



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERÍA
Y ARQUITECTURA



UNIDAD TICOMÁN

ESTRUCTURA DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE OAXACA A PARTIR
DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

TESIS

PRESENTADA POR:

ALONSO TORRES ZAMUDIO

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

ASESORES: Dr. Vladimir Kostoglodov
M.C. Ricardo Díaz Navarro

México, D.F., Abril de 2002

INDICE

Página

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES

- 1.1. OBJETIVO
- 1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO
- 1.3. MARCO TECTÓNICO
 - 1.3.1. Placa de Cocos.
- 1.4. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA
- 1.5. ESTUDIOS PREVIOS

CAPÍTULO 2. DETERMINACIÓN DE LA ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA A PARTIR DE LA GRAVEDAD OBSERVADA

- 2.1. SUPERFICIES EQUIPOTENCIALES DE LA TIERRA
 - 2.1.1. El potencial y las superficies equipotenciales
 - 2.1.2. El geoide.
 - 2.1.3. El elipsoide.
- 2.2. EL PROCESO DE CORRECCIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS
 - 2.2.1. Gravedad teórica.
 - 2.2.2. Corrección por altura.
 - 2.2.3. Corrección de Bouguer.
 - 2.2.4. Corrección por terreno.
- 2.3. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS
 - 2.3.1. Anomalía de aire libre.
 - 2.3.2. Anomalía de Bouguer.

CAPÍTULO 3. DATOS GRAVIMÉTRICOS DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE OAXACA

- 3.1. PERFIL DE VALDÉS ET AL.
- 3.3. CARTA DE ANOMALÍA DE BOUGUER SIMPLE
- 3.2. DATOS MEDIDOS EN CAMPO
- 3.4. DATOS DE ALTIMETRÍA DE SATÉLITE
 - 3.4.1. Anomalía de aire libre para los océanos
 - 3.4.2. El modelo geopotencial EGM96 (datos en continente)
 - 3.4.3. Datos de batimetría y topografía
- 3.5. ELECCIÓN DE LOS DATOS A UTILIZAR

CAPÍTULO 4. MODELADO GRAVIMÉTRICO

4.1. DISEÑO DE PERFILES

4.2. CONSIDERACIONES A PRIORI DE LA MODELACIÓN

4.2.1. Elección de densidades

4.2.2. Composición de la corteza oceánica

4.2.3. Litósfera oceánica: enfriamiento, modelo térmico, y cambio de fase

4.2.3.1. Enfriamiento y espesor

4.2.3.2. Flujo de calor, modelo térmico y cambios de fase en una zona de subducción

4.2.3. Isostasia

4.2.5. Sismicidad.

4.3. MODELACIÓN DE LOS PERFILES

4.3.1. Perfil 1

4.3.2. Perfil 2

4.3.3. Perfil 3

4.3.4. Perfil 4

4.3.5. Perfil 5

4.4. DISCUSIÓN

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

INTRODUCCIÓN

La atracción gravitatoria pone de manifiesto una tendencia natural afín al amor

C. Hempel

El estudio de los sismos en México es de suma importancia ya que nuestro país se encuentra en una zona sísmica, debido a la interacción entre las placas oceánicas de Pacífico, Caribe, Cocos y Rivera y la placa continental Norteamericana. La placa de Cocos subduce a la Placa Norteamericana. Específicamente en el estado de Oaxaca la tasa de convergencia es de 6.4 cm/año (DeMets et al., 1990), lo que da origen a grandes terremotos en la interfase de la placa.

Es importante pues conocer a profundidad el origen, ocurrencia y demás propiedades que producen estos movimientos telúricos. Es a causa de estos motivos que varios estudios han sido llevados a cabo por el Instituto de Geofísica de la UNAM poniendo énfasis en la estructura de las placas de Cocos y Rivera en la zona de subducción para la parte mexicana, así como en la sismicidad, como los estudios de Singh et al. (2000); Bandy et al. (1999), Peláez (1999); Kostoglodov et al. (1996), Pardo y Suárez (1995); Valdés et al. (1986), entre otros.

El objetivo de este trabajo es proponer modelos acerca de la configuración y estructura de la zona de subducción principalmente para el estado de Oaxaca y parte de Chiapas, a partir de la recopilación de todos los datos gravimétricos que se tengan disponibles en dicha zona. La metodología a seguir es:

- Recopilación de toda la información gravimétrica existente para el estado de Oaxaca y parte noroeste de Chiapas, así como de datos de topografía y batimetría.
- Análisis y elección de los datos que tengan utilidad para nuestro tipo de estudio (regional).

