa por encima del nivel del mar como una losa homogénea de extensión infinitesimal de igual espesor a la altura del punto de observación por encima del nivel del mar. Considerando el valor típico de la densidad (ρ) de la corteza (2.670 gr cm^{-3}), la corrección es:

$$g_{CB} = 0.0419 \rho h \quad (4)$$

Donde h es la altura sobre el nivel del mar. Ignorando la corrección por mareas y Eötvös, la anomalía de Bouguer simple está dada por:

$$g_{BS} = g_{obs} - g_{AL} - g_{CB} - g_n \quad (5)$$

Donde:

g_{obs} es la gravedad observada g_{AL} es la anomalía de aire libre g_{CB} es la corrección de Bouguer

g_n es la gravedad normal o gravedad teórica

La anomalía de Bouguer refleja "masas anómalas", masas con densidad por arriba o por debajo de 2.670 g cm^{-3} . La elección de 2.670 g cm^{-3} como un valor promedio de la mayoría de las situaciones geológicas.

Corrección de terreno. La anomalía de Bouguer simple no considera la forma de la topografía. La medición de la gravedad es reducida por la presencia de cimas montañosas, para compensar esto se calcula la corrección de terreno (o topográfica) g_t y se es añadida a la medición gravimétrica. La presencia de valles o depresiones junto a las estaciones de mediciones gravimétricas también requieren de efectuarles una

corrección de terreno. En estos casos es como si se efectuase un relleno del valle hasta el nivel de cada estación con roca de la misma densidad. La atracción hacia abajo en el gravímetro se incrementa, por lo que la corrección del terreno para un valle también debe agregarse a la gravedad medida. Remover los efectos de topografía alrededor de una estación gravimétrica requiere hacer correcciones de terreno positivas para ambos casos (colinas y valles) (Lowrie, 2007).

La corrección de terreno, a la cual se le deberá incluir un término de curvatura de la Tierra es tradicionalmente hecha por una aproximación de la topografía con un modelo digital de elevación y calculando la atracción gravitacional del modelo con técnicas de cómputo.

Anomalía de Bouguer completa. Al efectuar la corrección de terreno y añadirla al valor de las mediciones gravimétricas, se obtiene lo que es la anomalía de Bouguer completa dada por:

$$g_{ABC} = g_{BS} + g_t \quad (6)$$

Donde:

g_{BS} es la anomalía de Bouguer simple g_t es la corrección de terreno

3.1.3 Aplicaciones a estudios litosféricos

Los métodos gravimétricos fueron inicialmente usados para investigar el estado isostático de la Tierra basado relativamente en pocas y espaciadas observaciones, pero dado que extensas zonas con características geológicas regionales producen anomalías gravitacionales relativamente intensas, se observó que esto permite un fácil mapeo e identificación de estructuras. La corteza y el manto superior conforman la litosfera con notables variaciones de densidad.

Significativos avances en la adquisición de datos gravimétricos en términos de precisión y el uso de plataformas marinas, aéreas y satélites y también el procesamiento de las anomalías, han hecho posible la investigación de características geológicas cada vez más pequeñas y detalladas, así como también se ha logrado una mayor cobertura sobre regiones terrestres no favorables y densas redes de mediciones.

Las observaciones aéreas y satelitales se basan en observar el cambio espacial o temporal de la gravedad

(Hinze et al., 2013). Los cambios espaciales en gravedad son basados en cambios horizontales en la masa de la litosfera como un resultado de cambios laterales en la densidad provocados por cambios estructurales, litológicos y variaciones termales. Los cambios temporales son basados en el cambio de contenido de fluido dentro de rocas relativamente cercanas a la superficie las cuales causan estas variaciones de masa.

3.2 Recopilación y procesamiento de datos gravimétricos

Para la generación del mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer completa (ABC), se llevó a cabo una compilación de dos bases de datos provenientes de publicaciones y trabajos previos realizados en la zona de estudio que se detallan a continuación.

3.2.1 Base de datos Kelm

La figura 13 muestra el mapa con los datos gravimétricos recabado por Lewis Kelm para su trabajo de grado en 1971, a partir del cual se recreó el mapa de anomalía de Bouguer completa (ABC) mostrado en la figura 14.

Es indispensable aclarar que originalmente estos datos estaban en anomalía de Bouguer simple, adquiridos a partir de un mapa en formato pdf como se muestra en la figura 13, por lo tanto, se llevó a cabo la georreferenciación de este y posteriormente la digitalización de las 775 estaciones con su respectivo valor de anomalía. Una vez teniendo esta información en formato digital, fue necesario llevar a cabo un procesamiento a los mismos, ya que en el presente estudio se trabajará en ABC, por lo tanto, se realizó la corrección de terreno utilizando el módulo de *Gravity Terrain* del paquete de Oasis Montaj de Geosoft el cuál emplea fórmulas analíticas de cuerpos prismáticos y modelos digitales de elevación para estimar el efecto gravimétrico del relieve del terreno. El valor obtenido a partir de la corrección de terreno fue añadido a cada valor de anomalía gravimétrica de Bouguer simple, y con ello, se obtuvo la anomalía de Bouguer completa de los datos provenientes de Kelm (1971).

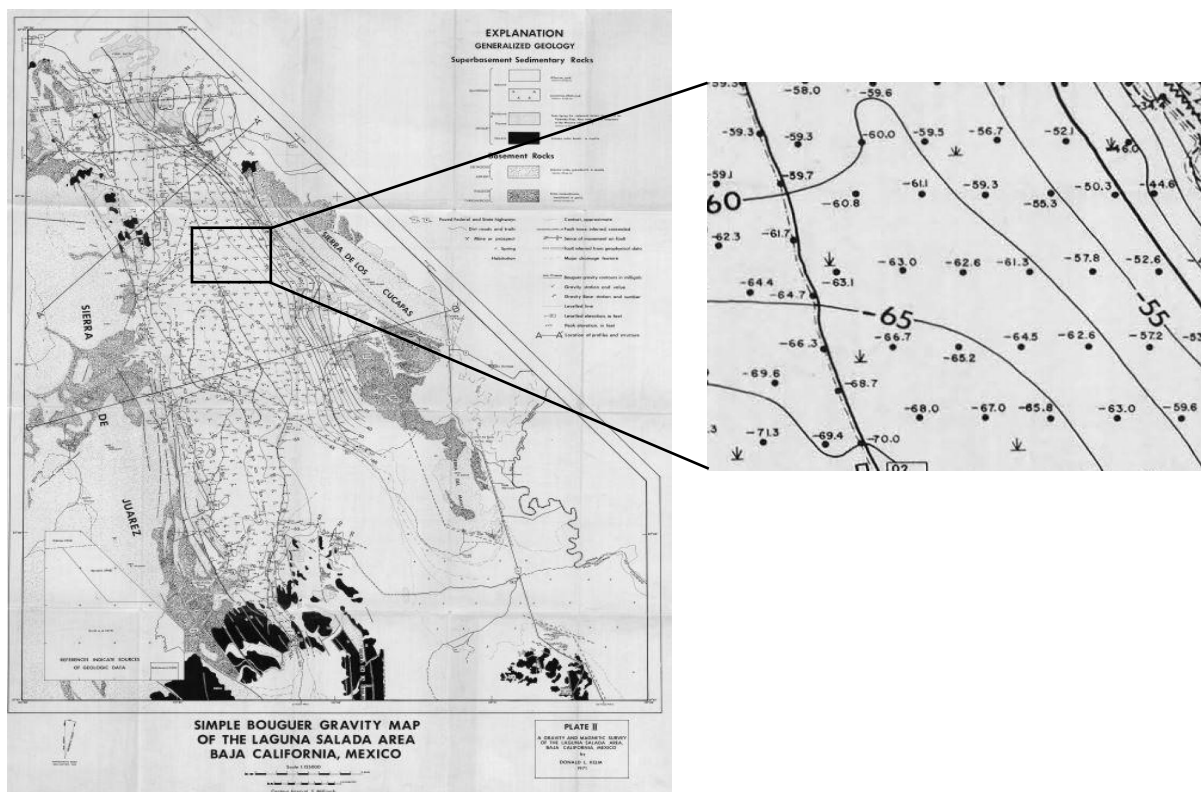


Figura 13. Mapa de anomalía de Bouguer simple del área de Laguna Salada. Tomado de Kelm (1971).

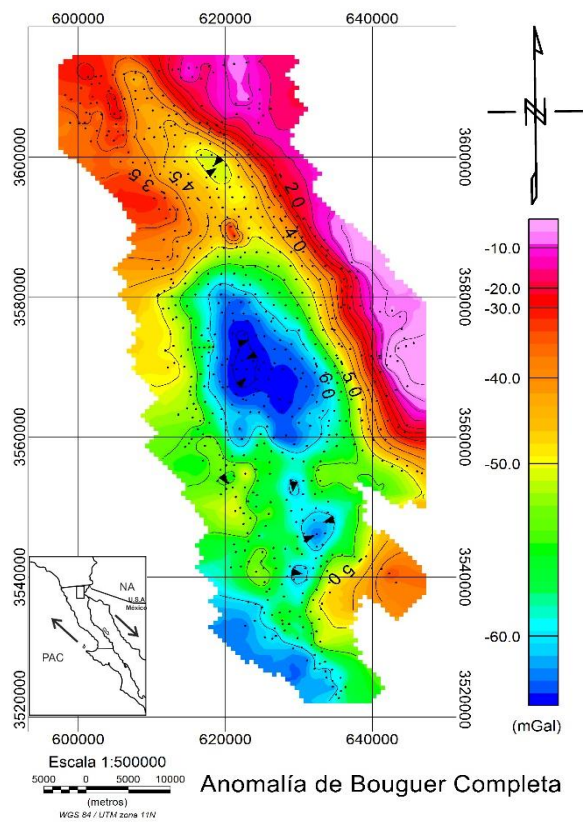


Figura 14. Mapa de anomalía de Bouguer Completa reprocesados de los datos provenientes de la base de datos de Kelm (1971) en la región de Laguna Salada.

3.2.2 Base de datos García-Abdeslem

La publicación realizada por García-Abdeslem et al. en 2001, presenta un mapa de anomalía gravimétrica (Figura 15) el cual fue compilado a partir de diversas fuentes incluyendo Kelm 1971 y datos adquiridos por el mismo autor y colaboradores en 1994, entre otros. También reporta que todos los datos utilizados en su estudio fueron vinculados a la gravedad absoluta de la base gravimétrica localizada en el monumento Rodolfo Sánchez Taboada en Mexicali y referidos al IGRS-67. Utilizando una densidad de masa de Bouguer de 2.670 gr/cm^3 , se obtuvo la anomalía completa de Bouguer para la cuenca Laguna Salada y áreas adyacentes.

La figura 16 muestra el mapa de anomalía de Bouguer completa en donde el procedimiento que se efectuó para la obtención de este mismo se basó en la georreferenciación del mapa de la figura 15 para digitalizar los valores de las curvas de anomalía que posteriormente fueron respaldadas en un archivo Ascii que posteriormente ser graficaron en el software Oasis Montaj.

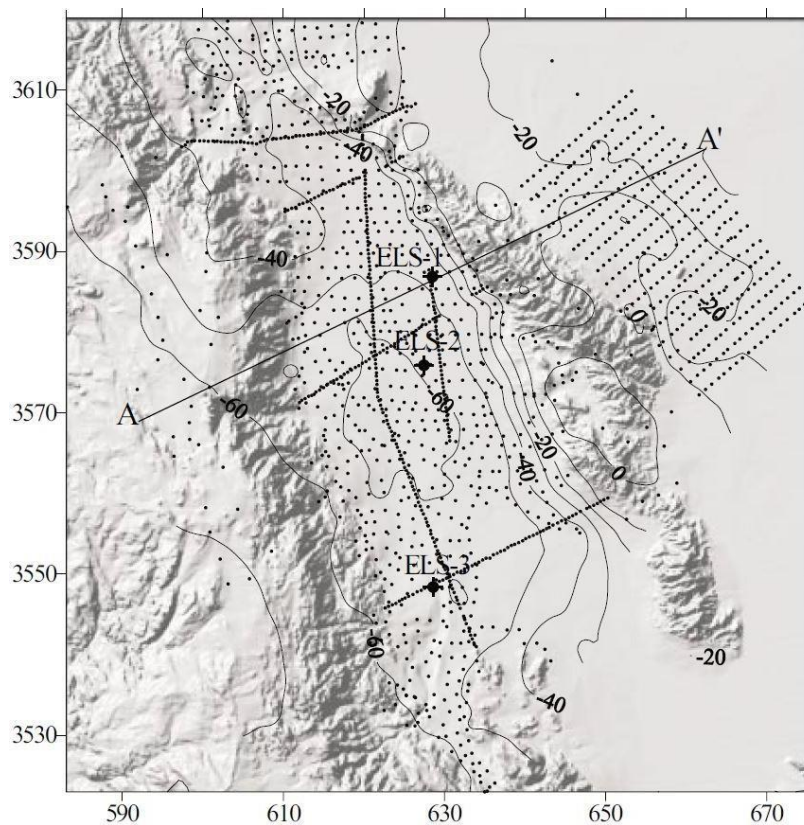


Figura 15. Mapa de anomalía de Bouguer completa con contornos cada 10 mGals. A-A' indica la localización del perfil gravimétrico modelado en el estudio. Tomado de García Abdeslem et al. (2001).

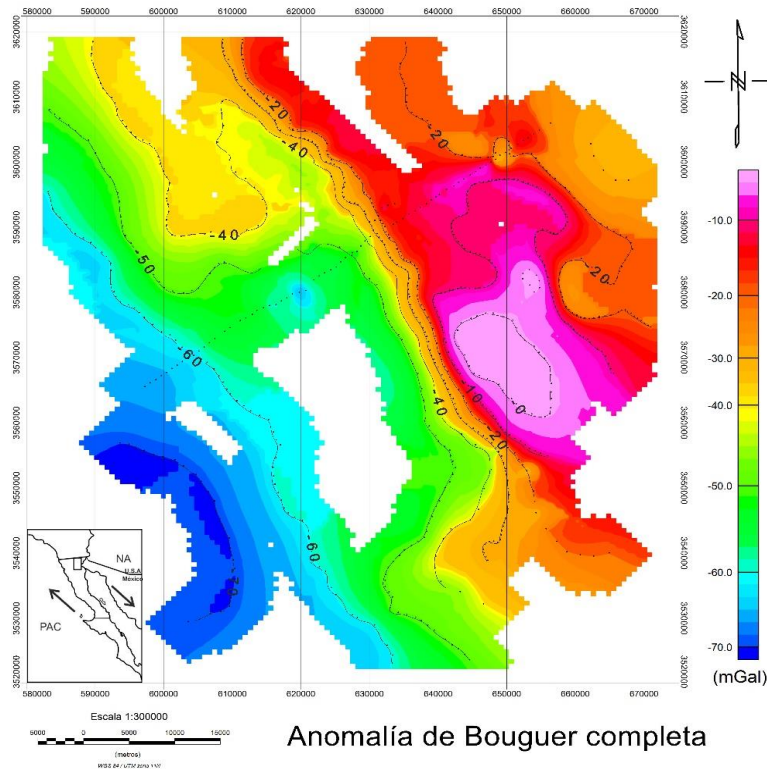


Figura 16. Mapa de contornos de anomalía de Bouguer completa cada 10 mGals. Los puntos representan cada uno de los valores digitalizados con su respectivo valor de anomalía.

