

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



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geofísica Aplicada**

**Determinación de un modelo de geoide gravimétrico local
para la región del Valle Mexicali-Imperial y su interpretación
geofísica.**

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

Presenta:

Leydi Jhissel Leyva Soto

Ensenada, Baja California, México

2017

Tesis defendida por

Leydi Jhissel Leyva Soto

y aprobada por el siguiente Comité

M. en C. Juan Manuel Espinosa Cardaña

Director de tesis

Dr. Carlos Flores Luna

Dr. José Gómez Valdés



Dr. Juan García Abdeslem

Coordinador del Posgrado en Ciencias de la
Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez

Director de Estudios de Posgrado

Leydi Jhissel Leyva Soto © 2017

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 Leydi Jhissel Leyva Soto como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Determinación de un modelo de geoide local gravimétrico para la región del Valle Mexicali-Imperial y su interpretación geofísica.

Resumen aprobado por:

M. en C. Juan Manuel Espinosa Cardeña
Director de Tesis

En este trabajo se describe la actualización del modelo de geoide local gravimétrico MGHEJM de la región del Valle Mexicali-Imperial, con el propósito de realizar su interpretación geofísica. Para reconstruir el geoide se siguió el método Remove-Calcular-Restituir en combinación con la Colocación Mínimos Cuadrados (CMC). Las correcciones por terreno fueron calculadas basándose en el modelo digital de elevación SRTM90M. Estas correcciones, junto con el modelo global EGM2008, fueron utilizadas para obtener las componentes de larga y corta longitud de onda del geoide y las de media longitud de onda a través de la CMC. De la comparación del geoide local actualizado (MGRTM) y el global EGM2008 con 12 mediciones directas del geoide, se estima una precisión de ± 6.8 y ± 7.6 cm, respectivamente. Lo cual representa un mejoramiento del 40 % con respecto al modelo MGHEJM y muestra que el modelo global es una buena representación del campo gravimétrico del área de estudio y sus alrededores, haciéndolo factible para estudiar la estructura cortical de la Fosa Salton que comprende a los valles de Mexicali e Imperial. Del análisis cualitativo de las anomalías geoidales, se infiere una amplia anomalía regional negativa, flanqueada al oriente (~ 0.04 m/km) y poniente (~ 0.08 m/km) por zonas de intenso gradiente. A lo largo del eje principal del bajo geoidal hay mínimos circulares con amplitudes relativas de ~ -0.6 a -1.8 m. Anomalías que en conjunto sugieren hundimientos diferenciales del basamento cristalino producidos por fallamiento normal. Este conjunto de rasgos configura una cuenca sedimentaria de origen distensivo, caracterizada por subcuencas angostas rellenas con capas de sedimentos con diferente espesor. A partir del modelado 2D preliminar de perfiles geoidales a lo largo de dos perfiles de refracción sísmica profunda con orientación SO-NE, se estima que el espesor máximo de la cubierta de sedimentos en la región centro de la cuenca (sur del Valle Imperial) es de ~ 6 km y en la región sur (Valle de Mexicali) de ~ 3 km. La pila de sedimentos aparentemente esta compensada isostáticamente por una anti-raíz que se levanta (~ 9 km) desde la base de la corteza normal (2.75 gr/cm^3) asumida como de 25 km y 20 km de espesor, respectivamente. El material denso ($2.91\text{-}2.86 \text{ gr/cm}^3$) de que está constituida la anti-raíz cortical proviene del manto superior a través de un proceso de adición magmática que ha modificado el espesor (25 a 16 km) y alterado las propiedades geofísicas de la corteza. La continuidad hacia el sur de la anti-raíz inferida, sugiere atenuación cortical a lo largo del eje de la Fosa Salton, modificando las dimensiones geométricas del modelo de extensión cortical propuesto para la región.

Palabras Clave: Modelo de geoide gravimétrico, corrección topográfica, colocación mínimos cuadrados, modelado 2-D, estructura cortical, Valle Mexicali-Imperial.

Abstract of the thesis presented by Leydi Jhissel Leyva Soto as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Master in Sciences in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Determination a local gravimetric geoid model for region of Mexicali-Imperial Valley and its geophysical interpretation

Abstract approved by:

MSc. Juan Manuel Espinosa Cardeña
Thesis Director

This work describes the actualization of gravimetric geoid model for Mexicali-Imperial Valley MGHEJM in order to carry through its geophysical interpretation. To reconstitute the geoid model the remove-restore technique, in combination with Least Square Collocation (LSC), was utilized. The terrain corrections have been computed from a digital terrain model based on the SRTM90M database. These corrections and the global EGM2008 model were utilized for the calculation of long and short wavelengths component of geoid, and LSC provide the medium wavelength component. Comparing the new gravimetric geoid model (MGRM) and the EGM2008 model against geoid undulations derived at 12 GPS/levelling/gravity points, a RMS quadratic accuracy of ± 7 and ± 8 cm, respectively, was obtained. Which represent an improvement of 40% in precision than the geoid model MGHEJM and show that the geoid global model is a good representation of the gravity field on the study area and surrounding. Therefore, the geoid global EGM2008 model was used to study the tectonic structure of the Salton Trough that includes the Mexicali and Imperial valleys. The geoid undulation map show a broad semiclosed elliptical geoid low, which is flanked by zones of intense gradient in its western (~ 0.04 m/km) and eastern (~ 0.08 m/km) margins. Superimposed on this low geoid anomaly are semicircular axial minimums with relative amplitudes of ~ 0.6 to 1.8 m. This pattern of geoid anomalies suggests differential sinking of the crystalline basement by normal faulting, features that configure an extensional sedimentary basin, characterized by narrow subbasins filled with layers of sediments with different thickness. The preliminary 2D modeling of geoid anomalies, constrained by crustal thicknesses derived from two SW-NE deep refraction profiles, indicated that the maximum thickness of the sedimentary infill in the central part (south of Imperial Valley) of the basin is ~ 5 -6 km. While in the southern part (Mexicali Valley) is ~ 3 km. This thick sedimentary rock pile is apparently compensate by an antiroot, which uplift ~ 9 km from the base of the crust assumed 25 km and 22 km of thickness, respectively. The high density (~ 2.91 to ~ 2.86 gr/cm³) material that constitute the cortical antiroot comes from superior mantle trough magmatic underplating, process that has modified the cortical thickness (25 to 16 km) and altered the crust geophysical properties. Continuity, from north to south, of the inferred antiroot suggest cortical attenuation along the axis of the Salton Trough, changing the geometrical dimensions of cortical model of extension proposed for the region.

Keywords: gravity geoid model, terrain correction, least square collocation, 2D modeling, cortical structure, Mexicali-Imperial Valley.

Dedicatoria

*A mis padres y hermana,
los amo con todo mi ser,
son mi motor de vida.*

A mi compañero de vida:

Froylán, te amo tesoro.

Agradecimientos

Al CICESE, por permitirme cumplir mi sueño de ampliar mi conocimiento científico en su división de Ciencias de la Tierra. Ahora la Geofísica se ha convertido en una de mis pasiones.

Al CONACyT, por brindarme el apoyo económico para hacer posible mi estancia en el posgrado, con el número de registro: 619028.

Al asesor de la tesis MC. Juan Manuel Espinosa Cardeña por sus valiosas enseñanzas, y a los miembros del comité de mi tesis: Dr. Carlos Flores Luna y Dr. José Gómez Valdés por sus tan acertados y oportunos comentarios en cada reunión.

Al grupo de investigadores de la división, que compartieron su conocimiento y tiempo.

Al personal administrativo por su apoyo en dudas y trámites.

Un especial agradecimiento a mi familia, porque siempre han creído en mí y por su apoyo incondicional en esta etapa tan importante de mi vida que está a punto de culminar. Aún cuando la distancia que nos separaba físicamente era mucha, les aseguro que siempre los siento cerca de mí.

A mi compañero de vida: Froylán, gracias por tu amor, tus enseñanzas y tu apoyo que me dieron fuerzas para enfrentar los retos en esta travesía.

A mi hermano: Sergio, gracias por acompañarme en esta aventura tan divertida, llena de sorpresas y aprendizajes.

A mis compañeros de maestría, en especial los que se han convertido en parte valiosa de mi vida: Hebert, Radha, Omar, Javier, Abel, Eliana, Laura, Chavita, Talhia, Gerardo, Jessy, Jonathan, Claudia, gracias por su compañía, risas, enseñanzas y su tan valioso apoyo.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xiii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Área de estudio.....	3
1.2 Marco tectónico y geofísico.....	3
1.3 Antecedentes.....	9
1.3.1 Modelos del geoide.....	9
1.3.1.1 Modelos mundiales.....	9
1.3.1.2 Modelos regionales.....	11
1.3.1.3 Modelos locales.....	11
1.3.2 Geofísicos.....	13
1.4 Objetivos.....	16
Capítulo 2. Metodología y materiales	17
2.1 Calculo de modelos de geoide regionales y locales.....	17
2.1.1 Colocación mínimos cuadrados.....	20
2.1.2 Función covarianza de la anomalía gravimétrica.....	21
2.1.3 Efectos de la topografía en la determinación del geoide.....	24
2.2 Material utilizado.....	29
2.2.1 Modelo gravimétrico y geoide global.....	29

2.2.2 Datos topográficos.....	32
2.2.3 Datos gravimétricos.....	33
2.2.4 Mediciones directas del geoides.....	36
2.3 Procedimiento de cálculo para la elaboración del modelo de geoides para el área de estudio	37
2.4 Modelado 2D de anomalías de altura del geoides.....	39
2.4.1 Concepción del modelo cortical de densidades.....	41
Capítulo 3. Resultados y discusión	45
3.1 Modelo geoidal.....	45
3.1.1 Anomalías gravimétricas aire-libre.....	45
3.1.2 Efecto topográfico en la gravedad y el geoides.....	46
3.1.3 Anomalía de gravedad residual.....	48
3.1.4 Componente de geoides local (N_L).....	49
3.1.5 Modelo de geoides.....	51
3.1.6 Discusión.....	52
3.2 Interpretación geofísica.....	54
3.2.1 Interpretación cualitativa.....	54
3.2.2 Modelo 2D; inicial y final.....	58
3.2.3 Discusión.....	67
Capítulo 4. Conclusiones finales y recomendaciones	70
Literatura citada	71

Lista de figuras

Figura	Página
1 Marco tectónico y localización del área de estudio. (a) Limite (línea roja) de la frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica. Las flechas indican el movimiento entre las placas. (b) Rama sur del Sistema de fallas San Andrés e Imperial-Cerro Prieto. (c) Fosa Salton: región norte Valle Imperial, región sur Valle de Mexicali. Se indican los trazos superficiales (líneas color morado) de las principales fallas, zonas sísmicas, campos y áreas geotérmicas (modificado de Layman Energy Associates, INC, 2017).....	4
2 Interpretación geológica de la estructura cortical a lo largo del eje de la Fosa de Salton, derivada del modelado 2D de datos de refracción y reflexión de gran ángulo. Los números indican velocidades (km/seg) de las capas del modelo y las flechas la dirección de la extensión cortical (tomada de Han et al. 2016, p. 12). Para su ubicación ver la figura 7.....	6
3 Modelo cortical de velocidades de la región sur del Valle de Mexicali. Los números indican velocidades en km/seg y las líneas discontinuas y continuas las interfaces de las capas del modelo. FIN: falla Indiviso; SEM: Sierra el Mayor; SJ: Sierra de Juárez (tomado de Ramírez-Ramos et al., 2015, p. 186). Para su ubicación ver la figura 7.....	7
4 Relieve de las capas de la corteza en la región del Valle de Mexicali, derivado de la inversión 3D de datos gravimétricos. (a) metasedimentos; (b) corteza superior; (c) corteza inferior; (e) manto superior (tomada de Hernández-Márquez, 2016, p. 73). El rectángulo color rojo indica el área sur que abarca este estudio.....	8
5 Mapa de ondulaciones, sobrepuesto al relieve topográfico, del modelo geopotencial EGM96 (contornos cada 0.1 m). RC: Río Colorado, GC: Golfo de California (tomado de Valles-Pérez, 2006, p. 51).....	10
6 Mapa de ondulaciones, sobrepuesto al relieve topográfico, del modelo de geoide local MGHEJM (contornos cada 0.2 m). RC: Río Colorado, GC: Golfo de California (tomada de Valles-Pérez, 2006, p. 63).....	12
7 Localización de perfiles de refracción sísmica y marco tectónico. Línea verde: Ensenada-Blythe (Frez et al., 1995); línea azul: San Luis Río Colorado-Sierra Juárez (Ramírez-Ramos, 2015); línea magenta: Salton Sea-San Luis Río Colorado (Han et al, 2016). El recuadro rojo indica el área de estudio (modificada de Ramírez-Ramos, 2013, p. 10).....	14

8	Modelo cortical de velocidades sísmicas (km/seg) entre Ensenada, B.C. y Blythe, Arizona. (Tomado de Frez et al. 1995). Para su ubicación ver la figura 7.....	15
9	Diferentes contribuciones a la determinación de un modelo de geoide gravimétrico local. Componentes de longitud de onda (ciclos/km): N_{GM} : larga, modelo global; $N_{\Delta g}$: media, datos gravimétricos; N_h : corta, topografía (Modificada de Sideris, 1994).....	17
10	Función de covarianza. (a) parámetros locales de la función de covarianza en la región de la esfera de radio ψ (esfera de Bjerhammar). (b) grafica de la función covarianza de la anomalía gravimétrica (tomada de Torge, 1989, p. 46).....	21
11	Geometría de la corrección topográfica clásica TC (tomada de Torge, 2001).....	25
12	Geometría de superficies equipotenciales con respecto a la topografía: Topografía actual y condensada (tomada de Torge, 2001).....	26
13	Relación geométrica entre alturas ortometricas (H) y elipsoidales (h); anomalías de altura (ζ) y altura del geoide (N). Tomada de Torge (2001).....	27
14	Geometría de la reducción MTR (tomada de Torge, 2001).....	28
15	Mapa de ondulaciones del geoide (contornos cada 0.2 m), sobre puesta al relieve topográfico, del modelo global EGM2008. RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California.....	31
16	Mapa de anomalía de gravedad aire-libre, sobrepuesta al relieve topográfico, del modelo geopotencial EGM2008 (contornos cada 10 mGal). RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California.....	32
17	Mapa del relieve topográfico del modelo SRTM90 (contornos cada 100 m). RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California. Recuadro rojo indica área de estudio.....	33
18	Localización y distribución espacial de datos gravimétricos (puntos amarillos) utilizados para el cálculo del geoide de la región del Valle Mexicali-Imperial. RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California.....	35
19	Imagen de la anomalía de gravedad aire-libre (mGal) observada, sobrepuesta al relieve topográfico. RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California.....	35

20	Relación entre los sistemas de referencia vertical físico (Geoide) y geométrico (Elipsoide): PP_0 línea de la plomada; η desviación de la vertical; h altura elipsoidal; H' altura ortométrica; H altura ortométrica despreciando el valor local que toma la desviación de la vertical y la curvatura de la línea de la plomada; N ondulación o altura geoidal (separación geoide-elipsoide) ; g aceleración de la gravedad en el punto de nivelación P ; g_0 aceleración de la gravedad en el Geoide; W, U , potencial gravimétrico del elipsoide de referencia y del geoide, respectivamente. W_P , potencial gravimétrico en el punto de nivelación P . Tomada de Heiskanen y Moritz (1985).....	36
21	Modelo cortical de prueba. <u>Izquierda</u> (tomado de Ayala et al., 1996): a) respuesta del modelo, b) y c) modelo utilizando contrastes de densidades y densidades, respectivamente. <u>Derecha</u> (prueba de algoritmo computacional): d) Modelo utilizando contraste de densidades, e) respuesta de la topografía, f) la raíz y g) del modelo. Los números dentro del modelo indican densidades y contraste de densidades.....	41
22	Relación lineal entre velocidades sísmicas y densidad de rocas corticales a presiones de: (a) 0.2 Gpa; (b) 0.6 Gpa; (c) 1.0 GPa (1GPa=10 ⁹ Pascal), correspondiendo aproximadamente a las profundidades de 6,18 y 30 km, respectivamente (tomado de Fowler, 2005).....	42
23	Curva de Nafe-Drake. Círculos abiertos, rocas ígneas y metamórficas; Círculos sólidos, rocas sedimentarias; líneas rojas indican interpolación para obtener densidad de rocas sedimentarias (tomado de Fowler, 2005).....	43
24	Modelo cortical de densidades y contrastes de densidades (kg/m ³) derivado del modelo de velocidades de ondas P (km/seg) del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe (Frez et al., 1995). El recuadro punteado representa el área de estudio.....	44
25	Anomalías gravimétricas aire-libre (unidades en mgal). a) modelo global EGM2008; b) de los datos medidos.....	45
26	Efecto topográfico en la gravedad (unidades en mgal). a) modelo TC; b) modelo RTM.....	47
27	Efecto topográfico en la ondulación del geoide (unidades en m). a) modelo TC; b) modelo RTM.....	48
28	Anomalía gravimétrica residual (unidades en mgal). a) modelo TC; b) modelo RTM.	49

29	<p>Componente local del geoide predicha (unidades en m) y curvas de covarianza. a) N_{LRTM}; b) curvas de covarianza empírica (línea discontinua) y del modelo (línea continua); c) N_{LTC}; d) curvas de covarianza empírica (línea discontinua) y del modelo (línea continua). La línea roja indica la longitud de correlación respecto al radio de varianza; $N_{LRTM} \sim 0.08^\circ$ y $N_{LTC} \sim 0.05^\circ$.....</p>	50
30	<p>Modelos de geoide (unidades en m). a) MGTC; b) MGRTM. Diamantes color rojo, puntos de medición directa del geoide; línea punteada color azul claro, cauce del Rio Colorado; línea punteada color blanco, frontera México-USA.....</p>	51
31	<p>Modelos de geoide (unidades en m). a) EGM08; b) MGRTM08; c) MGTC08. Los puntos en color rojo indican las mediciones directas del geoide.....</p>	53
32	<p>Mapa de ondulaciones del geoide (m) con rasgos topográficos, litológicos y estructurales. Separación entre contornos 0.2 m (20 cm). Fallas: FSA, San Andrés; FIM, Imperial; FCP, Cerro Prieto; FLS, Laguna Salada; FSJ, Sierra Juárez; FA, Algodones; FSJ, San Jacinto; FEH, East High. Perfiles de refracción sísmica: PRS1 (Frez et al. 1995), PRS2 (Ramírez-Ramos, 2013). Líneas: blanca, ejes de anomalías; azul punteada, cauce del Rio Colorado; cruces blancas, frontera México-USA.....</p>	55
33	<p>Izquierda: Mapa de ondulaciones geoidales residuales (unidades en m). Derecha: Mapa de anomalías gravimétricas aire-libre (unidades en mgal). Líneas punteadas color negro: rasgos estructurales superficiales; líneas continuas color magenta: rasgos topográficos. Línea punteada color azul, Rio Colorado.....</p>	58
34	<p>Modelo cortical de densidades, derivado del modelo cortical de velocidades del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe. (a) respuesta del modelo (línea punteada color azul) y datos observados (línea punteada color verde). (b) modelo de densidades (kg/m^3). El recuadro verde punteado indica el área de estudio y los números indican densidades y contraste de densidades.....</p>	59
35	<p>Modelo cortical de densidades considerando compensación isostática local tipo Airy-Eiskanen a lo largo del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe. (a) respuesta del modelo (línea punteada color azul) y datos observados (línea punteada color verde). (b) Modelo de densidades (kg/m^3). El cuadro con línea punteada color verde indica el área de estudio y el punteado en color azul el área que abarca el perfil de refracción sísmica. Los números densidades y contrastes de densidades.....</p>	61

- 36 Modelo cortical de densidades final a lo largo del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe. (a) respuesta del modelo (línea continua color azul) y datos observados (línea punteada color rojo). (b) modelo de densidades (kg/m^3). Los números describen densidades y contrastes de densidades. Se indican las Sierras de Juárez: SJ; Cucapa: CP; Chocolate Montain: CM, el Valle Mexicali-Imperial: VMI, y las fallas Sierra de Juárez: FSJ; Laguna Salada: FLS e Imperial: FIM; y posible extensión de la falla Algodones: FA..... 62
- 37 Comparación de perfiles geoidales y secciones corticales sísmicas de la región norte y sur del Valle de Mexicali. (a) perfiles geoidales. Línea color azul región norte; línea color café región sur. (b) secciones corticales sísmicas. Figura en colores: Ensenada-Blythe; líneas color negro: San Luis Rio Colorado-Sierra de Juárez (proyección). El cuadro punteado color rojo indica el área de estudio..... 64
- 38 Modelo cortical de densidades a lo largo del perfil de refracción sísmica San Luis Rio Colorado- Sierra de Juárez (PRS2). (a) respuesta del modelo (línea punteada color café) y datos observados (línea punteada color azul). (b) respuesta de la cuenca y anti-raíz. (c) modelo de densidades (kg/m^3). Los números indican contrastes de densidad. Se indican las fallas Indiviso: FIN y Cerro Prieto: FCP..... 65
- 39 Modelo cortical de densidades final a lo largo del perfil de refracción sísmica San Luis Rio Colorado- Sierra de Juárez (PRS2). (a) respuesta del modelo (línea punteada color café) y datos observados (línea punteada color azul). (b) respuesta de la cuenca y anti-raíz. (c) modelo de densidades (kg/m^3). Los números indican contrastes de densidad. Se indican las fallas Indiviso: FIN y Cerro Prieto: FCP..... 66
- 40 Proyección en planta de la estructura intracortical (líneas punteadas color amarillo), con rasgos estructurales, topográficos del MDE y del manto (Hernández-Márquez, 2016). Fallas: FSA, San Andrés; FIM, Imperial; FCP, Cerro Prieto; FLS, Laguna Salada; FSJ, Sierra Juárez; FA, Algodones; FSJ, San Jacinto; FEH, East High. Perfiles de refracción sísmica: PRS1, PRS2. Línea azul claro punteada, cauce del Rio Colorado; cruces blancas, frontera México-USA. Los números en color negro y los contornos sombreados en colores indican profundidades (km) a la base de la corteza, los de color magenta alturas (m)..... 69

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Densidades y velocidades de las capas que conforman el modelo cortical inicial.....	44
2	Estadística de anomalía gravimétrica aire-libre del modelo global EGM2008, EGM96 y datos medidos.....	46
3	Estadística del efecto topográfico en la gravedad de los modelos TC y RTM.....	47
4	Estadística del efecto topográfico en la ondulación del geoide de los modelos TC y RTM.....	48
5	Estadística de la anomalía gravimétrica residual obtenida con los modelos TC y RTM.	49
6	Estadística de la componente local del geoide (N_L) obtenida con las anomalías gravimétricas residuales TC y RTM.....	51
7	Estadística de los modelos de geoide MGTC, MGRTM y MGHEJM (unidades en m).....	52
8	Estadística de las diferencias entre los modelos de geoide EGM2008, MGTC08, MGRTM08, MGRTM, MGTC, EGM96, MGHEJM y mediciones directas GPS/NIVELACION/GRAVEDAD (unidades en m).....	54

Capítulo 1. Introducción

El geoide, que describe la figura de la Tierra, se puede definir como la superficie equipotencial del campo de gravedad que coincide con el nivel medio del mar en una época determinada, teniendo como base el principio de que las desviaciones entre ambas superficies de referencia son mínimas (Mather, 1978; Rapp, 1995). La forma geométrica (superficie matemática) que más se asemeja al geoide (superficie física) es el elipsoide de revolución, de hecho, el geoide sería un elipsoide de revolución si: la densidad fuera uniforme, no existiera relieve, la rotación de la Tierra fuera constante y no existieran campos gravitatorios exteriores. Aunque el geoide no es una superficie analítica, una manera de definirla es refiriéndola a la superficie del elipsoide.

Se presentan variaciones hasta de 100m en la separación elipsoide-geoide (altura u ondulación del geoide) y variaciones del paralelismo entre estas dos superficies altimétricas de referencia que van de algunos segundos a un minuto de arco en zonas montañosas. La forma u ondulación del geoide, puede determinarse mediante métodos gravimétricos: El procedimiento consiste en medir la magnitud de la intensidad de la componente vertical de la gravedad (g_{ob}) en numerosos puntos en (tierra y mar) y sobre (aire y espaciales) la superficie terrestre, y expresar dichas mediciones en anomalías gravimétricas $\Delta g = g_{ob} - \gamma$ (γ : gravedad del elipsoide de referencia) causadas por la deformación del geoide.

La obtención de las alturas del geoide (N) es de gran importancia para aplicaciones geodésicas y oceanográficas, ya que el geoide sirve como una superficie de referencia vertical que permite describir las áreas continentales y la superficie de la topografía del mar (Torge, 2001). Con el advenimiento del Sistema de Posicionamiento Global (GPS, por sus siglas en inglés), existe un creciente interés en todos los países del mundo para determinar modelos de ondulación del geoide tanto globales, regionales y locales, que permitan transformar las alturas elipsoidales (h) derivadas de observaciones GPS en alturas ortométricas, alturas con respecto al geoide H (= h-N) con errores por abajo del decímetro, lo cual convierte al geoide en una necesidad práctica para la gran cantidad de usuarios del GPS. Diversos modelos del geoide globales (OSU91A, EGM96) y regionales (MEX97, GGM2010) están disponibles al público, su resolución espacial va de 10 a 50 km y su precisión está por arriba de los 50 cm, e incluso del metro, en regiones con poco cubrimiento de datos gravimétricos. Siendo necesario determinar modelos de geoide locales que permitan obtener alturas ortométricas con precisiones por abajo del decímetro. Modelos de geoide locales en esta dirección han sido determinados para la región del Valle Mexicali-Imperial, modelo GEOCP1 (Camacho-Ibarra, 2006) y su extensión el modelo MGHEJM (Valles-Pérez, 2006). Los cuales fueron determinados siguiendo el método remover-calcular-restituir (RCR) en

combinación con el método de integración de Stokes. Ambos modelos están referidos a los modelos globales del geoide EGM96 y topográfico GTOPO30, el primero con una resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ($\sim 29 \times 29$ km) y el segundo de $30 \times 30'$ ($\sim 1 \times 1$ km). Con la disponibilidad de modelos globales de geoide (EGM2008) y topográficos (SRTM90) con mayor resolución ($2.5' \times 2.5' / 90 \times 90$ m) y precisión (± 20 cm/ ± 5 -10 m), hace viable que los modelos de geoide locales mencionados sean revisados y actualizados.

Por otra parte, estudios regionales geofísicos (gravimetría, sísmica de refracción-reflexión, tomografía sísmica, flujo de calor) indican la presencia de corteza adelgazada y la posibilidad de material parcialmente fundido debajo del Valle Mexicali-Imperial, generado por fusión parcial de manto-litosférico y/o de la corteza inferior (Elders et al., 1972; Fuis et al., 1982; Lachenbruch et al., 1985, Han et al., 2016). Procesos que han producido intensos cambios en la densidad de las rocas profundas, los cuales potencialmente pueden ser detectados por variaciones (anomalías) que se producen en la ondulación o altura del geoide. Como las anomalías del geoide son muy sensibles a las estructuras profundas, estas pueden aportar información para caracterizarlas y de su equilibrio o estado isostático.

Con base en lo anterior, se ha determinado un nuevo modelo de geoide gravimétrico para la región fronteriza del valle Mexicali-Imperial, utilizando el método RCR en combinación con la técnica de colocación mínimos cuadrados (CMC), la cual es una técnica probada y eficiente para obtener modelos geoidales de alta precisión (Torge, 2001). Además se ha realizado su interpretación geofísica basada en la correlación espacial de las anomalías de la ondulación del geoide con los rasgos morfológicos, litológicos y estructurales, junto con el resultado del modelado bidimensional de perfiles del geoide a lo largo de dos perfiles de refracción sísmica profunda que cruzan la región de estudio.

El desarrollo del trabajo se describe a continuación:

En el capítulo II se describen los fundamentos e implementación de las técnicas RCR y CMC para determinar un geoide local gravimétrico, del modelado 2-D de ondulaciones del geoide y la adquisición y manejo de los materiales utilizados.

En capítulo III, se muestran y discuten los resultados obtenidos, en términos de la validez y calidad del geoide determinado y de su interpretación geofísica.

En el capítulo IV se da un resumen de los resultados más relevantes obtenidos, sus implicaciones geodésicas y geofísicas, y finalmente se dan algunas recomendaciones para futuros trabajos.

1.1 Área de estudio

El valle Mexicali-Imperial se encuentra en la región fronteriza Baja California (México)-California (Estados Unidos), entre los meridianos 114.5° y 116° de longitud Oeste y entre los paralelos 32° y 33° de latitud Norte (Figura 1). El paisaje es una depresión morfológica con forma de llanura desértica (altitud promedio de ~10 m.s.n.m.) donde sobresalen algunos relieves de regular altitud. Al oeste, las sierras El Centinela (100 m.s.n.m.)-Cucapá (1080 m.s.n.m.)-El Mayor (660 m.s.n.m.), de Juárez (1700 m.s.n.m.) y el volcán Cerro Prieto (220 m.s.n.m.). Al este, la sierra Chocolate Mountain- Cargo Muchacho (800 m.s.n.m.).

1.2 Marco tectónico y geofísico

La región del Valle Mexicali-Imperial es una depresión morfológica conocida como Fosa Salton (FS). Dentro del contexto geológico regional, la FS se localiza en la región septentrional de la Provincia Extensional del Golfo de California (PEGC). La PEGC es un rift continental altamente desarrollado que contiene un sistema de fallas activo que acomodan distensión cortical oblicua entre el límite de placas Pacífico y Norteamérica (Axen y Fletcher, 1998). La configuración actual entre las placas en la FS inició aproximadamente hace 6 m.a. Las fallas de desplazamiento (lateral-izquierdo) de rumbo San Andrés (FSA), Imperial (FIM), Cerro Prieto (FCP), San Jacinto (FSJ), Elsinore (FEL), Laguna Salada (FLS) y su extensión hacia el sur del Valle de Mexicali (Falla Indiviso/FIN), acomodan aproximadamente 87% de los 42-50 mm/año del movimiento entre las placas Pacífico y Norteamérica (Bennett et al., 1996; Genrich et al., 1997). Los sistemas de fallas Imperial-Cerro Prieto (zona sísmica Cerro Prieto) e Imperial-San Andrés (zona sísmica Brawley) son sísmicamente de los más activos (Mickus y Hussin, 2016). El margen occidental (Sierra Peninsular) y oriental (Sierra Chocolate Mountain-Cargo Muchacho) de esta amplia zona de extensión y cizallamiento son caracterizadas por bloques levantados y fallados (sistema de fallas normales Sierra de Juárez) de basamento cristalino mesozoico y más antiguo (Precámbrico) coronados por rocas volcánicas (basaltos) ampliamente esparcidas del Mioceno y metamórficas (esquistos) paleozoicas. El conjunto de sistemas de fallas mencionados controlan la topografía y acomodan la mayor

parte del cizallamiento del limite de placas en la region (Mueller and Rockwell, 1991; Bennett et al., 1996; Genrich et al., 1997; Axen and Fletcher, 1998).