- Selección de perfiles para su posterior modelado gravimétrico bidimensional, los cuales representarán de manera adecuada la estructura de la zona de subducción en Oaxaca.
- Modelado gravimétrico tomando en cuenta diversos parámetros para restringir y tener control de los modelos, ya que dicho modelado no tiene una solución única.
- Interpretación y discusión de los resultados obtenidos.

Hasta la fecha el modelo más completo de la estructura de la zona de subducción de Oaxaca, es el propuesto por Valdés et al. (1986) basado en un modelo estructural de velocidades sísmicas y modelación gravimétrica. En este modelo, la placa subducida tiene la forma de una rampa continua, además de que se propone un cuerpo de alta densidad para ajustar el alto gravimétrico presente en la costa, entre otras características, cosa que no concuerda con estudios anteriores (Kostoglodov et al., 1996; Peláez, 1999) quienes opinan que la placa subducida tiene un comportamiento de escalón subhorizontal en el estado de Guerrero y que este comportamiento continúa en Oaxaca, y Pardo y Suárez, (1995), quienes afirman que la región de Oaxaca es una zona de transición entre la geometría de subducción suave presente en Guerrero y una de gran pendiente debajo de la placa de Caribe (en Chiapas).

Como resultado principal de este trabajo, hemos encontrado que la configuración de la zona de subducción en el estado de Oaxaca es la de un escalón subhorizontal, a diferencia de los modelos propuestos de Valdés et al. (1986) y Singh et al. (2000), quienes proponen una configuración de rampa continua. Este tipo de comportamiento presente en Guerrero sigue presentándose en Oaxaca. Asimismo, la configuración de la placa para el estado de Chiapas resultante de este estudio apoya la teoría propuesta por anteriores investigadores (Couch y Wodderwoock, 1981; Pardo y Suárez, 1995) de que la dorsal de Tehuantepec es la frontera entre dos provincias diferentes de subducción en la placa de Cocos. También se ha propuesto que la corteza y la litósfera oceánicas subducidas cambian su composición de basalto y peridotita por eclogita y garnet peridotita respectivamente cuando las condiciones de presión y temperatura así lo permiten. Esta conclusión concuerda con trabajos anteriores que proponen que la densidad de estos cuerpos geológicos cambia con la profundidad (Grow y Bowin, 1975, para la zona de subducción chilena).

ANTECEDENTES

El propósito de este capítulo es el de servir de introducción a nuestro estudio, es decir, cuál es el objetivo a seguir, hacer la descripción de nuestra zona de interés desde un punto de vista geológico y tectónico, así como tomar en consideración conceptos y previos trabajos que pueden servirnos de apoyo al momento de hacer la interpretación de nuestros resultados.

1.1. OBJETIVO

Examinar la estructura de la zona de subducción de Oaxaca mediante el uso del modelado gravimétrico bidimensional a partir de la recopilación, análisis y selección de los datos gravimétricos (anomalías de Bouguer y de aire libre) existentes para dicha área.

1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en la parte sureste de la República Mexicana, principalmente en el estado de Oaxaca, limitada por las coordenadas 13° a 20° Norte y 93° a 99° Oeste, como se muestra en la figura 1.1.