3.2.3 Mapa de anomalía de Bouguer completa

El mapa de anomalía de Bouguer completa a partir de la unión de las dos bases de datos provenientes de los trabajos de Kelm (1971) y García-Abdeslem et al. (2001) se muestra en la figura 17.

Los valores se interpolaron mediante el método de kriging. Este método es una técnica de cuadrícula estadística para datos aleatorios, líneas de datos no paralelas o línea de datos ortogonales. Es ideal utilizar este método cuando los datos XYZ no se muestren a lo largo de líneas que corren aproximadamente en la misma dirección, cuando son altamente variables las locaciones entre las muestras, pobremente muestreado y/o agrupado (Northwest Geophysical Associates, Inc., GM-SYS User's guide, 1999)

Este método estadístico determina un valor a cada nodo de la cuadrícula basado en el dato XYZ. Primero calcula un variograma del dato, el cual muestra la correlación del dato como una función de la distancia. Por lo tanto, entre más alejados se conviertan los datos, menor correlación se espera entre los puntos. Un variograma muestra estefenómeno para un conjunto de datos determinados, y basado en el variograma, se puede seleccionar un modelo que defina mejor la varianza de los datos.

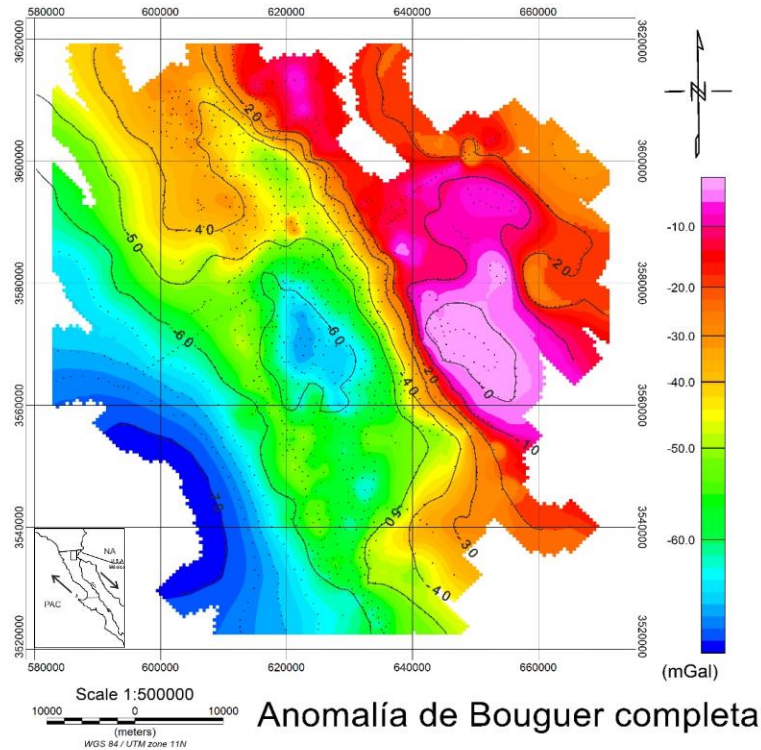


Figura 17. Mapa de anomalía de Bouguer completa proveniente de la unión de las bases de datos de Kelm (1971) y García-Abdeslem (2001).

3.3 Modelado de datos gravimétricos

El modelamiento consiste en proponer un modelo geológico hipotético del subsuelo que satisfaga las observaciones de los datos de anomalía gravimétrica, tomando información a priori que permita reducir la ambigüedad que genera el problema de la no unicidad, común en los métodos geofísicos, en particular en los potenciales. En el área de estudio se trazarán perfiles de interés, sobre los cuales se extraerán los datos de anomalía gravimétrica, la cual, será la propiedad física que permita proponer el modelo geológico, que reconstruye una sección a profundidad sustentado con información adicional que conduzca al mínimo margen de error posible. Al generarse este modelo, basado en la densidad del subsuelo, se evaluará la respuesta gravimétrica del mismo, generando una anomalía de datos calculados, proceso conocido comúnmente como modelado directo. El propósito de este proceso será conseguir el mejor ajuste entre las anomalías observadas y calculadas, desarrollo comúnmente conocido como modelado inverso o inversión de datos (Blakely, 1996).

Un modelo bi-dimensional asume a la Tierra en dos dimensiones, por ejemplo, cambios con la profundidad (dirección Z) y en la dirección del perfil (dirección X, perpendicular al rumbo). Los modelos 2D no cambian en la dirección del rumbo (dirección Y). Un modelo 2D puede ser visualizado como un número de prismas tabulares con sus ejes perpendiculares al perfil (Figura 18); los bloques y superficies son supuestas a extenderse al infinito en dirección de la dirección del rumbo.

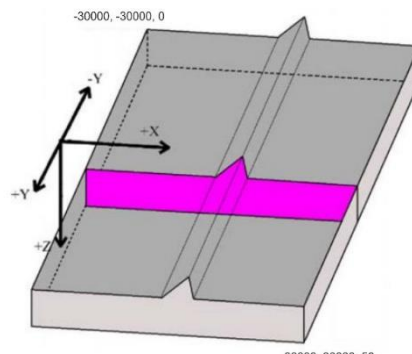


Figura 18. Modelo 2D en el que se asumen cambios con la profundidad y la dirección del perfil. Modificado de Northwest Geophysical Associates, Inc., GM-SYS User's guide (1999).

En este trabajo los modelos gravimétricos se realizaron en programa GM-SYS de la paquetería de Oasis Montaj. Este es un programa de modelado que permite la manipulación intuitiva e interactiva del modelo geológico y los cálculos de la respuesta a la gravedad. El método utilizado para calcular la respuesta del modelo gravimétrico está basado en el método de Talwani et al. (1959), Talwani y Heirtzler (1964).

En este programa es implementado el modelado $2\frac{3}{4}D$ el cual permite que los prismas se trunquen a cierta distancia en la dirección strike ($\pm Y$) más y menos (+30000, -30000). Esto también permite que la dirección strike se desvíe en relación con el azimut del perfil. Más allá de los extremos del perfil, hay nuevos prismas de la misma sección transversal, pero con diferentes propiedades de densidad. Los modelos $2\frac{3}{4}D$ de GM-SYS permiten la especificación independiente de las ubicaciones de los dos extremos de los prismas (bloques). Pueden estar localizados asimétricamente alrededor de la línea del perfil o, si se desea, ambos pueden estar en el mismo lado del plano del perfil ($Y=0$) (Northwest Geophysical Associates, Inc., GM-SYS User's guide, 1999).

Conceptualmente, el modelo es un 2D o $2\frac{3}{4}D$ de sección cruzada que se extiende al infinito a la izquierda -30,000 km (-X) y la derecha +30,000 km (+X). El eje Z de dicha sección despliega la profundidad (hacia abajo, Z es positiva). Áreas con constantes propiedades de densidad son definidas por dos o más

puntos. En modelos 2D, estos polígonos, o “bloques” se extienden al infinito en una tercera dimensión ($\pm Y$) dentro o hacia afuera de la pantalla. En modelos $2\frac{3}{4}D$, estos bloques pueden ser truncados a una distancia dada del plano del perfil.

3.4 Datos complementarios

Para la generación de los modelos fue necesario la implementación de información suplementaria de datos sísmicos de reflexión, pozos y modelos digitales de elevación. Estos datos proveen parámetros de control que permiten constreñir la propuesta de los modelos y con ello aminorar el problema de la no unicidad.

3.4.1 Topografía

Para los datos topográficos se utilizaron modelos digitales de elevación los cuales son una representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar, que permite caracterizar las formas del relieve y los elementos u objetos presentes en el mismo (INEGI, s.f.).

Estos datos fueron descargados del Servicio Geológico de los Estados Unidos (*USGS* por sus siglas en inglés), se utilizaron dos diferentes resoluciones con un campo de definición de 1 arc-s (aproximadamente 30 m) y 3 arc-s (aproximadamente 90 m).

3.4.2 Sísmica de reflexión

Las líneas sísmicas adquiridas por PEMEX en los años 70' fueron procesadas e interpretadas previamente en el trabajo de grado de Gallardo (2013), haciendo principal énfasis en la detección de rasgos estructurales (fallas de bajo ángulo) que pudiesen ser factor de riesgo para la población aledaña a la zona de estudio y la identificación de las secuencias sismoestratigráficas que rellenan la cuenca que pudiesen mostrar algún rasgo prometedor para futuras oportunidades en el ámbito geotérmico. En la figura 19 se muestra un ejemplo de una de las líneas interpretadas, las cuales fueron de gran utilidad, principalmente para acotar caracteres del relleno de la cuenca, el trazo de la falla *detachment* Cañada David, entre otros.

En la zona hay un total de ~150 km lineales de sísmica de reflexión, divididas en 7 perfiles sísmicos como se muestra en la figura 20, de los cuales en este trabajo se utilizaron 6 de estas líneas, ya que el perfil localizado en la parte más al sur de la cuenca (perfil 5076C marcado en color rojo), contaba con una pobre resolución e identificación de rasgos que pudiesen contribuir al planteamiento de los modelos.

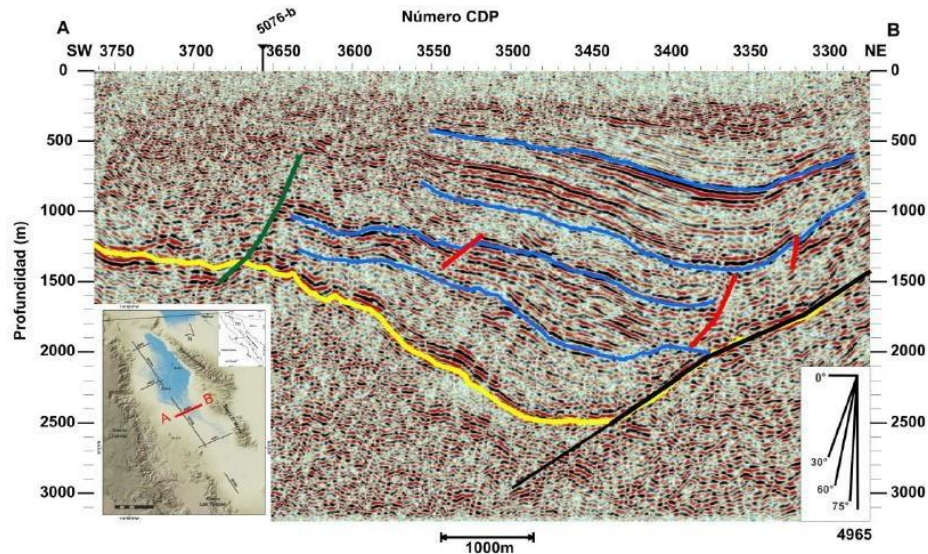


Figura 19. Línea 4965, cada línea de color representa un rasgo geológico. Líneas azules marcan las capas sedimentarias, la línea amarilla representa el basamento, en color negro está identificada la falla Detachment Cañada David, etc. Tomado de Gallardo (2013).

3.1.1 Pozos exploratorios

Dentro del marco del estudio de la evaluación del posible potencial geotérmico en la Cuenca Laguna Salada, en los años noventa la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizó la perforación de 3 pozos exploratorios ELS-1, ELS-2 Y ELS-3 (Figura 21), los cuales indicaron los espesores de relleno sedimentario y otros materiales característicos del lugar.

Basados en la litología y el contenido microfósil, Martín-Barajas et al. (2001), plantean la estratigrafía de cada uno, dividiendo al pozo ELS-1 en tres principales unidades sedimentarias designadas por unidades 2, 3 y 4 debido a que asignan que la unidad 1 sea la Formación Imperial. Describiendo de abajo hacia arriba se tiene que la unidad 2 está conformada por una capa con espesor poco más de 600m de arenisca y lutita rojiza de grano fino. Dicha secuencia de arenisca contiene una matriz de arena cuarzosa, rojiza, calcárea y barrosa.

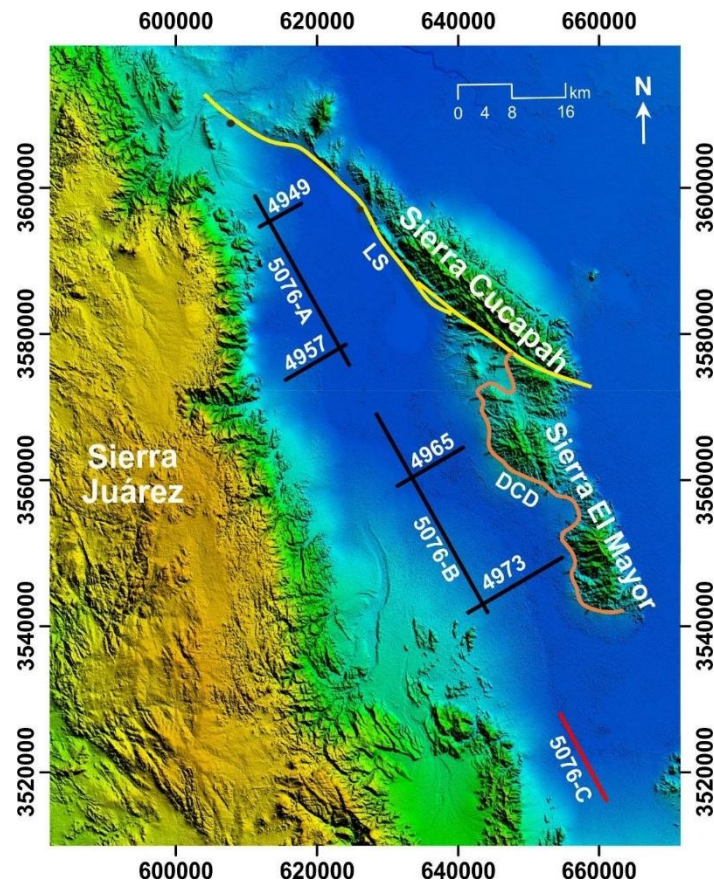


Figura 20. Localización de los perfiles sísmicos de reflexión utilizados como complemento al planteamiento de los perfiles geológicos en la cuenca Laguna Salada. La línea en color rojo indica la ubicación del perfil omitido para este trabajo. Abreviaciones: LS-falla Laguna Salada, DCD-detachment Cañada David.