La FS subsidió del Mioceno tardío a principios del Pleistoceno debido a extensión regional (E-W) y transtension (NW-SE). El relieve estructural de la FS y la presencia de actividad magmática profunda están obscurecidos por la gran cantidad de sedimentos (3 a 5 km) que han sido depositados a través del crecimiento del delta del Rio Colorado durante los últimos 5 m.a. (Mickus y Hussin, 2016). En la FS afloran rocas sedimentarias (lutitas y areniscas) del Terciario, depósitos aluviales del Pleistoceno y Reciente, y rocas volcánicas del Cuaternario, volcanes Obsidiana Buthes (valle Imperial) y Cerro Prieto (valle de Mexicali).

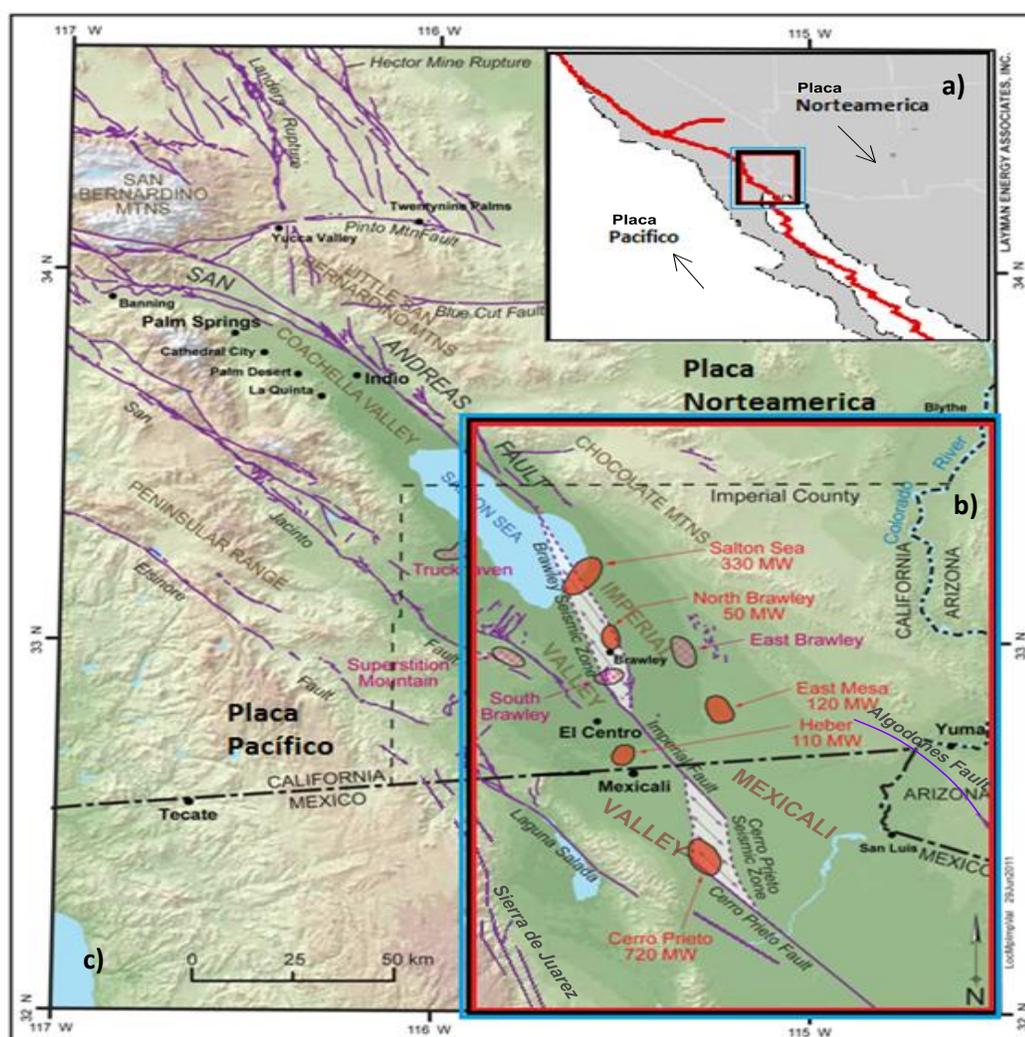


Figura 1. Marco tectónico y localización del área de estudio. (a) Limite (línea roja) de la frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica. Las flechas indican el movimiento entre las placas. (b) Rama sur del Sistema de fallas San Andrés e Imperial-Cerro Prieto. (c) Fosa Salton: región norte Valle Imperial, región sur Valle de Mexicali. Se indican los trazos superficiales (líneas color morado) de las principales fallas, zonas sísmicas, campos y áreas geotérmicas (modificado de Layman Energy Associates, INC, 2017).

Por otra parte, estudios de refracción/reflexión sísmica y gravimetría (Fuis et. al, 1995) indican que el espesor total de sedimentos en el eje central de la región norte de la FS (Valle Imperial) varía entre 5 y 12 km. Este gran volumen de sedimentos depositados por el Rio Colorado, han sido metamorfizados por magmatismo activo y valores altos de flujo de calor (Fuis et. al, 1995). Modelado gravimétrico y de refracción/reflexión indican que la corteza es delgada (21-22 km) en la FS y de mayor espesor (27-28 km) debajo de la sierra Chocolate Mountain y el sector oriental de la Sierra Peninsular (Parson y McCarthy, 1996). En Mickus y Hussin (2016) se menciona que estudios sísmicos de banda ancha (tomografía), funciones receptor y análisis de ruido ambiental indican que la pendiente en el límite corteza-manto es más pronunciada debajo del sector oriental de la Sierra Peninsular. La corteza media e inferior debajo de la FS tiene velocidades y densidades mayores que las regiones que la rodean y son interpretadas de afinidad oceánica. Los análisis detallados de datos sísmicos de banda ancha muestran que la corteza se adelgaza debajo de la FS y que el manto superior está constituido de material de baja velocidad. Además, los análisis de funciones receptor y de tomografía de ondas Raleigh muestran que el manto superior debajo de la FS tiene velocidades bajas posiblemente causadas por levantamiento astenosferico de material parcialmente fundido. Así mismo, el modelado 2D (Figura 2) de un perfil reciente de refracción y reflexión de gran ángulo (para su localización ver figura 7), indica: que a lo largo del eje central de la región norte de la FS (Valle Imperial, Han et al., 2016), el espesor de la capa sedimentaria es de 3 a 6 km y está constituida por sedimentos (1.8-4 km/seg) y metasedimentos (6.2 km/seg). El espesor cortical varía entre 17 y 18 km y es aproximadamente uni-dimensional. Debajo de los 12 km, la corteza inferior está compuesta de material gabroico (6.7-6.8 km/seg²) emplazado vía un proceso de adición magmática. Velocidades bajas (7.8-7.9 km/seg²) del manto superior indican temperaturas altas y fusión parcial. En comparación con el valle Imperial, la estructura del valle de Mexicali presenta velocidades más bajas en la corteza media (6.3-6.5 km/seg²) y rocas con velocidades del manto superior deben estar a mayor profundidad (~ 30 km).

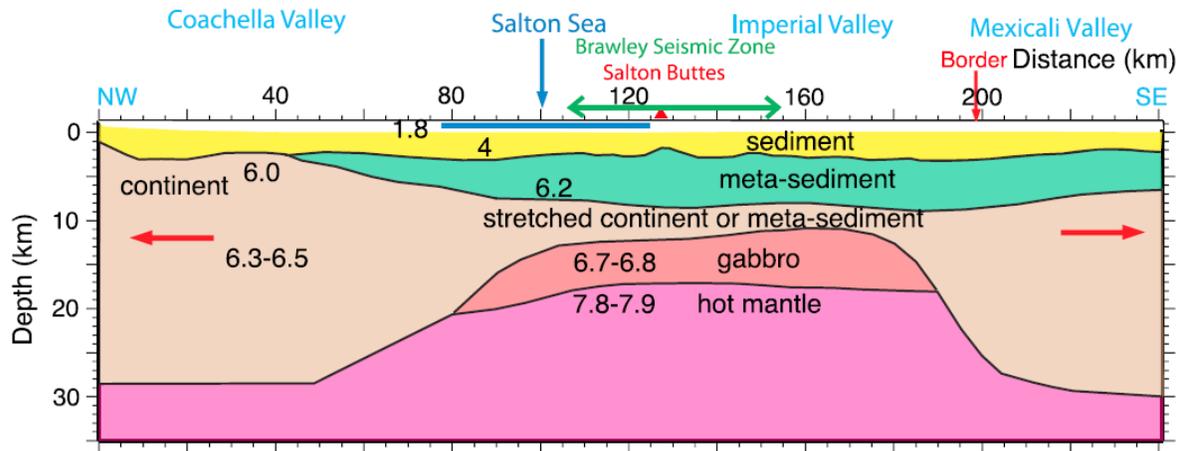


Figura 2. Interpretación geológica de la estructura cortical a lo largo del eje de la Fosa de Salton, derivada del modelado 2D de datos de refracción y reflexión de gran ángulo. Los números indican velocidades (km/seg) de las capas del modelo y las flechas la dirección de la extensión cortical (tomada de Han et al. 2016, p. 12). Para su ubicación ver figura 7.

Por otra parte, estudios de refracción y gravimetría en el valle de Mexicali, indican espesores de entre 5 y 6 km de sedimentos del Terciario y recientes (Pelayo et al., 1991) que provienen de la desembocadura del río Colorado. Modelado 3-D de datos magnéticos terrestres indican emplazamiento de un cuerpo de composición máfica (gabbro) emplazado a profundidades entre 5-6 km (Goldstein et al., 1984) al oeste del campo geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). Basándose en el modelo termo-mecánico de McKenzie (1978) de extensión cortical y del manto litosférico, se cree que magma gabroico proveniente de una cámara magmática profunda está creando una corteza volcánica de tipo oceánico.

Inversión simultánea de datos gravimétricos y tiempos de arribo de sismos lejanos (Savino et al., 1997) indican que el espesor de la corteza en Cerro Prieto es de ~13.5 Km, en comparación con los más de 30 km estimados en los márgenes de la FS. Modelado conjunto 2-D de datos gravimétricos y magnéticos de un perfil ubicado entre la Sierra de Juárez y el flanco occidental de valle de Mexicali, junto con el análisis espectral de datos aeromagnéticos (García et al., 2001), sugiere que la Sierra de Juárez tiene una raíz que se extiende hasta una profundidad de 42km y que la interface corteza-manto alcanza una profundidad de 25 km en la región de la cuenca Laguna Salada, Sierra Cucapá y al occidente del valle de Mexicali. La geometría inferida de la cuenca Laguna Salada propone una estructura de medio graben, donde el basamento profundiza hacia el oriente, con un relleno sedimentario máximo del orden de 3 km. A partir del análisis espectral de anomalías aeromagnéticas del valle de Mexicali, se estima un espesor de la

corteza magnetizada de 14-17 km por debajo del CGCP y un flujo de calor promedio de aproximadamente 100 Mw/m^2 (Espinosa y Campos, 2008). El modelado 2D de tiempos de viaje y amplitudes de un perfil reverso de refracción sísmica (para su localización ver la figura 7) que cruza la región sur del valle de Mexicali (Ramírez-Ramos et al., 2015), indica tres capas corticales con velocidades promedio de 2.5, 5.6 y 6.9 km/seg y espesores promedio de 2.7, 2.9 y 9.7 km, respectivamente. Una corteza de $\sim 15 \text{ km}$ de espesor bajo el valle de Mexicali y de $\sim 19 \text{ km}$ bajo la Sierra El Mayor y la Laguna Salada (Figura 3).

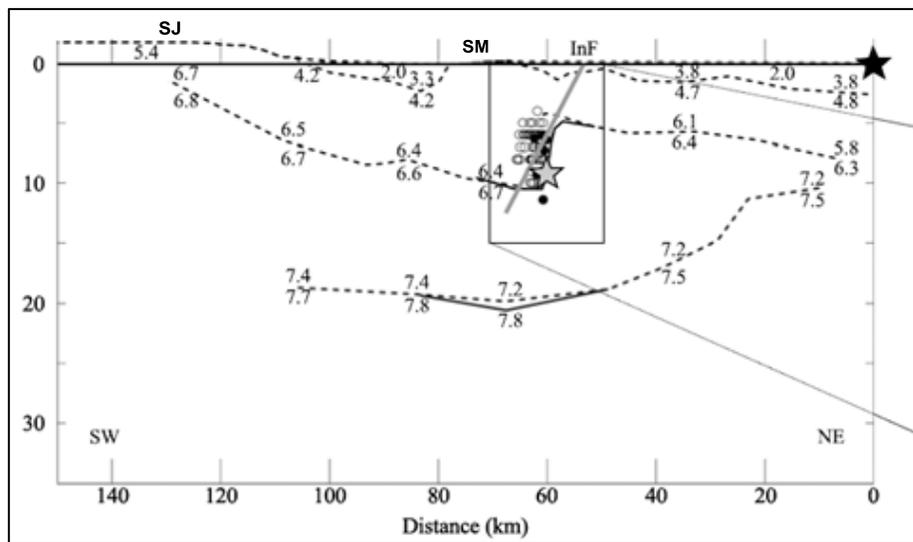


Figura 3. Modelo cortical de velocidades de la región sur del Valle de Mexicali. Los números indican velocidades en km/seg y las líneas discontinuas y continuas las interfaces de las capas del modelo. InF: falla Indiviso; SM: Sierra el Mayor; SJ: Sierra de Juárez (tomado de Ramírez-Ramos et al., 2015, p. 186). Para su ubicación ver figura 7.

Resultados del modelado inverso 3D de datos gravimétricos, constreñido con litología superficial, pozos y secciones interpretadas de sísmica de reflexión del valle de Mexicali (Hernández-Márquez, 2016), indican un relieve complejo de las capas que constituyen la corteza (Figura 4). El rango de profundidades de la cubierta sedimentaria es de 0.0 a 3.2-6.0 km con densidades de 2.1 (sedimentos) a 2.62 (metasedimentos) gr/cm^3 (Figura 4 a). De la corteza superior de 0.0 a 7.8 km con densidad de 2.67 gr/cm^3 (Figura 4 b). De la corteza inferior de 11.5 a 20 km con densidad de 2.95 gr/cm^3 (Figura 4 c). Y del manto superior de 14.8 a 22 km con densidad de 3.30 gr/cm^3 (Figura 4 e).

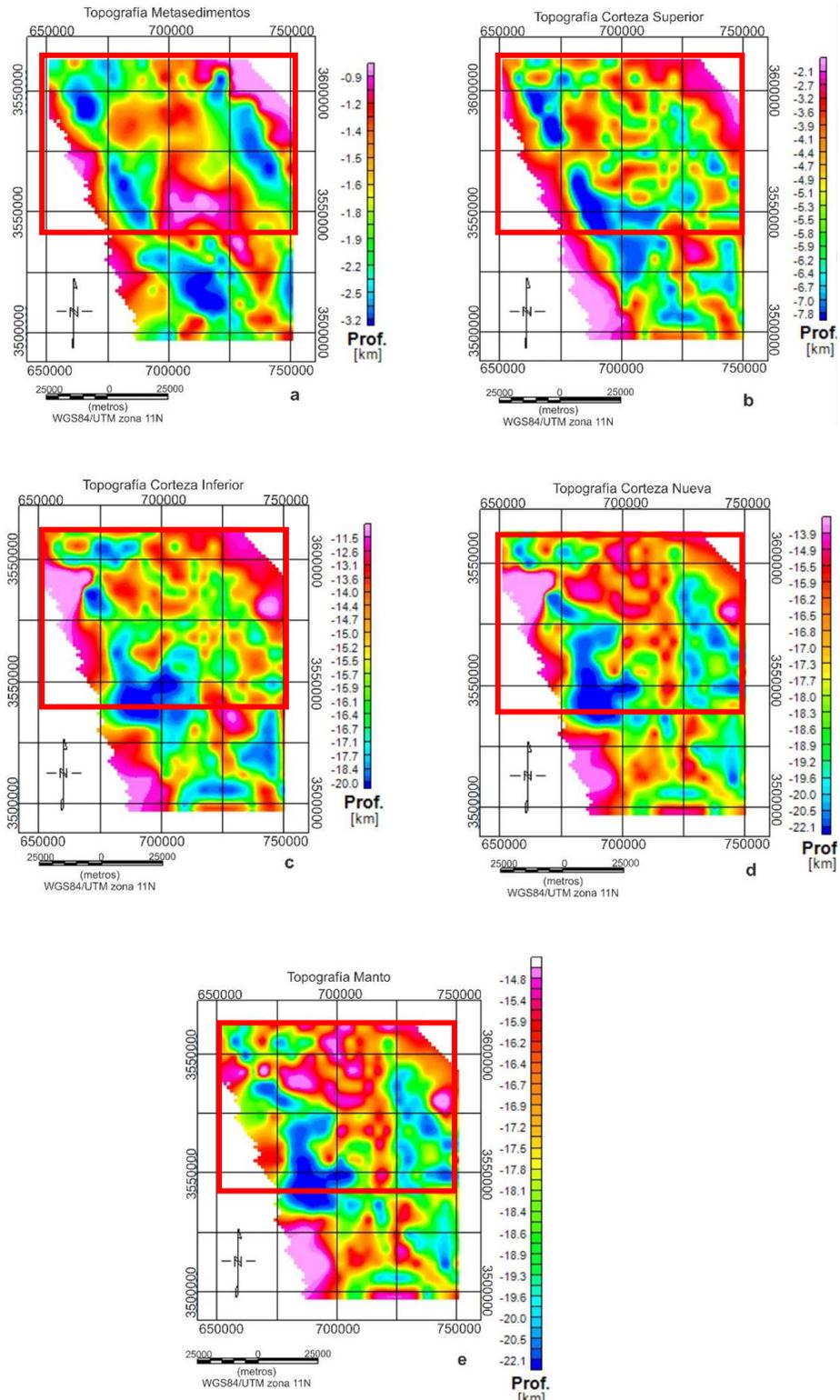


Figura 4. Relieve de las capas de la corteza en la región del Valle de Mexicali, derivado de la inversión 3D de datos gravimétricos. (a) metasedimentos; (b) corteza superior; (c) corteza inferior; (e) manto superior (tomada de Hernández-Márquez, 2016, p. 73). El rectángulo color rojo indica el área sur que abarca este estudio.

1.3 Antecedentes

En el siguiente apartado se dará una breve reseña de los modelos del geoide existentes con mayor relevancia para el desarrollo de este trabajo, siendo divididos en orden mundial, regional y local. Además de enlistar algunos de los modelos corticales desarrollados con técnicas geofísicas a lo largo de perfiles que se extienden dentro del área de estudio.

1.3.1 Modelos de geoide

1.3.1.1 Mundiales

EGM96. Fue elaborado por la Agencia Nacional de Imágenes y Cartografía de los Estados Unidos de América (NIMA), junto con la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) y la Universidad Estatal de Ohio (OSU). Es el modelo de geoide global más utilizado en los pasados años, tiene una resolución espacial de 0.25x0.25 grados (29x29 km aproximadamente). Se determinó a partir del modelo geopotencial EGM96 (Lemoine et al., 1998) que está referido al Sistema Geodésico Mundial de 1984 (WGS84). Para su elaboración se han utilizado una gran cantidad de datos gravimétricos y, sobre todo, datos de satélite de diversas misiones. El modelo es completo hasta grado y orden 360 y fue diseñado para ser utilizado, principalmente, como referencia geodésica, determinación de órbitas de satélites más precisas, con fines oceanográficos y, para estudios geofísicos regionales. La recuperación mínima de longitudes de onda del modelo es de hasta 30 km aproximadamente, y una precisión que, depende de la zona geográfica que se encuentre, se puede establecer aproximadamente del orden de los 50 cm. La figura 5 muestra un mapa de las ondulaciones (m) del modelo EGM96, superpuestas a los rasgos topográficos extraídos del modelo TOPO30, en el área de estudio.

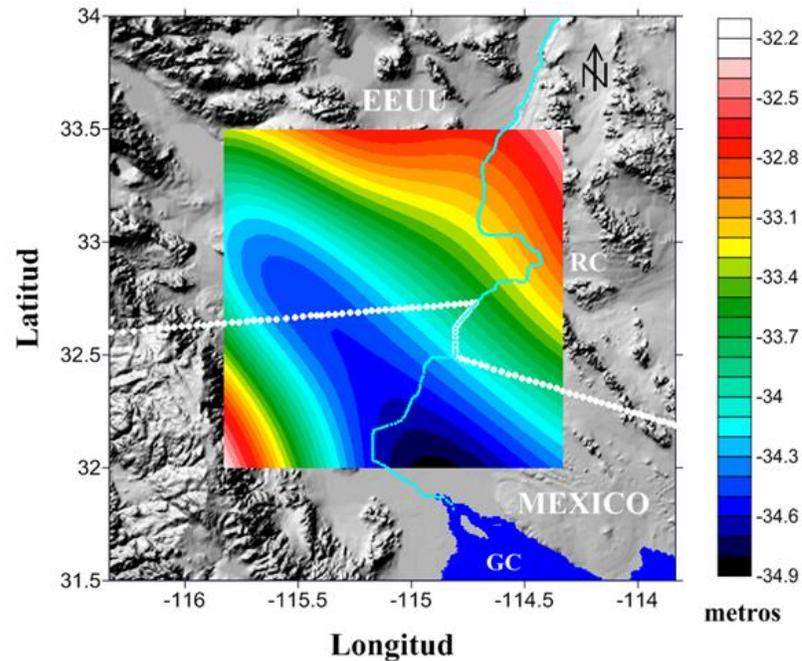


Figura 5. Mapa de ondulaciones, sobrepuesto al relieve topográfico, del modelo geopotencial EGM96 (contornos cada 0.1 m). RC: Río Colorado, GC: Golfo de California (tomado de Valles-Pérez, 2006, p. 51).

EGM2008. Fue publicado por la Agencia Nacional de Inteligencia-Geoespacial (NGA). Es el modelo más reciente y preciso del campo gravitacional de la Tierra. Lo interesante de este nuevo modelo geopotencial global, es que no solo describe el campo de la gravedad para el planeta entero, sino que su resolución y precisión se aproximan (en zonas con suficiente información) a la precisión y resolución de modelos regionales (Pavlis et al., 2008). El EGM2008 es un modelo en armónicos esféricos del potencial gravitacional, desarrollado por la combinación mínimo cuadrático del modelo gravitacional obtenido de la misión satelital ITC-GRACE03S (Tapley et al, 2007), que proporciona las longitudes de onda larga y anomalía definidas en una malla equiangular de 5' de arco, obtenida a partir de datos terrestres, derivados de misiones satelitales altimétricas sobre los océanos y campañas gravimétricas aerotransportadas. El modelo es completo hasta el grado y orden 2159 y tienen coeficientes adicionales hasta el grado 2190 y orden 2159. Su resolución es aproximadamente de 10km y la precisión de la ondulación del geode derivado de este modelo es de unos 10 cm en las zonas que han contribuido con datos abundantes, de calidad y con relieves no especialmente complicados, y valores mucho más altos en otras zonas. En la figura 15 se muestra un mapa de contornos de ondulación del geode de dicho modelo sobre el área de estudio.

1.3.1.2 Modelos regionales

MEX97. Fue desarrollado por el Servicio Geodésico Nacional de Estados Unidos (NGS) en colaboración con el INEGI (NGS, 2001) que proporcionó los datos gravimétricos del territorio de México. Cuenta con una resolución espacial de 2'x2' minutos (~ 2x2km) para el territorio nacional y en su determinación se usaron más de un millón de datos de gravedad terrestre y marina (referidos a la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1971; IGSN71) junto con datos de gravedad derivados de la altimetría satelital y del modelo gravimétrico global EGM96. Para su cálculo se utilizó el método de Eliminar-Calcular-Restituir en combinación con la técnica de integración de Stokes a través de la Transformada Rápida de Fourier (FFT). Las alturas geoidales están referidas al Sistema Geodésico de Referencia de 1980 (GRS-80) centrado en el origen del Marco de Referencia Internacional Terrestre de 1994 (ITRF94) época 1996.0 (considerando la variación de las coordenadas con el tiempo). Sin embargo, las latitudes y las longitudes son prácticamente iguales a las del ITRF92 época 1988.0 (datum horizontal oficial de México). Aunque se reporta con una precisión por abajo del metro, esta suele alcanzar hasta 3m en áreas con información gravimétrica insuficiente.

GGM10. Es la versión 2010 del geoide gravimétrico para México elaborado por el INEGI (inegi.org.mx, **liga**). Es un modelo digital de alturas geoidales asociado al marco de referencia oficial vigente (ITRF08, época 2010.0), sus alturas representan la separación existente entre el geoide y el elipsoide geodésico de referencia GRS80. Los datos geodésicos con los que se generó son diversos, destacan la gran cantidad de valores de aceleración de la gravedad medidos sobre el terreno directamente y modelos digitales de elevación del terreno del territorio nacional. La técnica de cálculo que utilizó se denomina Stokes-Helmert. La precisión de las alturas geoidales se estiman en 31 cm de error medio cuadrático, sin embargo, esta cifra puede variar regionalmente.

1.3.1.3 Modelos locales

GEOCP1A. Es un modelo de geoide gravimétrico con una resolución espacial de 2.5x2.5 km para la región de Cerro Prieto (Camacho-Ibarra, 2006). Fue desarrollado en el Depto. de Geofísica Aplicada de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE. Para su determinación se usaron 8,500 datos de gravedad terrestre (referidos al datum del sistema geodésico de referencia de 1980; GRS80) recopilados de diversas fuentes (PEMEX, CFE, CRM, UCR), un modelo digital de elevaciones con resolución de 1x1 km

derivado del Modelo global de elevación GTOPO30, el modelo gravimétrico y geoidal global EGM96 hasta grado y orden 360, además de mediciones directas del geode GPS/NIVELACIÓN/GRAVEDAD para efectos de calibración. El método de cálculo utilizado fue el procedimiento Remove-Calcular-Restituir (RCR) en combinación con el método de integración de Stokes. Del ajuste del modelo geoidal a mediciones directas, se reporta una discrepancia entre las alturas geoidales calculadas y las medidas de ± 3 cm.

MGHEJM. Es una extensión del modelo GEOCP1A, abarca la región de los valles Imperial y Mexicali (Figura 6). Para su determinación se utilizaron 12,500 datos de gravedad recopilados de diferentes fuentes; un modelo digital de elevaciones con resolución de 1x1 km derivado del modelo global de elevaciones GTOPO30 y regional GEMA; el modelo geopotencial EGM96, mediciones directas del geode GPS/NIVELACION/GRAVEDAD (Valles-Pérez, 2006). En su cálculo se siguió la metodología RCR en combinación con el método de integración de Stokes resuelto con técnicas numéricas de integración discreta y la transformada rápida de Fourier. Para evaluar la confiabilidad del geode, éste se comparó con modelos globales, regionales y con mediciones directas del geode. Se reporta una precisión de ± 20 cm.

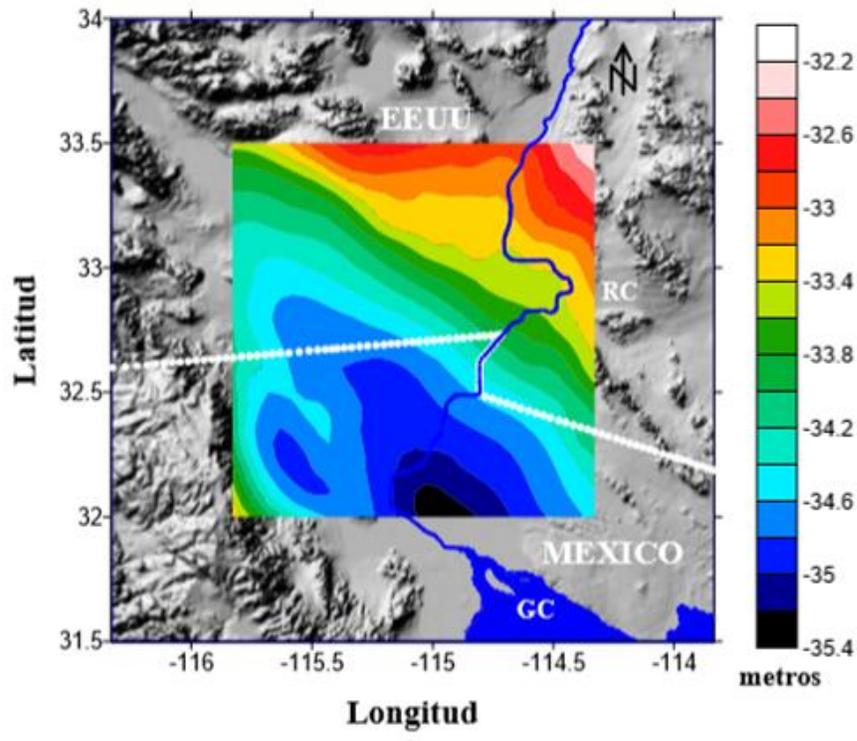


Figura 6. Mapa de ondulaciones, sobrepuesto al relieve topográfico, del modelo de geode local MGHEJM (contornos cada 0.2 m). RC: Río Colorado, GC: Golfo de California (tomada de Valles-Pérez, 2006, p. 63).

1.3.2 Geofísicos

Hasta la fecha no hay antecedentes de la interpretación geofísica de las ondulaciones del geoide en la región de estudio. Como el geoide representa una superficie equipotencial del campo de gravedad, adolece del problema de unicidad en su interpretación en términos de variaciones de densidad de las rocas. En otras palabras, un sinfín de modelos podrían explicar sus deformaciones. Para disminuir el número de modelos y obtener uno con sentido geológico y geofísico, nos apoyamos en un modelo cortical 2-D derivado de un perfil de refracción sísmica entre Ensenada, B.C. y Blythe, Arizona, del cual se describen la adquisición de datos, su análisis e interpretación a continuación:

Perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe. El trabajo de Núñez-Cornú et al. (1996), consiste en un perfil sísmico de refracción que resultó de un tiro en un pozo perforado cerca de Blythe, Arizona y otro marino a unos 3 km al SE de la costa de la Península Punta Banda, en Ensenada, B.C. La explosión fue registrada con estaciones portátiles digitales de periodo corto. El perfil, con una longitud de 275 km, atraviesa tres regiones: Las Montañas Chocolate Mountain en el sur de California, La Cuenca Salton (Valles Mexicali e Imperial), la Sierra Peninsular, terminando en el inicio del Borde Interior frente al litoral costero de la ciudad de Ensenada (Figura 7, línea color verde).