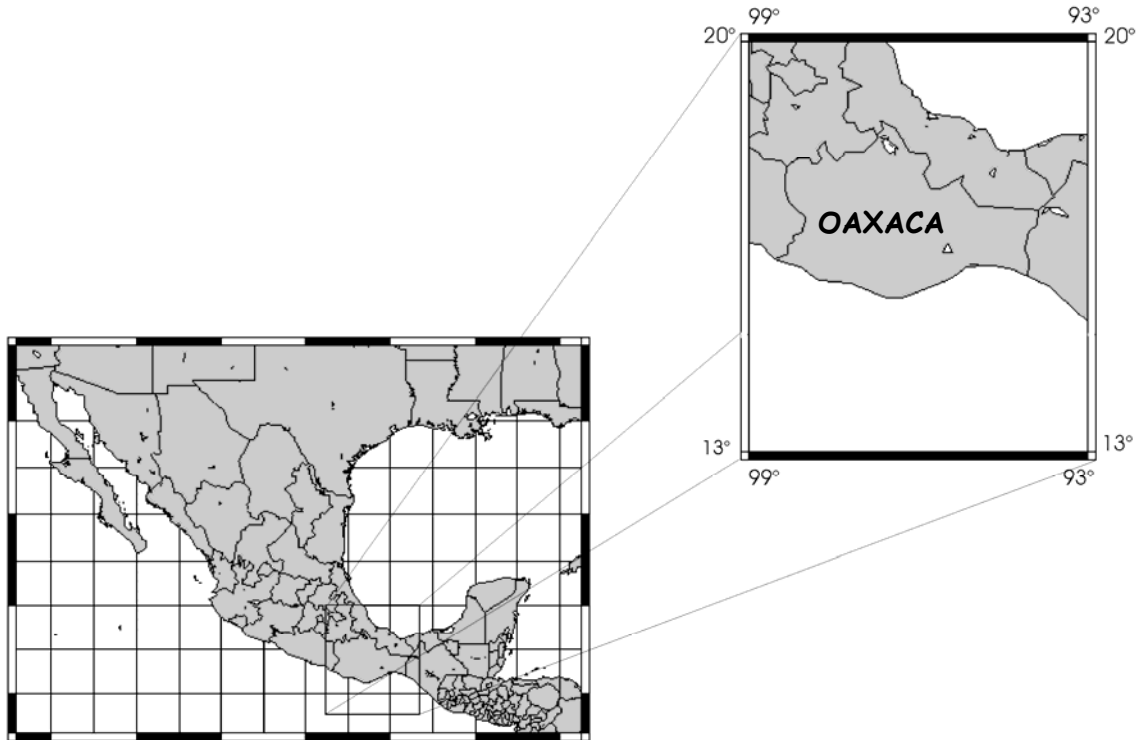


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio.

1.3. MARCO TECTÓNICO

Pardo y Suárez (1995), indican a partir de modelación de mecanismos focales y estimación de hipocentros, que la subducción en el sur de México se aproxima a un escalón semi-horizontal limitado en las orillas por la geometría de subducción inclinada de la placa de Cocos debajo de la placa del Caribe al este y de la placa de Rivera debajo de la Norteamericana al oeste. El ángulo de la geometría del contacto intraplaca es constante a una profundidad de 30 km., y sólo se observan cambios laterales en el ángulo de la placa subducida una vez que se desacopla de la placa Norteamericana.

En base a la sismicidad, los mecanismos focales, y en la geometría de la placa subducida, la parte sur de México puede ser dividida en cuatro regiones: (1) La región Jalisco al oeste, donde la placa Rivera subduce a un ángulo que asemeja la geometría de la placa de Cocos debajo de la placa del Caribe en Centro América; (2) la región Michoacán, donde el ángulo de inclinación de la placa de Cocos decrece gradualmente en dirección sureste; (3) la región Guerrero-Oaxaca, delimitada aproximadamente por la proyección en tierra de las zonas de fractura O'Gorman y Orozco, donde la placa subducida es casi horizontal y subduce a la placa continental alrededor de 250 km, y

(4) la región del sur de Oaxaca y Chiapas, en la parte sureste de México, donde el ángulo de subducción se incrementa gradualmente a una subducción con mayor ángulo de inclinación en Centro América. Los cambios drásticos de ángulo entre las regiones anteriormente mencionadas no parecen tomar lugar en fallas, lo que sugiere que "contornos suaves" acomodan esos cambios de la geometría. (Pardo y Suárez, 1995). Asimismo, estos autores afirman que el Cinturón Volcánico Transmexicano está directamente relacionado con el proceso de subducción, y que el no paralelismo del Cinturón con la trinchera se debe principalmente a la geometría de la placa subducida.

1.3.1. Placa subducida de Cocos.

Según Burbach et al. (1984), dicha placa consiste de tres segmentos principales (figura 1.2.): El segmento I que se extiende desde la zona de fractura de Panamá la Península Nicoya. El segmento II, que es el más grande y mejor definido. Este a su vez consiste de dos partes, IIA y IIB. El primero se extiende desde la península Nicoya a la parte este de Guatemala. Su rumbo sigue la curvatura de la trinchera y su echado es de aproximadamente 60° . El segundo va de la parte oeste de Guatemala a Orizaba, México. El echado de esta parte del segmento decrece ligeramente hacia el noroeste, y su rumbo está más orientado hacia el norte que el de la trinchera. El segmento III comprende de Orizaba a la Zona de Fractura Rivera.