La unidad 3 de este pozo está conformada por gruesos conglomerados y megabloques de brecha intercaladas con capas de lutita y limolita con un espesor de 850m. Estas capas de conglomerado y brecha son compuestas de bloques de diorita y tonalita derivados de Sierra Cucapah.

Hay presencia de lutita y limolita entre las capas de brecha a 1000-1200 m de profundidad del pozo. La unidad superior (unidad 4), está integrada por alrededor de 980 m de alteraciones de grava conglomerada, arenisca

El pozo ELS-2 a una profundidad aproximada de 1590 m penetró basamento granítico (Martín-Barajas et al 2001), la unidad sedimentaria más inferior está compuesta de unos 100 m de brecha conglomerada y subalterno lutita y arenisca con fragmentos de concha. Por arriba de esta unidad, se tiene reportado 340 m de arenisca arcosa y lutita con cantidades variables de grava (10 %). Con un espesor de aproximadamente 50 m un intervalo de arenisca conglomerática es identificada a 1100 m de profundidad.

El resto de la sección es dominada por arenisca y lutita como se muestra en la figura 21.

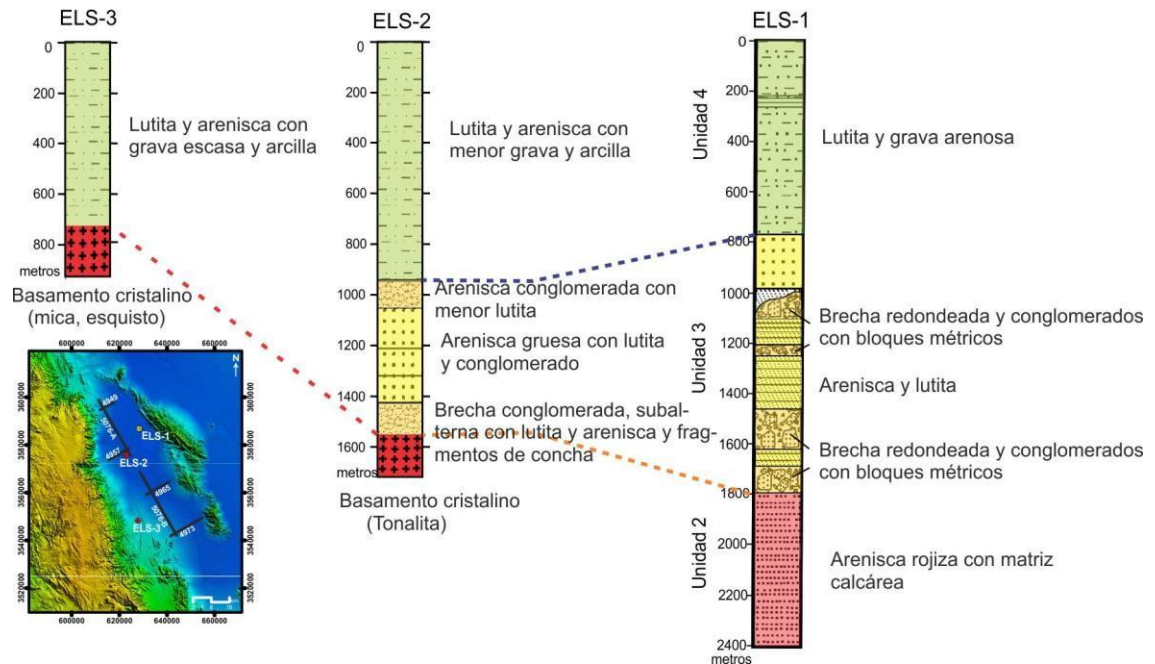


Figura 21. Registro litoestratigráfico (profundidad en metros) de los pozos exploratorios perforados en la cuenca Laguna Salada por la Comisión Federal de Electricidad. El horizonte entre los límites de las unidades 2-3 y 3-4 se representan con las líneas punteadas color naranja y azul respectivamente. En el mapa de ubicación, se indican en color rojo los pozos que perforaron basamento. Modificado de González-Escobar et al. (2016).

El tercer pozo perforado (ELS-3), ubicado al suroeste de la cuenca con una profundidad máxima de perforación de casi 900 m. Aproximadamente hasta los 720 m de profundidad, la secuencia está conformada por arenisca arcósica subalternada con lutita, arenisca, roca dura de arcilla y depósitos de grava subyaciendo al basamento cristalino de esquisto de mica. No se identifican cambios litológicos verticales de sedimentos en este pozo (Martín-Barajas et al., 2001).

Capítulo 4. Resultados

Para realizar el modelado gravimétrico de Anomalía de Bouguer Completa a nivel cortical se planteó para cada uno de los perfiles trazados, un modelo inicial (Figura 22) constituido de 5 capas horizontales y un semiespacio. La tabla 1 enlista los valores de densidades utilizados para los modelos y profundidades de las capas.

Tabla 1 Valores de densidades y profundidades utilizados en los modelos gravimétricos

Capa	Densidad (gr/cm ³)	Profundidad (k m)
Sedimento 1	2.2	2
Sedimento 2	2.4	4
Corteza Superior	2.7	8
Corteza Media	2.8	14
Corteza Inferior	2.9	20
Manto	3.2	Semiespacio

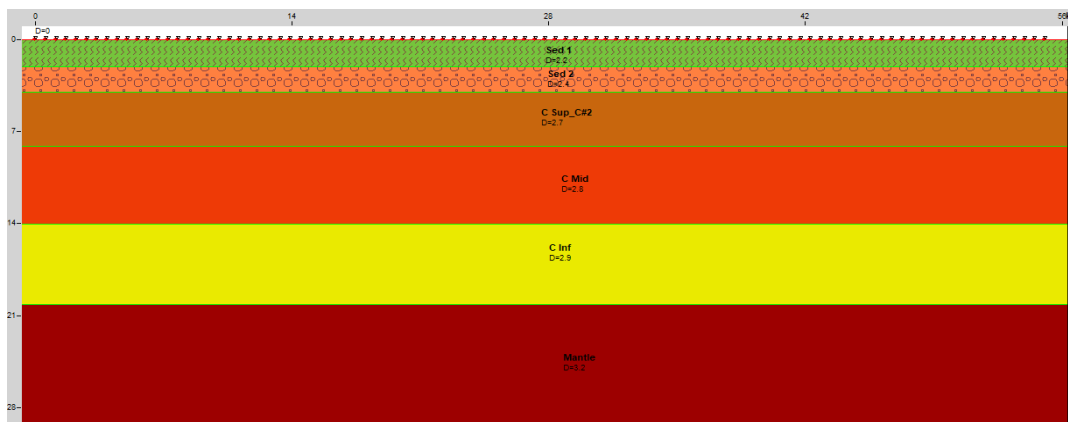


Figura 22. Modelo inicial a partir del cual se inició el modelado gravimétrico que consta de dos capas sedimentarias y tres subsecuentes que representan la corteza dividida en superior, media e inferior y por último el semiespacio representado por el manto.

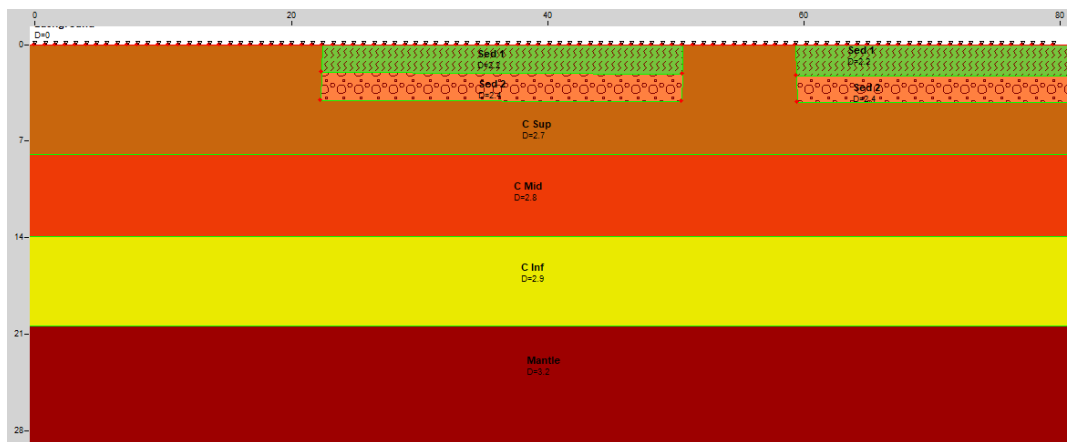


Figura 23. Modelo que muestra las primeras particularidades identificadas para el planteamiento del modelo basado primordialmente en la geología de la zona y la información de los perfiles sísmicos.

Los modelos gravimétricos 2D fueron desarrollados a lo largo de siete perfiles que atravesaron toda la zona de estudio como lo muestra la figura 24. Inicialmente la localización de estos perfiles se basó en la disponibilidad de información sísmica que se tenía en la zona, 6 de los 7 perfiles gravimétricos cuentan con esta información a excepción del perfil 2 (P2) que se encuentra localizado sobre un previo modelado gravimétrico realizado por García-Abdeslem et al. (2001), el cual se tomó como referencia para planteamiento y comparación con los resultados obtenidos en este trabajo, y el perfil 6 (P6) el cual que se modeló con el interés de ver el comportamiento de la estructura cortical en una zona muy próxima al lado este del frente montañoso de la cuenca. Los puntos color amarillo representan la ubicación de la información de pozos perforados que se tienen en la zona y las líneas color negro muestran el área que cubren las líneas sísmicas a lo largo de los modelos gravimétricos. La tendencia de orientación de los modelos transversales son SO-NE y los modelos longitudinales son de N-S. A continuación, se describen los perfiles transversales empezando en el norte y continuando hacia el sur, los perfiles longitudinales se describen de este a oeste.

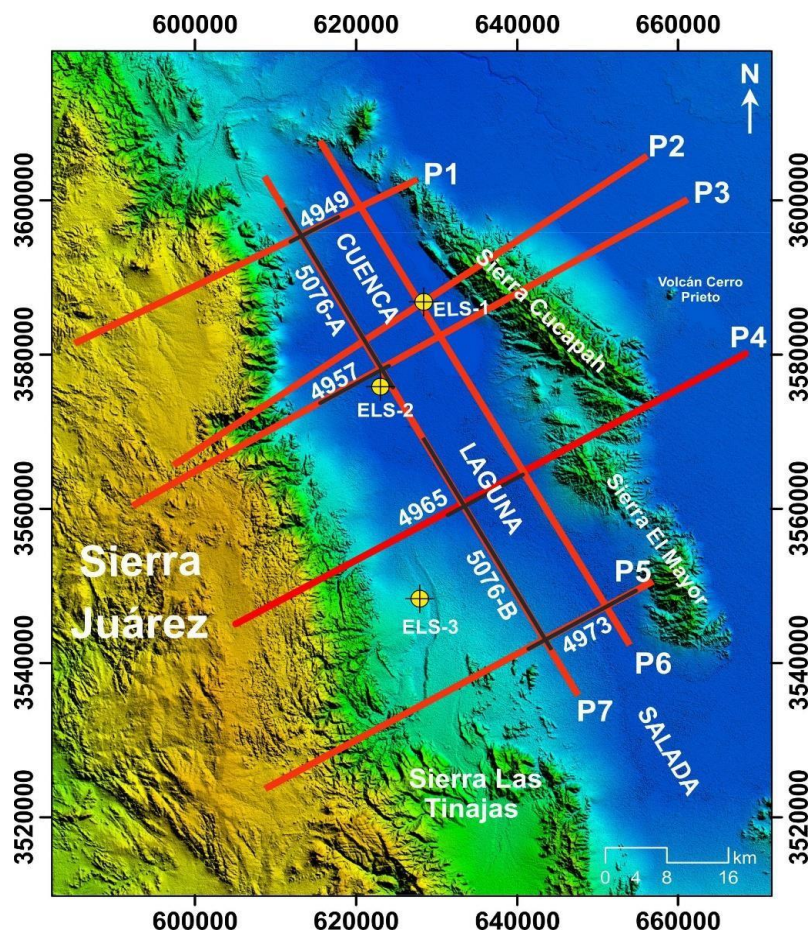


Figura 24. Mapa del relieve del área de estudio que muestra la localización de los perfiles gravimétricos modelados en este trabajo (líneas color rojo). Los perfiles sísmicos de reflexión propiedad de PEMEX se indican en color negro, ELS-1, ELS-2 y ELS-3 son los pozos exploratorios perforados por la comisión Federal de Electricidad (CFE).

4.1 Perfil P1

El perfil transversal P1 se ubica en el extremo norte de la CLS (Figura 25E) y tiene una extensión total de 47.5 km, en dirección SO-NE, atravesando desde Sierra Juárez, la parte norte del relleno sedimentario de la cuenca (RSC) y terminando sobre rocas sedimentarias del Mioceno-Plioceno de la Sierra Cucapah. En la figura 25B se identifica que, por debajo de Sierra Juárez, la interfaz corteza-manto se encuentra ~25 km de profundidad, conforme se aproxima al relleno sedimentario esta profundidad va disminuyendo hasta alcanzar los ~18 km, manteniendo valores de 18-20 km hasta la culminación del perfil. Por encima del manto, la corteza inferior tiene un espesor que varía entre ~13 km y ~9 km siendo más delgado en la región por debajo de la cuenca Laguna Salada que corresponde al bloque de techo de la falla Laguna Salada. La misma tendencia se presenta en la corteza intermedia que tiene un espesor que varía entre ~10 km y ~6.5 km. La cima de la corteza superior se encuentra expuesta en la superficie en la región de Sierra Juárez y se encuentra sepultada por debajo del relleno sedimentario asociado con la cuenca Laguna Salada. El espesor máximo modelado del RSC es de 2.4 km. En la Sierra Cucapah se encuentra la base de la corteza superior a niveles muy someros lo cual implica que esta capa ha sido borrada por erosión asociada con el levantamiento tectónico en el bloque de piso de la falla Laguna Salada.

Las líneas y el recuadro en color negro en la figura 25C indican la porción del modelo que es abarcada por la línea sísmica 4949 (González-Escobar et al., 2016), la cual tiene una extensión de casi 7 km de longitud y una profundidad máxima de 3.1 km. La previa interpretación de Gallardo (2013), permitió identificar el contacto entre sedimento y basamento en la cuenca lo cual se encuentra marcado por una mayor amplitud en los reflectores. Este contacto se presenta como la línea amarilla en la figura 25D en la misma figura, las líneas de color verde son contactos que separan unidades sedimentarias de diferentes densidades con base en el modelaje gravimétrico. La base de la cuenca sedimentaria notado por la línea verde más profunda se encuentra un poco más debajo de la base previamente interpretada por Gallardo (2013).