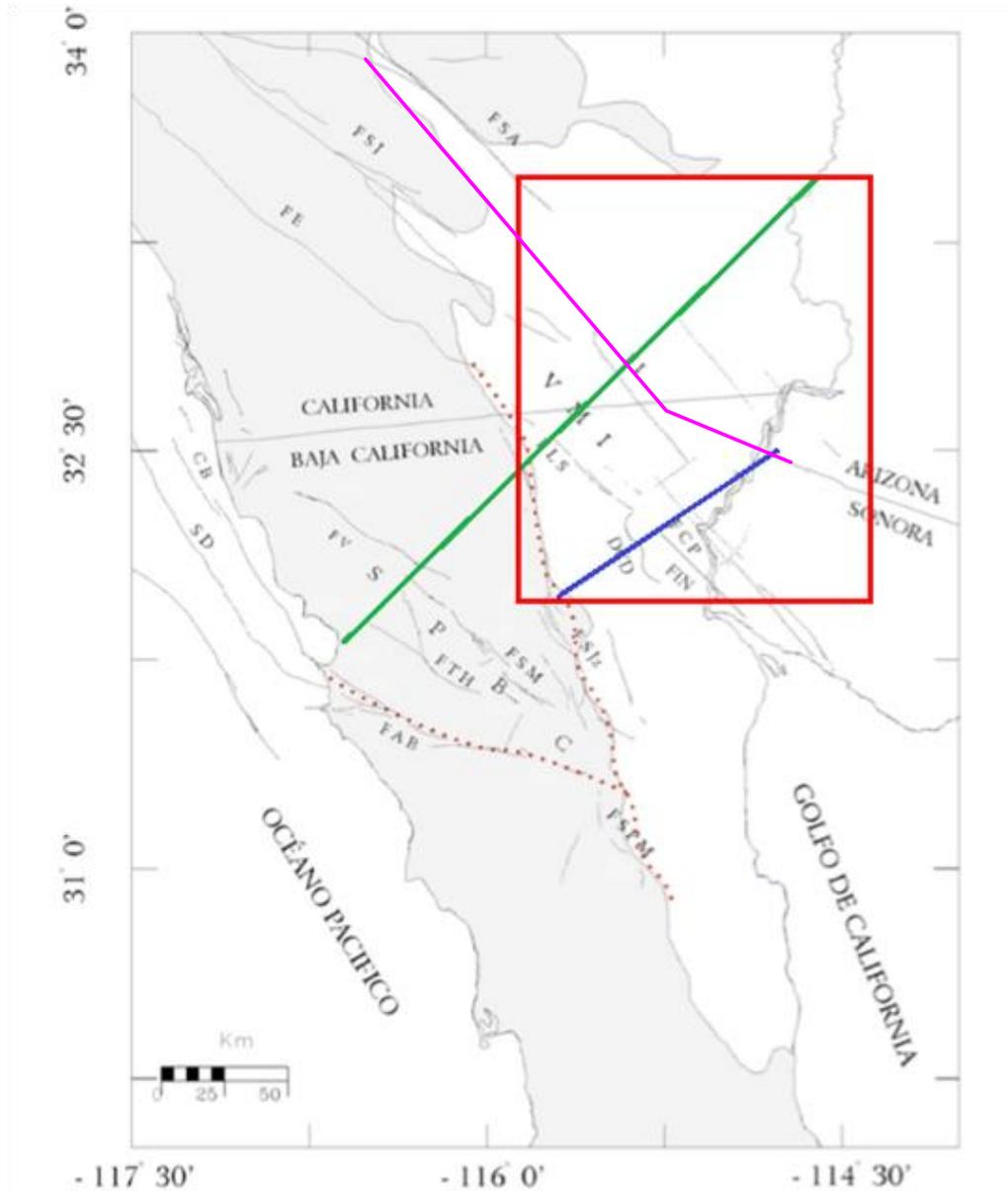


Figura 7. Localización de perfiles de refracción sísmica y marco tectónico. Línea verde: Ensenada-Blythe (Frez et al., 1995); línea azul: San Luis Rio Colorado-Sierra Juárez (Ramírez-Ramos, 2015); línea magenta: Salton Sea-San Luis Rio Colorado (Han et al, 2016). El recuadro rojo indica el área de estudio. (Modificada de Ramírez-Ramos, 2013)

Del modelado 2-D de datos de primeros arribos de ondas P vía el trazado de rayos, Núñez-Cornu et al. (1996) obtienen para la región de las Montañas Chocolate una estructura de tres capas con velocidades de onda P de 5.3, 5.5 y 6.2 km/s, con un grosor de 4,8 y 10km respectivamente. El Moho se encuentra a una profundidad de 22km inclinado ligeramente hacia el suroeste, el manto tiene una velocidad de 8.0 km/s. Bajo los sedimentos del Valle de Mexicali-Imperial se propone un modelo de dos capas con

velocidades de 5.8 y 6.8 km/s. Se introdujo un cuerpo de alta velocidad (7.7km/s) en forma de domo cuya parte superior se encuentra a una profundidad de 17 km bajo el Valle de Mexicali-Imperial con una longitud, a lo largo del perfil, de 50 km. Para el Valle de Mexicali-Imperial se propone una estructura sedimentaria con grosor de 3.4 km y una velocidad de 2.4 km/s. La estructura por debajo de las Sierras Peninsulares no es bien definida.

Frez et al. (1995) utilizan algunas descripciones previas sobre la estructura sísmica y gravimétrica para constreñir el modelado de los datos de refracción sísmica vía sismogramas sintéticos y trazados de rayos. Las características de la estructura sísmica del modelo resultante (Figura 8) son: Borde interior (frente a Ensenada, B.C.), espesor de corteza 26 km con velocidades de 5.5 a 6.7 km/seg; manto superior con velocidades de 7.8 a 8.0 km/seg; parte alta de la sierra Peninsular (Sierra de Juárez), espesor de corteza 40 km con velocidades de 6.7 km/seg ; eje central de la Cuenca Salton (área de estudio), capa gruesa (~ 6 km) de sedimento con velocidades de 3.0 a 4.7 km/seg ; corteza adelgazada (~ 12 km) con velocidades de 6.7 km/seg; un cuerpo intracortical en forma de lacolito de ~ 13 km de espesor con velocidades de 7.1 km/seg; manto superior con velocidades bajas de 7.4 a 7.6 km/seg ; Sierra Chocolate Mountain-Cargo Muchacho, espesor de corteza 25 km con velocidades de 5.5 a 6.7 km/seg.

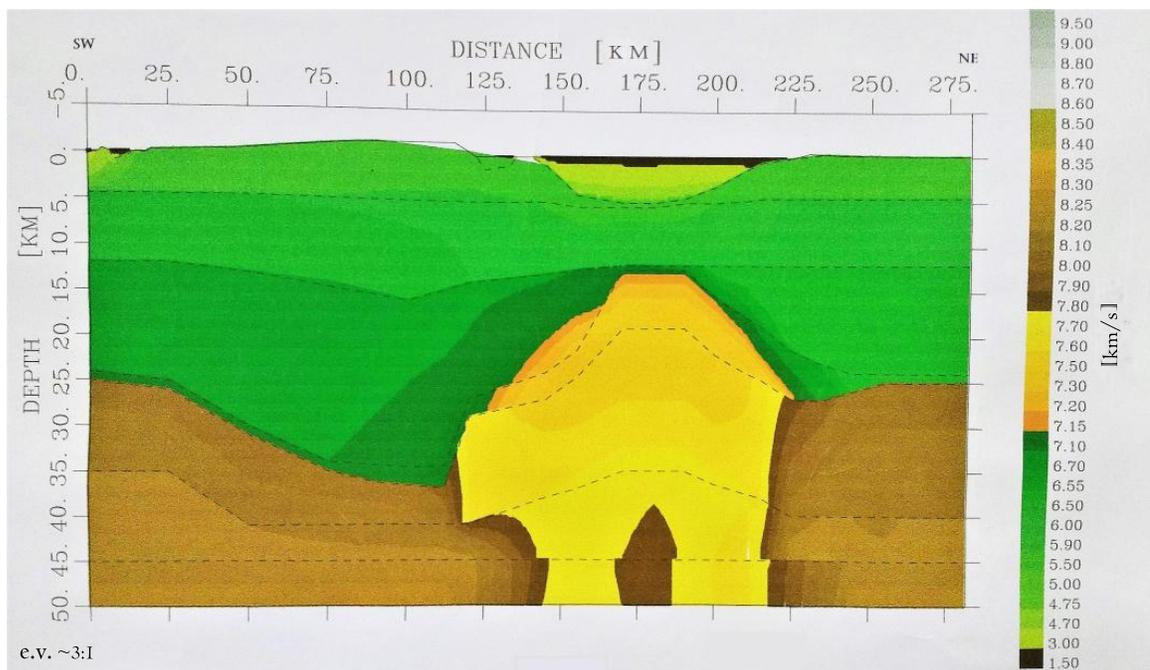


Figura 8. Modelo cortical de velocidades sísmicas (km/seg) entre Ensenada, B.C. y Blythe, Arizona (Tomado de Frez et al. 1995). Para su ubicación ver la figura 7.

1.4 Objetivos

Los objetivos de esta tesis son:

1. Revisar y actualizar el modelo de geoide gravimétrico local de la región fronteriza del Valle Mexicali-Imperial MGHEJM, utilizando como modelos de referencia los modelos globales del geoide EGM2008 y topográfico SRTM90.
2. Realizar una interpretación geofísica del modelo geoidal actualizado a partir del modelado directo 2D constreñido con modelos corticales derivados de perfiles regionales de refracción sísmica.

Capítulo 2. Metodología y materiales

En este capítulo se describen los fundamentos para el cálculo de un modelo regional de geode y el procedimiento seguido en este trabajo para la actualización y evaluación del modelo de geode MGHEJM. Así como para el modelado 2D del modelo actualizado para su interpretación geofísica en términos de la estructura cortical del área de estudio.

2.1 Calculo de modelos de geode regionales y locales.

Para el cálculo del geode, existen soluciones que relacionan al geode y a las anomalías gravimétricas (reducidas al geode) como lo expresa la integral de Stokes que se aplica a toda la Tierra. Como no se tienen datos gravimétricos que cubran completamente el planeta, la ondulación es descompuesta en (figura 9): componentes regionales (N_{GM}), que son derivadas de modelos geopotenciales provenientes de una solución terrestre-satelital; locales ($N_{\Delta g}$), derivadas de mediciones gravimétricas y determinadas resolviendo la integral de Stokes, ya sea por técnicas de integración directa (ID), aplicando la Transformada Rápida de Fourier (TRF) o mediante la colocación por mínimos cuadrados (CMC) para el sector de la Tierra que cubren los datos gravimétricos; e indirectas (N_h), causadas por la topografía circundante y evaluada utilizando modelos digitales de elevación de alta resolución (Sideris, 1994).

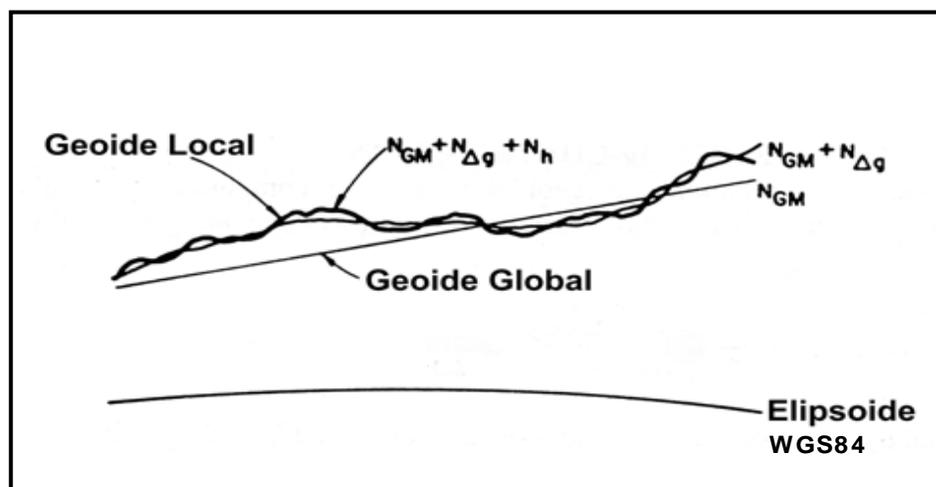


Figura 9. Diferentes contribuciones a la determinación de un modelo de geode gravimétrico local. Componentes de longitud de onda (ciclos/km): N_{GM} : larga, modelo global; $N_{\Delta g}$: media, datos gravimétricos; N_h : corta, topografía (Modificada de Sideris, 1994).

Esta descomposición se aplica en el desarrollo de la técnica remover-calcular-restituir (RCR), que se encarga de la determinación de geoides regionales y locales basándose en datos gravimétricos, modelos del potencial gravimétrico terrestre y modelos digitales de elevación del terreno. Básicamente la técnica consiste primeramente en remover las componentes de longitud de onda larga (N_{MG}) y corta (N_h), en este caso conformadas por el modelo gravitacional de la Tierra EGM2008 (Earth Global Model 2008) y la topografía representada por un modelo digital de elevaciones (SRTM90), respectivamente, de las anomalías gravimétricas de Aire-Libre, para que de esta manera sea posible calcular mediante técnicas numéricas, en este caso con colocación mínimos cuadrados, la componente de media longitud ($N_{\Delta g}$), a partir de datos gravimétricos observados, y finalmente restituir, en unidades correspondientes al geode, las componentes retiradas, obteniéndose con la suma de estos elementos el modelo de ondulación geoidal. Este proceso de cálculo se puede expresar mediante la fórmula siguiente (Sideris, 1994):

$$N_G(\varphi_P, \lambda_P) = N_{MG}(\varphi_P, \lambda_P) + N_{\Delta gr}(\varphi_P, \lambda_P) + N_h(\varphi_P, \lambda_P) \quad (1)$$

Donde, N_G representa la ondulación geoidal resultante; N_{MG} es la contribución del modelo global de geode; N_h indica el efecto (indirecto) de las masas topográficas en la ondulación del geode; $N_{\Delta g}$ es la contribución local al geode de las anomalías residuales gravimétricas $\Delta g_r(\varphi_P, \lambda_P)$, las cuales son determinadas por la relación siguiente (Torge, 2001):

$$\Delta g_r(\varphi_P, \lambda_P) = \Delta g_{AL}(\varphi_P, \lambda_P) - \Delta g_{GM}(\varphi_P, \lambda_P) - \Delta g_T(\varphi_P, \lambda_P) \quad (2)$$

Donde $\Delta g_r(\varphi_P, \lambda_P)$ representa la anomalía residual de gravedad, la cual es resultado de remover de la anomalía de aire-libre $\Delta g_{AL}(\varphi_P, \lambda_P)$; los efectos de longitudes de onda largas, representadas por un modelo global del campo de gravedad terrestre $\Delta g_{GM}(\varphi_P, \lambda_P)$, y los efectos de longitudes de onda corta producidos por el relieve del terreno $\Delta g_T(\varphi_P, \lambda_P)$. (φ_P, λ_P) son las coordenadas geográficas; latitud y longitud, del punto de cálculo.

Como se mencionó, en este trabajo la componente local del geode ($N_{\Delta gr}$) es estimada utilizando la técnica "colocación mínimos cuadrados" (CMC) la cual permite determinar una función aproximada del potencial gravimétrico perturbador o anómalo (T) a partir de diferentes observaciones asociadas al campo gravimétrico terrestre, por ejemplo: anomalías gravimétricas (Δg), de altura (ζ) y deflexiones de la vertical (ξ, η) (Tscherning, 1994). A partir de las cuales se pueden predecir ondulaciones del geode, siendo de interés para este trabajo las primeras.

La relación lineal entre la anomalía gravimétrica (Δg) y el potencial perturbador (T) desconocido está dada por la expresión siguiente (Heiskanen y Moritz, 1967):

$$\Delta g = g_{ob} - \gamma = -\frac{dT}{dz} - \frac{z}{R} T \quad (3)$$

Siendo R radio medio de la tierra, z componente vertical del potencial perturbador, Δg la anomalía gravimétrica igual a la diferencia entre la gravedad observada g_{ob} y γ el valor de la gravedad en el elipsoide de referencia o gravedad normal, cuyos valores numéricos pueden derivarse de la formula internacional de la gravedad (Ecuación 24).

La solución de la ecuación (4), conocida como ecuación de Bruns, que relaciona ondulación del geoide con la anomalía gravimétrica es la siguiente (Heiskanen y Moritz, 1967):

$$N = \frac{T}{\gamma} = \frac{R}{4\pi G} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma \quad (4)$$

Siendo γ el valor de la gravedad en el elipsoide de referencia, R radio medio de la tierra, $S(\psi)$ la función de Stokes, ψ es la distancia esférica entre el elemento de área $d\sigma$ y el punto de cálculo, G ; es la constante de gravitación universal. La solución del término integral, conocido como integral de Stokes, permite estimar ondulaciones del geoide en cada punto de la tierra a partir de su valor de gravedad.

En la ecuación (4) se asume que el potencial del geoide y del elipsoide de referencia son iguales. Debido a que la gravedad medida en la superficie de la Tierra no es directamente comparable con la gravedad normal γ referida a la superficie del elipsoide, es necesario reducir el valor de gravedad al geoide a través de una serie de reducciones o correcciones (de aire-libre, topográficas, etc.) aplicadas a los datos de gravedad medidos, como paso previo para el cálculo del geoide a través de la ecuación de Bruns. Por lo tanto, los valores de gravedad utilizados en la integral de Stokes son valores de gravedad reducidos. Un inconveniente de la integral de Stokes es que se asume una distribución global de datos de anomalía de gravedad, sin embargo, las mediciones son realizadas a nivel regional o local con alta resolución que proporcionan información de longitudes de onda media y alta del potencial anómalo. Para resolver el problema de la falta de cobertura de los datos gravimétricos, se recurre a la técnica RCR, descrita anteriormente.

2.1.1 Colocación mínimos cuadrados

El método “colocación”, a diferencia del de integración de Stokes, es una técnica que se emplea para estimar el potencial anómalo relacionado con anomalías de gravedad a través de funciones lineales y su covarianza (Moritz, 1978). Una vez determinado el potencial anómalo, se puede estimar la ondulación del geode a través de la ecuación de Bruns (primer término de la ecuación 4).

Debido a que la derivación de la ondulación del geode por “colocación” guarda una similitud con la interpolación estadística llamada “predicción mínimo cuadrática” (PMC), la cual produce resultados óptimos, por ejemplo varianza error mínima de los valores interpolados, se le llama “colocación mínimo cuadrática” CMC (Moritz, 1978), de manera que el procedimiento que se sigue para obtener una interpolación óptima, es la misma para derivar una ondulación geoidal óptima a partir de valores de anomalía gravimétrica, incluyendo su error.

Tanto el método PMC como el método CMC requieren de la solución de un conjunto de ecuaciones lineales con dimensiones iguales al número de observaciones Δg a partir de la siguiente expresión (Sideris, 1994):

$$N_{\Delta g} = C_{N\Delta g}^T (C_{\Delta g\Delta g} + C_{nn})^{-1} \Delta g \quad (5)$$

Donde $C_{N\Delta g}$ y $C_{\Delta g\Delta g}$ son las matrices de auto y cross-covarianza de las observaciones y de las predicciones de las ondulaciones locales del geode, respectivamente, de acuerdo a un modelo aproximado analítico de la función de covarianza empírica. C_{nn} es la matriz de covarianza de error (ruido), considerada igual a $\sigma^2 I$, donde σ es el error de las observaciones. Los errores observacionales pueden propagarse dentro de los resultados produciendo la siguiente matriz de covarianza de error de las ondulaciones geoidales estimadas.

$$C_{ee} = C_{NN} - C_{Ng} (C_{xx} + C_{nn})^{-1} C_{xN} \quad (6)$$

Donde C_{NN} es la matriz de covarianza de $N_{\Delta g}$.

2.1.2 Función covarianza de la anomalía gravimétrica

Siguiendo a Torge (1989), en el método CMC se asume que las anomalías gravimétricas (Δg) se pueden considerar cantidades estadísticas con media cero, y que las características estocásticas del campo gravimétrico (regional o local) en la región bajo estudio, son independientes de la posición (homogeneidad) y dirección (isotropía). Siendo posible describir estas características por la covarianza de Δg_i y Δg_j , la cual solo depende de la distancia entre P_i y P_j . La covarianza es definida como el valor medio de todos los productos $\Delta g_i, \Delta g_j$ para alguna distancia esférica dada ψ (Figura 10). En este caso, el ángulo ψ , que es el argumento de la función de Stokes (ecuación 4), es representado en coordenadas polares.

$$\text{Cov}(\Delta g_i, \Delta g_j, \psi) = M \{ \Delta g_i \Delta g_j \}_\psi \quad (7)$$

Donde M = operador valor medio o esperanza matemática y ψ = radio o distancia de la esfera unidad que abarcan las mediciones gravimétricas, conocida como esfera de Bjerhammar. (Figura 10).

Para $\psi=0$, la varianza está dada por: $\sigma^2(\Delta g) = M \{ \Delta g^2 \}$

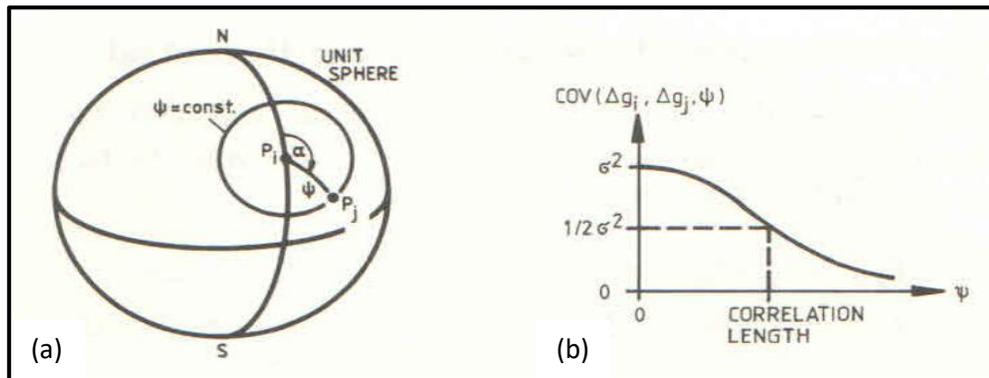


Figura 10. Función de covarianza. (a) Parámetros locales de la función de covarianza en la región de la esfera de radio ψ (esfera de Bjerhammar). (b) Grafica de la función covarianza de la anomalía gravimétrica (Torge, 1989, p. 46).

La covarianza indica la correlación mutua entre las anomalías gravimétricas y está relacionada con el coeficiente de correlación, de manera que la correlación decrece conforme ψ se incrementa.

La expansión en armónicos esféricos del potencial gravimétrico permite una descripción analítica de la *función de covarianza* de la anomalía gravimétrica (Moritz, 1978; Tscherning, 1994):

$$\text{cov}(\Delta g_i, \Delta g_j, \psi) = \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{R^2}{r_i r_j}\right)^{l+2} \sigma_l^2(\Delta g) P_l(\cos \psi) \quad (8)$$

Donde el promedio global de Δg (el termino de grado cero, $l=0$, de la expansión armónica) se asume igual a cero (el potencial gravimétrico del elipsoide es igual al potencial gravimétrico del geoide). Así mismo, el termino de grado uno, $l=1$, debido a la posición geocéntrica que guarda la superficie elipsoidal donde $\Delta g_1 = 0$ (el centro del elipsoide de referencia coincide con el centro de gravedad terrestre). Las funciones $P_l(\cos \psi)$ son los polinomios de Legendre con argumento $\cos \psi$, y $R=r$ es el radio de la esfera a la cual la varianza de la anomalía se refiere (Figura 10). Los coeficientes $\sigma_l^2(\Delta g)$ son las varianzas de la anomalía por grado de desarrollo ("anomaly degree variances"), las cuales describen la varianza del potencial gravimétrico para un grado en particular. La función de covarianza puede caracterizarse por dos parámetros esenciales (Moritz, 1978); la varianza, $C_0 = \text{var}(\Delta g)$ y la distancia de correlación definida por $C(\epsilon) = \frac{1}{2} C_0$. Ésta, describe el comportamiento de la función para distancias del orden de 1.5 veces esta distancia, para distancia mayores se considera que la función ya no es representativa (Tscherning et al., 1994).

La descomposición espectral de la función de covarianza permite el cálculo de $\sigma_l^2(\Delta g)$ a partir de una función de covarianza estimada a partir de los datos gravimétricos.

$$\sigma_l^2(\Delta g) = \frac{2l+1}{2} \int_{\psi=0}^{\pi} \text{cov}(\Delta g_i, \Delta g_j, \psi) \text{sen } \psi \, d\psi \quad (9)$$

Debido al limitado número de observaciones gravimétricas disponibles, ya sea con cubrimiento regional o local, antes de derivar cantidades estadísticas del campo gravimétrico, deberán separarse errores sistemáticos como el valor medio empírico y la tendencia regional. El primero porque los datos deben estar centrados para tener una media igual a cero y el segundo a través de una superficie polinomio de grado bajo, o un modelo global empleando armónicos esféricos suficientes, para separar las largas longitudes de onda.

Una vez separados los errores sistemáticos se pueden realizar estimaciones de covarianza empleando la siguiente resolución numérica de la ecuación (7) (Tschering, 1994):

$$COV_{est}(\Delta g_i, \Delta g_j, \psi_i) = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^M \Delta g_i \Delta g_j \quad (10)$$

Siendo Δg_i y Δg_j los valores de la anomalía gravimétrica observados en los puntos i e j. M el número de productos centrados en ψ . Cada uno de los productos intervendrá en el intervalo para el que se cumpla:

$$\psi - \frac{1}{2} \Delta\psi < \psi_{ij} < \psi + \frac{1}{2} \Delta\psi$$

Donde ψ_{ij} es la distancia esférica entre los puntos i y j. $\Delta\psi$ es el intervalo de muestreo.

A partir de las cuales se obtiene una función de covarianza empírica a la que posteriormente se le ajusta una función modelo o analítica, la cual puede presentar diferentes formas.

Un modelo de la función de covarianza, tomando como referencia un modelo del potencial gravimétrico de la tierra, ampliamente utilizado para ajustar a la covarianza empírica de una región dada es el siguiente: (Tscherning et al., 1994):

$$C_{\Delta g, \Delta g}(P, Q) = a \sum_{i=2}^M \sigma_i \left(\frac{R_B^2}{r r'} \right)^{i+2} P_i(\cos \psi_{PQ}) + \sum_{i=M+1}^{\infty} \frac{A(i-1)}{(i-2)(i+24)} \left(\frac{R_B^2}{r r'} \right)^{i+2} P_i(\cos \psi_{PQ}) \quad (11)$$

Donde N: grado de desarrollo del modelo geopotencial usado para la reducción de las anomalías de gravedad, r y r': las distancias del punto P y Q al centro de la Tierra, $\hat{\sigma}_i$: varianza de la anomalía por grado de desarrollo, asociado a los coeficientes del modelo geopotencial, R_B : radio de la esfera de Bjerhammar, ψ_{PQ} distancia esférica entre P y Q, A: un parámetro relacionado con la varianza ($\psi=0$) de las anomalías gravedad residual (Δg_{res} , ecuación 2) y α : un factor de escala.

Para la utilización del modelo es necesario determinar los parámetros A, R_B y s, por prueba y error, mediante un ajuste iterativo por mínimos cuadrados. Para agilizar el proceso de ajuste entre la covarianza empírica y la analítica, es recomendable iniciar con valores de dichos parámetros extraídos de

los modelos globales, por ejemplo, los publicados por Arabelos y Tscherning (2003) asociados a los coeficientes del modelo geopotencial EGM96 (Hoyer et al., 2004).

2.1.3 Efectos de la topografía en la determinación del geoide

Debido a que las observaciones gravimétricas tienen una fuerte correlación con la topografía, es necesario removerla para estimar el geoide. Para el tratamiento del efecto de las masas topográficas en el modelado del geoide se siguen principalmente dos métodos: el segundo método de condensación de Helmert (SMCH) y el modelo de terreno residual (MTR).

El SMCH es de los esquemas más comunes de reducción empleado para el cálculo de modelos de geoides gravimétricos regionales y locales vía la solución de integral de Stokes (ecuación 4). Para ello, las anomalías gravimétricas a utilizar deben representar valores de contorno en el geoide; la gravedad observada en la superficie de la Tierra debe referirse al geoide; las masas externas al geoide deben removerse para después restituirse. La reducción se efectúa en tres pasos:

- 1) Eliminación de todas las masas exteriores al geoide (corrección topográfica).
- 2) Trasladar el punto de medición al geoide usando la corrección de aire-libre.
- 3) Reponer las masas eliminadas, poniendo una capa superficial ficticia de masa sobre el geoide con densidad $\sigma = \rho H$.

Tomando en cuenta cada contribución y restando la gravedad normal sobre el elipsoide (γ_0) la anomalía de gravedad reducida resultante es (Heiskanen y Moritz, 1985):

$$g_{red} = g_{ob} - \gamma_0 + F + Tc = g_{AL} + Tc \quad (12)$$

Donde g_{ob} es la gravedad observada, $F = 0.3086H$ es la reducción de aire libre, Tc es la atracción de la topografía y g_{AL} la anomalía aire-libre. Nótese que en el esquema remover-restituir (ecuación 2) las anomalías gravimétricas reducidas tienen la contribución de la topografía (Δg_T) removida.

La atracción gravimétrica del terreno, en aproximación plana, es dada por la siguiente ecuación (Torge, 2001):

$$g_{TC} = G\rho \iint_{Area} \int_{H_P}^H \frac{H-H_P}{d^3} dx dy \quad (13)$$

Donde,
$$d^3 = [(xp - x)^2 + (yp - y)^2 + (H_P - z)^2]^{1/2}$$

HP; altura de la estación de medición, H; altura del modelo digital de elevación (MDE) que representa la topografía, d; distancia o radio del punto de medición al centro del sector de la figura geométrica (prisma rectangular) con que se aproxima la topografía, G; constante de gravitación universal ($6.67 \times 10^{-11} \text{m}^3/\text{seg}^2\text{Kg}$), ρ ; la densidad media del terreno ($2.67 \text{ gr}/\text{cm}^3$). A; área que abarca el MDE; x_p, y_p, z_p las coordenadas del punto de medición P; x, y, z las coordenadas del MDE.

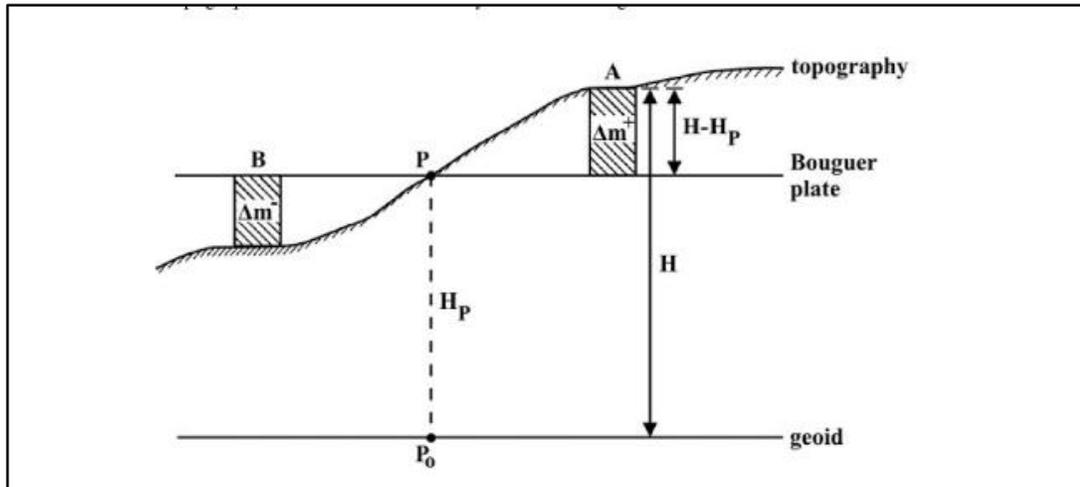


Figura 11. Geometría de la corrección topográfica clásica TC (tomada de Torge, 2001).