La placa de Cocos subduce a una velocidad que se incrementa al sureste de 4.8 cm/año a 104.5° oeste a 7.5 cm/año a 94° oeste (DeMets et al., 1990). La edad de la placa de Cocos también varía a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, con "brincos" asociados a zonas de fractura.. Al este, la Dorsal de Tehuantepec intersecta dicha trinchera cerca de -95° oeste (Pardo y Suárez, 1995). Esta dorsal es el rasgo batimétrico lineal más grande en el flanco este de la Dorsal del Pacífico Este. Aparentemente, es la expresión morfológica de una zona de fractura que presumiblemente separa corteza de edades significativamente diferentes. Una corteza más joven y somera al noroeste difiere en edad al sureste de la dorsal de Tehuantepec de 10 a 25 m.a. aproximadamente (Couch y Woodcock, 1981).

El margen continental de México al norte de la dorsal de Tehuantepec y el margen del sur de México y el sur de Guatemala de la dorsal se encuentran creciendo en dirección del mar debido a la acreción de material oceánico ahora, el proceso de subducción de la placa de Cocos en las dos áreas es diferente, y los procesos de subducción y acreción han sido diferentes desde el Cretácico (Couch y Woodcock, 1981).

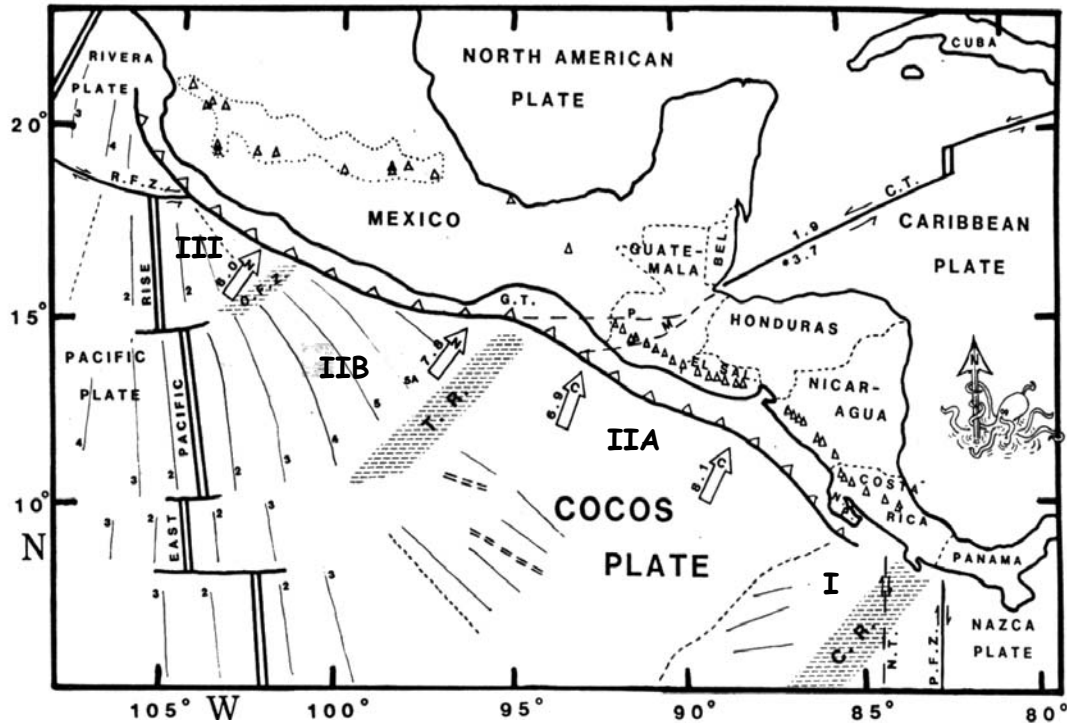


Figura 1.2. Marco tectónico de la región de Centro América (tomado de Burbach et al., 1984). Las abreviaturas de los principales rasgos significan: T.R.- Dorsal de Tehuantepec, R.F.Z.- Zona de fractura Rivera, O.F.Z.- Zona de fractura Orozco, C.R.- Cresta de Cocos, G.T.- Golfo de Tehuantepec. Los números romanos indican los segmentos principales en los que se encuentra dividida la placa de Cocos según estos autores.