En el modelo del perfil P1 (Figura 25C), la falla Laguna Salada (FLS) se encuentra como una estructura importante de alto ángulo la cual controla el margen oriental de la CLS y desplaza las tres capas corticales. El contacto que corresponde a la base de la corteza superior demuestra ~3.78 km de desplazamiento total normal donde el desplazamiento horizontal perpendicular a la traza de la falla (*heave*) equivale a ~0.78 km y el componente de desplazamiento vertical (*throw*) es ~3.7 km. Otro marcador que corresponde a la base de la corteza media demuestra ~5.02 km de desplazamiento sobre la misma falla. En esta parte de la corteza, la falla Laguna Salada está modelada con una inclinación de ~79.75°, entonces el

desplazamiento total tiene componentes de ~ 0.9 km de heave y ~ 4.94 km de throw. El desplazamiento dominante de la falla Laguna Salada es lateral con sentido dextral pero esta componente no produce anomalías gravimétricas. Fletcher et al. (2020) estiman que la falla Laguna Salada ha acumulado >11 km de desplazamiento lateral desde el mioceno medio tardío.

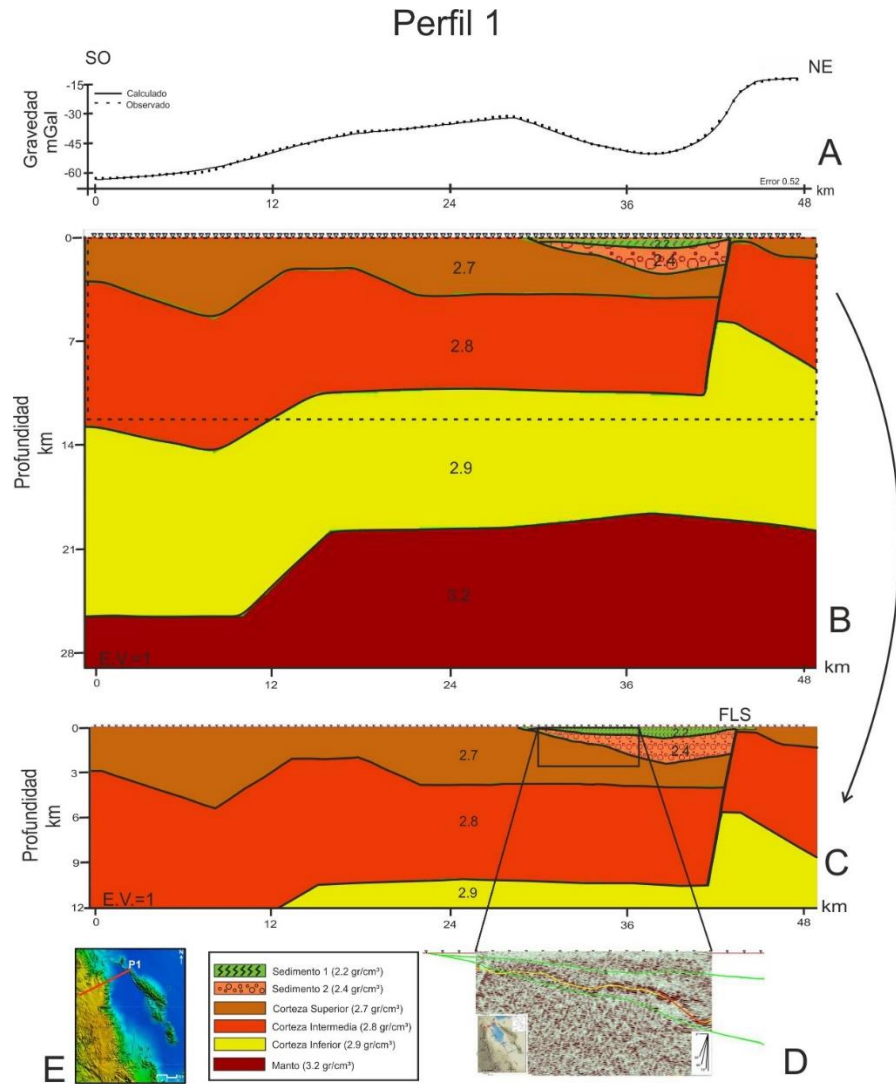


Figura 25 A) Anomalía gravimétrica a lo largo del perfil P1 con un error de 0.52 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo C) Vista detallada de los primeros 12 km de profundidad del modelo, el recuadro y líneas continuas color negro señalan la ubicación de la línea sísmica (D) 4949 con la interpretación de Gallardo (2013). E) Mapa guía para la localización del perfil dentro del área de estudio. Abreviaciones: FLS-Falla Laguna Salada.

4.2 Perfil P2

El perfil P2 localizado en la parte norte de la cuenca con orientación SO-NE y una extensión total de 72 km, cruza parte de la cordillera Peninsular, el relleno sedimentario de la cuenca Laguna Salada, Sierra Cucapah y finaliza en el valle de Mexicali (Figura P2 E). En el sector oeste del perfil (Figura 26B), el cual atraviesa la Sierra Juárez, la interfaz corteza-manto se localiza a una profundidad de ~ 27 km, conforme se presenta un acercamiento al relleno sedimentario este valor cambia de ~ 21 a 24 km, manteniéndose en ese rango en toda esa porción del relleno de la cuenca y llegando a ~ 20 km de profundidad por debajo de Sierra Cucapah. En el área del Valle de Mexicali retoma una profundidad que alcanza ~ 23 km de profundidad. La corteza inferior, por el lado de Sierra Juárez presenta un espesor de ~ 9.5 km mismo que mantiene en el área del RSC y el cual incrementa próximo al margen con Sierra Cucapah como producto del fallamiento a profundidad de la FLS. En el área del valle de Mexicali este espesor vuelve a ser de ~ 9.5 km. La corteza intermedia conserva esta misma tendencia con un espesor que varía de ~ 12.5 km a ~ 8.5 km. La corteza superior tiene está a ~ 5.5 km de profundidad por debajo de Sierra Juárez, debajo del relleno sedimentario la profundidad oscila entre ~ 4.5 y ~ 3 km debido al conjunto de fallas que hay a lo largo del RSC. En la Sierra Cucapah, la base de la corteza superior está a ~ 2.8 km de profundidad.

Este perfil está localizado en la misma ubicación donde García-Abdeslem et al. (2001), realizó un modelo cortical de la cuenca Laguna Salada, la figura 26D muestra un cotejo de dicho modelado con el producto realizado en este trabajo para lo cual se presenta una variación en el número de capas, espesores y densidades de estas. Son pequeñas variaciones en lo que respecta los valores de densidades propuestos por García-Abdeslem et al. (2001) respecto a los manejados en este trabajo. Lo que se propone como corteza superior con una densidad de 2.7 gr/cm^3 , García-Abdeslem et al. (2001) lo plantea como la capa más somera con una densidad de 2.67 gr/cm^3 y una profundidad máxima de ~ 7 km. La capa correspondiente a corteza media con densidad de 2.8 gr/cm^3 y profundidad de ~ 18 km, García-Abdeslem et al. (2001) lo plantea como una capa que llega a ~ 19 km de profundidad, con una densidad de 2.74 gr/cm^3 por debajo de Sierra Juárez, el basamento de la cuenca y que dicha capa se adelgaza hacia el límite este cercano a la falla Laguna Salada, en donde se presenta una capa con mayor densidad (2.7 gr/cm^3) subyacente a la capa más superficial de este perfil. Correspondiente a la corteza inferior con una densidad de 2.8 gr/cm^3 y profundidad que varía de ~ 27 km a ~ 20 km, García-Abdeslem et al. (2001) modela esta corteza con dos capas de diferentes densidades (2.85 gr/cm^3 y 3.05 gr/cm^3) a una profundidad de ~ 42 km por debajo de Sierra Juárez y ~ 25 km por el lado oriental del perfil y dichos valores corresponden a la profundidad del Moho, en donde la densidad del manto es de 3.3 gr/cm^3 (García-Abdeslem et al., 2001).

En la figura 26E se muestra de manera detallada el modelado del RSC planteado por García-Abdeslem et al. (2001), en dónde los valores oscilan dentro del rango establecido en este trabajo, a pesar de plantear un mayor número de capas sedimentarias y proponer que el espesor sedimentario general incrementa hacia el este de la cuenca con una profundidad máxima de ~3 km.

En el modelado que se realizó en esta tesis, arroja que el espesor máximo de sedimentos en la cuenca es de ~2.7 km por el lado colindante con Sierra Cucapah, lo que corresponde a la parte más profunda del semi graben, cuando se tiene una confinidad con el rango montañoso de Sierra Juárez, este espesor es menor a 0.5 km.

En el perfil se modelaron una serie de fallas intercuenca de alto ángulo con buzamiento al oeste y con el bloque de techo transportado en la misma dirección a lo largo de todo el RSC, las cuales están abreviadas como FINT en la figura 26C. De oeste a este, la primera de estas fallas (referida con un asterisco amarillo) está asociada al cambio de material que existe entre sedimentos lacustres y sedimentos indefinidos del periodo cuaternario. El resto de éstas mismas se infiere que puedan cortar toda la corteza superior. La falla maestra LS, y controla el margen oriental norte de la cuenca Laguna Salada y se especula que pueda cortar hasta la cima de la corteza inferior. El contacto que corresponde a la base de la corteza superior presenta ~3.78 km de desplazamiento total normal, teniendo un *heave* ~1.36 km y un *throw* de ~3.53 km. El marcador correspondiente a la corteza intermedia señala un desplazamiento de ~4 km sobre la misma falla, con un valor de *heave* de ~1.33 km y un *throw* de ~3.78 km, la inclinación que tiene la falla en esta parte de la corteza es de ~70.90°.

Se propone que hay un desplazamiento de ~15.9 km de la corteza superior, producto del fallamiento generado de la falla de bajo ángulo Zaragoza (FBAZ) en la parte oriental del perfil indicado en el recuadro color negro de la figura 26C.

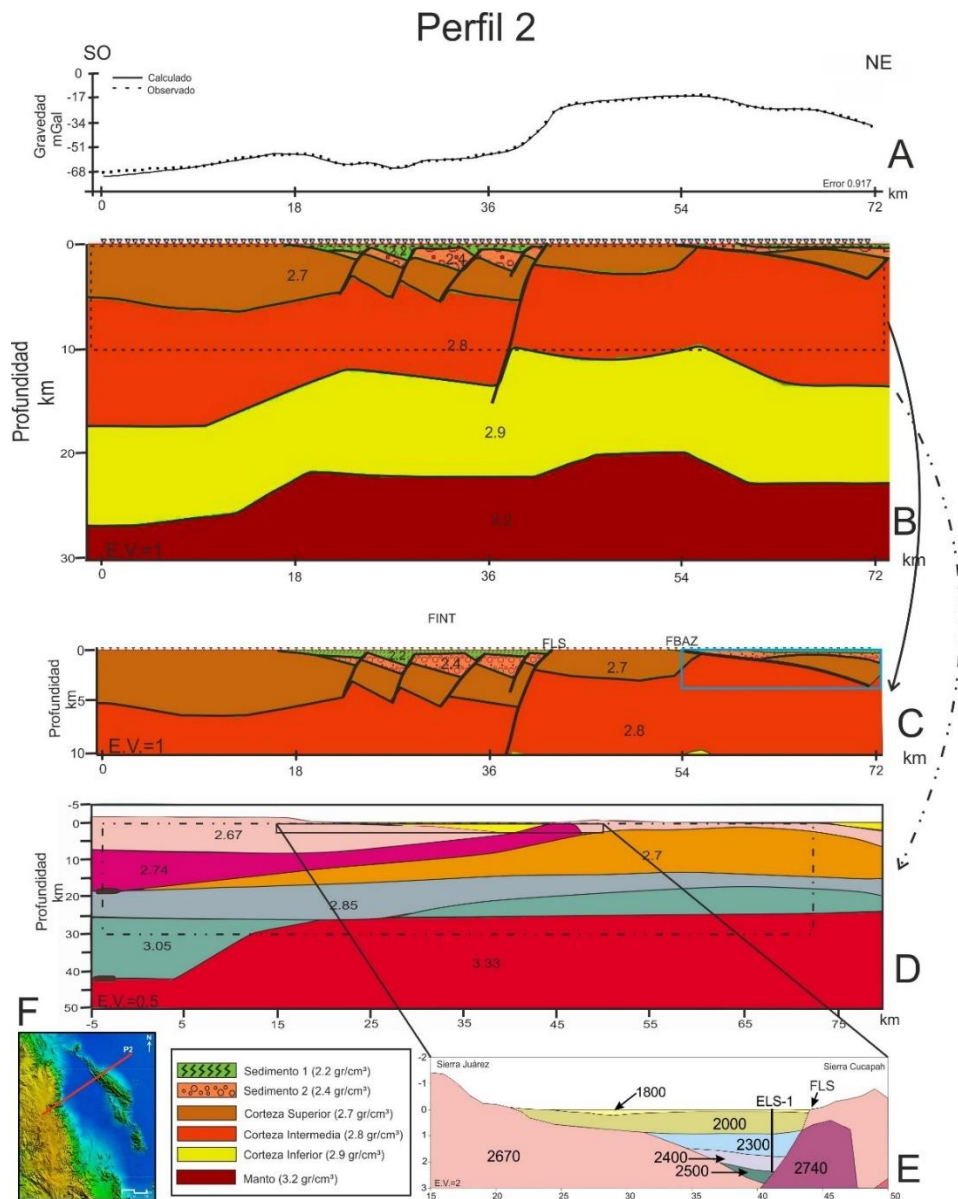


Figura 26. A) Anomalía gravimétrica a lo largo del perfil P2 con un error de 0.917 entre los datos observados y calculados. B) Modelo gravimétrico a 30 km de profundidad. C) Vista detallada de los primeros 10 km de profundidad de la interpretación cortical del modelo. D) Modelo gravimétrico modificado de García-Abdeslem, (2001) localizado en la misma ubicación que el perfil P2 y del cual se equipararon resultados, el recuadro de líneas y puntos negros en el modelo en D corresponde al área que abarcaría el modelo B. E) Vista detallada del modelado realizado por García-Abdeslem del relleno sedimentario de la CLS. Abreviaciones: FINT- Fallas intercuencia, FLS-Falla Laguna Salada y FBAZ-Falla de bajo ángulo Zaragoza.

4.3 Perfil P3

Con una extensión total de casi 80 km y una orientación SO-NE, este perfil transversal abarca desde Sierra Juárez, toda el área de la cuenca, Sierra Cucapah y parte del Valle de Mexicali (Figura 27E).