En el escenario de Helmert, la anomalía gravimétrica residual (Δg_r , ecuación 2) queda de la siguiente manera:

$$\Delta g_{rH}(\varphi_P, \lambda_P) = \Delta g_{AL}(\varphi_P, \lambda_P) - g_{ALGM}(\varphi_P, \lambda_P) + g_{TC}(\varphi_P, \lambda_P) \quad (14)$$

Para el cálculo de la contribución de la topografía al geoid se utiliza la relación siguiente (Torge, 2001):

$$N_{LTC} = -\frac{\pi G \rho}{\lambda_P} H_P^2 - \frac{G \rho}{6 \lambda_P} \iint_{Area} \frac{H^3 - H_P^3}{d^3} dx dy \quad (15)$$

El primer término representa la restauración del efecto debido al desplazamiento de masas que conllevan las reducciones de la gravedad y el segundo debido a la topografía. Al trasladar el punto de medición a la superficie del geoide se considera que las masas sobre el geoide han sido condensadas o reducidas a una masa ficticia sobre la superficie del geoide, produciendo un aumento en el potencial gravimétrico terrestre y por tanto el geoide. Dicho en otras palabras, un desplazamiento ΔN de su posición original a otra superficie equipotencial paralela llamada cuasigeoide o cogeide (Figura 12) debido a que el potencial ha cambiado. La separación entre el geoide y el cogeide se llama efecto indirecto sobre el geoide (Heiskanen y Moritz, 1985).

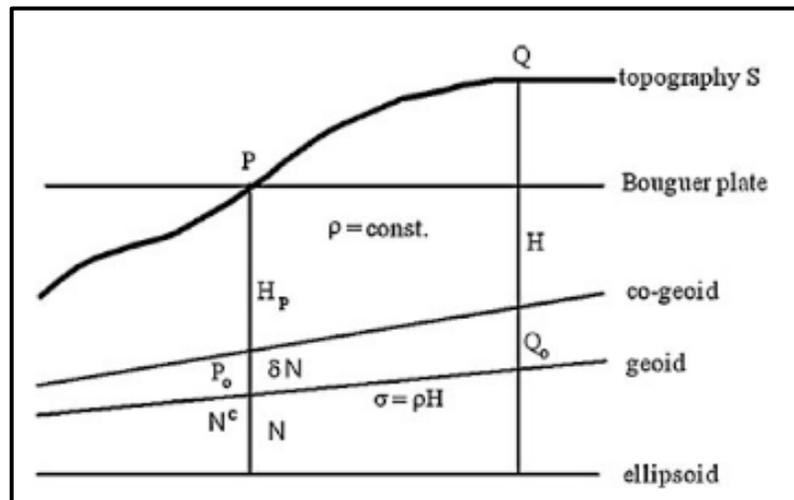


Figura 12. Geometría de superficies equipotenciales con respecto a la topografía: Topografía actual y condensada (tomada de Torge, 2001).

El método de reducción MRT se usa principalmente para la determinación del cuasi-geoide, basándose en la teoría de Molodenski, la cual maneja el problema de las anomalías gravimétricas referidas a una superficie paralela a la superficie de la Tierra y no al geoide llamado Teluroide (Figura 13). En esta teoría, la superficie de la Tierra es representada por su desviación del teluroide llamada anomalía de altura ζ (Figura 13), la cual es función del potencial perturbador T , permitiendo su cálculo a partir de anomalías gravimétricas aire-libre sin el requerimiento de ninguna remoción de masas condensadas (Fosberg, 1984).

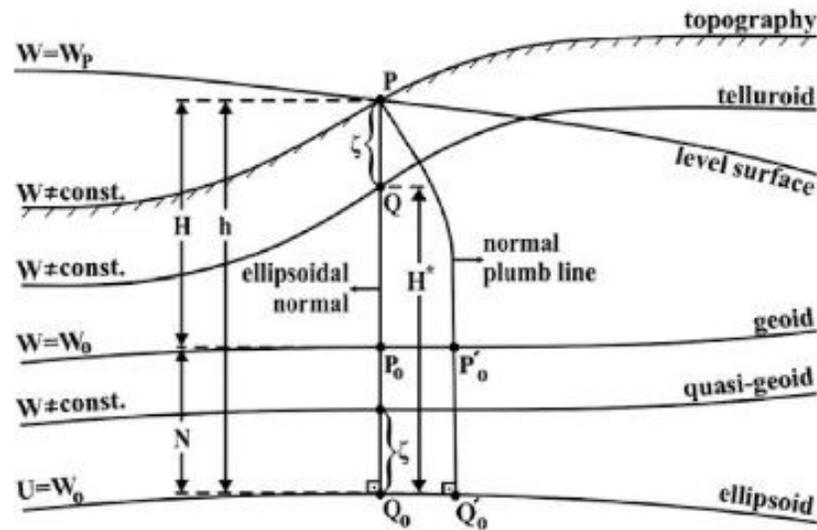


Figura 13. Relación geométrica entre alturas ortométricas (H) y elipsoidales (h); anomalías de altura (ζ) y altura del geoid (N) (tomada de Torge, 2001).

En el esquema MTR el modelo digital de elevaciones (MDE) está formado por las desviaciones de la topografía respecto a una superficie suave de referencia (Figura 14). La contribución de la topografía en la gravedad se evalúa a partir de la siguiente relación (Torge, 2001):

$$g_{\text{RTM}} = 2\pi G\rho (H - H_{\text{ref}}) - G\rho \iint_{\text{Area}} \int_{H_{\text{ref}}}^H \frac{z - H_p}{d^3} dx dy dz \quad (16)$$

Siendo H ; la altura del MDE, H_{ref} ; altura del modelo topográfico de referencia, representado por una versión suavizada del MDE. El primer término es la diferencia de dos placas de Bouguer con diferente espesor. El espesor de la primera placa es representado por la altura del punto de medición (HP) y el de la segunda placa por la altura de la superficie de referencia. Este esquema implica que las masas por arriba del geoid son primeramente removidas por la reducción de Bouguer completa y entonces restauradas con la placa de Bouguer de referencia.

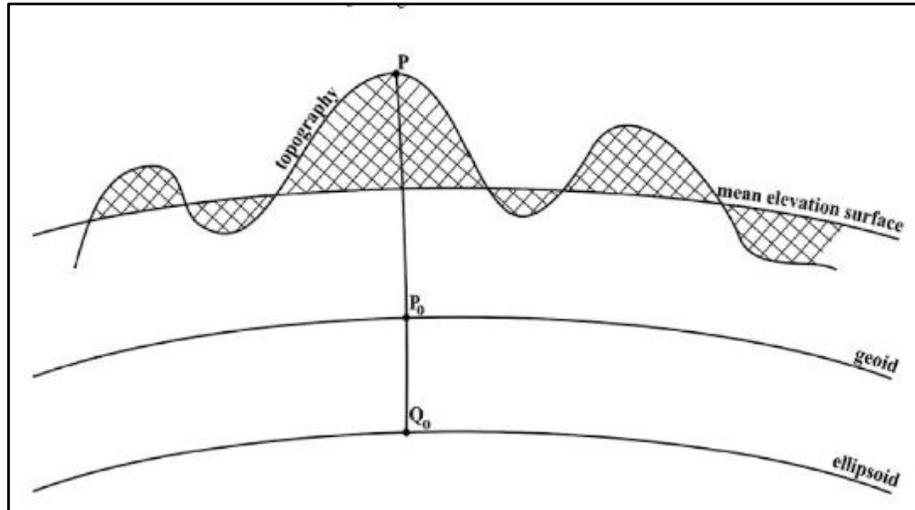


Figura 14. Geometría de la reducción MTR (tomada de Torge, 2001).

Obtenido el efecto topográfico en la gravedad a través de la reducción MTR, la anomalía de gravedad residual será la siguiente:

$$\Delta g_r(\varphi_P, \lambda_P) = \Delta g(\varphi_P, \lambda_P) - \Delta g_{GM}(\varphi_P, \lambda_P) - \Delta g_{MRT}(\varphi_P, \lambda_P) \quad (17)$$

Donde, $\Delta g(\varphi_P, \lambda_P) = g_{ob}(\varphi_P, \lambda_P) - \gamma_0(\varphi_P, \lambda_P)$

Siendo Δg ; la diferencia entre la gravedad observada g_{ob} y la gravedad normal en el elipsoide γ_0 .

Como el MTR da principalmente anomalías de altura ζ y el cuasi-geoide, el efecto topográfico en el teluroide está dado por la siguiente ecuación (18):

$$\Delta \zeta = \frac{G\rho}{\gamma} \iint_{Area} \int_{H_{ref}}^H \frac{1}{d} dx dy dz \quad (18)$$

Donde: $d = [(x_p - x)^2 + (y_p - y)^2 + (H_p - z)^2]^{1/2}$

Obtenido el cuasigeoide, la conversión de la anomalía de altura a altura del geoide se realiza a través de la siguiente ecuación (Torge, 2001):

$$N(\varphi_P, \lambda_P) = \zeta(\varphi_P, \lambda_P) + \frac{\Delta g_B(\varphi_P, \lambda_P)}{\gamma(0, \lambda_P)} H \quad (19)$$

Donde ,

$$\Delta g_B = (g_{ob} - \gamma_0 + F) - 2\pi\rho GH = \Delta g_{AL} - CB \quad (20)$$

$$\gamma(0, \lambda_p) = 9.780327 (1 + 0.0053024 \sin^2 \phi - 0.0000058 \sin^2 2\phi) \quad [\text{m/seg}^2]$$

Siendo Δg_B la anomalía de Bouguer; $CB = 0.119 H_p$ la corrección de Bouguer, considerando la densidad $\rho = 2.67 \text{ gr/cm}^3$; ϕ la latitud del punto de observación.

Para el cálculo numérico de las contribuciones de la topografía en la gravedad y el geoide, se utilizó el programa TC del paquete GRAVSOFT (Fosberg, 2010). En el cual las expresiones integrales del efecto topográfico en la gravedad y el geoide son calculadas por integración numérica utilizando formulas exactas y aproximadas de la atracción y potencial gravimétrico de prismas que representan la topografía. La primera para radios cercanos (0-40 km) y las segundas para radios lejanos (40-100 km).

2.2 Material utilizado

El conjunto de datos utilizados para elaborar el modelo de geoide del área de estudio se describe a continuación:

2.2.1 Modelo gravimétrico y geoidal global

Potencial gravimétrico terrestre. Anomalías gravimétricas de larga longitud de onda o regionales pueden ser calculadas, en una aproximación esférica, a partir del desarrollo en serie de funciones armónicas esféricas del potencial gravimétrico terrestre (Heiskanen y Moritz, 1985; Rapp, 1971):

$$\Delta g_n(\theta_p, \lambda_p) = \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{R}\right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n [C_n^m \cos(m\lambda_p) + S_n^m(m\lambda_p)] P_n^m(\cos\theta) \quad (21)$$

Donde θ, λ son la colatitud y longitud geocéntrica del punto donde $\Delta g_n(\theta_p, \lambda_p)$ es determinado; C_n^m, S_n^m son los coeficientes de los armónicos esféricos normalizados del potencial (obtenidos a partir de

modelos geopotenciales); P_n^m son los polinomios de Legendre (de grado n y orden m) asociados, n_{\max} es el grado máximo del modelo geopotencial global, $\frac{GM}{R^2}$ es el valor medio de la gravedad terrestre (978032.67714 mGal) y a es un factor de escala.

Ondulación geoidal terrestre. Así como las anomalías gravimétricas regionales, ondulaciones de largas longitudes de onda pueden ser calculadas, en una aproximación esférica, a partir del desarrollo del potencial anómalo (diferencia entre el potencial de la gravedad real y el potencial de la gravedad normal) en serie de armónicos esféricos de superficie (Heiskanen y Moritz, 1985):

$$N_{MG}(\theta_p, \lambda_p) = R \sum_{n=2}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n [\bar{C}_n^m \cos m \lambda_p + \bar{S}_n^m \sin m \lambda_p] \bar{P}_n^m(\sin \theta) \quad (22)$$

Donde θ, λ son la colatitud y longitud geocéntrica del punto donde $N_{MG}(\theta_p, \lambda_p)$ es determinado.

Se han desarrollado y puesto al público varios modelos geopotenciales globales en forma de coeficientes armónicos del campo de gravedad terrestre. El más extensamente utilizado y contrastado a nivel internacional es el modelo geopotencial global EGM96 desarrollado hasta grado y orden 360 (Lemoine et al., 1998), el cual ha sido actualizado por el modelo EGM2008 desarrollado hasta grado y orden 2159 (Pavlis et al., 2008), mejorando sustancialmente la resolución espacial y precisión altimétrica de su antecesor, razón por la cual se seleccionó como modelo de referencia.

Para obtener los datos del modelo en la región de estudio, estos fueron descargados de página Web de la Agencia de Inteligencia Nacional Espacial (NGA, <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/>) de los Estados Unidos. La cual los tiene disponibles en mallas con dimensiones de 45×45^0 y resolución de $2.5 \times 2.5'$ (~ 4.8 km) para todo el mundo. El formato es GIS (SHP) y tuvieron que ser cambiados a formato ASCII para poder ser muestreados, manipulados y desplegados. La Figura 15 muestra un mapa de contornos de la ondulación del modelo en el área de estudio, elaborado a partir de una malla con separación entre nodos de 0.03^0 .

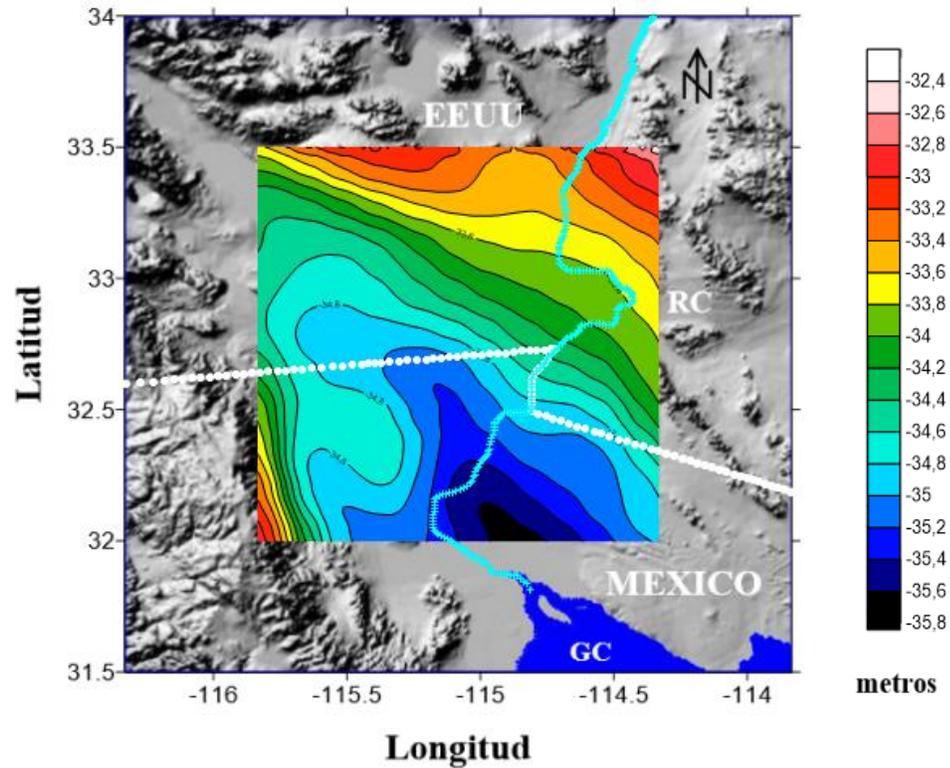


Figura 15.- Mapa de ondulaciones del geode (contornos cada 0.2 m) del modelo global EGM2008, sobrepuesto al relieve topográfico. RC: Río Colorado; GC: Golfo de California.

Para obtener valores de anomalía gravimétrica aire-libre del modelo EGM2008, estos se descargaron de la página Web del Buro Gravimétrico Internacional (IGB, http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/regional_gravity_anomaly_grids). Los datos se extraen de una malla con resolución espacial de 2.5x2.5'. La Figura 16 muestra el mapa de anomalías gravimétricas aire-libre del modelo EGM2008 del área de estudio, elaborado a partir de una malla interpolada con resolución de 0.03⁰ (1.8').

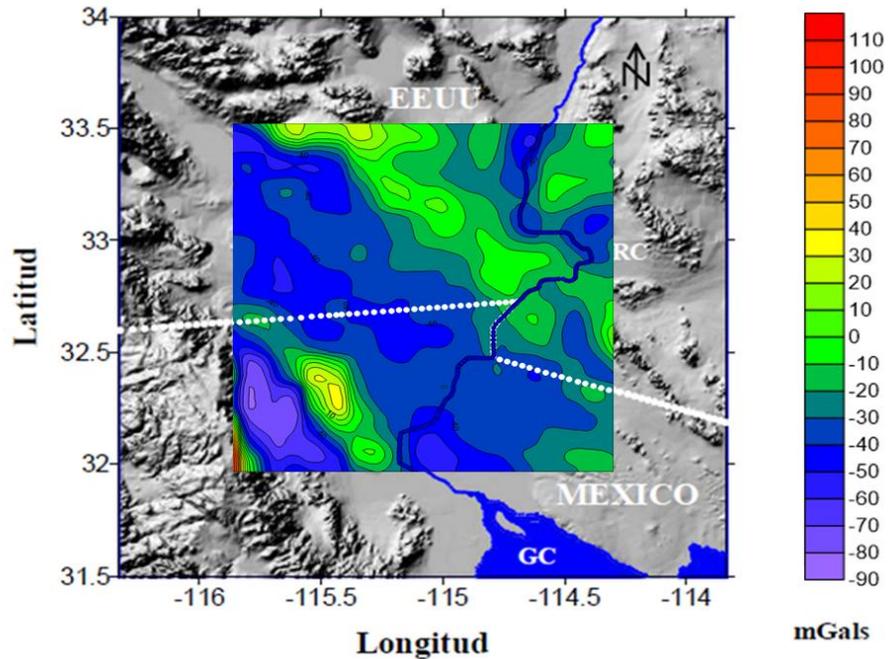


Figura 16. Mapa de anomalía de gravedad aire-libre, sobrepuesta al relieve topográfico, del modelo geopotencial EGM2008 (contornos cada 10 mgal). RC: Río Colorado; GC: Golfo de California.

2.2.2 Datos topográficos.

Proviene del banco de datos del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) descargados del sitio web del Consorcio para Información Espacial (CSI, <http://www.cgiar-csi.org/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1>). Cubren toda la superficie terrestre con una resolución de 3 segundos de arco (~90 m) y contienen la siguiente información: latitud y longitud en coordenadas geográficas referenciadas al Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS84); alturas orto métricas en metros referidas al modelo geoidal EGM96 (Wagner, 2003). La Figura 17 muestra la representación gráfica en curvas de nivel a colores del MDE con una resolución de 90 m para el área de estudio y sus alrededores, la cual fue elaborado con el paquete de graficado Surfer ver. 9 y utilizando un método de interpolación bidimensional tipo Kriging.

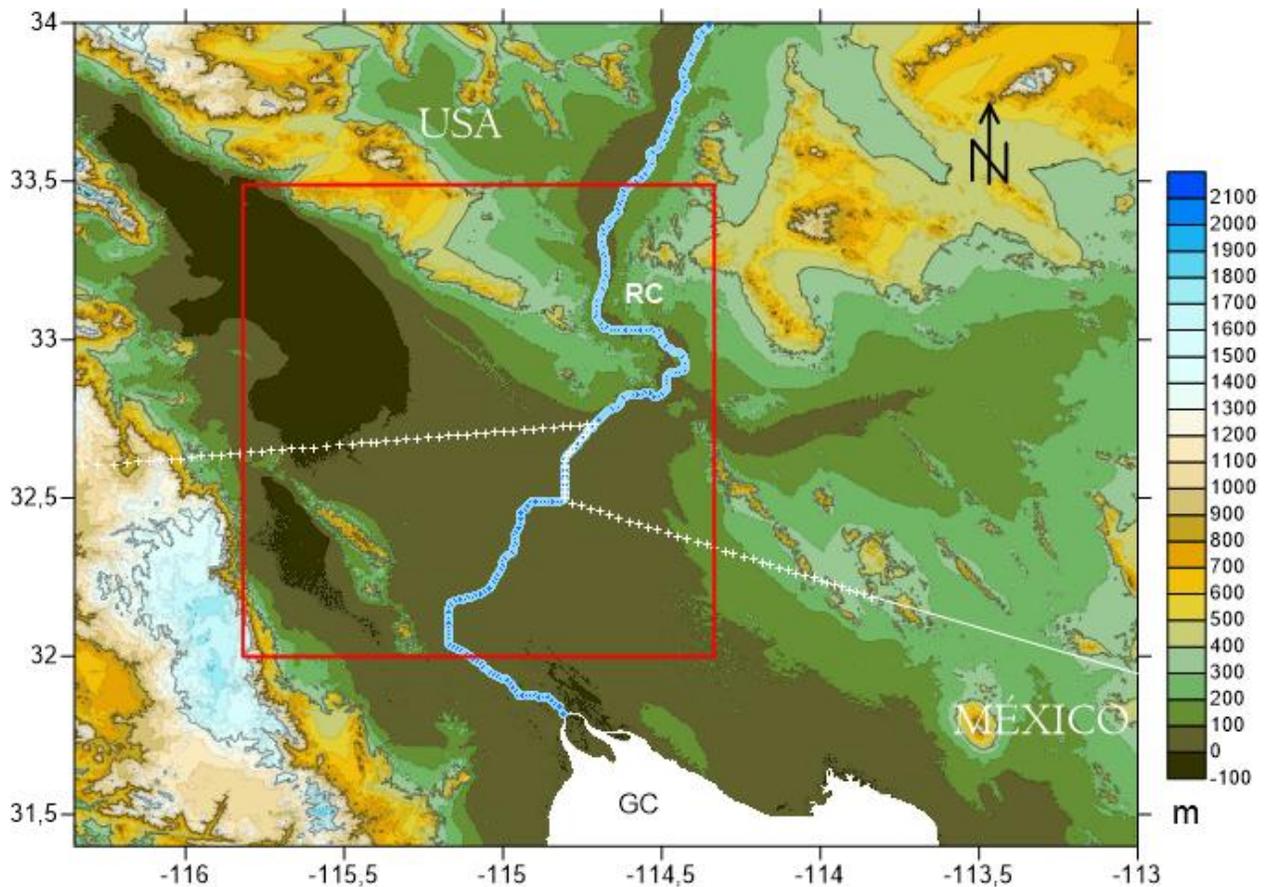


Figura 17. Mapa del relieve topográfico del modelo SRTM90 (contornos cada 100 m). RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California. **Recuadro rojo indica área de estudio.**

2.2.3 Datos gravimétricos.

Se disponen de 12,026 datos de gravedad en el área de buena calidad y cobertura espacial procedentes de la base de datos gravimétricos del Depto. de Geofísica Aplicada de CICESE conteniendo información de coordenadas geográficas latitud y longitud referidas al Sistema Geodésico de Referencia NAD83, elevación sobre el nivel medio del mar en metros y anomalía gravimétrica Aire-Libre con una precisión de ± 0.2 mGals y referida a la Formula Internacional de la Gravedad de 1980 (Espinosa-Cardena, 2014, comunicación personal). Esta anomalía resulta de la reducción de la estación de la superficie topográfica al geode, usando un gradiente teórico de gravedad, sin considerar el efecto gravitacional de las masas entre dos superficies. Se puede expresar por la siguiente formula (Torge, 1989):

$$g_{AL} = g_P + C_{AL} - \gamma_Q \quad (23)$$

Donde: g_p es la gravedad observada sobre la superficie del terreno corregida por deriva instrumental y marea terrestre; C_{AL} es la corrección de aire libre; γ_Q es la gravedad normal gravedad teórica sobre el elipsoide de referencia basado en el sistema de Referencia Geodésico Internacional de 1980 (IGRS-80) obtenida a partir de la fórmula de Somigliana tomando en cuenta la masa de la atmósfera:

$$\gamma_Q = \left[\frac{\gamma_p b \text{Sen}^2 \varphi + \gamma_e a \text{Cos}^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \text{Cos}^2 \varphi + b^2 \text{Sen}^2 \varphi}} \right] - C_{atm} \quad (24)$$

Siendo los valores de los parámetros los siguientes:

$a = 6378137$ m, valor medio del radio ecuatorial; $b = 6356752.3141$ m, valor medio del radio polar; $\gamma_p = 9832.1863685$ mGals, gravedad en el polo; $\lambda_e = 9780.326771$ mGals, gravedad en el ecuador; $C_{atm} = 0.87e^{-0.0118H^{1.0047}}$, es la corrección atmosférica donde H es la altura (m) del punto de observación.

La corrección de aire libre elimina el efecto causado por la diferencia de altura entre el punto de medición y el datum de referencia vertical, puede ser expresada de la siguiente manera:

$$C_{AL} = \frac{2g_0}{R} h = 0.3086h \frac{mGal}{m} \quad (25)$$

Donde: $g_0 = 983.2$ Gals es el valor de gravedad a nivel medio del mar en los polos; $R = 6371000$ m es el radio medio de la Tierra; h es la altura del punto de medición.

En la Figura 18 se muestra la distribución y localización de los puntos de medición gravimétrica y la Figura 19 representa los contornos de la anomalía de aire-libre observada, sobrepuesta al relieve topográfico, la cual cuenta con una resolución de 30x30 segundos (1x1km aprox.) y fue obtenida con el paquete de graficado SURFER y aplicando un método de interpolación bidimensional tipo Kriging.

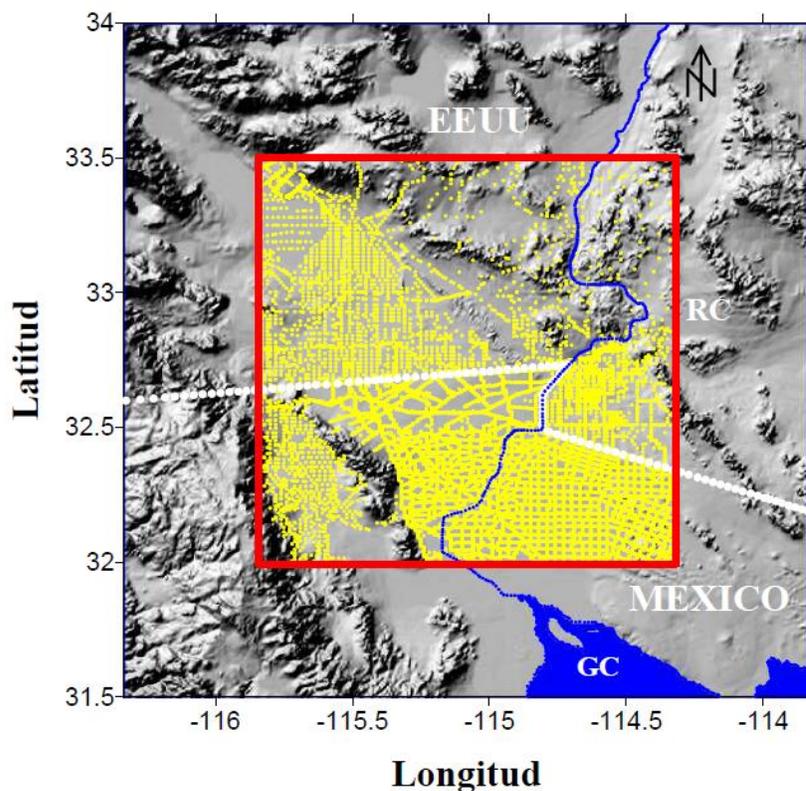


Figura 18. Localización y distribución espacial de datos gravimétricos (puntos amarillos) utilizados para el cálculo del geode de la región del Valle Mexicali-Imperial. RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California.

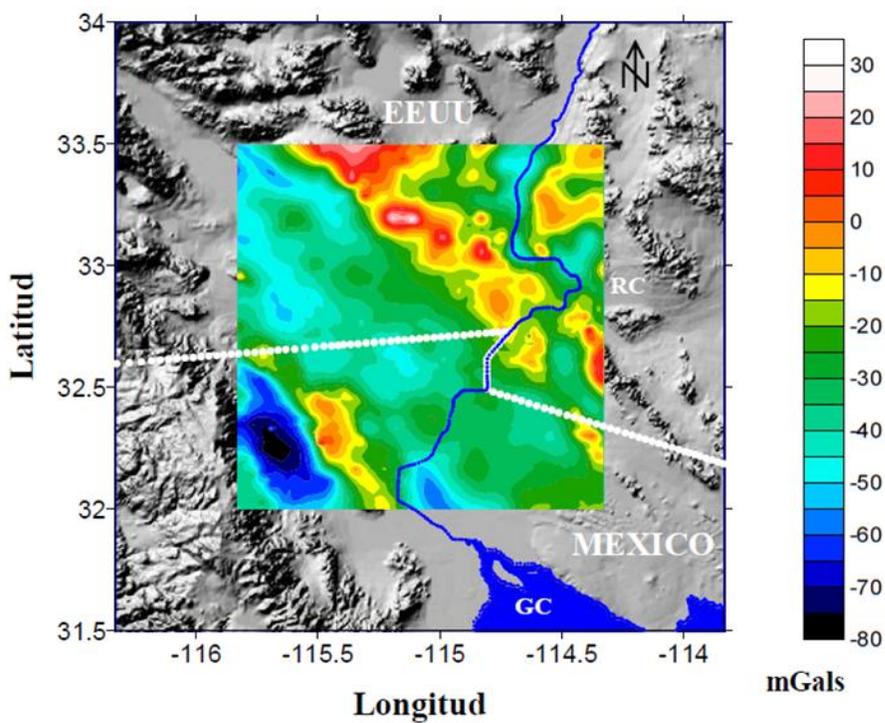


Figura 19. Imagen de la anomalía de gravedad aire-libre (mGal) observada, sobrepuesta al relieve topográfico. RC: Rio Colorado; GC: Golfo de California.

2.2.4 Mediciones directas del geode

Para obtener una evaluación adecuada y directa de un geode gravimétrico calculado, es necesario compararlo con mediciones directas de la ondulación o altura del geode (N), las cuales se pueden determinar combinando alturas derivadas de la nivelación GPS (elipsoidales; h) y por nivelación geométrica combinada con medidas de la gravedad (ortométricas; H), de acuerdo a la relación " $N = h - H$ " que cuantifica la separación vertical (N) entre las dos superficies fundamentales de referencia vertical; el elipsoide y el geode (Figura 20).