1.4. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA DE LA PLACA CONTINENTAL

Alrededor del 80% de la parte sur de la Cordillera Norteamericana dentro de la República Mexicana está formada de terrenos mal definidos, ya que su contexto paleogeográfico en comparación con el cratón de América del Norte para los diferentes tiempos geológicos, en especial para el Fanerozoico, está indeterminado. Grandes regiones del noreste y sureste de México reposan sobre un basamento resultado de una acreción durante el Paleozoico Superior (Campa y Coney, 1983). Dichos terrenos son entidades geológicas limitadas por afallamientos de extensión regional cuyas secuencias litológicas, patrones de deformación y metamorfismo son sorprendentemente diferentes de aquéllos de terrenos adyacentes. Este concepto de terreno ha sido aplicado al sur de México (Figura 1.3) para describir la yuxtaposición de unidades de corteza que difieren en el tipo de roca, deformación y geocronometría (Ratschbacher et. al, 1991).

De acuerdo a la clasificación hecha por Campa y Coney, nuestra área de estudio comprende los terrenos tectono-estratigráficos de Mixteca, Oaxaca, Juárez, Xolapa y Maya. Esta vasta región constituye casi la mitad de la República Mexicana y se considera que éstos fueron acrecionados y consolidados con el continente Norteamericano durante la orogenia Laramídica, la cual tuvo lugar del Cretácico Tardío al Terciario Temprano.

El terreno Mixteca consiste en un basamento metamórfico yuxtapuesto tectónicamente, con un cuerpo ultramáfico. Estudios radiométricos dan una edad aparentemente del Paleozoico Temprano a este cuerpo.



Figura 1.3. Distribución de los terrenos tectono-estratigráficos en el sur de México (tomado de Campa y Coney, 1983).

El terreno Oaxaca comprende un basamento metamórfico cristalino anortosítico, sobre el cual descansan depósitos terrígenos del Cámbrico-Ordovícico.

En la base del terreno Juárez la deformación es muy severa, sin embargo una parte está formada por una columna de areniscas y lutitas calcáreas del Jurásico Superior, calizas y rocas volcánicas andesíticas en forma de almohadillas.

El terreno Xolapa se presenta como un "cinturón" largo y estrecho a lo largo de la costa sur de los Estados de Oaxaca y Guerrero. Está definido por su aspecto metamórfico-plutónico complejo y gran desarrollo de migmatita.

El terreno Maya presenta un gran complejo meta-plutónico de edad Permico-Triásico, el cual una parte aflora en Chiapas, así como secuencias flysch del Paleozoico altamente metamorfoseadas y deformadas.

1.5. ESTUDIOS PREVIOS RELACIONADOS CON NUESTRO TRABAJO

Diversos estudios se han llevado a cabo para dilucidar la estructura de la zona de subducción mexicana, por ejemplo, Bandy et.al. (1999), propusieron un modelo cortical de la placa Rivera, así como Kostoglodov et. al. (1996), Peláez (1999) lo hacen para Guerrero. Ellos hacen uso del modelado gravimétrico así como de hipocentros de terremotos para restringir sus modelos. Otro estudio notable es el realizado por Pardo y Suárez (1995), quienes determinaron la geometría de las placas de Cocos y Rivera basados en hipocentros de terremotos locales y telesísmicos. A continuación nos referiremos a los estudios anteriores han sido llevados a cabo en alguna porción de nuestra área de interés.

Couch y Woodcock (1981), utilizando sismología de refracción, magnetimetría y gravimetría, sugirieron una corteza oceánica de 9 km de espesor con un echado de 2° bajo el margen continental. Asimismo, señalan que al norte de la dorsal de Tehuantepec una anomalía positiva sobre la placa de Cocos es relativamente baja en amplitud y en longitud de onda, lo cual, según ellos, hace suponer que existe muy poco adelgazamiento de la placa en dirección al mar. Agregan además que sobre la parte este final de la dorsal de Tehuantepec y márgenes continentales adyacentes, dicha cordillera es una zona de fractura y que marca la frontera entre dos diferentes provincias de subducción.