En la figura 27B se interpreta que, en el extremo oeste del perfil, por debajo de Sierra Juárez, el Moho se encuentra a una profundidad de ~ 26.5 km, cuando se aproxima al límite entre la Sierra y el relleno sedimentario, el Moho está a ~ 25 km de profundidad. En toda la región que contiene material sedimentario, este valor de profundidad fluctúa de ~ 25 km a ~ 21 km. En la parte colindante con el margen del frente montañoso de Sierra Cucapah y por debajo de esta misma llega a alcanzar una profundidad de ~ 22 km, mismo valor que mantiene en el área del valle de Mexicali. La corteza inferior sobreyace al Moho, esta capa tiene un espesor que varía de ~ 14.5 km a ~ 13.5 km desde Sierra Juárez hasta el límite con los sedimentos lacustres dentro de la cuenca. Se determina un incremento en el espesor de esta capa (~ 19 km) en las cercanías con el frente montañoso de Sierra Cucapah, lo cual está influenciado por la falla maestra Laguna Salada. La corteza intermedia presenta una preferencia semejante a la corteza inferior, con espesores que van de ~ 7 km a ~ 4.5 km y manifestándose en superficie en la parte occidental de Sierra Cucapah. La cima de la corteza superior se expresa por el lado de Sierra Juárez y continúa subyaciendo el material sedimentario que rellena a la cuenca. El espesor máximo del relleno sedimentario es ~ 2.20 km. El pozo exploratorio ELS-2 (F en la Figura 27) se encuentra a casi 1 km al este del perfil. Con esta información es posible corroborar la profundidad de los sedimentos que se plantean en ese punto del perfil con lo previamente reportado por Martin-Barajas et al. (2001).

Este perfil corta numerosas fallas las cuales son reveladas mediante gradientes pronunciados en la curva de gravedad (Figura 27A). Debido a esta respuesta gravimétrica se propone la posible existencia de fallas intercuenca (FINT en Figura 27C) algunas de éstas llegan a cortar la base de la corteza superior y las que se encuentran más próximas al frente montañoso de Sierra Juárez solo alcanzan a cortar material sedimentario. Gallardo (2013), identifica fallas en el perfil sísmico (marcadas en color verde oscuro en la Figura 27D), probablemente por la resolución de los datos sísmicos, no se logra identificar con más detalle otras fallas a lo largo de la sección, pero con el modelado gravimétrico se está corroborando y planteando la posible existencia de más fallas en lo que respecta a la zona del RSC. En la figura 27D, de abajo hacia arriba, las tres líneas verdes representan la base de la corteza superior, el límite basamento- sedimento y la interfaz entre dos horizontes sedimentarios que se basan en la respuesta de la anomalía gravimétrica. Cabe destacar que el recuadro en color azul plasmado en la figura (27C), señala una variación de corteza media seguida de un bloque de corteza superior al cual se le está denominando “complejo intrusivo Cucapah”, dicho bloque tiene un valor de densidad de 2.7 gr/cm^3 . Esto es debido a un contacto intrusivo de rocas máficas y rocas félsicas de mayor y menor densidad respectivamente, y que puede ser identificable desde una vista aérea de google earth en dónde se toma como indicativo el cambio de tonalidad de color en la zona, lo cual se considera que es la manifestación de dos diferentes materiales. Otro factor que interviene en la variación de materiales que afloran en la sierra se debe a la influencia que

ejercen en el área la falla Borrego (FB) y una rama de la falla Pescadores (RFP). En la figura 27C se infiere que en lo denominado sistema de falla LS, de izquierda a derecha la primera falla, controla a profundidad el contacto entre sedimentos lacustres y aluviales, la falla indicada en color azul es la falla maestra LS y la subsecuente a esta sea una rama de esta misma. Todas éstas fallas son de alto ángulo con buzamiento al oeste. En el modelo se indica la falla Keystone (FK), la cual se corta al tener contacto con la rama de la falla LS. En la porción este del perfil, se indica la falla de bajo ángulo Zaragoza (FBAZ). Otra importante falla que se puede identificar en el modelado es el planteamiento de una falla que en este trabajo se denominará Choropo, la cual está presentando mayor desplazamiento que la FLS. El valor de la componente vertical mínimo obtenido del sistema de fallas de LS es de ~ 5.24 km.

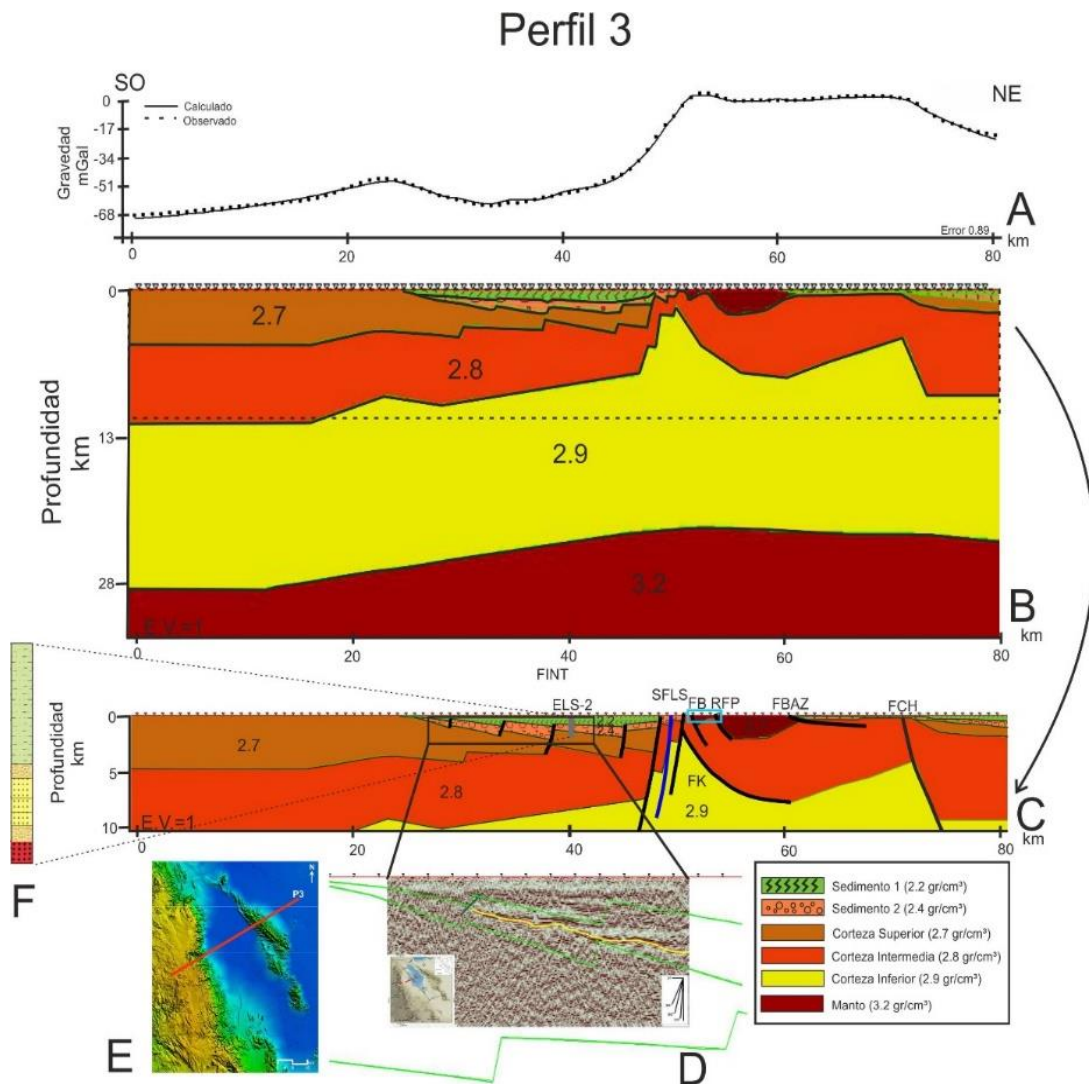


Figura 27. A) Anomalía gravimétrica a lo largo del perfil 3 con un error de 0.89 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista detallada de los primeros 10 km de profundidad del modelo, el recuadro color gris indica la localización del pozo ELS-2 (F). D) indica la porción del perfil abarcada por línea sísmica 4957 con la previa interpretación de Gallardo (2013). E) Identificación de la localización del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FINT-Fallas intercuenca, SFLS-Sistema de fallas Laguna Salada donde la falla maestra LS se indica en color azul, FB-Falla Borrego, RFB-Rama de Falla Borrego, FK-Falla Keystone, FBAZ-Falla de bajo ángulo Zaragoza, FCH-falla Choropo.

4.4 Perfil P4

El modelo transversal P4 indicado en la figura 28B con dirección SO-NE cuenta con una extensión total de ~72.3 km abarcando desde Sierra Juárez, la zona del RSC, sierra El Mayor, sierra Cucapah y el Valle de Mexicali. Cabe destacar que este modelo se realizó basado en el mejor ajuste a los datos gravimétricos obteniendo un error de 1.59 (Figura 28A). Por debajo de la Sierra Juárez, se plantea que el Moho está de 31 km a ~27.5 km de profundidad, mismo valor que mantiene en la porción occidental del relleno sedimentario de la cuenca, ya en el sector oriental, colindando con el frente montañoso de sierra El Mayor, este mismo se vuelve más somero, a ~20 - ~21.5 km y bajo sierra El Mayor mantiene este valor de ~21.3 - 21.5 km, al atravesar por sierra Cucapah hay un incremento de profundidad llegando hasta los casi 23.5 km manteniéndose este valor hasta el sector del Valle de Mexicali. La corteza inferior por el lado de sierra Juárez tiene un espesor de ~14 km, valor que mantiene hasta la parte central del RSC en donde se presenta un decremento de este valor (~11.7 km) y la cima de esta capa se presenta más somera al acercarse con Sierra El Mayor (~7 km de distancia del frente montañoso), el resto del perfil mantiene un espesor de ~10.5 km. La base de la corteza intermedia está a una profundidad de ~17 km bajo sierra Juárez, llegando a los ~13.5 km en el sector del RSC y volviéndose más cercana a la superficie (~6 km) en el lado este del mismo. Por debajo de sierra El Mayor y sierra Cucapah alcanza una profundidad de ~10 a ~14 km. El espesor de la corteza superior por el lado de la sierra Juárez es de mayor grosor (~6.1 a 4.5 km) que por el lado de la sierra El Mayor (~1.5 km) y sierra Cucapah (~2 km a 4.5 km) ya que en esta parte es donde hay más extensión, por lo tanto, otra importante peculiaridad es que el manto se manifiesta más ancho por debajo de sierra Cucapah, como resultado de una mayor extensión.

Remarcado en el recuadro color negro, en la figura 28C se indica el sector de dicho modelo que comprende la línea sísmica (Figura 28D) de 14 km de longitud, la cual, basada en la interpretación de Gallardo (2013), identifica que el basamento (línea color amarillo en la misma figura) está asociado con un fuerte sismorelector a lo largo de todo el perfil, el cual, al SO de la sección está a ~1.35 km e incrementa la profundidad hasta los 2.5 km en la parte central de la línea. En el modelado gravimétrico en este mismo sector del perfil plantea que el basamento al SO está a ~2.1 km y en la parte central a ~3.1 km indicado con la línea verde inferior. La línea verde subyacente en la misma figura es referente a un contacto que distingue dos horizontes estratigráficos con diferentes densidades.

El modelado gravimétrico del perfil P4 propone un conjunto de fallas intercuenas (FINT) con buzamiento al oeste, que cortan la base de la corteza superior. Como se mencionó anteriormente, el máximo espesor sedimentario alcanza los ~3.1 km y va disminuyendo hasta los casi 0.6 km conforme se aproxima al frente

montañoso de Sierra Juárez. En el margen de la sierra El Mayor se modela la falla *detachment* Cañada David (DCD) la cual es una falla lítrica que por arriba de la corteza inferior es paralela a las capas, dicha falla corta la corteza intermedia y pareciera que el manto reacciona a la extensión que está ocurriendo arriba. El desplazamiento total normal de la base de la corteza superior es de ~ 6.3 km, teniendo un *heave* de ~ 4.82 y un *throw* de ~ 4.07 km.

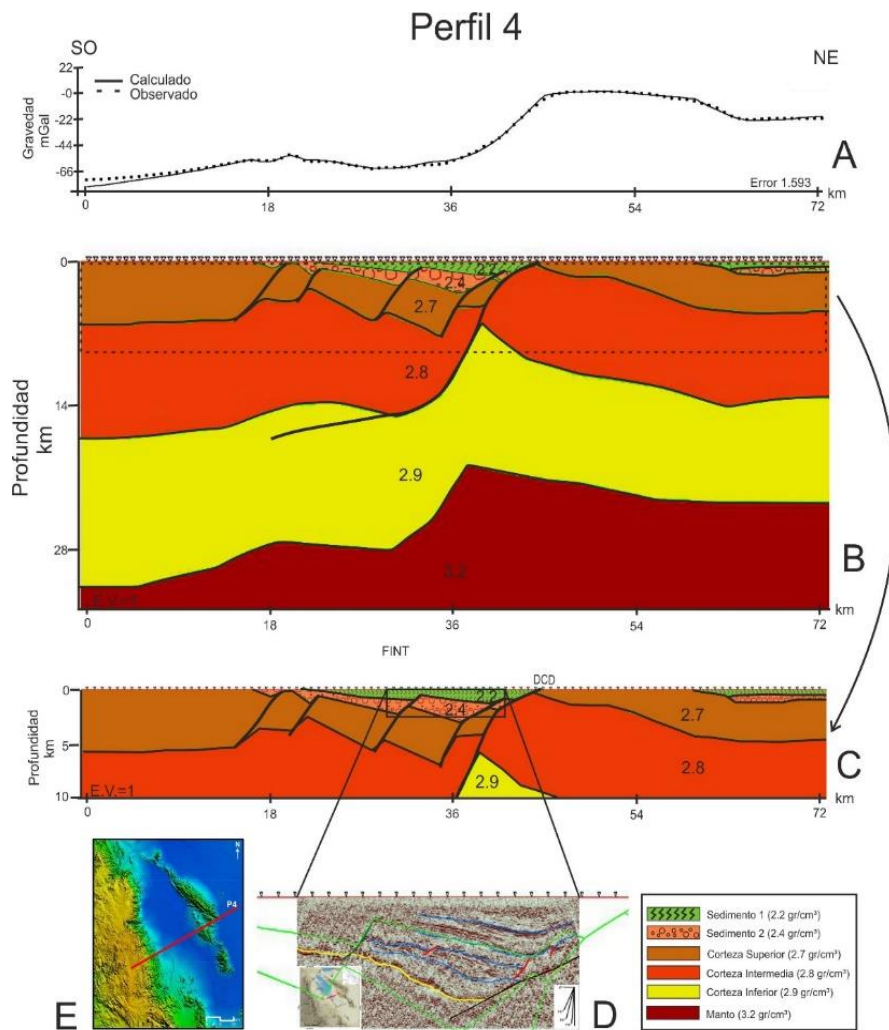


Figura 28. A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 4 con un error de 1.593 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista a detalle de los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) Indica la porción del perfil abarcada por línea sísmica 4965 con la previa interpretación de Gallardo (2013). E) Identificación de la localización del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FINT-Fallas intercuenca, DCD-Detachment Cañada David.