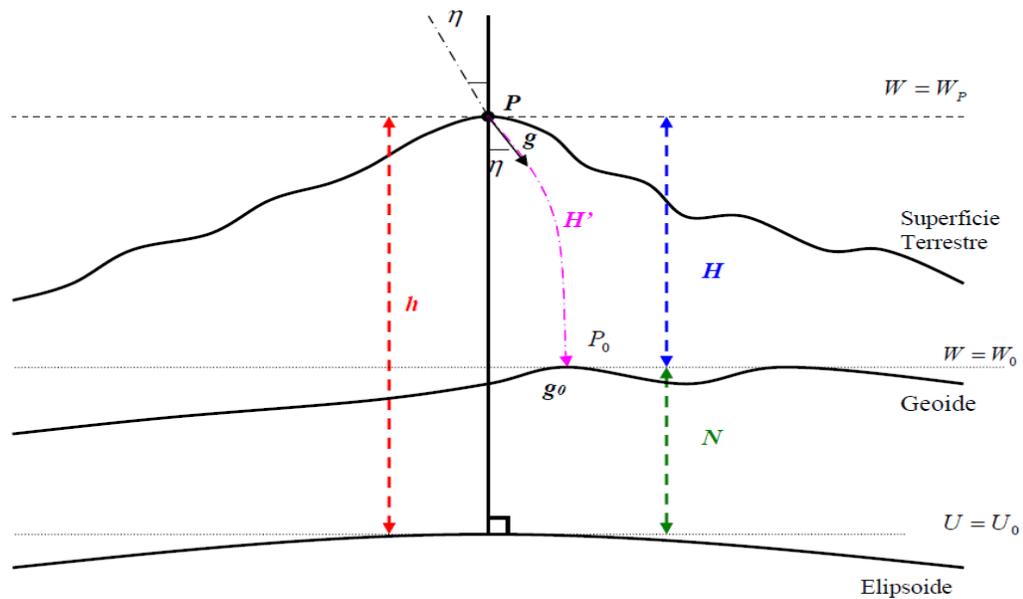


Figura 20. Relación entre los sistemas de referencia vertical físico (Geoide) y geométrico (Elipsoide): PP_0 línea de la plomada; η desviación de la vertical; h altura elipsoidal; H' altura ortométrica; H altura ortométrica despreciando el valor local que toma la desviación de la vertical y la curvatura de la línea de la plomada; N ondulación o altura geoidal (separación geode-elipsoide) ; g aceleración de la gravedad en el punto de nivelación P ; g_0 aceleración de la gravedad en el Geoide; W, U , potencial gravimétrico del elipsoide de referencia y del geode, respectivamente. W_p , potencial gravimétrico en el punto de nivelación P (modificada de Heiskanen y Moritz (1985).

Camacho (2006) reporta para la región central del Valle de Mexicali un conjunto de mediciones directas de la ondulación o altura del geode (N), obtenidas mediante la combinación de mediciones de NIVELACION/GPS/GRAVEDAD, las cuales se consideran como el valor verdadero de la ondulación geoidal en la región central del área y se utilizaron como puntos de control para evaluar el geode calculado y determinar su precisión.

2.3 Procedimiento de cálculo para la elaboración del modelo de geoide para el área de estudio

Para el cálculo del geoide en la región de estudio se utilizaron diversos programas (TC, COV, COVFIT, GEOCOL, FASTCOL) que conforman el paquete Gravsoft (Forsberg, 2004) de dominio público. Los pasos seguidos para la obtención del modelo de geoide y su evaluación se describen a continuación:

- 1).- *Cálculo del efecto del terreno (Δg_T)*. Para el cálculo de las componentes relacionadas con la contribución topográfica en la gravedad y ondulación geoidal se utilizó el programa TC, en la modalidad TC y RTM, que utiliza una formulación exacta para el cálculo de ambos efectos considerando geometrías prismáticas representativas del relieve del terreno. El modelo topográfico del área de estudio (mde5) y sus alrededores se extrajo del MDE SRTM90, en tanto que el modelo de referencia (mdeav) se representó por una superficie polinomial de 3er. grado ajustada por mínimos cuadrados al modelo SRTM90 representativo del relieve topográfico de la región. El radio de la contribución topográfica alrededor de cada estación, después de varias pruebas, se fijó en 70 km. Para la densidad del modelo topográfico se asignó un valor promedio de 2.67 gr/cm^3 . Las dimensiones del MDE abarcan un área delimitada por las coordenadas 32.0° a 35.0° de latitud norte y 116.0° a 113.4° longitud oeste, con un intervalo entre nodos de malla de 0.05° ($= 3'$, $\approx 5.55 \text{ km}$). Para su elaboración se utilizó el método de interpolación Kriging implementado en el paquete comercial SURFER ver.9 de la compañía Golden Inc., el Kriging es un método estadístico de interpolación que permite que el valor interpolado represente las características del valor verdadero de la variable medida.

- 2).- *Selección del modelo global*. Comparando el mapa de anomalía gravimétrica aire-libre (Figura 19) de los datos medidos con el mapa de anomalías de aire-libre del modelo global EGM2008 (Figura 16), se observa que las anomalías aire-libre del modelo EGM2008 son muy parecidas a las anomalías aire-libre medidas, pero con menor amplitud. Motivo por el cual se seleccionó como modelo de referencia para el cálculo del modelo de geoide, ya que representa la mejor aproximación al campo gravimétrico del área de estudio.

- 3).- *Anomalía gravimétrica residual (Δg_{res})*. Una vez elegido el modelo global a utilizar, calculado en cada punto de medición los efectos del terreno en la modalidad TC y MTR, se obtiene la anomalía de gravedad residual. Con estas anomalías, se elaboró mediante el krigeado de una malla con separación entre nodos a cada 0.03° ($\sim 3.6 \text{ km}$), a partir de la cual se calcularon las funciones

empíricas y analíticas de covarianza, que se utilizaron para predecir la ondulación local del geoide mediante CMC.

- 4).- *Función de covarianza empírica [COV ($\Delta g_p \Delta g_q$)] y analítica [(COV (ψ))].* Para la estimación de las funciones de covarianza empírica y analítica de las anomalías gravimétricas residuales se utilizaron los programas, EMPCOV y COVFIT, respectivamente. El ajuste entre el modelo de covarianza y covarianza empírica se realizó por prueba y error, partiendo de valores en la región de estudio de los parámetros que caracterizan a la función de covarianza de modelos globales publicados por Arabelos y Tscherning (2003), tomando como referencia el modelo global EGM96; grado de desarrollo del modelo global (N=360), profundidad de la esfera de Bjerjammar (R=-4 km), error varianza ($\sigma=200$). Y de la curva de covarianza empírica, la varianza de la señal (200 mgal²) y el radio de correlación (Rc=0.8⁰). El factor de escala (s= 0.05) se partió del valor promedio de valores reportados en otros estudios.
- 5).- *Predicción de la ondulación geoidal de media longitud de onda (NL).* Obtenidas las funciones de covarianza empírica y analítica, se realizó el proceso de CMC (ecuación 5) utilizando el programa GEOCOL/FASTCOL, para predecir los valores de ondulación geoidal local a partir de los datos de anomalía residual.
- 6).- *Modelo de geoide.* Para la restauración del efecto topográfico en el geoide (N_T) se utilizó el programa TC, tanto en la modalidad TC y MTR, utilizando los mismos parámetros para el cálculo de la contribución del terreno en la medición de la gravedad. Una vez obtenida la contribución al geoide del efecto topográfico, se le sumaron las contribuciones del modelo global (N_{EGM2008}) y local (N_L) para obtener dos modelos de geoide para la región fronteriza del valle Mexicali-Imperial, considerando dos técnicas para el modelado del efecto del terreno.
- 7).- *Evaluación del geoide calculado.* Para la comprobación de los modelos de geoide obtenidos, se compararon los valores predichos de ondulación (N_p) en 12 puntos donde se ha medido directamente el geoide (N_d) mediante observaciones GPS, nivelación y gravedad. Las observaciones GPS proporcionan las alturas elipsoidales (h) y la combinación de las mediciones de nivelación y gravedad las alturas ortométricas (H). Las ondulaciones geoidales son obtenidas mediante la sustracción de las alturas ortométricas a las alturas elipsoidales (N= h-H). Para el estudio estadístico de las diferencias (residuo) entre los valores de N_p y N_d se utilizó el estadístico error medio cuadrático (EMC) que cuantifica el error de la media conocida, la desviación estándar,

y es tomado como una medida de la precisión de las ondulaciones predichas por el modelo elaborado a partir de mediciones de gravedad.

8).- *Selección del modelo de geoide final.* A partir del análisis estadístico de las diferencias entre los diferentes modelos de geoide del área de estudio y las mediciones directas se seleccionó, para su posterior interpretación geofísica, el modelo global EGM2008.

2.4 Modelado 2D de anomalías de altura del geoide

El algoritmo de Chapman (1979), basado en la fórmula de Bruns, es una herramienta útil para calcular anomalías geoidales producidas por cuerpos bidimensionales (2D) arbitrarios.

$$N = -\frac{G\rho}{\gamma} \iint_S \log_e[(y - y')^2 + (z - z')^2] dydz \quad (26)$$

Donde ρ es la densidad, G es la constante de gravitación universal $6.67 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$, γ es la gravedad normal $9.8 ms^{-2}$, las coordenadas primas indican el punto de observación, las otras coordenadas indican la variable de integración, y es la distancia horizontal y z es la profundidad, positiva hacia abajo.

Sin embargo, debido a las restricciones impuestas, el algoritmo se limita al modelado de estructuras sin incluir la topografía. Ayala et al. (1996) extienden la aplicación del algoritmo al incluir la topografía. Siguiendo la aproximación poligonal dada por Chapman (1979), cada lado del polígono está definido por $z = m_i y + b_i$, donde m_i es la pendiente del segmento de línea y b_i es la intersección del segmento de línea. Después de la integración se encontró que la contribución a la anomalía del geoide debido a un enésimo segmento de línea para un polígono es:

$$\begin{aligned}
n_i = & \left[\frac{m_i}{2} (y - y')^2 \log_e [(y - y')^2 + (z - z')^2] - \frac{m_i}{2} (y - y')^2 + \frac{m_i^2 a_2}{(1+m_i^2)} (y - y') - \frac{m_i a_2^2 (m_i^2 - 1)}{2(1+m_i^2)^2} \times \right. \\
& \log_e [(y - y')^2 + (z - z')^2] - \frac{2m_i^2 a_2^2}{(1+m_i^2)^2} \times \operatorname{atan} \left[\frac{(1+m_i^2)(y-y') + m_i a_2}{a_2} \right] - m_i (y - y')^2 + (z - z')^2 \times \\
& \operatorname{atan} \left[\frac{(y-y')}{(z-z')} \right] + \frac{c_i z' + d_i}{1+c_i^2} (z - z') - \frac{c_i (c_i z' + d_i)^2}{(1+c_i^2)^2} \times \log_e \left[\frac{(z-z')^2 (1+c_i^2) + 2c_i (c_i z' + d_i)(z-z') + (c_i z' + d_i)^2}{(1+c_i^2)^2} \right] + \\
& \left. \frac{(c_i z' + d_i)^2 (1-c_i^2)}{(1+c_i^2)^2} \operatorname{atan} \left[\frac{(y-y')}{(z-z')} \right] \right] \Big|_{y-1}^{y_i} \quad (27)
\end{aligned}$$

Donde

$$a_2 = m_i y' + b_i - z', \quad c_i = \frac{1}{m_i}, \quad d_i = \frac{-b_i}{m_i} - y'$$

La expresión difiere de la dada por Chapman (1979), ya que en este caso se considera $z \neq 0$ en todos los términos. La anomalía geoidal total para un polígono definido por L segmentos es:

$$N = -\frac{G\rho}{\gamma} \sum_{i=1}^L n_i \quad (28)$$

Para evaluar el algoritmo se ha calculado la anomalía del geoide de un perfil cortical sintético que está en equilibrio isostático según el modelo de Airy-Heiskanen (Figura 21 c), utilizando un código computacional programado en lenguaje Matlab (Juan Manuel Espinosa Cardeña, comunicación personal). El modelo, con una longitud de 600 km, está constituido por un bloque cortical normal de 30 km de espesor con densidad de 2800 kg/m³ (2.8 gr/cm³), soportando un bloque superficial de 200 km de largo, 2 km de altura e igual densidad, y una raíz con un contraste de densidad de -400 kg/m³ (-0.4 gr/cm³) entre corteza y manto superior, este último con una densidad de 3200 kg/m³ (3.2 gr/cm³). Los resultados de la prueba del algoritmo computacional se muestran en la Figura 21 d, e, f y g.

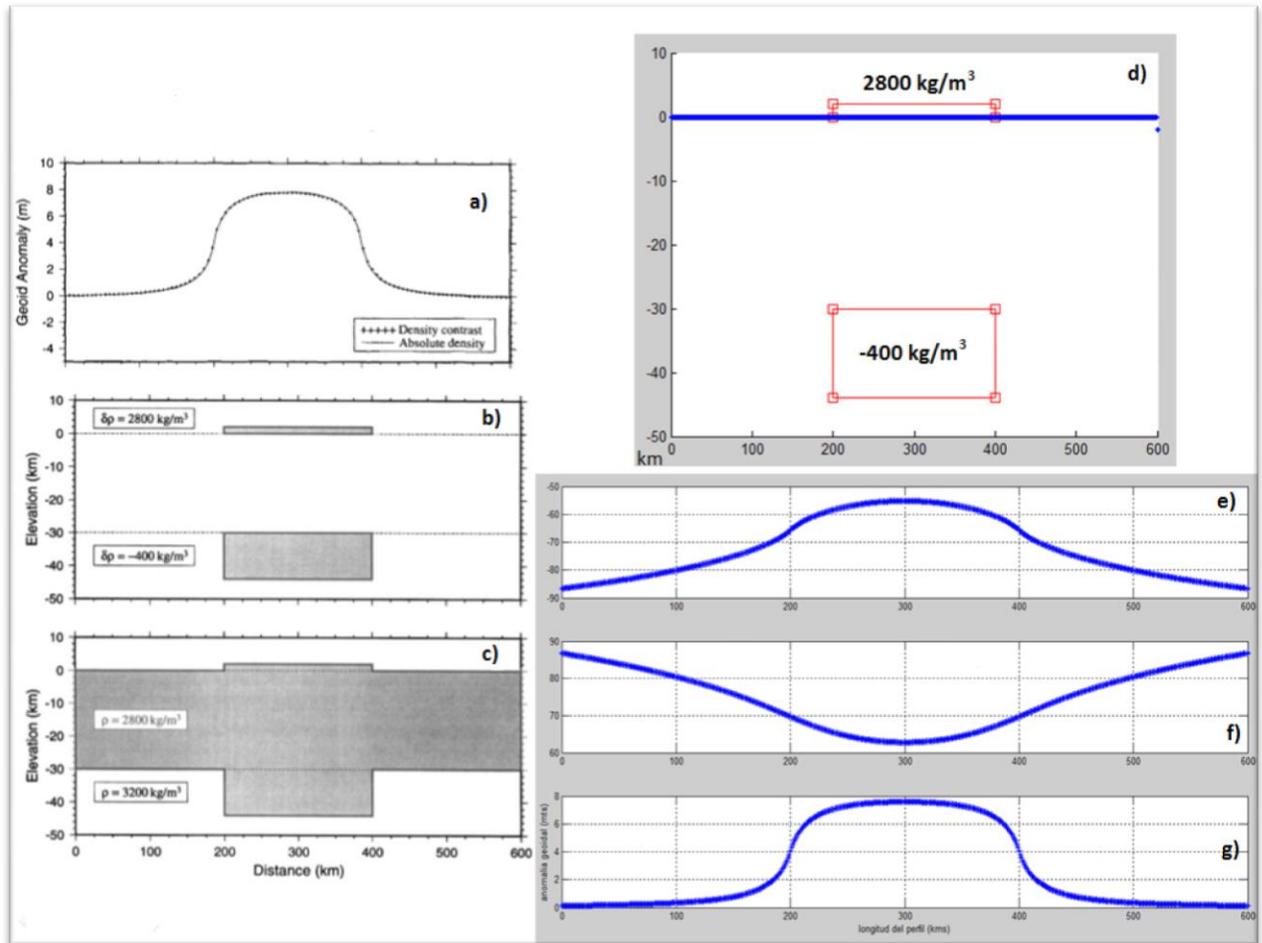


Figura 21.- Modelo cortical de prueba. Izquierda (tomado de Ayala et al., 1996): a) respuesta del modelo, b) y c) modelo utilizando contrastes de densidad y densidades, respectivamente. Derecha (prueba de algoritmo computacional): d) Modelo utilizando contraste de densidades, e) respuesta de la topografía, f) la raíz y g) del modelo. Los números dentro del modelo indican densidades y contraste de densidades.

2.4.1 Concepción del modelo cortical de densidades

Previo al modelado bidimensional de la ondulación del geode se elaboró un modelo cortical inicial de densidades partiendo del modelo cortical de velocidades Ensenada-Blythe (Figura 8) de Frez et al (1995). Este modelo se seleccionó porque está constreñido con información de la estructura sísmica del batolito peninsular (Nava y Brune, 1982), del Valle Imperial y Sierra Chocolate Montain (Fuis et al., 1984; Parson y MacCarthy, 1996). También, se consideró información adicional de la estructura gravimétrica y magnética de la Sierra de Juárez, valle Laguna Salada y sector oriental del valle de Mexicali (García-Abdeslem et al., 2001).

Para la conversión de velocidades sísmicas a densidades de rocas corticales profundas (corteza inferior-manto superior) se utilizó la ley de Birch (Fowler, 1999), la cual indica una relación lineal entre velocidades sísmicas y densidades de rocas. La relación que se utilizó para rocas corticales profundas fue derivada de pruebas de laboratorio con rocas representativas de la corteza inferior (gabros) y manto superior (dunitas) que fueron sometidas a tres distintas presiones que representan aproximadamente profundidades de 6 (a), 18 (b) y 30 km (c) (Figura 22). Obteniéndose, las relaciones de Birch para ondas P (α) y S (β), correspondientes a cada presión aplicada (Gebrande, 1982).

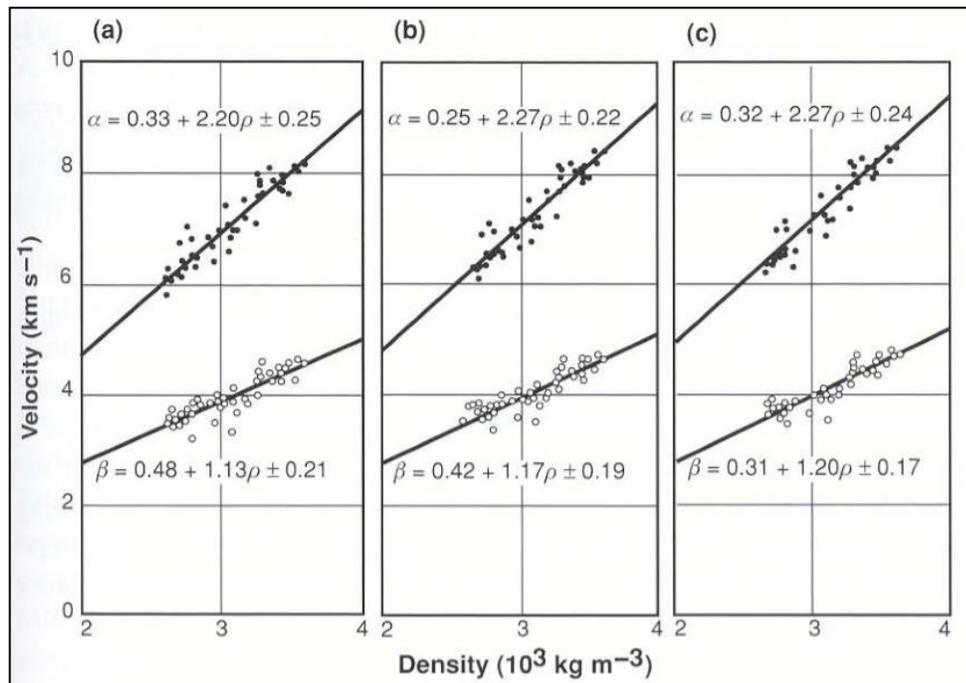


Figura 22. Relación lineal entre velocidades sísmicas y densidad de rocas corticales a presiones de: (a) 0.2 Gpa; (b) 0.6 Gpa ; (c) 1.0 GPa (1GPa=10⁹Pascal) , correspondiendo aproximadamente a las profundidades de 6,18 y 30 km, respectivamente (tomado de Fowler,2005).

Para la conversión de velocidades a densidades de rocas sedimentarias se realizó, mediante interpolación gráfica, utilizando la curva de Nafe-Drake (Ludwig et al. 1971) para ondas P (Figura 23).

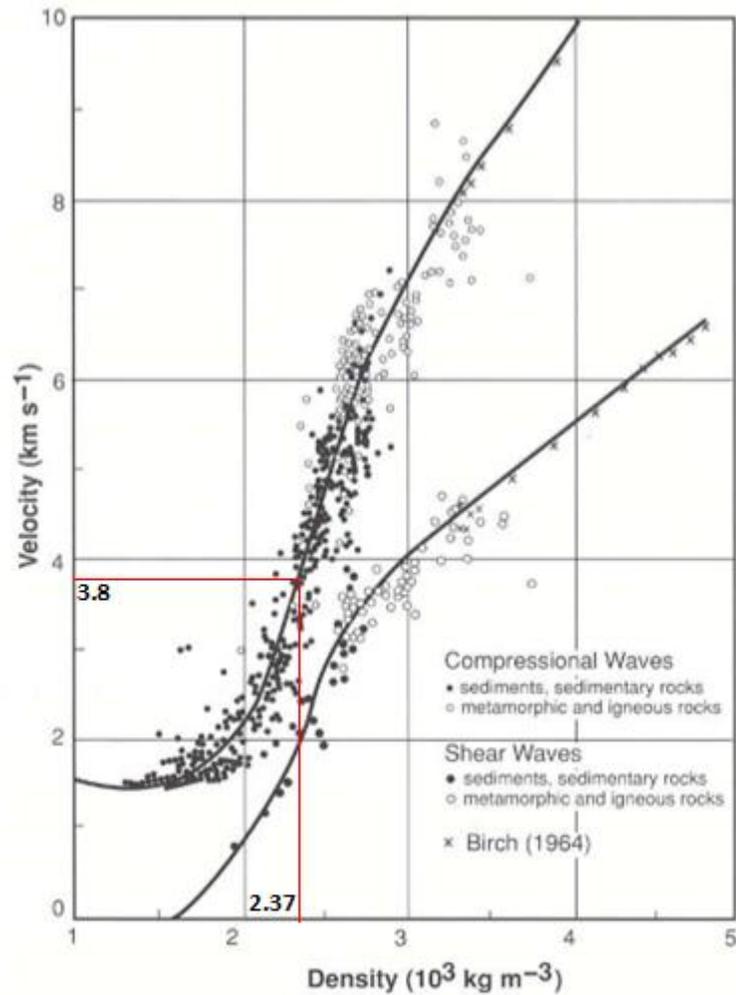


Figura 23. Curva de Nafe-Drake. Círculos abiertos, rocas ígneas y metamórficas; Círculos sólidos, rocas sedimentarias; líneas rojas indican interpolación para obtener densidad de rocas sedimentarias. (Tomado de Fowler, 2005).

En la tabla 1 se muestra un resumen de densidades obtenidas, y en la Figura 24 se muestra el modelo cortical de densidades resultante. Éste, se utilizará como modelo inicial o de partida para la modelación 2D de la ondulación del geode.

Tabla 1. Densidades y velocidades de las capas que conforman el modelo cortical inicial.

	Velocidad sísmica (V_p) (km/seg)	Densidad (ρ) (kg/cm ³)	Promedio (ρ) (kg/cm ³)
Sedimentos	3 a 4.75	2250 a 2500	2370
Corteza	5.8 a 7.0	2500 a 3000	2750
Anomalía intracortical	7.20 a 7.70	3060 a 3280	3170
Manto superior	7.8 a 8.3	3290 a 3510	3400

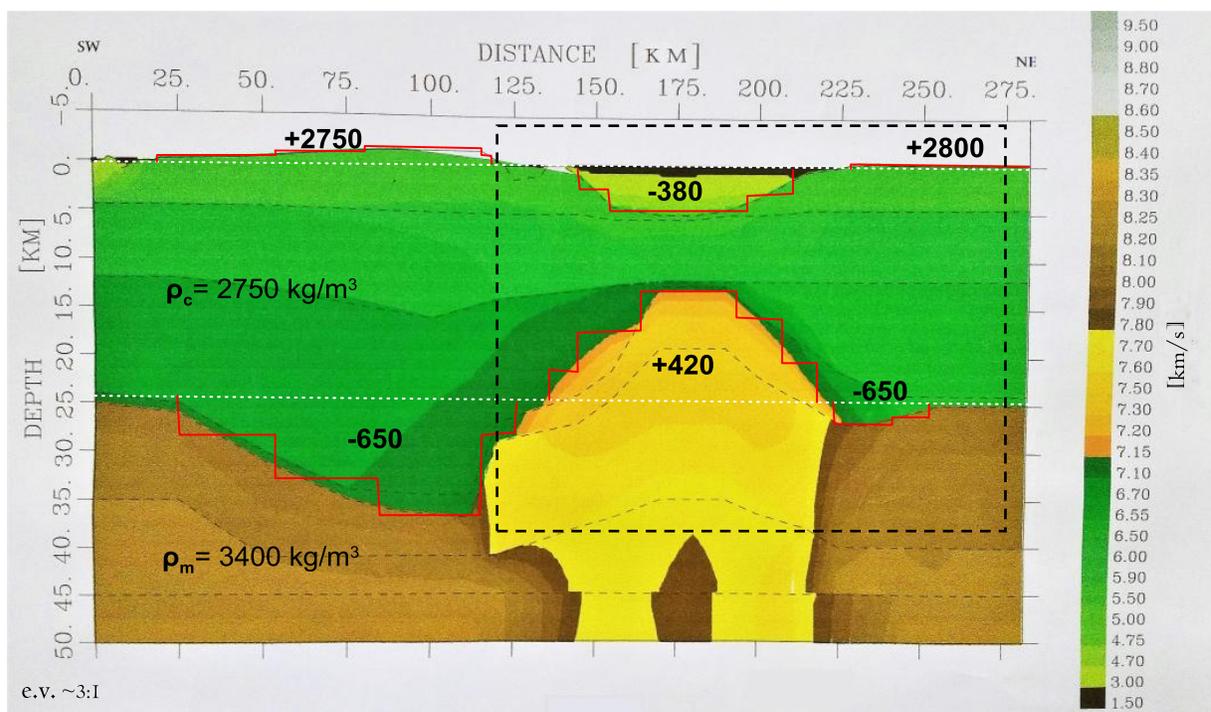


Figura 24. Modelo cortical de densidades y contrastes de densidades (kg/m^3) derivado del modelo de velocidades de ondas P (km/seg) del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe (Frez et al., 1995). El recuadro punteado representa el área de estudio.

Capítulo 3. Resultados y discusión

En este capítulo se presentan los resultados de los pasos del proceso empleado para el cálculo del geode, su evaluación y discusión sobre el modelo obtenido. Así mismo, de su interpretación geofísica e implicaciones geológicas del modelo cortical 2D derivado.

3.1 Modelo geoidal

3.1.1 Anomalías gravimétricas aire-libre.

Las siguientes figuras muestran los mapas de anomalías de gravedad aire-libre del modelo global EGM2008 (Figura 25 a) y de los datos medidos (Figura 25 b). Se observa que el modelo EGM2008 es una buena representación de las largas y medias longitudes de onda del campo gravimétrico observado de la región.

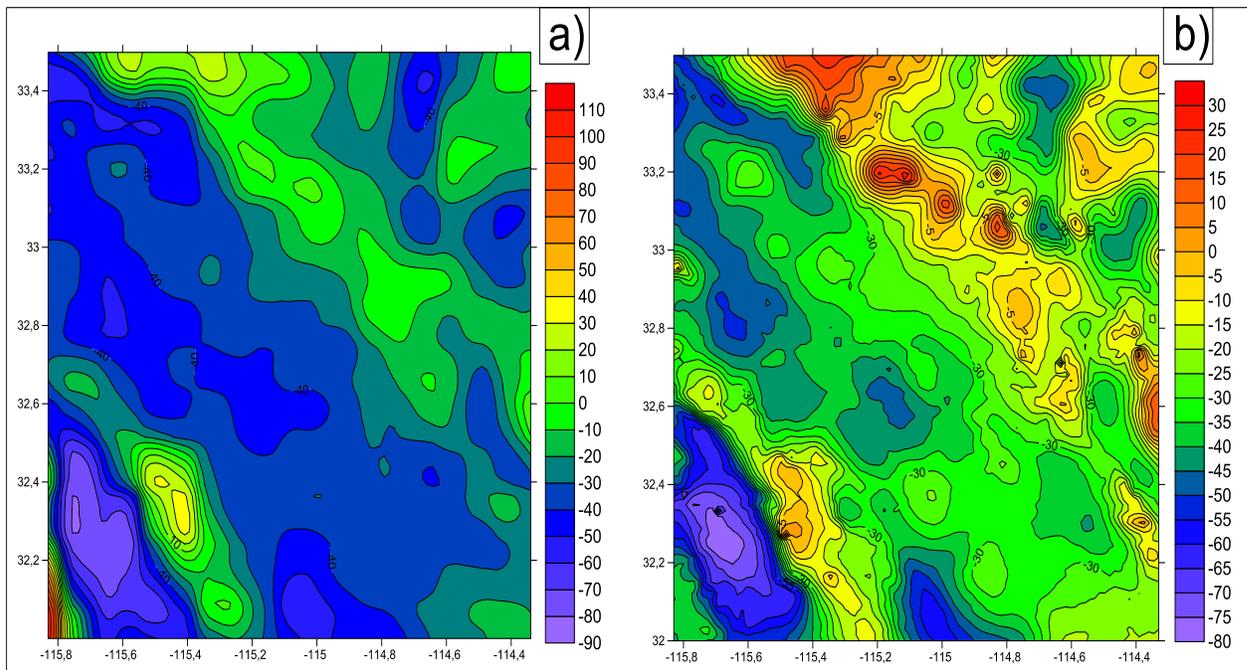


Figura 25. Anomalías gravimétricas aire-libre (unidades en mgal). a) modelo global EGM2008; b) de los datos medidos.

La tabla 2 presenta la estadística de las anomalías gravimétricas aire-libre del modelo global EGM2008, incluido el EGM96, y de los datos medidos. Se puede ver que el modelo EGM2008 tiene un mayor rango con una variación de 187 mgal contra 119.8 de los datos medidos, la diferencia se debe a la escasez de datos medidos en las regiones montañosas del área de estudio (ver Figura 15), por ejemplo la esquina inferior izquierda cercana al empinado escarpe de la Sierra de Juárez (~ 1300 m). Los datos de la malla son extrapolados de los datos medidos, dando un valor de -30 mgal contra 120 del modelo global. Sin embargo, la media (-27.8) y la desviación estándar (19.1) del modelo EGM2008 es muy cercana a las de los datos medidos.

Tabla 2. Estadística de anomalía gravimétrica aire-libre del modelo global EGM2008, EGM96 y datos medidos.

Aire-libre (mgal)	Mínimo	Máximo	Media	Desv. Est.	Rango
EGM2008	-79.4	108.0	-27.8	19.1	187.4
D. medidos	-78.9	40.9	-29.6	16.7	119.8
EGM96	-51.3	31.8	-24.2	13.5	83.2

3.1.2 Efecto topográfico en la gravedad y el geoide

Las figuras 26a y 26b muestra los mapas del efecto topográfico en la gravedad obtenidos de los modelos del terreno TC y RTM, respectivamente. Se observa una mejor resolución en el efecto topográfico del modelo RTM.