Valdés et. al. (1986), realizaron un perfil sísmico de refracción desde la laguna Alchichica (estado de Veracruz) hasta la costa (Pinotepa Nacional, Oaxaca), para el cual, mediante una técnica de trazado de rayos bidimensional en la cual se calculan los tiempos de viaje de dicha onda y las trayectorias de los rayos, obtuvieron un modelo de la estructura de velocidades de la onda P. Posteriormente, usando una relación entre velocidad y densidad, dicho modelo sísmico fue convertido en una sección de densidades bidimensional (figura 1.4).

Mena et. al. (1995), presentan un modelo de estructura de corteza para la costa de Oaxaca basado en datos gravimétricos y en perfiles sísmicos de refracción. Los perfiles gravimétricos empleados son: Puerto Ángel-Teotitlán del Camino, Puerto Ángel-Salina Cruz, y Puerto Ángel-Punta Maldonado. De la misma manera que Valdés et. al. (1986), utilizaron velocidades sísmicas obtenidas en estos perfiles para el cálculo de las densidades empleadas en sus modelos de corteza.

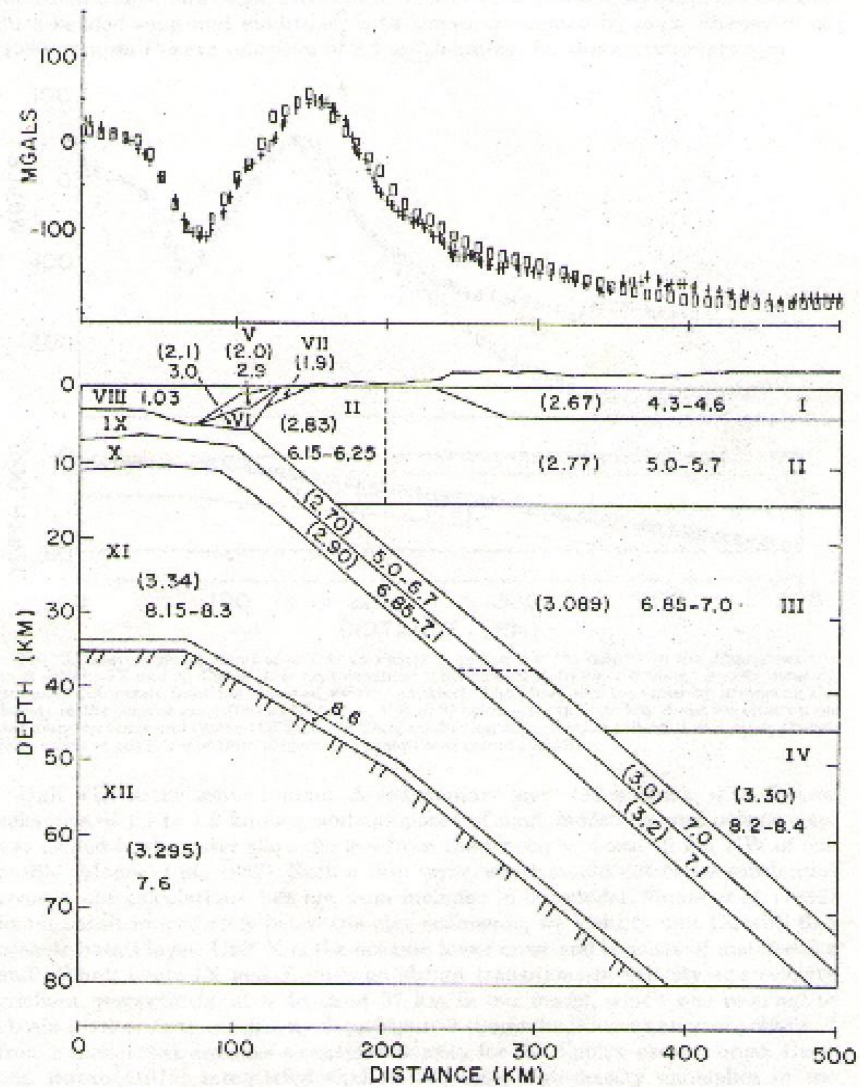


Figura 1.4. Modelo estructural propuesto por Valdés et. al. (1986). El par de números en cada bloque corresponde a la velocidad (kilómetros por segundo). La densidad de los bloques (en g/cm^3) aparece entre paréntesis. Arriba, Las cruces representan la gravedad observada (anomalía de aire libre en el mar) y los rectángulos el modelo calculado.