4.5 Perfil 4,1

La figura del modelo P4.1 es una segunda versión del mismo perfil que cruza sobre sierra Juárez, el RSC, sierra El Mayor y sierra Cucapah. Tiene una extensión de 72.3 km con orientación SO-NE. Se reporta que el Moho está a una profundidad de ~30.8 km a 27.7 km por debajo de sierra Juárez, subyacente al área que comprende el relleno sedimentario fluctúa de ~27.5 km a ~22.8 km. Bajo sierra El Mayor está a una profundidad de ~22 km y conforme se aproxima a la porción sur de sierra Cucapah y el Valle de Mexicali este valor alcanza los ~23 km. El espesor de la corteza inferior presenta valores que van de los ~14.5 km a ~16 km desde sierra Juárez hasta el frente montañoso con sierra El Mayor, por debajo de sierra Cucapah y el valle de Mexicali el espesor fluctúa de ~12.6 km a ~10.2 km. La tendencia de espesor que tiene la corteza intermedia subyacente a sierra Juárez y la porción oeste del relleno sedimentario de la cuenca y parte de esta, es de ~11.2 km a 9 km, en la parte central (tanto de perfil como del relleno sedimentario) se presenta un evidente adelgazamiento de esta capa producto del fallamiento de DCD, en el resto del perfil el espesor de esta capa oscila entre valores de ~8.8 km a ~7.9 km.

La base de la corteza superior por debajo de Sierra Juárez manifiesta una profundidad de ~5 km con pequeñas variaciones de apenas 0.1 km. Dicha profundidad como resultado del posible fallamiento intercuenca (FINT) que se propone figura 29C, alcanzando una profundidad máxima de ~7.44 km en la parte central del relleno sedimentario. La base de la corteza superior por el lado de sierra El Mayor se encuentra a niveles muy someros (~0.44 km) lo cual es producto de la erosión asociado con el levantamiento tectónico del bloque de piso de la falla DCD.

En este modelo se predice que el relleno sedimentario en el punto más profundo (depocentro) de la cuenca está a ~2.70 km, sobre este perfil se localiza la línea sísmica 4965 (D en la Figura 29) en la que Gallardo (2013), reporta la falla DCD (marcada en color negro en la misma figura), por lo tanto, en este modelado, se trató de realizar el mejor posible ajuste de trazo de la falla modelada con el trazo de la falla reportada en la interpretación sísmica pero no se logra llegar a una total coincidencia ya que en el resultado obtenido a partir de la anomalía gravimétrica, la falla DCD se comporta más pendiente que lo manifestado en la sísmica. El contacto que corresponde a la base de la corteza superior señala ~14.7 km de desplazamiento total normal, lo que correspondería a tener un desplazamiento horizontal perpendicular a la traza de la falla (*heave*) de ~12.8 km y una componente vertical (*throw*) de ~7.1 km.

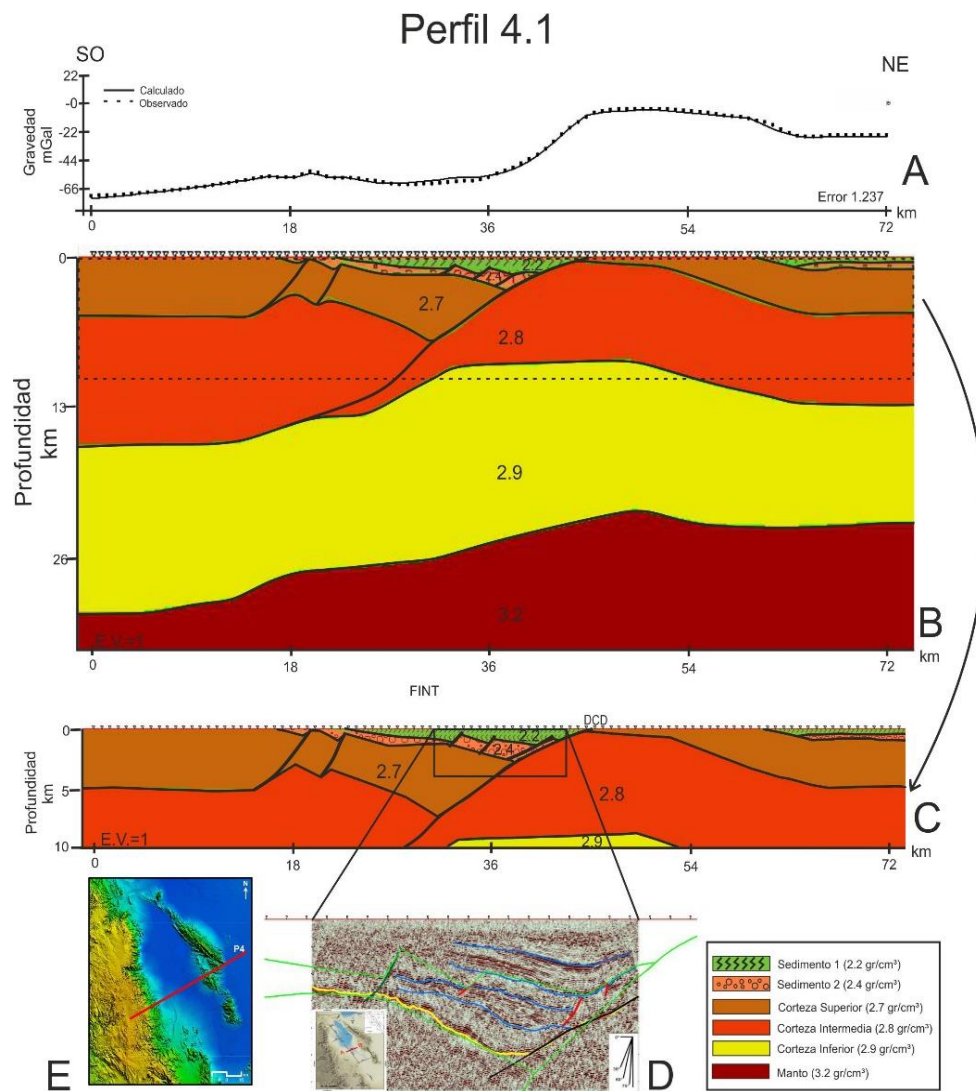


Figura 29. A) Anomalia gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 4.1 con un error de 1.237 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista detallada de los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) Proyección de la línea sísmica 4965 con la previa interpretación de Gallardo (2013). E) Identificación de la localización del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FINT-Fallas intercuencas, DCD Detachment Cañada David.

4.6 Perfil P5

El modelo P5 es un perfil transversal localizado en el extremo sur de la CLS, tiene una extensión total de 55 km con orientación SO-NE y abarca desde la Sierra Juárez, el sector del RSC y finaliza en el margen de Sierra El Mayor sobre las rocas sedimentarias del Mioceno- Plioceno. El modelo B de la figura 30 arroja que la interfaz corteza-manto por debajo de la Sierra Juárez se encuentra a una profundidad de 25km, conforme se tiene una aproximación al RSC, esta interfaz se vuelve más somera con valores que oscilan

de 21km a los 18km y justo en el límite del frente montañoso con sierra El Mayor se localiza a una profundidad de ~20 km. Sobre el manto, se encuentra la corteza inferior con un espesor de ~12.5 km debajo de sierra Juárez la cual varía de ~10 a 9 km de espesor en el área central correspondiente al RSC, cuando cruza por la zona que involucra la presencia de sedimentos lacustres en superficie hay un incremento de este espesor llegando a ~17 km, teniendo un contacto con el bloque de techo de la corteza superior fallada por *detachment* Cañada David. La base de la corteza intermedia está a ~13.5 km de profundidad, esta capa tiene un espesor ~7 km que varía con la presencia de fallas antitéticas sobre la sierra Juárez. El bloque de piso de la corteza intermedia está sepultado por debajo de los sedimentos asociados con la cuenca Laguna Salada en la porción oriental que está controlada por la falla DCD. La cima de la corteza superior conforma la Sierra Juárez, este perfil está localizado muy próximo a Sierra las Tinajas, el relleno sedimentario es somero (~0.5km) y en algunos segmentos a lo largo del trazo del perfil, lo que debería estar conformado por material sedimentario, manifiesta basamento en superficie (como se indica en la figura 30C enmarcado en el recuadro verde). El grosor máximo de sedimentos es de ~2 km, lo cual concuerda con lo analizado por Gallardo (2013).

La información sísmica se encuentra localizada a lo largo del perfil en el transecto de 37-52 km, en la cual, se establece concordancia de rasgos estructurales previamente identificadas con lo modelado. Un par de fallas antitéticas y sintéticas (marcadas en color verde y amarillo respectivamente en la misma figura inciso D), de las cuales, las fallas antitéticas sobre sierra Juárez provocan subsidencia. El contacto sedimento-cima de la corteza superior, y el trazo de la falla DCD es un poco menos inclinada que lo reportado en la sísmica por Gallardo (2013). Una de las principales estructuras modeladas en este perfil es la falla maestra DCD, la cual se plantea que corta la corteza superior e intermedia, tomando una forma planar en la corteza inferior. El contacto con la base de la corteza intermedia concierne ~11 km de desplazamiento total normal, donde ~6.77 km equivalen al *heave* y ~8.67 km corresponden al *throw*.

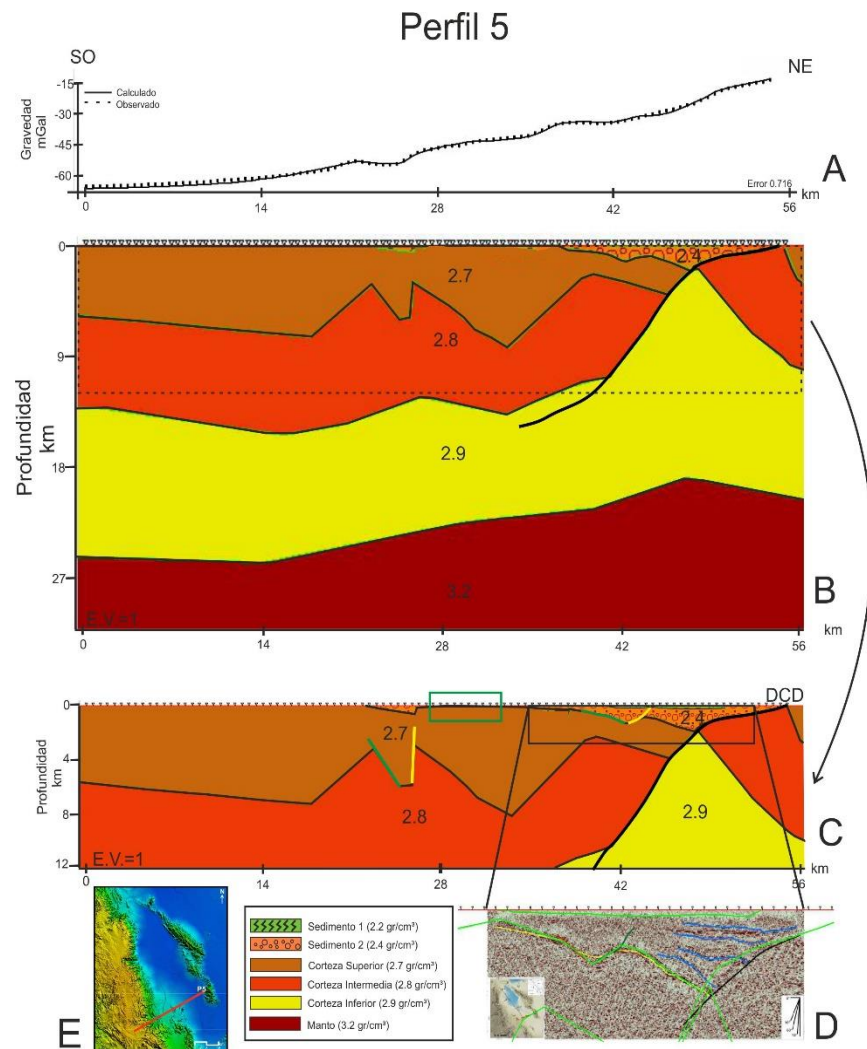


Figura 30. A) Anomalía gravimétrica a lo largo del perfil 5 con un error de 0.716 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista detallada en la que se muestran los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) Proyección de la línea sísmica 4973 con la previa interpretación de Gallardo (2013) y la localización de esta misma a lo largo del perfil. E) Ubicación del perfil dentro del área de la cuenca. Abreviaciones: DCD Detachment Cañada David.

4.7 Perfil P6

El perfil P6 tiene ~76km de extensión, con orientación N-S, cubre cierta porción del cerro Centinela y está trazado longitudinalmente sobre todo el relleno sedimentario de la CLS el cuál se encuentra muy cercano al frente montañoso de las sierras Cucapah y El Mayor. La profundidad reportada de la interfaz corteza-manto está a ~20.5 km, manteniendo este valor constante a lo largo de todo el perfil. El espesor de la corteza inferior fluctúa en valores de ~10.5-11 km. La base de la corteza intermedia está ~10-10.5 km de

profundidad. A los 41.5 km de este perfil, la cima de esta corteza se vuelve el contacto entre sedimento-corteza el cual se mantiene hasta la culminación de este perfil a profundidades someras de ~ 1 km, donde la falla Detachment Cañada David funge como este contacto. La corteza superior es expuesta en superficie en el extremo norte sobre el Cerro Centinela con un espesor ~ 3.3 km. Este espesor disminuye conforme hay un adentramiento al relleno sedimentario de la cuenca alcanzando valores de $\sim 1.90 - .70$ km de espesor. El contacto sedimento-corteza superior a lo largo de este perfil abarca desde el extremo norte de la cuenca hasta una ubicación equiparable con la localización del Cerro Colorado. El espesor de los sedimentos varía de ~ 2.8 km a ~ 1.2 km.

El pozo ELS-1 (D en la figura 31) está localizado poco más de ~ 0.5 km del perfil P6, lo cual permite plantear una correlación con el espesor sedimentario propuesto en ese punto del modelo el cual coincide con la previa información, ya que la profundidad máxima de exploración de dicho pozo es de 2.4 km y solo se perforaron materiales sedimentarios.