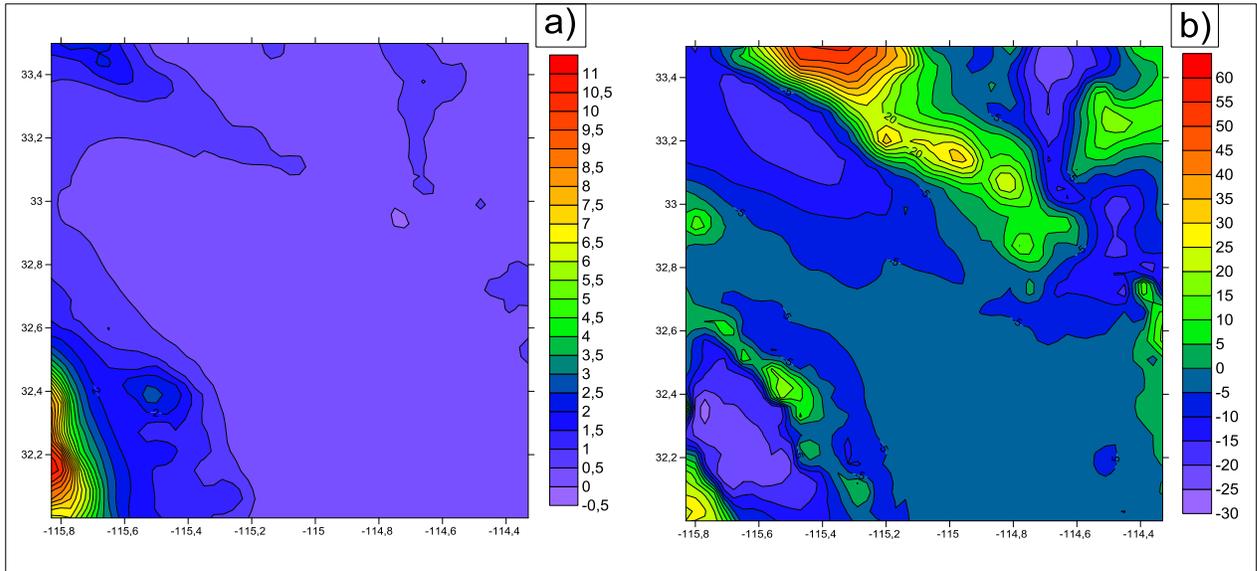


Figura 26. Efecto topográfico en la gravedad (unidades en mgal). a) modelo TC; b) modelo RTM.

La Tabla 3 presenta la estadística del efecto topográfico. Puede notarse que el efecto topográfico del modelo TC tiene menor rango (10.72 mgal) y media (0.6 mgal) que el efecto topográfico del modelo RTM (84.36 mgal y -2.65 mgal).

Tabla 3. Estadística del efecto topográfico en la gravedad de los modelos TC y RTM.

Ef. Topo. (mgal)	Mínimo	Máximo	Media	Desv. Est.	Rango
Mod. TC	-0.01	10.70	0.6	1.18	10.72
Mod. RTM	-28.11	56.24	-2.65	11.51	84.36

Las figuras 27a y 27b muestran los efectos topográficos en el geoides de los modelos del terreno TC y RTM, respectivamente. En este caso, se aprecia una mejor resolución del modelo de terreno TC.

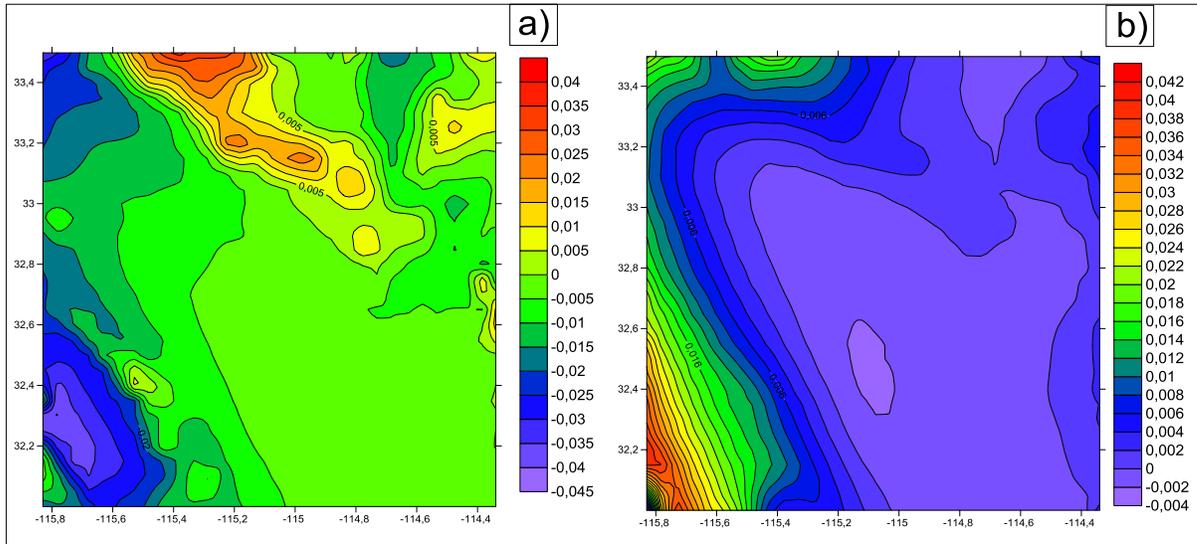


Figura 27.- Efecto topográfico en la ondulación del geode (unidades en m). a) Modelo TC; b) modelo RTM.

En la Tabla 4 se presenta la estadística de los efectos estimados. Se observa que el modelo RTM tiene menor rango (0.042 m/4.2 cm) y desviación estándar (0.008 m/0.8 cm) que el modelo TC.

Tabla 4. Estadística del efecto topográfico en la ondulación del geode de los modelos TC y RTM.

Ef. Topo. (m)	Mínimo	Máximo	Media	Desv. Est.	Rango
Mod. TC	-0.040	0.031	0.006	0.012	0.072
Mod. RTM	-0.002	0.040	0.004	0.008	0.042

3.1.3. Anomalía de gravedad residual

En las figuras 28a y 28b se presentan las anomalías gravimétricas residuales según los modelos de corrección del terreno TC y RTM, respectivamente. Se aprecia que la anomalía residual gravimétrica RTM contiene anomalías de longitud de onda mayores que la anomalía residual gravimétrica TC.

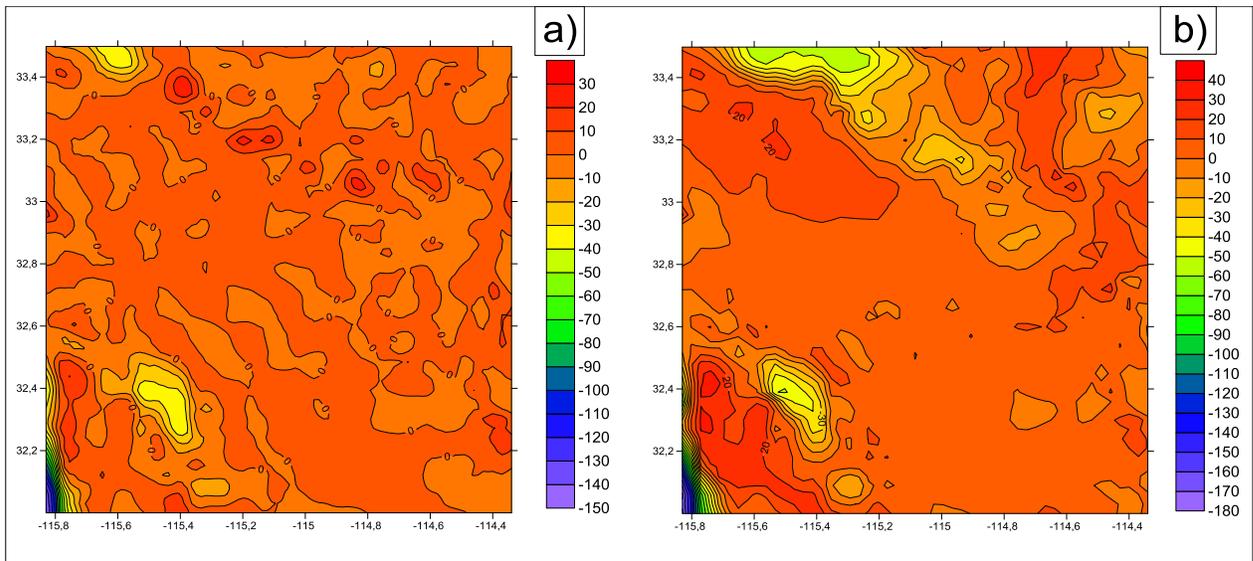


Figura 28.- Anomalía gravimétrica residual (unidades en mgal). a) modelo TC; b) modelo RTM.

La Tabla 5 presenta la estadística de las anomalías residuales gravimétricas según los modelos TC y RTM. A partir de esta tabla se puede ver que la anomalía residual del modelo TC es la que presenta menor varianza (90.1 mgal) y desviación estándar (9.4 mgal) que la del modelo RTM.

Tabla 5. Estadística de la anomalía gravimétrica residual obtenida con los modelos TC y RTM.

A. Res. (mgal)	Mínimo	Máximo	Media	Desv. Est.	Varianza
Mod. TC	-140.8	27.32	-0.35	9.4	90.1
Mod. RTM	-172.2	34.8	1.55	16.8	283.7

3.1.4 Componente de geoide local (N_L)

Resultados de la predicción de la componente local del geoide (N_L) a través de la CMC de las anomalías gravimétricas residuales RTM y TC, se presentan en las figuras 29a y 29c, respectivamente. Se observa que la componente N_{RTM} presenta mayor rango que la componente N_{LTC} . Las curvas de covarianza empírica y del modelo de covarianza, correspondientes se muestran en las figuras 29b y 29d. Se

observa que la función de covarianza de las anomalías residuales RTM presenta un mayor radio de correlación, pero la función de covarianza de las anomalías residuales TC presenta la menor varianza (90 mgals^2).

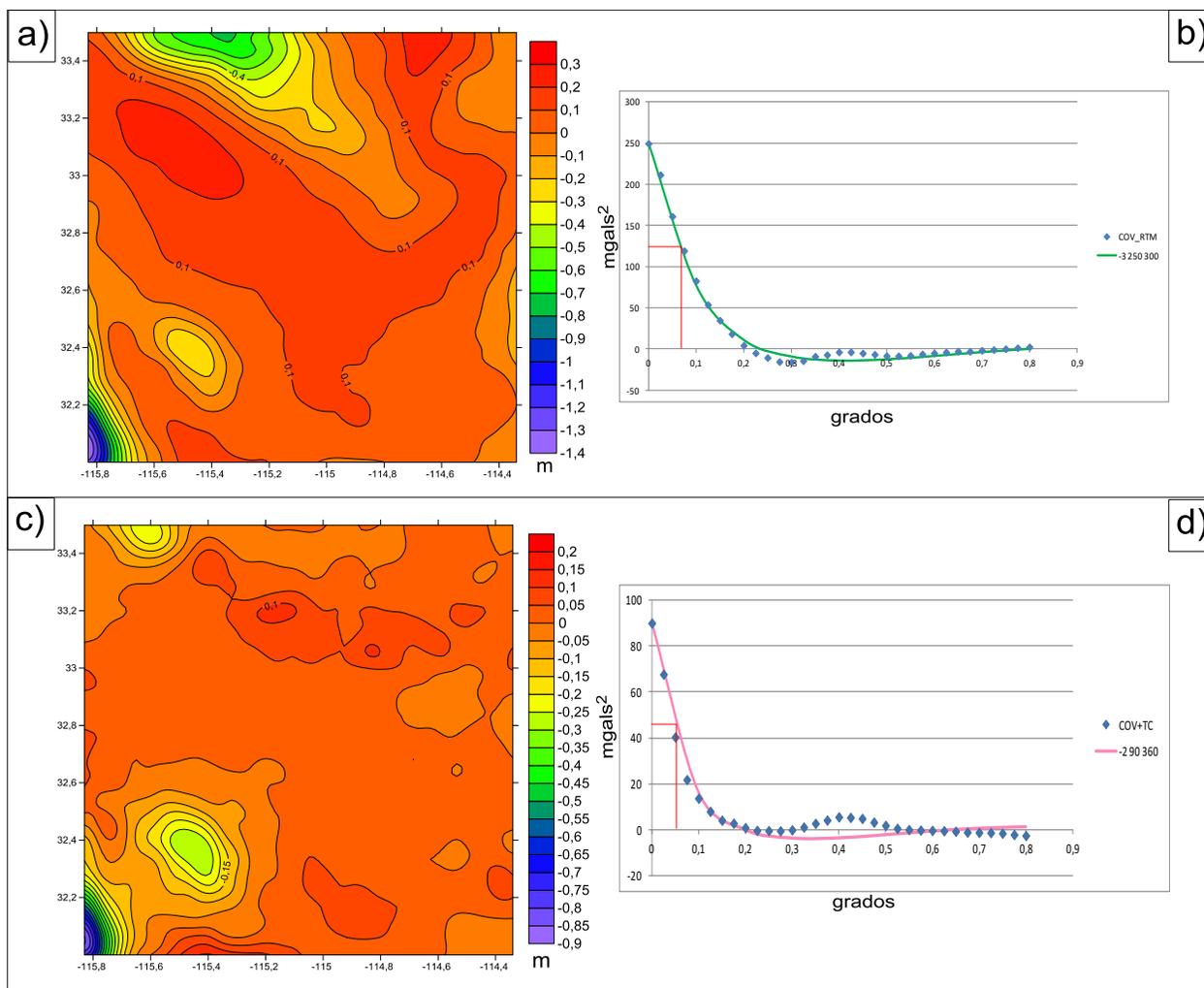


Figura 29.- Componente local del geode predicha (unidades en m) y curvas de covarianza. a) N_{LRTM} ; b) curvas de covarianza empírica (línea discontinua) y del modelo (línea continua); c) N_{LTC} ; d) curvas de covarianza empírica (línea discontinua) y del modelo (línea continua). La línea roja indica la longitud de correlación respecto al radio de varianza; $N_{LRTM} \sim 0.08^\circ$ y $N_{LTC} \sim 0.05^\circ$.

La tabla 6 muestra la estadística de las componentes locales del geode predichas N_{LRTM} y N_{LTC} . Se observa que el rango de valores de la componente N_{LRTM} es aproximadamente el doble que el de la componente N_{LTC} . Puede observarse que esta última presenta una varianza muy pequeña respecto a la varianza de la componente N_{LRTM} .

Tabla 6. Estadística de la componente local del geode (N_L) obtenida con las anomalías gravimétricas residuales TC y RTM.

Componente local (m)	Mínimo	Máximo	Media	Des. Esta.	Varianza
N_{LTC}	-0.9	0.2	-0.002	0.08	0.006
N_{LRTM}	-1.4	0.3	0.02	0,17	0.03

3.1.5 Modelo de geode

La Figura 30 presenta los modelos de geode gravimétricos determinados para la región del valle Mexicali-Imperial, usando los modelos de terreno TC (MGTC, Figura 30a) y RTM (MGRTM, Figura 30b). Para este último, no fue necesaria la transformación de anomalía de altura a anomalía de geode, ya que el factor de conversión (segundo término de la ecuación 19) resulto menor (milímetros) al error estimado del modelo de geode. Se observa que ambos mapas son muy semejantes, con algunas pequeñas diferencias, las cuales son debidas al tipo de contribución topográfica utilizada para su determinación.

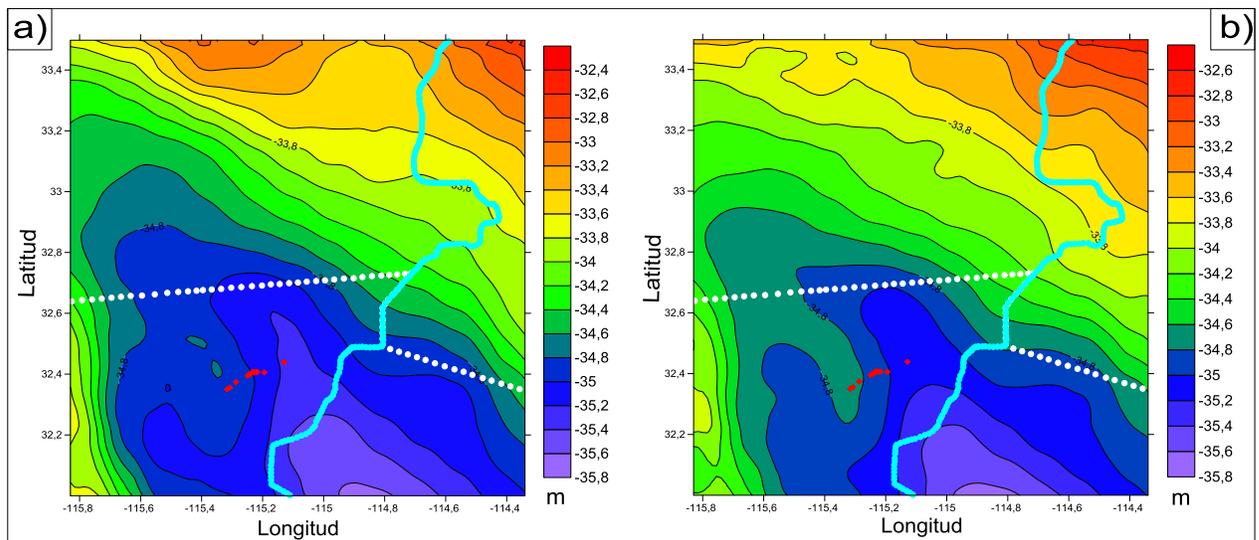


Figura 30.- Modelos de geode (unidades en m). a) MGTC; b) MGRTM. Diamantes color rojo, puntos de medición directa del geode; línea punteada color azul claro, cauce del Rio Colorado; línea punteada color blanco, frontera México-USA.

En la Tabla 7 se presenta la estadística de los modelos de geoide MGTC, MGRTM, incluido el modelo MGHEJM. Puede observarse que el modelo MGTC presenta el mayor rango de valores y a su vez una desviación estándar menor respecto a los modelos MGRTM y MGHEJM.

Tabla 7.- Estadística de los modelos de geoide MGTC, MGRTM y MGHEJM (unidades en m).

Modelo	Mínimo	Máximo	Media	Des. Esta.	Rango
MGTC	-35.8	-32.4	-34.53	0.098	3.4
MGRTM	-35.8	-32.6	-34.41	0.101	3.2
MGHEJM	-35.3	-32.2	-34.08	0.71	3.1

3.1.6 Discusión

Con objetivos geofísicos se determinó un modelo de geoide para la región fronteriza del valle Mexicali-Imperial siguiendo la metodología Eliminar-Calcular-Restituir en combinación con el método Colocación Mínimos Cuadrados, y tomando como referencia los modelos globales del geoide EGM2008 y topográfico SRTM90. Considerando dos esquemas del relieve topográfico para el cálculo de su efecto en las anomalías gravimétricas y ondulaciones del geoide, se derivaron los modelos MGTC y MGRTM. Estos al ser comparados con mediciones directas del geoide, se estima una precisión por debajo del decímetro (~7cm).

Por otra parte, partiendo de que el modelo gravimétrico global EGM2008 se ajusta muy bien al campo gravimétrico de la zona, se considera que el modelo de geoide global derivado del mismo es una buena representación del geoide en la región. Sin embargo, Martin et al. (2009) llega a la conclusión que, si se utiliza este modelo global en un proceso de cálculo habitual de geoide local, siguiendo el proceso a través de CMC y MRT, únicamente es necesario sumar la contribución de la anomalía de altura que contribuye el modelo residual del terreno a la ondulación que proporciona el modelo EGM2008. Siguiendo esta recomendación, se le sumaron las contribuciones del relieve topográfico estimadas utilizando los modelos del terreno TC y RTM al geoide global. La Figura 31 muestra el modelo EGM2008 (Figura 31 a) y los modelos refinados; MGTC08 (Figura 31 b) y MGRTM08 (Figura 31 c). Se observa que los modelos refinados a primera vista no presentan mayor cambio, ya que las contribuciones que fueron aplicadas son en el orden de centímetros, así que las diferencias se harán evidentes realizando una descripción estadística.

La Tabla 8 muestra el resumen estadístico de las diferencias entre los modelos de geoides; EGM2008, MGTC08, MGRTM08, MGRTM, MGTC, EGM96, MGHEJM, y las mediciones directas GPS/NIVELACION/GRAVEDAD. Se observa que el modelo MGRTM es el que presentan menor EMC (0.068 m/6.8 cm) y que la diferencia del EMC entre el modelo EGM2008 (0.076 m/7.6 cm), es de aproximadamente 1 cm, la cual resulta despreciable si incluimos los errores en los datos gravimétricos, topográficos y de cálculo en la determinación de ambos modelos. Además, tanto el modelo MGRTM y EGM2008, presentan una mejoría de aproximadamente el 38% con respecto al modelo MGHEJM y del 87% con respecto al modelo EGM96. Atendiendo a estos valores, se tomó la decisión de que el modelo de geoides EGM2008 es el modelo que utilizaremos para su interpretación geofísica. Además, el modelo EGM2008 abarca todas las regiones que cruza el perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe que se utiliza como restricción para el modelado 2D de las anomalías del geoides, lo que permite visualizar el efecto de las sierras adyacentes en las ondulaciones en el geoides sobre la cuenca.

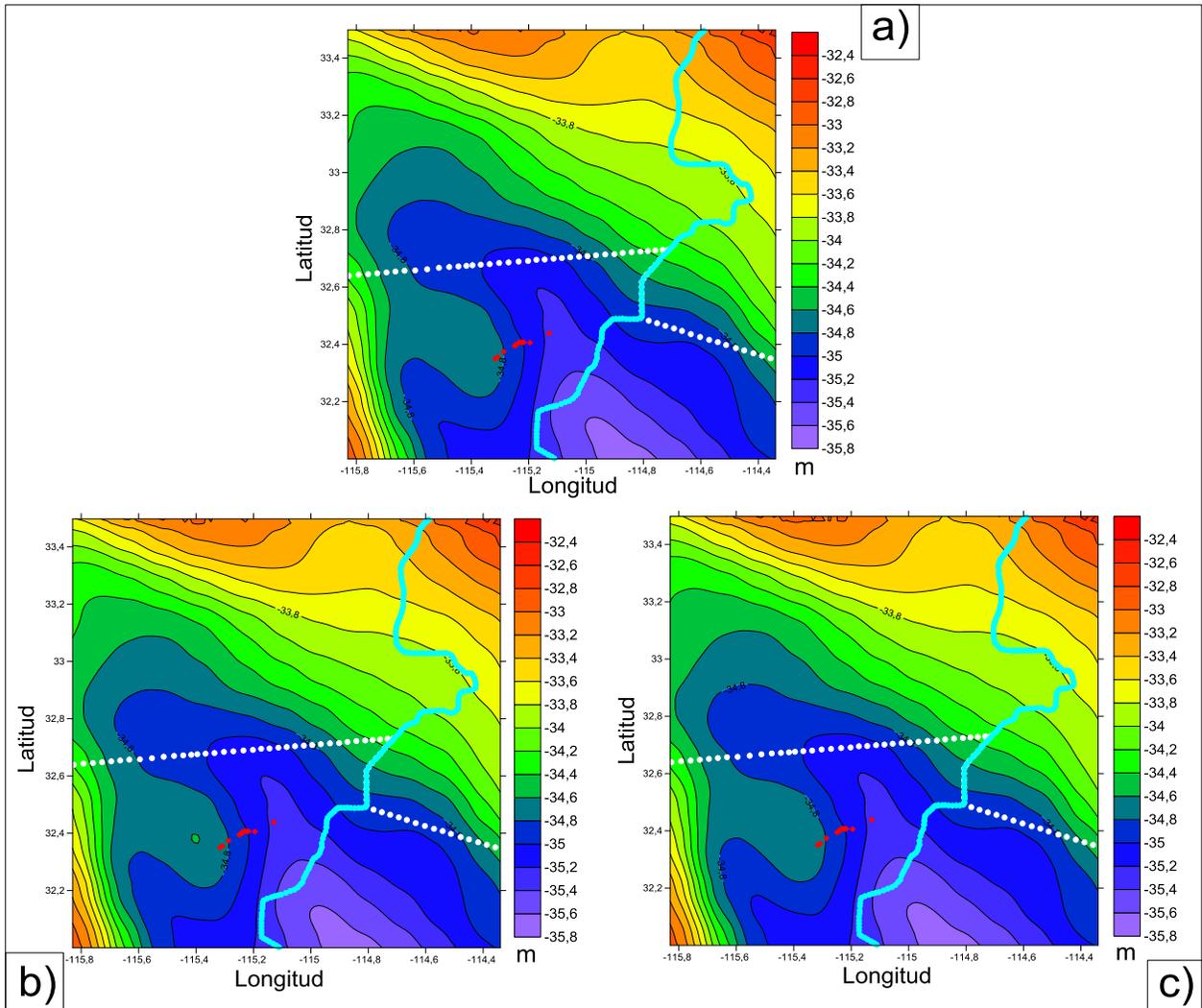


Figura 31.- Modelos de geoides (unidades en m). a) EGM08; b) MGRTM08; c) MGTC08. Los puntos en color rojo indican las mediciones directas del geoides

Tabla 8.- Estadística de las diferencias entre los modelos de geoide EGM2008, MGTC08, MGRTM08, MGRTM, MGTC, EGM96, MGHEJM y mediciones directas GPS/NIVELACION/GRAVEDAD (unidades en m).

Modelos	Mínimo	Máximo	Media	Desv. Est.	EMC
EGM2008	-0.041	0.196	0.044	0.135	0.076
MGTC08	-0.034	0.201	0.048	0.134	0.078
MGRTM08	-0.040	0.201	0.042	0.137	0.075
MGRTM	-0.110	0.110	0.068	0.101	0.068
MGTC	-0.002	0.216	0.090	0.098	0.111
EGM96	0.190	0.500	0.390	0.376	0.400
MGHEJM	-0.150	0.150	0.050	0.134	0.110

3.2 Interpretación geofísica

La interpretación geofísica de las ondulaciones del geoide se realiza de forma cualitativa y cuantitativa. La primera analizando el patrón y amplitud de las anomalías presentes y su correlación con los rasgos topográficos, litológicos y estructurales. La segunda, mediante el modelado directo 2D de dos perfiles del geoide a lo largo de dos perfiles de refracción sísmica que cruzan de suroeste a noreste el área de estudio.

3.2.1 Interpretación cualitativa

La Figura 32 muestra el mapa de ondulaciones del geoide del modelo EGM2008 al cual se le han superpuesto los rasgos topográficos y estructurales en apoyo a la descripción de las anomalías presentes. De la comparación entre los principales rasgos morfológicos se aprecia una relación entre altos/bajos topográficos y alturas del geoide, por ejemplo, Sierra Juárez 1100m/-33.6m, Sierra Chocolate Montain 800m/-32.4m, dando una diferencia de alturas de 300 m y ondulación del geoide de 1.2 m entre ambas sierras. Valle Laguna Salada -10m/-35.4m, valle de Mexicali 10m/-34.8m, dando una diferencia de alturas de 20 m y ondulación del geoide de 0.6 m entre ambos valles. La razón de cambio de la ondulación del geoide entre altos topográficos es de 0.4 cm/m, y entre los bajos topográficos de 3 cm/m, una diferencia de ~3 m, la cual solo se explica por variaciones laterales de densidades en los rasgos

morfológicos. La edad de las rocas cristalinas/graníticas que conforman la Sierra Juárez es de 60 a 120Ma, en tanto que la de las rocas cristalinas de la Sierra Chocolate Mountain es superior a los 600Ma. por lo podrían considerarse más densas debido a procesos metamórficos. El espesor de los sedimentos de baja densidad ($\sim 2.3 \text{ gr/cm}^3$ en promedio) que rellenan las cuencas de los valles de la Laguna Salada y Mexicali es de 2.5 km y 6 km, respectivamente. Por lo tanto, la disminución de la altura del geoide en el valle de Mexicali con respecto al valle de la Laguna Salada se debe al mayor volumen de sedimentos o que la densidad de los sedimentos aumenta con la profundidad, aunque también podría considerarse que por debajo del valle de Mexicali se produce un adelgazamiento de la corteza.

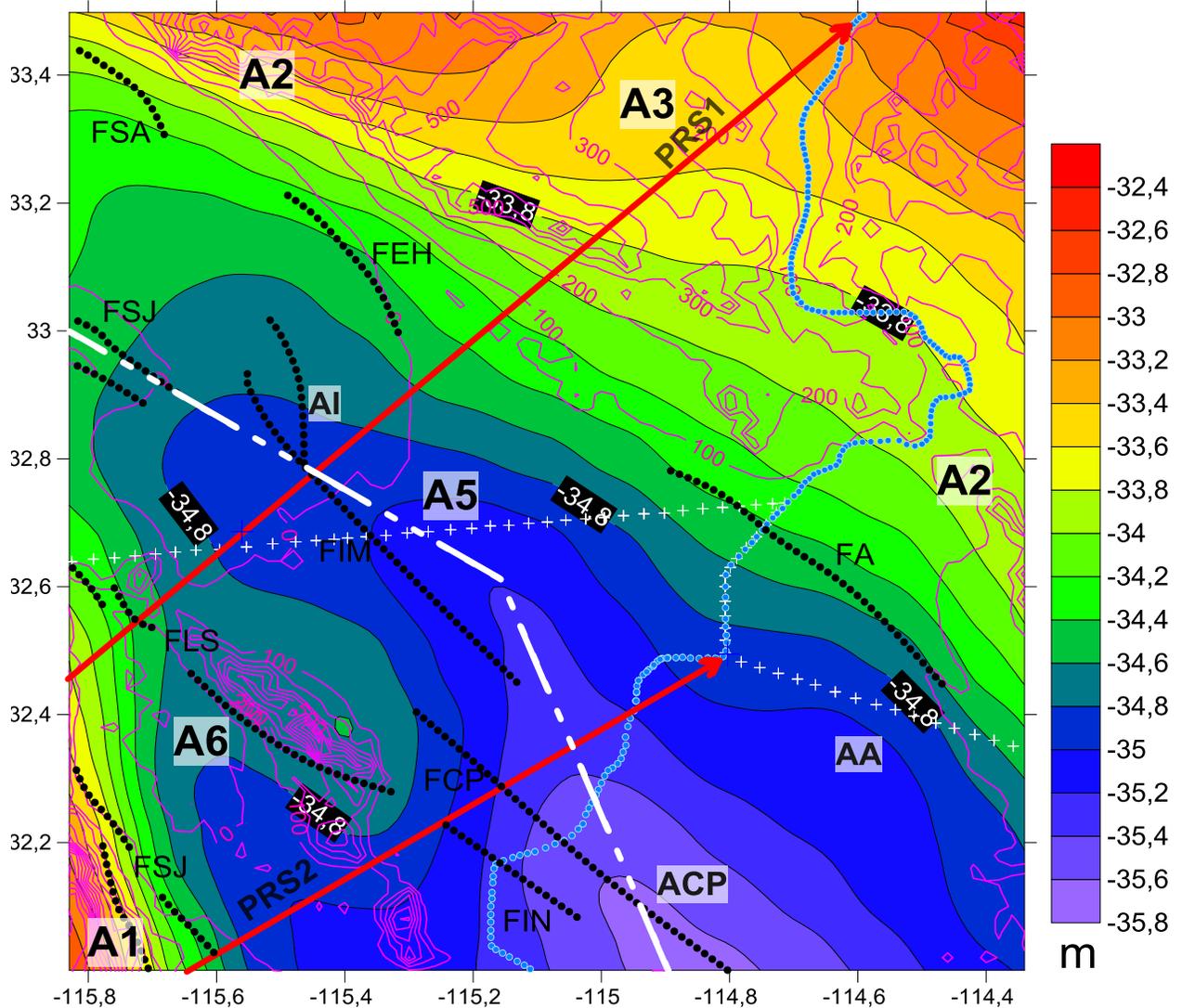


Figura 32. Mapa de ondulaciones del geoide (m) EGM2008 con rasgos topográficos, litológicos y estructurales. Separación entre contornos 0.2 m (20 cm). Fallas: FSA, San Andrés; FIM, Imperial; FCP, Cerro Prieto; FLS, Laguna Salada; FSJ, Sierra Juárez; FA, Algodones; FSJ, San Jacinto; FEH, East High. Perfiles de refracción sísmica: PRS1 (Frez et al. 1995), PRS2 (Ramírez-Ramos, 2013). Líneas: blanca, ejes de anomalías; azul punteada, cauce del Río Colorado; cruces blancas, frontera México-USA.