El extremo norte de este perfil intersecta con la falla Laguna Salada (FLS) esta falla tiene ramas subparalelas producto de eventos sísmicos en algún detachment, dando origen a estas ramificaciones a la falla principal. Este perfil se localiza en medio de dos *detachment*. Más al norte el *detachment* buza hacia el este, caso contrario hacia el sur, donde el buzamiento del *detachment* es hacia el este. La zona de falla en el norte es de 2.5-3 km de ancho. El marcador pre-tectónico (marcado en color azul marino en la figura B del perfil P6) es el contacto que hay entre la base de la capa sedimentaria y las cimas de la corteza media y corteza superior. En el relleno sedimentario todos los marcadores son sin-tectónicos, ya que la falla sigue siendo activa. Se propone que la edad del marcador (indicado en color blanco en B en la figura 31 del perfil 6) entre las dos capas sedimentarias sea de ~ 5 M.a. En este modelado se identifican los megamulliones a profundidad, los cuales fueron formados por la extensión. El marcador más plegado debe ser el más viejo (el contacto entre sedimento y corteza) debido a que ha experimentado más extensión.

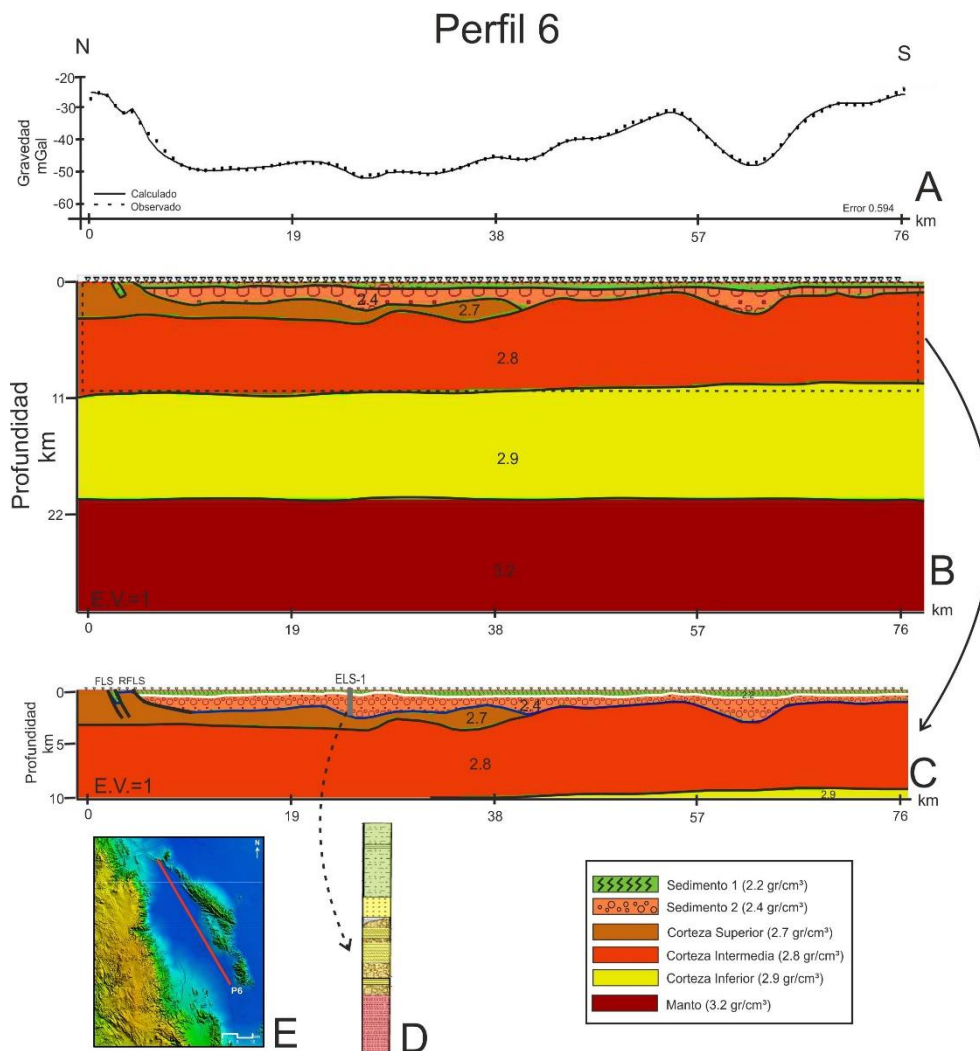


Figura 31. A) Anomalia gravimétrica a lo largo del perfil 6 con un error de 0.594 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Visualiza los primeros 10 km de profundidad del modelo. D) El recuadro color gris indica la localización del pozo ELS-1. E) Ubicación del perfil dentro del área de la Cuenca. Abreviaciones: FLS-Falla Laguna Salada, RFLS-Rama de la falla Laguna Salada.

4.8 Perfil P7

El perfil longitudinal P7 con orientación N-S y extensión total de ~78 km, se ubica sobre la parte central del relleno sedimentario de la CLS. La porción norte de este perfil se localiza muy próximo al frente montañoso de Sierra Juárez, la parte sur está en un punto intermedio con DCD (~18 km de distancia) y ~17 km de separación con Sierra Juárez. El modelo (B en la Figura 32) predice que el Moho se encuentra a una profundidad de 19 km en el norte y centro del perfil trazado, se presenta una variación de este valor en el sector donde se localiza antiforme norte de Cañada David, por lo que el valor oscila ~17.8-18 km de profundidad. La corteza inferior muestra un espesor de ~10.5 km en el dominio norte de la cuenca

(colindante con Sierra Juárez), ~9 km de espesor en la porción central de la cuenca, y, en la parte sur, un espesor de ~8.5 km. La corteza intermedia está a una profundidad que oscila de ~9 km a ~10.2 km a lo largo de todo el perfil. La base de la corteza superior está a ~5 km de profundidad en el extremo norte de la cuenca, conforme se tiene un avance a la parte central del perfil, este valor alcanza los ~6 km variando a casi 4.5 km en la zona sur de la cuenca. La cuenca Laguna Salada en la porción sur es más ancha que en el parte norte, por lo tanto, se plantea que hubo más extensión en la parte sur.

El espesor sedimentario de la cuenca oscila de 0.5 a 0.2 km en los extremos norte y sur del perfil, es decir, cuando se encuentra más adyacente al frente montañoso de Sierra Juárez y Sierra Las Tinajas respectivamente. En lo que respecta al segmento del perfil que cruza la parte central de la cuenca que está conformada por sedimentos del cuaternario y sedimentos lacustres, el espesor varía de ~0.5 a 2 km. La figura pozo nos permite plantear una correlación entre la profundidad de los sedimentos con el pozo ELS-2 ubicado a ~1 km al oeste del perfil, el cuál muestra un contacto sedimento-basamento a una profundidad de ~1.6 km, valor que está dentro de los rangos que se proponen en esta interpretación. En la zona norte se reporta un sinforme (marcado en color azul en la Figura 32) muy consiste con la gravedad, mismo que se corrobora con la interpretación de la línea sísmica (Figura 32 D y E en color amarillo) localizada sobre el trazo del perfil. También se determina un graben anidado (Figura 32 color amarillo), el cual es consiste con el previo análisis sísmico realizado por Gallardo (2013) sobre la línea sísmica (D) (indicado en color rojo). Las líneas y recuadros negros en la figura 32C indican el sector del modelo que es cubierta por las líneas sísmicas 5076 A y B (Figura 32 D y E) en las cuales se muestra una coincidencia del anticipado análisis basado en las amplitudes de los reflectores y el cual concuerda con la profundidad de basamento indicado en color amarillo por Gallardo (2013), en la figura sísmica D y E lo que correspondería en las mismas figuras a la línea más profunda color verde. La línea restante corresponde a contactos de unidades sedimentarias de diferentes densidades basadas en el modelado gravimétrico.

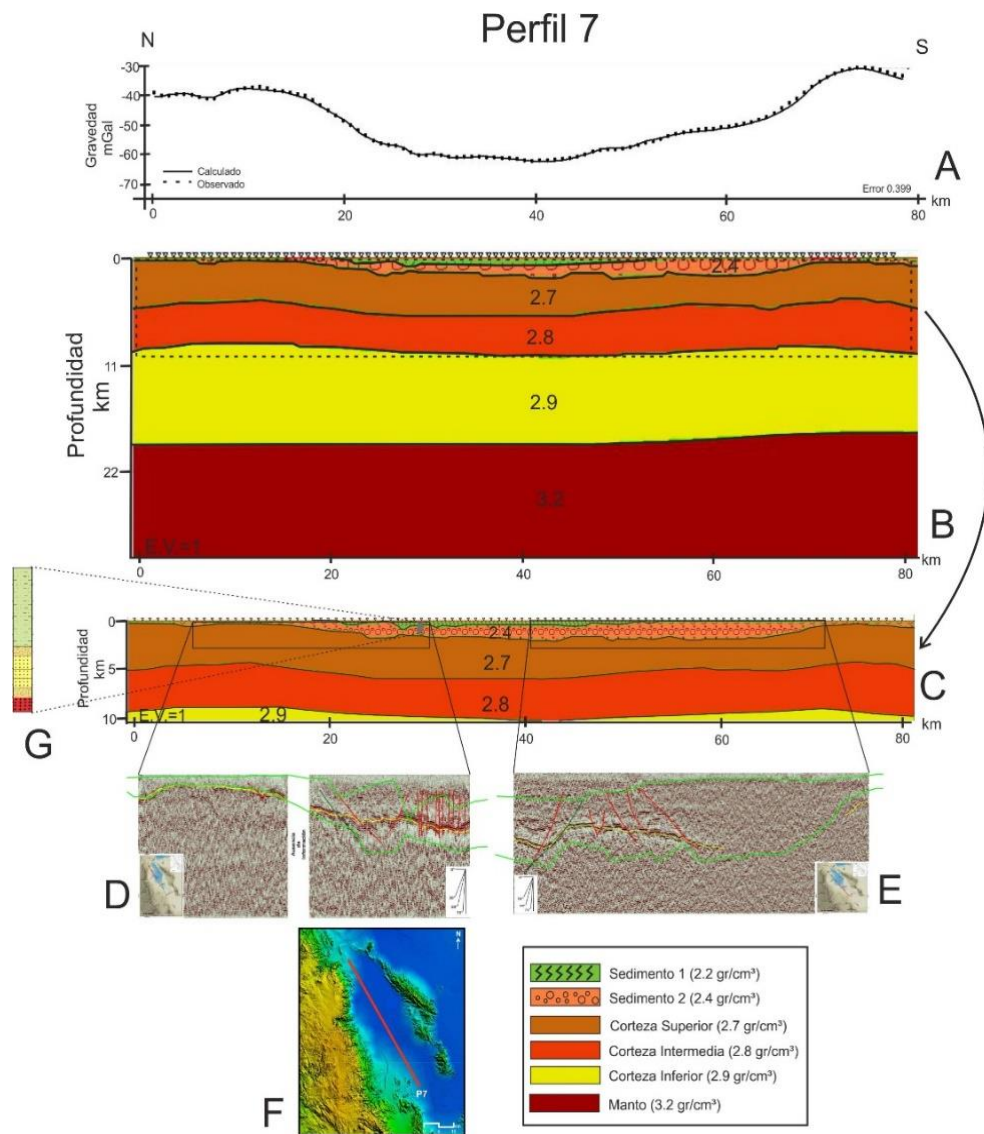


Figura 32. A) Anomalía gravimétrica a lo largo a lo largo del perfil 7 con un error de 0.399 entre los datos observados y calculados. B) Interpretación cortical del modelo. C) Vista a detalle de los primeros 10 km de profundidad del modelo, el recuadro color gris indica la localización del pozo ELS-2 (G). D) y E) indican la porción del perfil abarcada por línea sísmica 5076-A y 5076-B con la previa interpretación de Gallardo (2013) F) Muestra la ubicación del perfil dentro del área de la Cuenca.

Capítulo 5. Discusión

5.1 Generalidades en los perfiles transversales modelados en la CLS

En los últimos años, se ha manifestado un creciente interés en el estudio de la mecánica de formación de fallas normales de bajo ángulo ya que este tipo de estructuras geológicas han sido poco estudiadas, no se rigen bajo la mecánica de rocas de Anderson-Coulomb y un punto importante de resaltar es que la sismicidad que innegablemente se puede asociar a ellas es limitada.

El haber identificado que los seis perfiles transversales modelados (P1, P2, P3, P4, P4.1 y P5), a lo largo de transecto que atraviesa sobre Sierra Juárez, la CLS y en el sector oriental de la misma (sierra Cucapah en el norte y sierra El Mayor en el sur), presentan un espesor sedimentario máximo que fluctúa en promedio entre los 2 y 3.1 km, los cuales son valores que se correlacionan con trabajos reportados por García-Abdeslem et al. (2001), Gallardo (2013) y las profundidades de los pozos ELS-1 y ELS-2 de CFE.

El haber podido reportar que la profundidad de la interfaz corteza manto fluctúa de ~ 25 a ~31 km por debajo de la sierra Juárez, de ~18 a 25 km en la cuenca y en sierra Cucapah o sierra El Mayor a ~18 a ~22km, es consistente anteriores trabajos hechos en la zona por Ikediobi (2013).

La tendencia que se manifiesta en todos estos perfiles es que hay un incremento en el espesor de la corteza inferior hacia la parte oriental de la cuenca que se propone sea producto de la extensión. Se tiene que la cima de esta corteza se presenta más somera, con rangos que van desde los ~7 km en la porción norte, hasta los ~3 km de profundidad en el sector sur. Se identifica que la corteza intermedia se encuentra fallada por las fallas maestras que controlan la geometría de cuenca. La base de la corteza superior en los perfiles que se localizan en los extremos norte y sur de la cuenca (P1 y P5) no muestran afectamiento por fallamiento intercuenca a diferencia de los perfiles que se localizan en el la parte central (P2, P3, P4).

5.1.1 Generalidades en los perfiles longitudinales modelados en la CLS

El perfil 6 se encuentra muy cercano al frente montañoso de las sierras Cucapah y El Mayor. El espesor sedimentario a lo largo de este perfil está en rangos que oscilan ~2.4 km, a diferencia del perfil 7 que se ubica más distante de las sierras y maneja espesores que van desde ~0.5 hasta 2 km de profundidad. A lo largo del perfil 6, en los primeros 3 km de profundidad se identifican cambios laterales en el espesor de

la corteza los cuales coinciden con la forma de sinforme y antiforme que están relacionados con los megamulliones (megapliegues) identificados en superficie, de los que se buscaba reconocer su proyección en profundidad y en este perfil son identificados. Paralelo a este modelo se encuentra el perfil 7, el cual también presenta una tendencia de antiformes y sinformes, pero esta configuración se relaciona con el límite de la cuenca. Se reconoce que la porción sur de la cuenca es más profunda presentando un gradiente más abrupto a diferencia de la parte norte en donde se manifiesta un gradiente más suave como se muestra en la figura 33, esto es debido a que, en el norte, la cuenca es menos ancha a diferencia del sur donde ésta tiene mayor amplitud.

El afloramiento está en el bloque de techo que es el basamento intemperizado, lo cual es un cambio que se efectúa del bloque de piso al bloque de techo con lo que se propone que la falla DCD está por debajo del basamento cristalino el cual podría estar plegado.

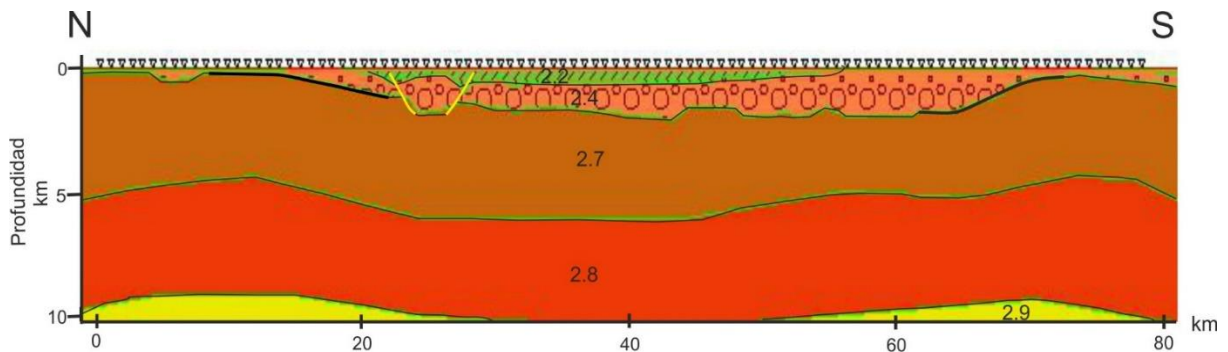


Figura 33. Ampliación a detalle del inciso C de la figura 32 muestra que los gradientes suaves y abruptos (marcados en color negro) que resaltan en este modelo, se relacionan a los límites de la cuenca sedimentaria.

5.2 Geometría del *Detachment* Cañada David

La evidencia más prominente que resalta la traza de la falla DCD se manifiesta en la información sísmica que está incluida en el perfil 4 y 4.1 la cual permite establecer de manera más específica un primer planteamiento del trazo de la falla maestra que, posteriormente realizando ajustes con la anomalía gravimétrica permitió precisar la geometría y proyección de la falla a una mayor profundidad que el alcance de los datos de sísmica de reflexión (3.1 km). En este sitio, el espesor del relleno sedimentario corresponde al punto donde el basamento acústico del bloque de techo intersecta con el bloque de piso (González-Escobar et al., 2016).

Basado en los resultados obtenidos de los perfiles modelados a lo largo de la zona de estudio, se establece que el modelo geológico que mejor describe la evolución de esta cuenca es el modelo de cizalla simple (Wernicke, 1981), el cual propone un rift asimétrico controlado por una falla tipo Detachment que corta la corteza y posiblemente la litosfera.

Haciendo un enfoque en la geometría del detachment, se tienen dos proposiciones del posible modelo que dio origen a la evolución de la falla de bajo ángulo (rolling hinge o bloques tipo dominó), para lo cual se plantearon dos modelados del perfil localizado sobre la línea sísmica 4965. Ambos perfiles (4 y 4.1) cruzan la falla DCD, la cual se pretende identificar la geometría de esta falla y con ello plantear el modelo que explique la evolución de esta misma.

En la figura P4 se muestra una de las alternativas de la geometría de la falla DCD la cual se basó en el mejor ajuste de los datos gravimétricos, apoyado inicialmente en la previa interpretación de Gallardo (2013), pero con mayor tendencia al ajuste de la respuesta gravimétrica. El modelo producto obtenido a partir del mejor ajuste de datos basado al precedente análisis de Gallardo (2013) se muestra en la figura 35.

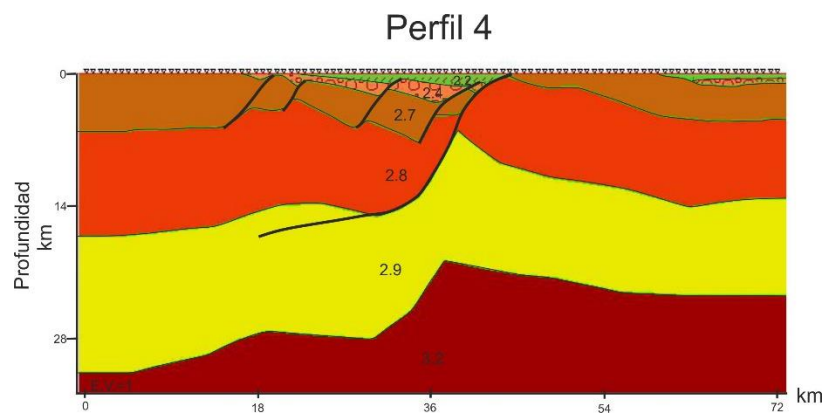


Figura 34. Ampliación del inciso B de la figura 28. El modelo de este perfil transversal que cruza la falla DCD arroja una geometría antilítrica en profundidades someras que posteriormente toma una forma lítrica conforme aumenta la profundidad.

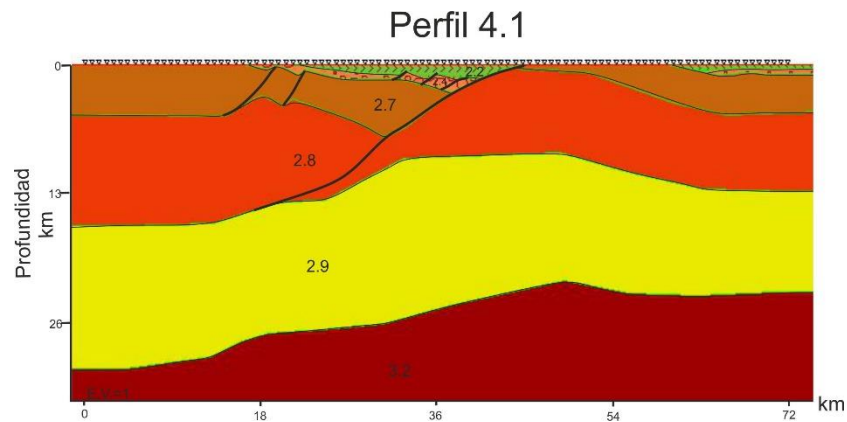


Figura 35. Ampliación del inciso B de la figura 29 el cual es un modelo alternativo de la misma ubicación del perfil que atraviesa DCD, la repuesta también presenta ser de geometría antilítrica a poca profundidad, la forma de la falla en este perfil se basó principalmente en la interpretación previa de Gallardo (2013).

Ambos modelos muestran una abrupta geometría antilítrica de la falla maestra a poca profundidad, que es consistente con lo esperado en un modelo genético rolling hinge (Figura 8) y lo cual es representado en ambos esquemas, a diferencia de lo que sería esperado en un modelo bloques dominó (Figura 7), el cual predice fallas planares.

Tomando como referencia la base de la corteza superior del bloque de techo y bloque de piso, en este estudio se obtuvo que la geometría de la falla presenta una inclinación de $\sim 40^\circ$ en el perfil 4. En el perfil 4.1, tomando los valores del desplazamiento de la falla a partir de la base de la corteza superior, se tiene $\sim 29^\circ$ de inclinación con buzamiento al oeste, lo cual se correlaciona con lo hipotéticamente planteado por Cambrón (2017) en donde en su trabajo considera que, en la actualidad, se puede tener un mejor reconocimiento del buzamiento de las fallas basado en los cambios abruptos en la topografía que está controlado por dichas fallas las cuales, el ángulo de la rampa se vuelve más somero entre cada generación de fallas como el comportamiento que presenta la falla DCD en el perfil 4.1.

En ambos modelos planteados se tiene que la tendencia de la falla hacia la transición frágil-dúctil es más o menos horizontal al profundizar por debajo de Sierra Juárez. Este mismo comportamiento de DCD se manifiesta en el perfil 5 (Figura 30). Se plantea que el relleno de la cuenca se debe a una sedimentación sin-tectónica la cual sobreyace al basamento cristalino que es un marcador pre-tectónico.

Capítulo 6. Conclusiones

La implementación multidisciplinaria de diversos datos en los cuales se incluyeron información de sísmica de reflexión, pozos exploratorios, datos gravimétricos y geología superficial posibilitaron plantear y constreñir modelos geológicos y con ello proponer la geometría en profundidad de DCD.

Los modelos gravimétricos permitieron plantear que el relleno de la cuenca está conformado por dos capas sedimentarias basadas en una unidad de sedimentos consolidados y otra unidad de sedimentos no consolidados que llegan a una profundidad promedio de ~2.5 km los cuales se encuentran por encima de basamento cristalino.

Los cuatro grandes plegamientos del bloque de piso (*megamullions*) identificados en superficie a lo largo de la traza de DCD, se proyectan a una profundidad ~3 km, lo cual fue posible identificarlo en el modelado del perfil P6 (Figura 31), donde los cambios laterales en el espesor de la corteza a dicha profundidad coinciden con la forma antiforme y sinforme que caracteriza a estas estructuras.

Aunque la separación de las maestras que controlan la cuenca influye en la extensión de la corteza superior, es importante resaltar que las diferentes reologías también son un factor intervienen en este fenómeno.

Se piensa que, a profundidades someras, las fallas tienen una geometría de curva antilítrica que, conforme se incrementa la profundidad adquieren una forma lítrica y se ponen horizontales por encima de una capa reológica que sobreyace al manto. Dicha característica es la respuesta obtenida en los diversos perfiles modelados que cortan perpendicularmente al trazo de la falla DCD, lo cual permite fundamentar que la geometría de esta falla concuerda con el modelo genético de fallas normales de gran desplazamiento en el modelo *rolling hinge*.

El flujo de material de la corteza inferior hacia la zona de extensión es la compensación isostática de la falla de bajo ángulo.

El ajuste gravimétrico permite plantear que la falla LS no sea la única en el sistema, ya que en el perfil 3 se modelaron un conjunto de fallas intercuenca paralelas a la FLS, de las cuales, la falla que se localiza en la parte más occidental posiblemente corte a mayor profundidad que la falla maestra LS.

Literatura citada

- Axen, G.J. and Fletcher, J.M. 1998. Late Miocene-pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California. *International Geology Review*, 40(3), 217-244. <https://doi.org/10.1080/00206819809465207>
- Barnard, F.I. 1968. Structural geology of the Sierra de los Cucapas, northeastern Baja California, Mexico, and Imperial County, California. Doctoral Thesis. Boulder, University of Colorado. 157pp.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic*. Cambridge University Press, New York, N.Y.
- Cambrón, J. 2017. Historial de acumulación de cizalla cosísmica en el segmento norte de la falla Cañada David durante los últimos 20 000 años. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California. 116pp.
- Contreras, J., Martín-Barajas, A., and Herguera, J. C. 2005. Subsidence of the Laguna Salada Basin, northeastern Baja California, Mexico, inferred from Milankovitch climatic changes. *Geofísica Internacional*, 44(1), 103-111.
- Díaz, J. 2010. Geomorfometría del escarpe principal del Golfo: Análisis comparativo entre Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California. 103pp.
- Fletcher, J. M., and Spelz, R. M. 2009. Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge? *Geosphere*, 5(4), 385–407. <https://doi.org/10.1130/GES00206.1>
- Fletcher, J. M., Terán, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. J., ... and Lynch D. K. 2020. An analysis of the factors that control fault zone architecture and the importance of fault orientation relative to regional stress. *The Geological Society of America*. doi:10.1130/B35308.1
- Fossen, H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York, N.Y.
- García-Abdeslem, J. G., Espinosa, J. M., Munguía, L., Wong, V., y Ramírez, J. 2001. Crustal structure from 2-D gravity and magnetic data modeling, and seismotectonics in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional*, 40(2), 67–85.
- Gallardo, C.G. 2013. Sísmica de reflexión en Laguna Salada, Baja California, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California. 96pp.
- González-Escobar, M., Gallardo, C. G., Martín, A., Munguía, L., and Suárez-Vidal, F. 2016. Subsurface constraints of an active detachment fault in Laguna Salada Basin, Baja California, México, from interpretation of seismic-reflection profiles. *Geosphere*, 12(4), 1283–1299. <https://doi.org/10.1130/GES01261.1>
- Hinze, W.J., Von Frese, R. R. B., y Saad A., H. 2013. *Gravity and magnetic exploration: Principles, Practices and Applications*. Cambridge University Press, Estados Unidos de América.

- Hough, S.E., and Elliot, A. 2004. Revisiting the 23 February 1892 Laguna Salada Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1571-1578. doi: 10.1785/012003244.
- Ikediyobi, U. 2013. Crustal Structure of the Salton Trough: Constraints from gravity modeling. Master thesis. University of Houston. 109pp.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía [INEGI]. Modelos Digitales de Elevación (MDE)-Descripción. Recuperado el 10 de febrero de 2020, de: https://www.inegi.org.mx/contenidos/temas/mapas/r/eliave/continental/metadatos/md_e.pdf
- Kelm, L. 1971. A gravity and magnetic study of the Laguna Salada area, Baja California, Mexico. Master Thesis. San Diego State College, 103pp.
- Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, New York, N.Y.
- Martín-Barajas, A., Vázquez, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., and Alvarez-Rosales, J. 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144(1-2), 5-35. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00133-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00133-6)
- Mueller, K.J., Rockwell, T. K. 1991. Late Quaternary Structural evolution of the western margin of the Sierra Cucapa, northern Baja California: Chapter 14: Part III. *Regional Geophysics and Geology*. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa Oklahoma, 249-260.
- Mueller, K. J., and Rockwell, T. K. 1995. Late quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, Late quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(1), 8-18. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0008](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0008)
- Northwest Geophysical Associates, Inc., GM-SYS. 1999. Gravity/Magnetic Modeling Software, User's Guide Version 4.6. Recuperado de http://pages.geo.wvu.edu/~wilson/gmsys_46.pdf.
- Spelz, R. M., 2008. Geomorfología tectónica de una falla normal de bajo-ángulo en las Sierras Cucapá y El Mayor, Baja California, México. (Tesis Doctoral). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California. 184 pp.
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R. 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. *Geophysics*, 52 (2), 232-238.
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M. 1959). Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1), 49-59.
- Vázquez, S. 1996. Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada, Baja California. (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California. 149 pp.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, 645-648.