Siguiendo ahora con la correlación de las ondulaciones del geode y los rasgos geológicos y estructurales, se aprecian seis anomalías que se describen a continuación:

Anomalía A1. Gradiente del escarpe de la Sierra de Juárez (~ 0.08 m/km), localizado en la esquina inferior izquierda del mapa. Su origen, aunque principalmente topográfico, se asocia con la falla Sierra Juárez y el contacto litológico entre sedimentos de baja densidad (2.3 gr/cm³) que rellenan la cuenca del valle Laguna Salada.

Anomalía A2. Gradiente del escarpe de la Sierra Chocolate Mountain (~ 0.04 m/km)-Cargo Muchacho (~ 0.02 m/km). Su origen se asocia principalmente con el contacto litológico entre sedimentos de baja densidad (2.0 a 2.2 gr/cm³) que rellenan a la FS y rocas de composición granítica de mayor densidad (2.70 - 2.80 gr/cm³) que constituyen las Sierras Chocolate Mountain y Cargo-Muchacho. El contacto podría ser de origen estructural (contacto por falla), considerando la posible conexión entre la rama sur de la falla San Andrés (FSA) y la falla Algodones (FA). Aunque también podría atribuirse a un aumento en el grosor cortical, de 15 km en el eje de la FS a 25 km debajo de la Sierra Chocolate Mountain. Dentro de esta zona de gradiente resalta una anomalía negativa (A3), con amplitud relativa ~ 20 cm, en forma de nariz que apunta hacia el norte, su origen se asocia a una hendidura producida posiblemente por el cauce antiguo del río Colorado.

Anomalía A5. Bajo regional con forma elíptica que delimita a la FS, tiene una amplitud relativa de ~ -2.6 a -3.4 m con respecto a las alturas geoidales en las sierras que la rodean, Sierra Juárez y Chocolate Mountain, respectivamente. Su eje principal corre en dirección SE-NW siguiendo el patrón tectónico-estructural de la región. Su origen se atribuye a la potente (~ 3 - 6 km) pila de sedimentos de baja densidad (2.2 - 2.4 gr/cc) que rellenan la cuenca. Dentro de este bajo regional, resaltan dos anomalías locales de forma semi-elipsoidal: Al norte, la anomalía Imperial (AI) con una amplitud relativa de ~ -2.6 m y eje principal con dirección de $\sim 45^\circ$ hacia el noroeste. Al sur, la anomalía Cerro Prieto (ACP) con una amplitud relativa de ~ 3.4 m y eje principal con dirección de $\sim 20^\circ$ hacia el noroeste. La diferencia en las amplitudes de dichas anomalías se atribuye a diferencias en el espesor del relleno sedimentario de sus depocentros. El cambio en la orientación de sus ejes, al control estructural ejercido por el sistema de fallas San Jacinto-Elsinore para la primera e Imperial-Cerro Prieto para la segunda. Una tercera anomalía negativa local (AA) se localiza al sur de la falla Algodones, su origen se asocia a una antigua subcuenca.

Anomalía A6. Anomalía dipolar, constituida por el bajo local que delimita a la cuenca Laguna Salada con una amplitud relativa de ~ -1.5 m y el alto local que delimita a la Sierra Cucapa con amplitud relativa de \sim

0.20 m. Su origen se asocia con la pila de sedimentos (~ 2.5 km) de baja densidad ($2.0\text{-}2.2$ gr/cm³) que rellenan la cuenca Laguna Salada y con la falla Laguna Salada que corta el margen oriental de la cuenca y occidental de la Sierra Cucapa, la cual está constituida por rocas graníticas densas (2.67 gr/cm³).

Para realizar anomalías producidas por estructuras someras, tales como fallas y subcuencas, la práctica general es separar el campo regional de las anomalías observadas, proceso que se conoce como separación regional-residual (Nettleton, 1976). Para remover el campo regional a las anomalías del modelo EGM2008 se le restaron las anomalías del modelo EGM96, el primero con un desarrollo en armónicos esférico hasta el grado y orden a 2190 y el segundo hasta el grado 360. Partiendo de la asociación de longitudes de onda con el grado máximo de desarrollo ($\lambda = \pi/n_{\max}$, Heiskanen y Moritz, 1985), anomalías de semi-longitudes de onda mayores de 50 km, aproximadamente, son suprimidas y en tanto que anomalías de semi-longitudes de onda de 10 km, aproximadamente, son retenidas y realizadas o amplificadas. Por lo tanto, el proceso de abstraer las anomalías del modelo global EGM96 al modelo global EGM2008, podría verse como un proceso de filtrado pasa-altas. La figura 33a muestra el mapa de ondulaciones del geoide residuales sobrepuesto a los rasgos topográficos y estructurales superficiales. Además, para comparación en la Figura 33b se muestra el mapa de anomalías gravimétricas aire-libre observadas sobrepuesto a los rasgos estructurales superficiales. A grandes rasgos ambos mapas son semejantes, anomalías geoidales corresponden con anomalías gravimétricas aire-libre. Sin embargo, pequeñas diferencias son visibles. Altos gravimétricos relativos circulares (delimitados por el contorno de -30 mgal) a lo largo del eje de la FS no tienen expresión en el mapa de ondulaciones residuales del geoide, así mismo, la mayoría de los rasgos estructurales superficiales. Esto se debe a que estas anomalías no están presentes en el mapa de anomalías gravimétricas aire-libre del modelo global EGM2008 (ver figura 25 a), a partir del cual se generó el modelo de geoide global.

En cuanto a las anomalías geoidales, anteriormente descritas, se observa que se definen mejor al acentuarse sus rasgos, como es el caso de las anomalías negativas A3, A6, AI, ACP y AA. Un rasgo distintivo del mapa de ondulaciones geoidales residuales es la conformación de dos zonas de anomalías con valores positivos (color rojo) y negativos (color verde), cuyo límite podría estar asociado con una estructura regional anterior a la subsidencia de la cuenca.

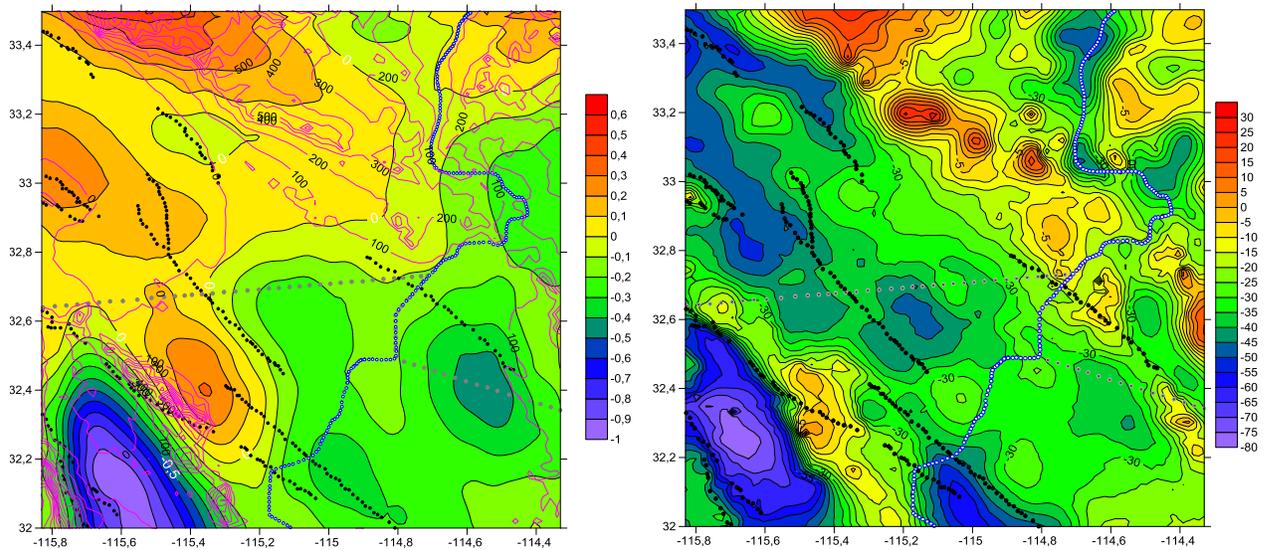


Figura 33. Izquierda: Mapa de ondulaciones geoidales residuales (unidades en m). Derecha: Mapa de anomalías gravimétricas aire-libre (unidades en mgal). Líneas punteadas color negro: rasgos estructurales superficiales; líneas continuas color magenta: rasgos topográficos. Línea punteada color azul, Rio Colorado.

3.2.2 Modelo 2D; inicial y final

Para definir con más detalles la interrelación entre los rasgos tectónicos superficiales y profundos, se modelaron dos perfiles geoidales a lo largo de los perfiles de refracción sísmica que cruzan de oeste a este la parte central y sur del área del estudio, marcados con línea punteada color rojo en la figura 32. Tomándose en cuenta las siguientes consideraciones:

1.- El problema de no-unicidad inherente en la solución del potencial gravimétrico y en consecuencia de la ondulación del geoide. La gran cantidad de combinación de modelos posibles que expliquen los datos, se disminuye grandemente al considerar el contexto tectónico y geofísico de la región. Para ello se toma como referencia la sección cortical derivada de la interpretación del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe (Figura 3).

2.- Se parte de una sección cortical de espesor normal con un grosor de 25 km y densidad uniforme (2750 kg/m^3 o 2.75 gr/cm^3) en el Borde Interior frente la costa de la ciudad de Ensenada. Por lo tanto, a la ondulación del geoide se le resta un valor constante, correspondiente al valor de la ondulación del geoide en esta región tomado del modelo global del geoide EGM2008 ($\sim -35.96 \text{ m}$). Las anomalías

resultantes (diferencias de altura), son producidas por variaciones laterales en densidad y cambios en el grosor de la corteza de referencia.

3.- Se incluye en el modelo 2D toda la sección cortical del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe para tomar en cuenta la influencia de las sierras adyacentes a la Cuenca Salton, sierra de Juárez al poniente y Chocolate Mountain-Cargo Muchacho al oriente.

Tomando en cuenta lo anterior, la figura 34 muestra el modelo cortical de densidades (Figura 34 b) derivado del modelo cortical de velocidades sísmicas junto con su respuesta geoidal y ondulaciones observadas (Figura 34 a). Se observa una fuerte discrepancia entre datos calculados (línea punteada color azul) y observados (línea punteada color verde).

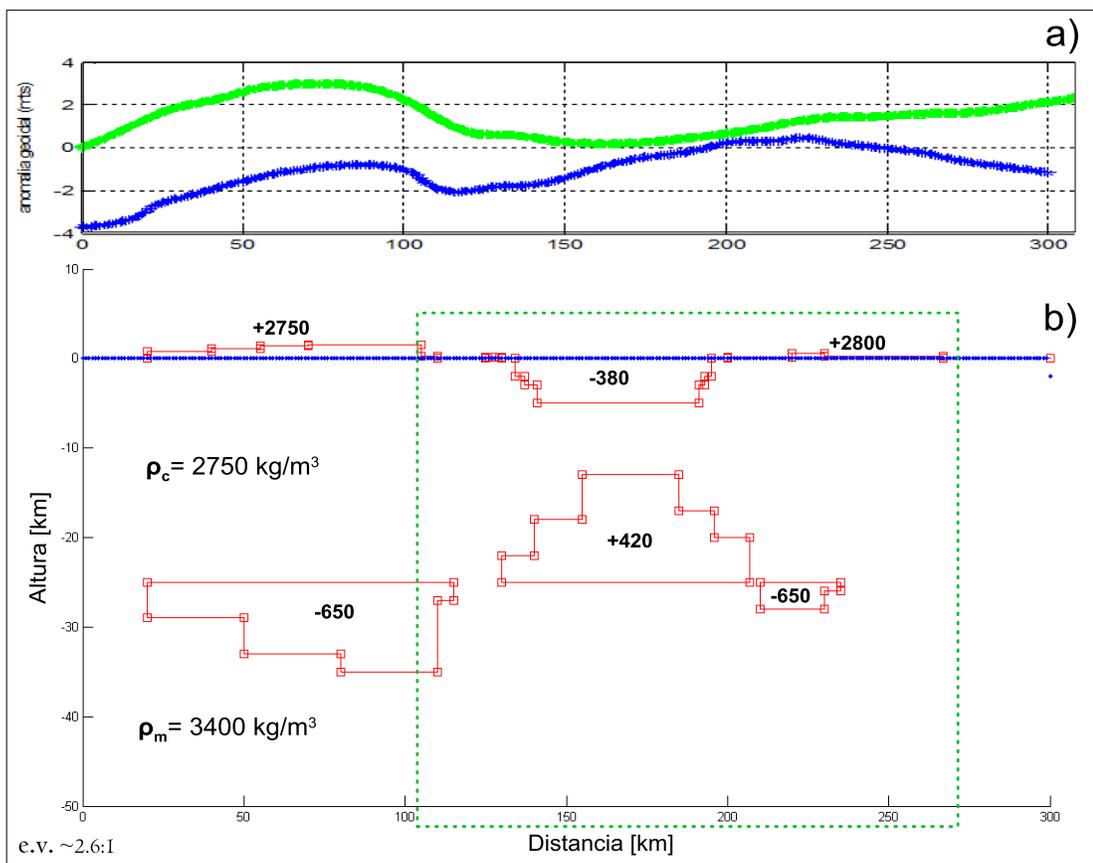


Figura 34. Modelo cortical de densidades y contraste de densidades, derivado del modelo cortical de velocidades del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe. (a) respuesta del modelo (línea punteada color azul) y datos observados (línea punteada color verde). (b) modelo de densidades (kg/m^3). El recuadro verde punteado indica el área de estudio y los números densidades y contraste de densidades.

Ahora bien, el modelo sugiere compensación isostática a la profundidad de la interfaz manto-corteza o discontinuidad de Mohorovicic (MOHO) vía el modelo de compensación isostático tipo Airy-Heiskanen (ver Figura 21). El modelo está constituido por una capa de corteza con espesor normal de 25 km y densidad uniforme (2.70 gr/cm^3), raíces por debajo de la sierra de Juárez ($\sim 11 \text{ km}$), Chocolate Mountain ($\sim 2.5 \text{ km}$) y una anti-raíz ($\sim 12 \text{ km}$) por debajo el eje central de la Fosa Salton. Siguiendo dicho modelo de compensación isostática, se recalcularon la raíz producida por la carga de la sierra de Juárez (altura máxima $\sim 1.5 \text{ km}$), la anti-raíz por la carga de sedimentos ($\sim 6.0 \text{ km}$) de baja densidad ($\sim 2.37 \text{ gr/cm}^3$) que rellenan la Cuenca Salton y la raíz por la carga de la sierra Chocolate Mountain-Cargo Muchacho (altura máxima $\sim 0.6 \text{ km}$), utilizando las siguientes relaciones, que surgen de plantear ecuaciones de equilibrio de dos bloques de corteza compensados hidrostáticamente al nivel de la interfaz corteza-manto (Lowrie, 2007):

$$r = \left(\frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \right) h ; r_0 = \left(\frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} \right) h \quad (28)$$

Siendo r la raíz cortical, r_0 la anti-raíz, ρ_c la densidad (gr/cm^3) de la corteza, ρ_m la densidad (gr/cm^3) del manto superior, ρ_w (gr/cm^3) la densidad de los sedimentos, h altura (m) de la carga topográfica y/o sedimentaria.

Al sustituirse los valores numéricos en las ecuaciones resultaron los siguientes valores máximos para la raíz de las sierras de Juárez 7.5 km (vs 11.5 km), Cucapa 0.8 km , Chocolate Mountain-Cargo Muchacho 4.0 km (vs. 2.5 km) y una anti-raíz máxima de 8.4 km para la Cuenca Salton (vs 12 km). Obteniéndose espesores corticales menores de los que se indican en el modelo cortical derivado directamente de la sección cortical de velocidades. El modelo resultante y su respuesta se muestran en las figuras 35 a y 35 b, respectivamente. Nótese que se ha extendido el modelo ($\sim 150 \text{ km}$) al oriente hasta la Meseta del Colorado (altura máxima 1.0 km , raíz igual a 6.0 km) para ajustar el alzamiento de la rama final de los datos observados del geoide. Se observa que el ajuste entre datos observados (línea color azul) y calculados (línea color verde) se ha mejorado sustancialmente. Este modelo, fue el modelo de corteza de densidades inicial o de partida para la realización del modelado bidimensional por prueba y error. Después de varios refinamientos se ha alcanzado un modelo estructural de densidades que reproduce los rasgos generales del conjunto de datos. El modelo final se muestra en la Figura 36.

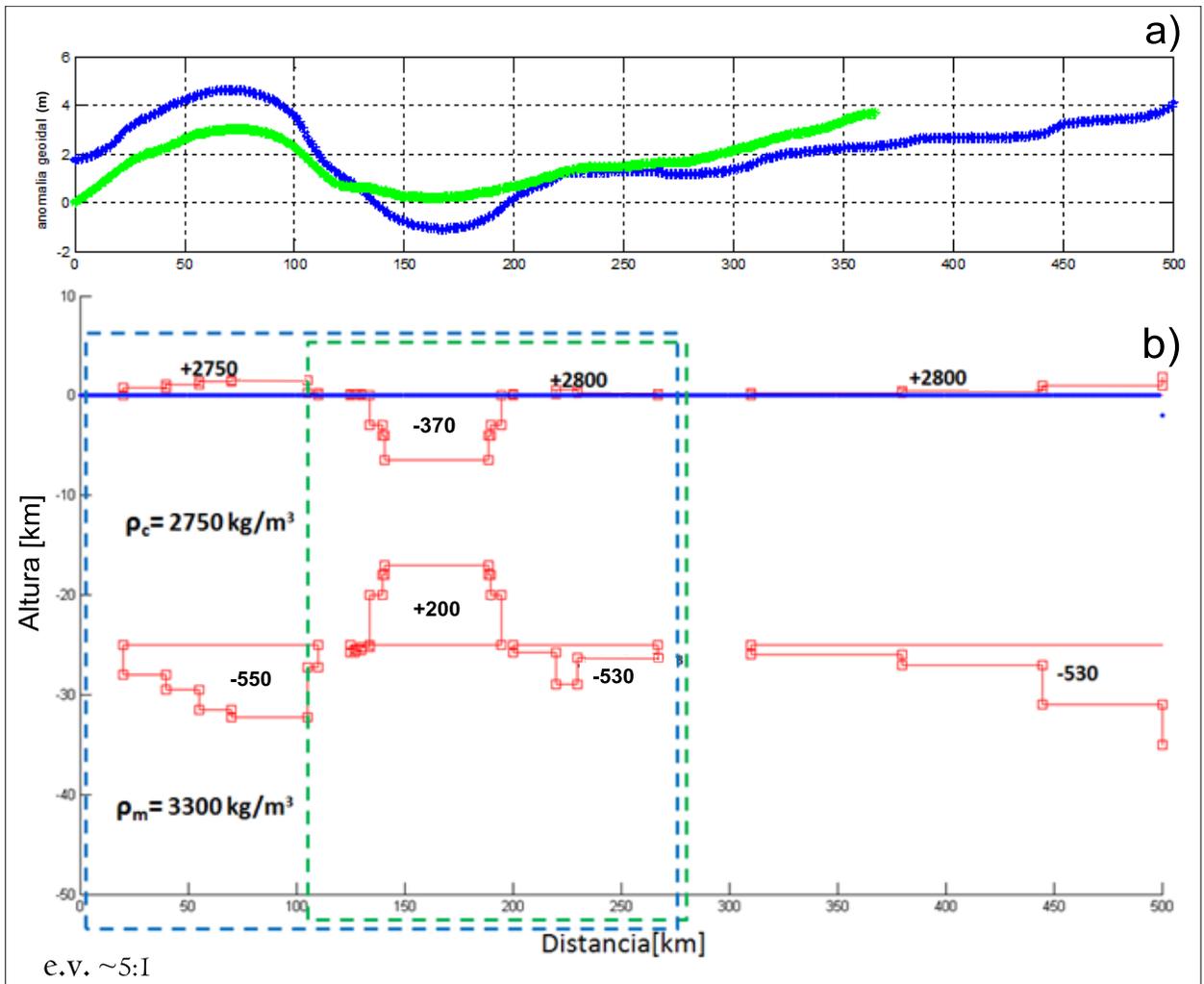


Figura 35. Modelo cortical de densidades considerando compensación isostática local tipo Airy-Eiskanen a lo largo del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe. (a) respuesta del modelo (línea punteada color azul) y datos observados (línea punteada color verde). (b) Modelo de densidades (kg/m^3). El cuadro con línea punteada color verde indica el área de estudio y el punteado en color azul el área que abarca el perfil de refracción sísmica. Los números indican densidades y contrastes de densidades.

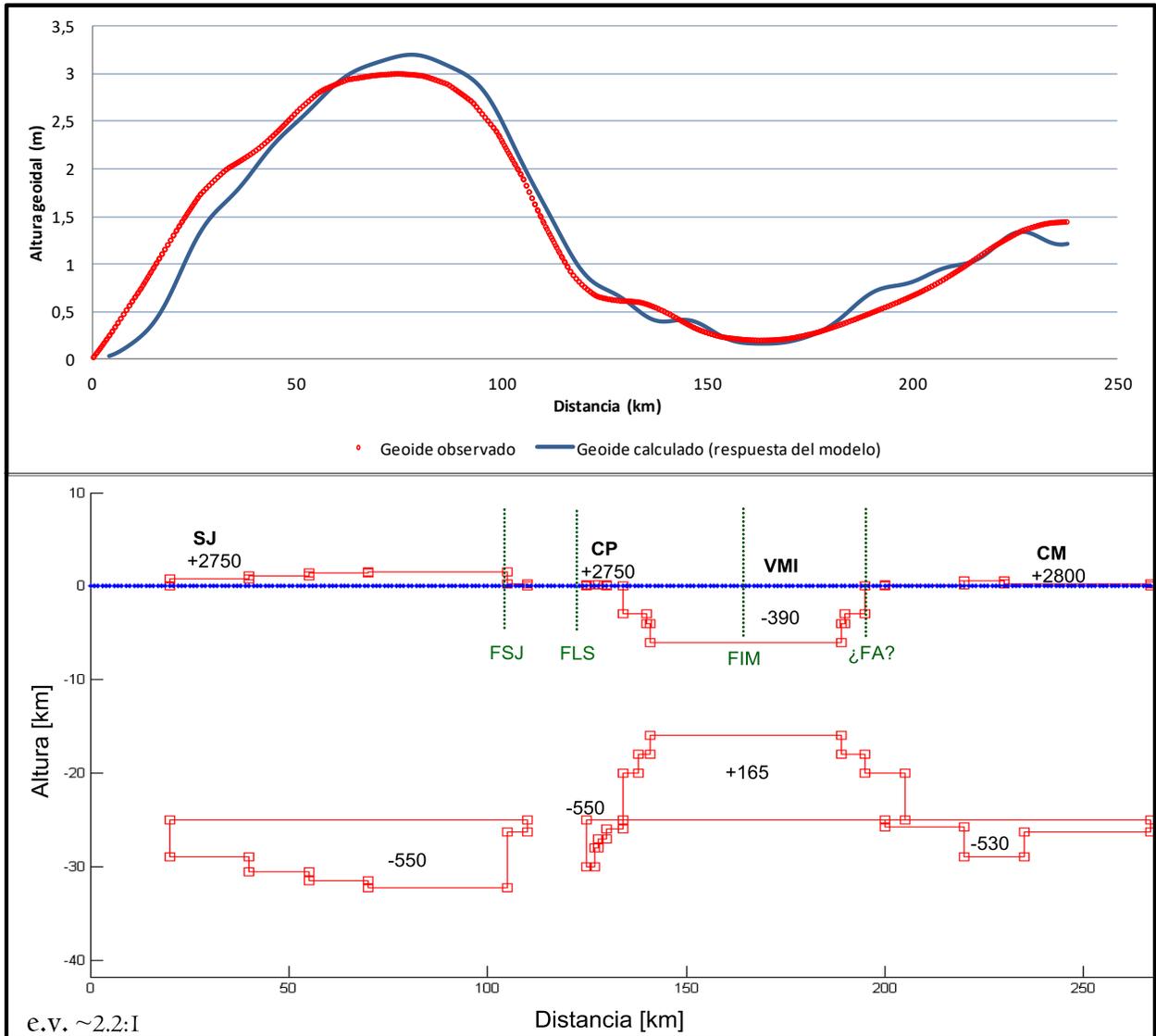


Figura 36. Modelo cortical de densidades final a lo largo del perfil de refracción sísmica Ensenada-Blythe. (a) respuesta del modelo (línea continua color azul) y datos observados (línea punteada color rojo). (b) modelo de densidades (kg/m^3). Los números describen densidades y contrastes de densidades. Se indican las Sierras de Juárez: SJ; Cucapa: CP; Chocolate Mountain: CM, el Valle Mexicali-Imperial: VMI, y las fallas Sierra de Juárez: FSJ; Laguna Salada: FLS e Imperial: FIM; y posible extensión de la falla Algodones: FA.

Al modelo final se le han incluido las fallas que cruza (Figura 36b), su respuesta se muestra en la Figura 36a. Se observa que la respuesta del modelo reproduce (línea color azul), en forma aproximada, los rasgos generales de la anomalía observada (línea color rojo). El modelo indica que el espesor de la corteza por debajo de las partes altas de la Sierra de Juárez alcanza los 33 km, Sierra Cucapa los 28 km y Sierra Chocolate Mountain los 27 km. Por debajo del valle imperial una cuenca simétrica con un ancho de

~75 km, escalonamientos hacia su centro, relleno sedimentario en sus márgenes de ~ 3 y en el centro de ~6 km, y delimitada al oriente por la proyección hacia el norte del trazo superficial la falla Algodones. El eje de la cuenca coincide con el trazo de la Falla Imperial, la cual no manifiesta expresión estructural alguna. La interface corteza-manto alcanza una profundidad de ~ 15 km. El levantamiento de la interface corteza-manto es producido por un cuerpo denso (2.91 gr/cm^3) intracortical asimétrico en forma de pirámide truncada, el ancho de su base de ~ 75 km y de su cima de ~ 50 km, y espesor de ~9 km. El cual es interpretado como una anti-raíz que alcanza una altura máxima de ~16 km de la base de la corteza normal, asumida de 25 km de espesor.

Ahora bien, el levantamiento de la interface manto-corteza en la sección sísmica del perfil San Luis Rio Colorado-Sierra de Juárez (Figura 3) y la continuidad del paralelismo hacia el sur de los contornos de las anomalías del geoide AI y ACP (Figura 32), sugieren la continuidad hacia el sur de la anti-raíz. Para soportar tal aseveración, en la Figura 37a se presentan los perfiles de ondulación del geoide a lo largo de las secciones sísmicas Ensenada-Blythe y San Luis Rio Colorado-Sierra de Juárez (Figura 37 b) y la proyección de la segunda sección sísmica sobre la primera. Se observa que a la altura de los trazos proyectados del eje de la cuenca (indicado con línea punteada en color blanco), hay una diferencia en la ondulación del geoide de ~40 cm (-34.90 m vs -35.30 m). En tanto que la diferencia en el espesor de sedimentos es de 3 km (6 km vs 3 km). Si la anomalía es producida principalmente por la pila de sedimentos, se esperaría que la magnitud de la ondulación del geoide sobre la sección sísmica sur fuera menor, cosa que no sucede. Al contrario, la magnitud de la ondulación es mayor.

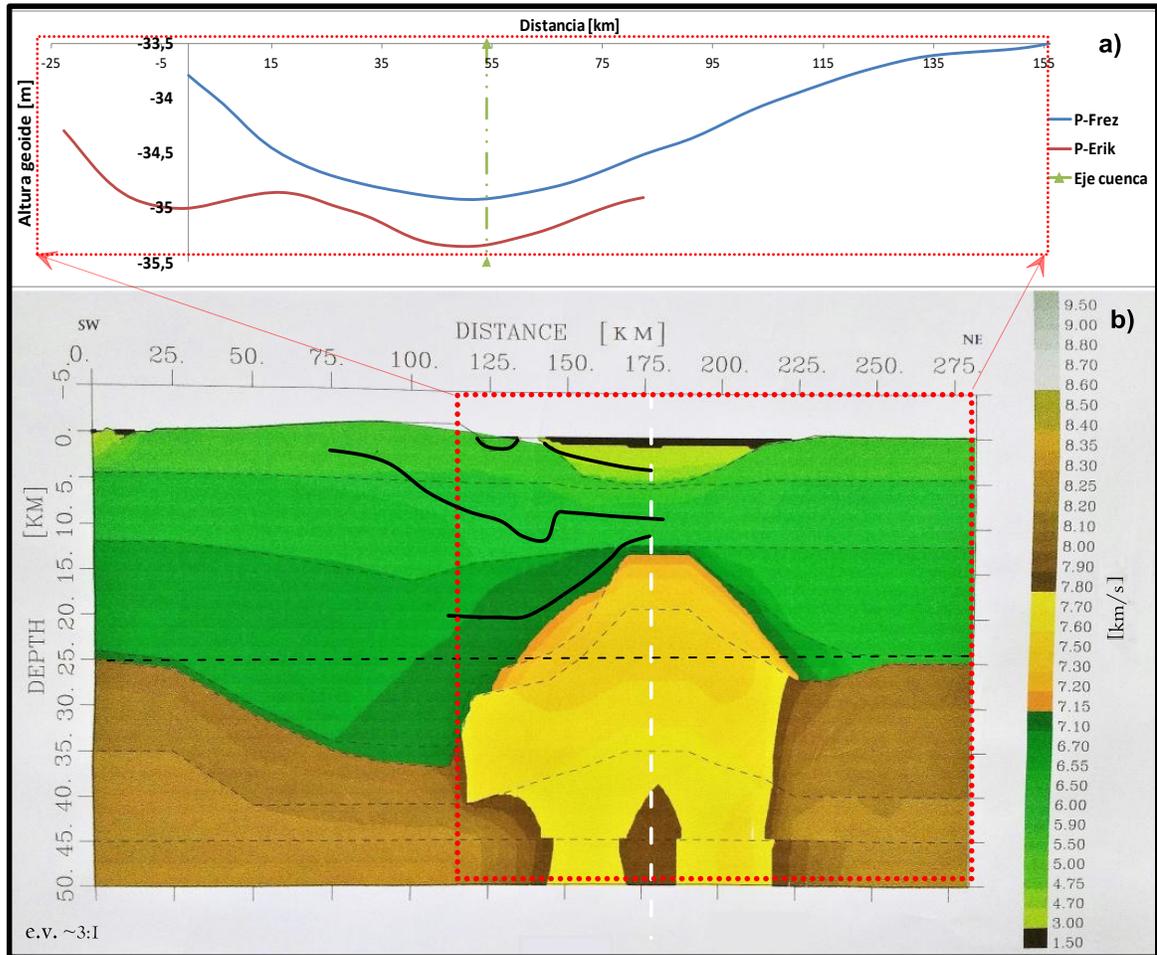


Figura 37. Comparación de perfiles geoidales y secciones corticales sísmicas de la región norte y sur del Valle de Mexicali. (a) perfiles geoidales. Línea color azul región norte; línea color café región sur. (b) secciones corticales sísmicas. Figura en colores: Ensenada-Blythe; líneas color negro: San Luis Rio Colorado-Sierra de Juárez (proyección). El cuadro punteado color rojo indica el área de estudio.

Por lo tanto, si la anti-raíz continuara hacia el sur, su cima debería estar a una profundidad menor o que la densidad de la misma disminuyera. Para ello, se calculó la respuesta de la cuenca y su anti-raíz (Figura 38), manteniendo la geometría de la cuenca y grosor cortical de la sección sísmica sur. Se observa una discrepancia muy grande entre datos observados (línea color azul) y calculados (línea color café). La Figura 39 muestra un modelo con la misma geometría, pero cambiando los contrastes de densidad, se observa un mejor ajuste entre datos observados y calculados.

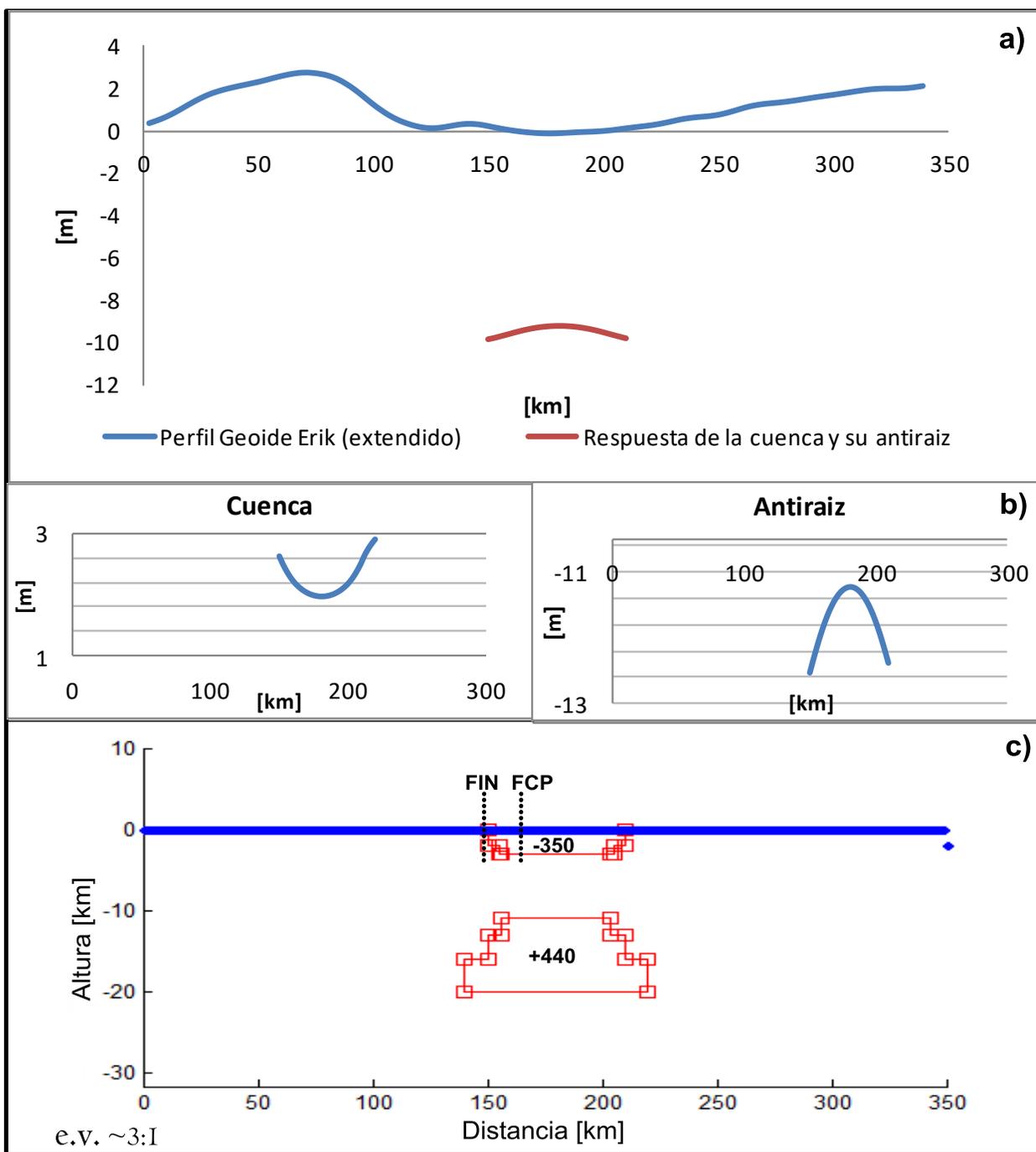


Figura 38. Modelo cortical de densidades a lo largo del perfil de refracción sísmica San Luis Rio Colorado- Sierra de Juárez (PRS2). (a) respuesta del modelo (línea punteada color café) y datos observados (línea punteada color azul). (b) respuesta de la cuenca y anti-raíz. (c) modelo de densidades (kg/m^3). Los números indican contrastes de densidad. Se indican las fallas Indiviso: FIN y Cerro Prieto: FCP

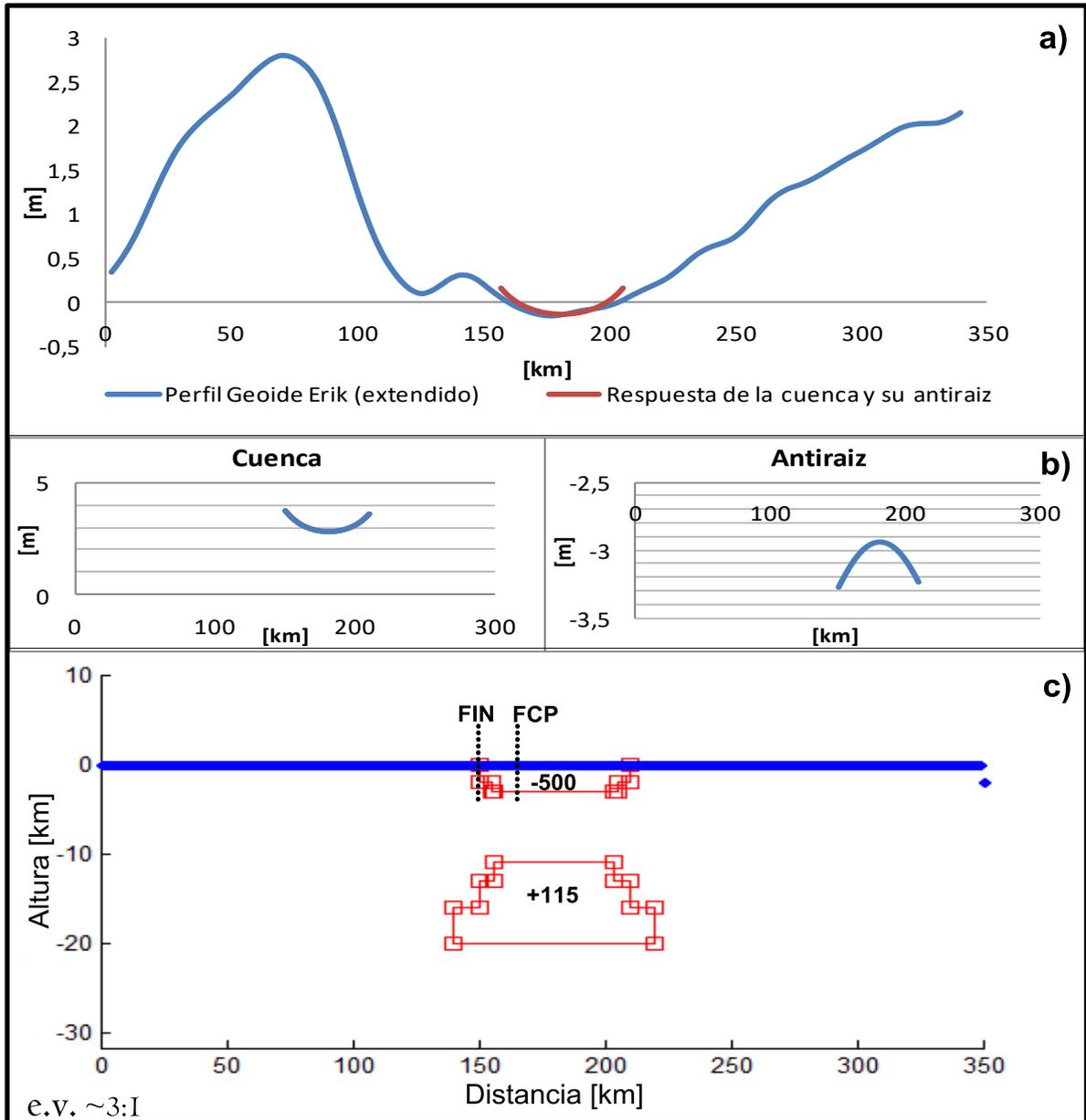


Figura 39. Modelo cortical de densidades final a lo largo del perfil de refracción sísmica San Luis Rio Colorado-Sierra de Juárez (PRS2). (a) respuesta del modelo (línea punteada color café) y datos observados (línea punteada color azul). (b) respuesta de la cuenca y anti-raíz. (c) modelo de densidades (kg/m^3). Los números indican contrastes de densidad. Se indican las fallas Indiviso: FIN y Cerro Prieto: FCP.

La geometría del modelo, al cual se le han agregado las fallas que cruza, indica una cuenca simétrica con un ancho de ~ 50 km, relleno sedimentario (2.22 gr/cm^3) de ~ 3 km, delimitada al poniente por la falla Indiviso. Al igual que la falla imperial, la falla Cerro Prieto no manifiesta expresión estructural alguna. La

interface corteza-manto alcanza una profundidad de ~ 11 km. La anti-raíz se levanta ~ 9 km de la base de la corteza (encontrada a 20km de profundidad) y tiene una densidad de 2.82 gr/cm^3 .

3.2.3 Discusión

Es ampliamente reconocido que la Fosa Salton contiene dos cuencas tensionales caracterizadas principalmente por su alta y continua sismicidad, intensa actividad geotérmica, potentes espesores de sedimentos y su ubicación en zonas de interacción de fallas de desplazamiento de rumbo (zonas sísmicas Brawley y Cerro Prieto, Figura 1). Un rasgo distintivo es que el área espacial de las cuencas es delimitada por franjas angostas (5 a 10 km) de cúmulos de sismos y están separadas por decenas de kilómetros. Su origen, se relaciona con la interacción entre los sistemas de fallas trancurrentes San Andrés-Imperial-Cerro Prieto (Figura 1). De aquí que el modelo propuesto para la formación de las cuencas tensionales Brawley y Cerro Prieto, es el modelo de “interacción de varias cuencas tensionales”, según la clasificación de Ayden y Nur (1982). Modelos que están relacionados más con la evolución de las estructuras que conforman la cuenca, que con su origen.

Estudios geofísicos recientes indican que la región norte de la Fosa de Salton (valle Imperial) posee una corteza delgada (Han et al., 2016) teniendo una atenuación cortical noroeste-sureste (30 a 18 km), la cual se extiende (~ 100 km) desde el centro del Mar de Salton hasta el borde internacional (Figura 2), sugiriendo una cuenca extensional aislada y de mayores dimensiones. Ahora bien, el adelgazamiento cortical suroeste-noreste (25 a 16 km) en el sur del valle Imperial y sur del valle de Mexicali inferido mediante la modelación 2D, constreñida con secciones sísmicas, de la ondulación del geoide, indica que el ancho de la cuenca extensional es de ~ 75 -50 km y sugiere que la atenuación cortical suroeste-noreste se extiende hasta el Rio Colorado, aumentando significativamente el largo de la cuenca extensional (de 100 km a 180 km). Lo cual sugiere una sola cuenca extensional regional que alberga a las zonas sísmicas Brawley y Cerro Prieto, las cuales representan subcuencas producidas por la evolución de la interacción entre el sistema de fallas San Andrés-Imperial-Cerro Prieto.

La extensión hacia el sur de la atenuación cortical esta soportada por los resultados de la modelación 3D de datos gravimétricos del valle de Mexicali (Hernández-Márquez, 2016), los cuales indican que el rango de profundidades, en dirección de norte a sur, en el valle de Mexicali del manto superior es de 15 a 18 km (Figura 4 e), aproximadamente. Así mismo, el grosor promedio (14-17 km) de la corteza

magnetizada, estimado del análisis espectral de anomalías aeromagnéticas (Espinosa y Campos, 2008). La Figura 40 muestra la proyección en planta de la base y cima de la anti-raíz de la cuenca y su extensión hacia el sur (líneas punteadas color amarillo), y la topografía del manto superior (sombreada en colores) derivada del modelado gravimétrico. Se observa una aparente correlación entre la base de la antiraíz y el trazo superficial de las fallas que delimitan la cuenca, y de la zona sísmica Cerro Prieto con el costado oriental de la cima de la anti-raíz, cuyo material denso ($2.91\text{-}2.86\text{ gr/cm}^3$) proviene del manto superior a través de un proceso de adición magmática que ha modificado el espesor (25 a 16 km) y alterado las propiedades geofísicas de la corteza. La disminución norte-sur de la densidad del material que constituye la anti-raíz podría indicar un posible aumento en su temperatura.

A manera de conclusión se puede decir que la anomalía del manto observada debajo de la Fosa Salton produce levantamiento isostático, el cual es compensado por hundimiento y acumulación de sedimentos. Procesos que enmascaran la actividad magmática profunda y dificultan la interpretación de las anomalías geoidales. Así mismo, tanto el levantamiento del manto como el proceso de apertura (rifting) de la cuenca son consecuencia de la extensión regional noroeste-sureste producida por el movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica.

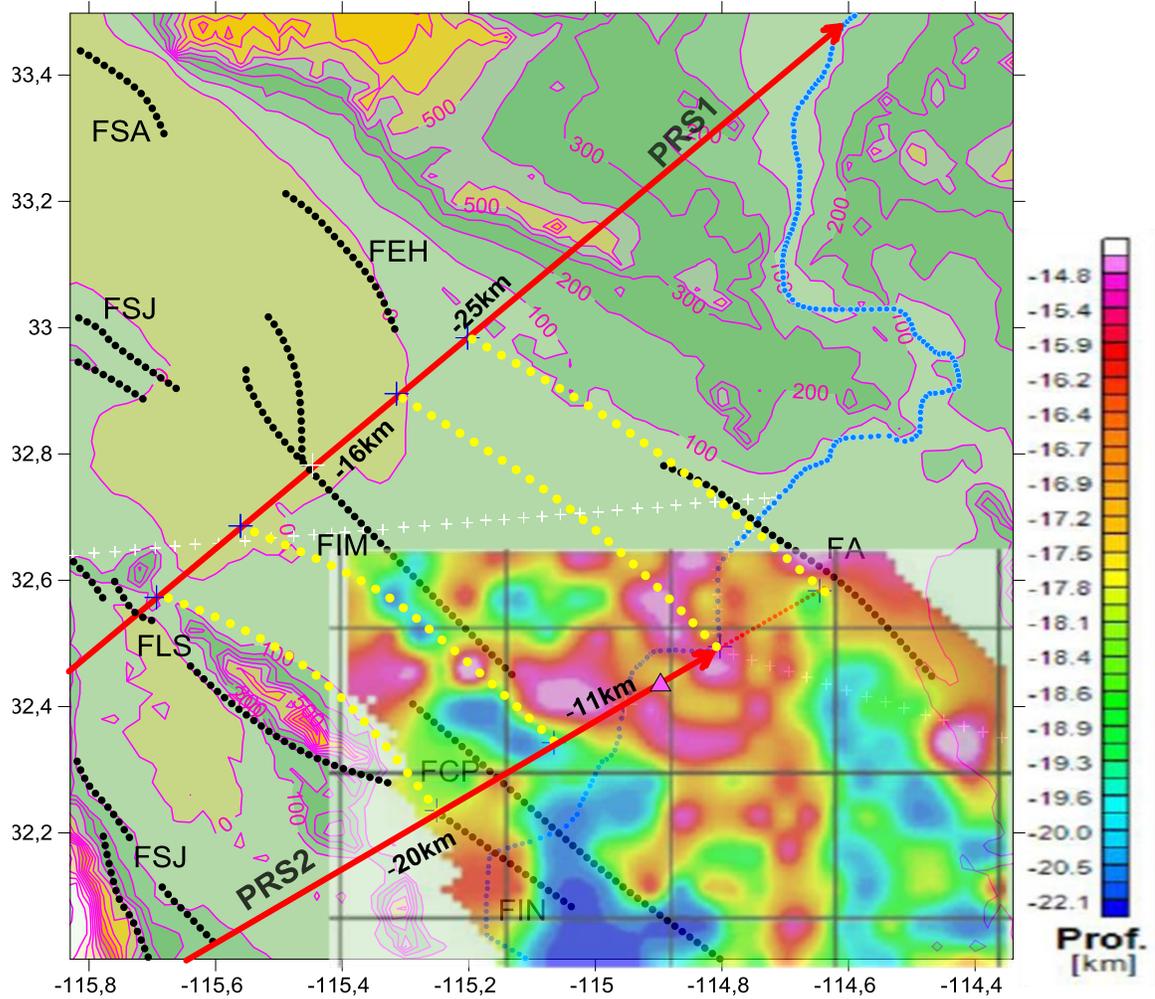


Figura 40. Proyección en planta de la estructura intracortical (líneas punteadas color amarillo), con rasgos estructurales, topográficos del MDE y del manto (Hernández-Márquez, 2016). Fallas: FSA, San Andrés; FIM, Imperial; FCP, Cerro Prieto; FLS, Laguna Salada; FSJ, Sierra Juárez; FA, Algodones; FSJ, San Jacinto; FEH, East High. Perfiles de refracción sísmica: PRS1, PRS2. Líneas: azul claro punteada, cauce del Río Colorado; cruces blancas, frontera México-USA. Los números en color negro y los contornos sombreados en colores indican profundidades (km) a la base de la corteza, los de color magenta alturas (m).

Capítulo 4. Conclusiones finales y recomendaciones

En relación al modelo de geoide. Se ha determinado un modelo de geoide gravimétrico para la región fronteriza del valle de Mexicali-Imperial: MGRTM, con una precisión de $\pm 7\text{cm}$ en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto. También se ha demostrado que el modelo del geoide global EGM2008 es una buena representación del campo gravimétrico de la región. Ambos modelos pueden utilizarse para derivar alturas ortométricas a partir de alturas elipsoidales. Sin embargo, es recomendable utilizar el modelo desarrollado en este trabajo ya que fue derivado a partir de una base de datos gravimétricos con una abundante y buena cobertura espacial. Para mejorar la calidad y precisión del modelo MGRTM es recomendable contar con un número mayor de mediciones directas del geoide (GPS/NIVELACION/GRAVEDAD) y desarrollar un modelo de geoide híbrido.

En relación a su interpretación geofísica. A partir del modelado 2D, constreñido con secciones sísmicas, de perfiles geoidales que cruzan de suroeste a noreste la región sur del Valle Imperial y sur del Valle de Mexicali, se infiere una anti-raíz que se levanta $\sim 9\text{km}$ de la base de la corteza y que se extiende de norte a sur $\sim 70\text{km}$. Sugiriendo que la atenuación cortical se extiende a lo largo del eje de la Fosa Salton, que comprende a los valles Imperial y Mexicali. Por lo tanto, el modelo de interacción de cuencas tensionales propuesto para las zonas sísmicas de Brawley y Cerro Prieto, es de mayores dimensiones e implica una sola cuenca tensional. Finalmente, la interpretación geofísica de las anomalías de la ondulación del geoide es de carácter preliminar, con el incremento de más trabajos dirigidos al estudio de las características corticales, se podrá dilucidar con más detalle la interrelación entre las estructuras profundas y los fenómenos superficiales (sismicidad, subsidencia, actividad volcánica y geotérmica), datos esenciales para entender la evolución tectónica de la región.

Literatura citada

- Arabelos D., Tscherning C. C., 2003. Globally covering a-priori regional gravity covariance models. *Advances in Geosciences, European Geosciences Union*, (1) 143-147.
- Ayala C., M. Fernandez, M. Torné and J. Pous, 1996. Two-dimensional geoid modelling: some remarks on Chapman's algorithm. *Geophys. J. Int.* (127)542-544.
- Aydin A., Nur A., 1982. Evolution of stepover basins and their scale independence. *Tectonics* (1) 91–105.
- Axen, G. J. y Fletcher, J. M., 1998. Late Miocen-Pleistocene extensional faulting, Northern Gulf of California, México and Salton Trough, California. *International Geology Review* 40(3): 217-244.
- Bennett, R.A., Rodi, W., and Reilinger, R.E. 1996. Global positioning system constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, (101) 21943–21960.
- Camacho-Ibarra, E., 2006. Análisis de la deformación vertical del terreno en la región de confluencia del sistema de fallas Cerro Prieto-Imperial en el periodo 1966-2003. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 131pp.
- Chapman, M.E., 1979. Techniques for interpretation of geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84, 3793-3801.
- Dan McKenzie, 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, (40) 25-32.
- Elders W. A., Rex R. W., Meidev T., Robinson P. T. and Biehler S., 1972. Crustal spreading in southern California. *Science*, (178) 15-24.
- Espinosa Cardeña, J. M., & Campos Enríquez, J. O., 2008. Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 601-609.
- Forsberg, R., 1984. A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling. Report No. 355, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, Ohio, USA.
- Forsberg R., Olesen A., Vest A., Solheim D., Hipkin R., Omang O., Knudsen P., 2004. Gravity field improvements in the north Atlantic region. *Proceedings GOCE Workshop, ESA-ESRIN*.
- Forsberg R., Olesen A., 2010, Airborne Gravity Field Determination in "Sciences of Geodesy-I Advances and Future Directions", Goachang Xu (Ed), Springer.
- Fowler C. M. R., 1999. *The solid earth*. Cambridge Univ. Press.
- Fowler C. M. R, 2005. *The Solid Earth, An Introduction to Global Geophysics*. Second edition. Cambridge University Press.
- Frez, J., J. González, A. Nava, C. Montana and R. Keller, 1995. A reversed profile between Ensenada, B. Calif, Mexico, and Blythe, Arizona. *EOS, Trans. Amer. Geophys Union*. Fall Annual Meeting San Francisco, poster presentation.

- Fuis G. S., Ambos E. L., Mooney W. D., 1995. Seismic refraction measurements within the Peninsular terrane, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research*. (100) 4079-4095.
- Fuis, G. S., Mooney, W. D., Healy, J. H., McMechan, G. A. y Lutter, W. J., 1981. Seismic refraction studies of the Imperial Valley region, California: profile models, a traveltime contour map, and a gravity model. U.S. Geological Survey. OFR; 81-270.
- Fuis, G. S., Mooney, W.D., Healy, J.H., McMechan, G.A. y Lutter, W.J. 1984. A seismic refraction survey of the Imperial Valley region, California. *Journal Geophysical Research* (89) 1165-1189.
- García-Abdeslem, J., Espinosa-Cardena, J. M., Munguía, L., Wong, V. M. y Ramírez-Hernández, J., 2001. Crustal structure from 2-D gravity and magnetic data modeling, magnetic power spectrum inversion, and seismotectonics in the Laguna Salada basin, northern Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional* 40(2): 67-85.
- Gebrande H., 1982. Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks at room temperature and pressures < 1 GPa. *Landolt-Börnstein - Group V Geophysics* 1B.
- Genrich, J.F., Bock, Y., and Mason, R.G., 1997, Crustal deformation across the Imperial fault: Results from kinematic GPS surveys and trilateration of a densely spaced, small-aperture network: *Journal of Geophysical Research*, (102) 4985–5004.
- Goldstein, N.E., Wilt M. J. and Corrigan D. J., 1984. Analysis of the Nuevo León magnetic anomaly and its possible relation to the Cerro Prieto magmatic-hydrothermal system. *Geothermics* (13), 3-11.
- Han,L., Liang and Hole, John A. and Stock, Joann M. and Fuis, Gary S. and Kell, Annie and Driscoll, Neal W. and Kent, Graham M. and Harding, A. J. and Rymer, M. J. and González-Fernández, A. and Lázaro-Mancilla, O. , 2016. Continental rupture and the creation of new crust in the Salton Trough rift, Southern California and northern Mexico: Results from the Salton Seismic Imaging Project. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121.
- Heiskanen, Y.A., y H. Moritz, 1985. *Geodesia Física*, I.G.N., Madrid.
- Heiskanen, W.A. & Moritz, H., 1967. *Physical Geodesy*, W.H. Freeman & Co, San Francisco, CA.
- Hernandez Marquez, J.O. 2016. Interpretación de datos gravimétricos en el Valle de Mexicali, B.C. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 155pp.
- Hoyer M., Wilderman E., Suaréz H., Hernandez J., 2004. Modelo geoidal combinado para Venezuela (MGCV04). *INTERCIENCIA*, Vol. 29 No. 12, p. 667-672.
- Lachenbruch, A., J. Sass, and S. Galanis Jr., 1985. Heat flow in southernmost California and the origin of the Salton trough, *J. Geophys. Res.*, (90) 6709–6736.
- Layman Energy Associates, INC, consultado el día 10 de mayo del 2017, de <http://www.laymanenergy.com/Projects.html>
- Lemoine, F.G., S.C. Kenyon, Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H., and Olson T. R., 1998. The development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. NASA/TP-1998-206861, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.

- Lowrie W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press. Pag. 381.
- Ludwig W. J., Houtz R. E., Ewing M., 1971. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Shirshov Ridge, and enclosed basins, *Journal of Geophysical Research*, 76, 26, 6367
- Martin A. Anquela A.B., Padín J., Berné J.L., 2009. Hacia una nueva era en la determinación de modelos de geoide. Análisis del nuevo modelo geopotencial global EGM2008. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría. Universidad Politécnica de Valencia.
- Mather, R.S., 1978. The role of the geoid in four-dimensional geodesy. *Marine Geodesy* (1) 217-252.
- McKenzie D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, (40) 25-32
- Mickus, K. & Hussein, M., 2016. Curie Depth Analysis of the Salton Sea Region, Southern California. *Geophys.* (173) 537–554
- Moritz, H., 1978. Introduction to interpolation and approximation. In Moritz and Sünkel: 1-45.
- Mueller, K.J., and Rockwell, T.K., 1991. Late Quaternary structural evolution of the western margin of the Sierra Cucapa, northern Baja California, in Dauphine, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir (47) 249–260.
- Nava, F. A. y Brune, J. N. 1982. An earthquake-explosion reversed refraction line in the Pennsular Ranges of southern California and Baja California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, (72) 1195-1206.
- Nettleton, L.L., 1976. *Gravity and magnetics in oil prospecting*. McGraw-Hill, New York.
- Núñez-Cornú, F., Frez-Cárdenas, J., Montana, C., Munguía, L., Nava, F. A., González-García, J. J., Mendoza, L., Aragón, M., Sánchez-Mora, C. Morandi, M., Madrid, J., Grupo de Perfiles Sísmicos del CICESE, 1996. Un Modelo de la Estructura de Corteza Para el Sistema de Fallas de San Andrés en la Zona Fronteriza MéxicoEEUU. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*. 12(1): 43-51.
- NGS, 2001. MEXICO and DMEX97, 2006. URL: <http://www.ngs.noaa.gov/GEOID/research.html>
- Parsons, T., and J. McCarthy, 1996. Crustal and upper-mantle velocity structure of the Salton Trough, southeast California. *Tectonics*, (15) 456-471.
- Pavlis N. K., Holmes S. A., Kenyon S. C., Factor J. K., 2008. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), (117), April 201.
- Pelayo, A., Razo L, A., Gutiérrez N. L. C. A., Arellano, G. F., Espinoza, J. M. y Quijano, J. L., 1991. Main geothermal fields of Mexico: Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California. *Geological Society of America, The Geology of North America*, v. P-3 (Economic Geology, México): 23-58.
- Ramírez Ramos E.E., 2013. Modelo de estructura de velocidades de corteza para el sur del Valle de Mexicali, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 115pp
- Ramírez Ramos E. et al., 2015. A Crustal Velocity Model for the Sourthen Mexicali Valley, Baja California México. *SRL*, V86, No. 1, 20015, p.

- Rapp, R.H. 1971. Methods for the computation of geoid undulation from potential coefficients. *Bull Geod.* 101, 283-297.
- Rapp, R.H. 1978. Results of the application of least-squares collocation to selected geodetic problems. In H. Moritz and H. Sünkel, 117-156.
- Savino, J.M., Alexander, J.H., Rodi, W.L., Jordan, T.H., Alexander, J.H., Lambert, D.G., 1997. Inversion of Combined Geophysical Data for Determination of Structure Beneath the Imperial Valley Geothermal Region. Report SAN-1313-1. U.S. Department of Energy, Oakland, CA. 87 pp.
- Sideris, M.G. 1994. Geoid Determination by FFT Techniques. Lectures Notes of the International School for the Determination and Use of the Geoid. Milan, October 10-15, 165-229.
- Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., and Poole, S., 2007. The GGM03 mean earth gravity model from GRACE, *Eos Trans.* (88) 52.
- Torge, W. 1989. *Gravimetry*, Ed. Walter de Gruyter, Berlin-New York, p. 465.
- Torge, W., 2001. *Geodesy*, Ed. Walter de Gruyter, Berlin-New York, p.405.
- Tscherning, C. C., Knudsen, P., and Forsberg, R., 1994. Description of the Gravsoft package. Geophysical Institute, University of Copenhagen, Technical Report.
- Valles Pérez, H.D. 2006. Determinación del geoide para la región del valle fronterizo Mexicali-Imperial. Escuela de Ciencias de la Tierra, Culiacán Sinaloa. 85 pp.
- Wagner, M., 2003. SRTM DTED format, Product Description SRTM/PD03/11/03, Version 1.1, Deutsches Zentrum für Luftund Raumfahrt, 2003 URL: <http://www.dlr.de/srtm/produkte/SRTM-XSAR-DEM-DTED-1.1.pdf> (last date accessed: 12 December 2005).