Kostoglodov et al., (1996) y Peláez (1999), utilizando gravimetría y sismicidad, estudian la estructura de la zona de subducción en el estado de Guerrero. Ambos encuentran que la configuración de la placa para esta porción es de tipo escalón (figura 1.5) concordando con los resultados de Pardo y Suárez (1995). Para la trinchera obtienen un ángulo menor a 10° , para la zona donde tienen ocurrencia la gran mayoría de los sismos (zona sismogénica) un ángulo menor a 30° , y a 110 o 120 km de distancia desde la trinchera se presenta un cambio abrupto en el ángulo de inclinación continuado de una subducción casi horizontal.

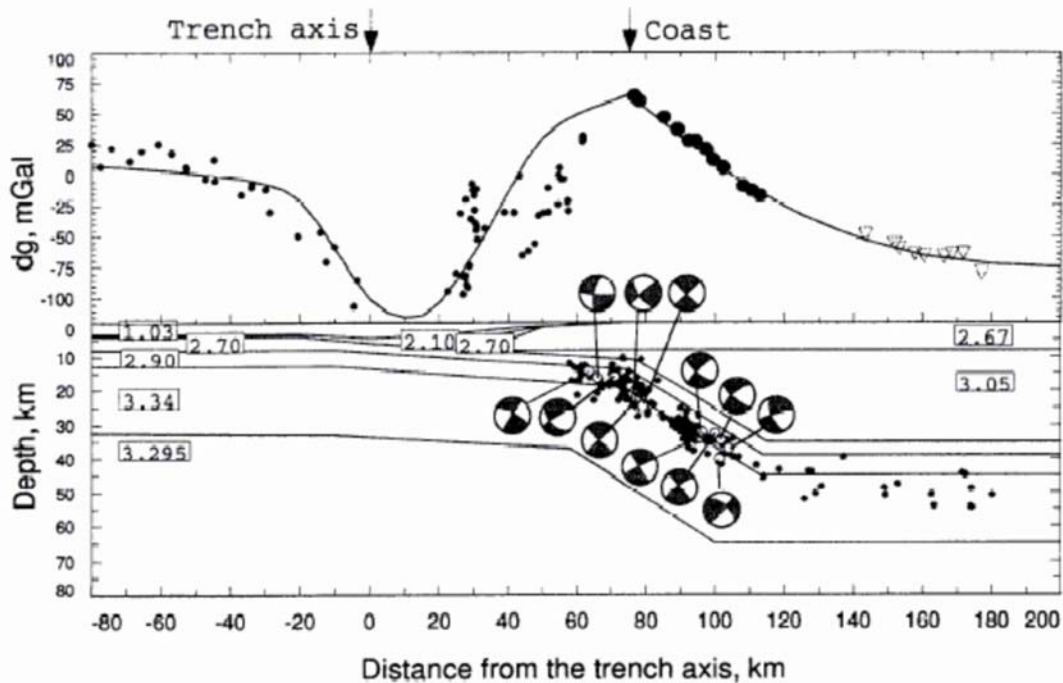


Figura 1.5. Modelo estructural propuesto por Kostoglodov et al. (1996) para el estado de Guerrero utilizando anomalía de aire libre para el mar y anomalía de Bouguer simple para el continente. Obsérvese la configuración en forma de escalón de la placa subducida. Los números entre rectángulos indican la densidad de los cuerpos en g/cm^3 .

Una característica típica de las anomalías gravimétricas en zonas de subducción son los máximos que se presentan en las costas. Abers (1994), hace una discusión acerca de cuáles son las causas que producen estos altos gravimétricos, en lo que es llamado "antearco", que es la zona donde entra en contacto la placa oceánica con la placa continental. En esencia, propone dos teorías (figura 1.5): en la primera, se presenta una anomalía de densidad positiva sustentada por la deflexión hacia arriba de la placa superior, como parte de la compensación regional de la flexión hacia abajo de la placa inferior. La placa inferior está deprimida en la trinchera, compensada por la flotación negativa de la placa subducida y por estructuras en el subsuelo de alta densidad levantadas en la placa empujada (figura 1.5b).

En la otra teoría, indica que muchos tipos de estructuras pueden ser elevadas por un proceso semejante al anterior (figura 1.5c). Los detalles de este proceso probablemente son complicados por la erosión, acreción, carga de los volcanes, y flujo del manto, pero la deflexión hacia arriba de la placa superior puede describir el proceso general que produce el alto gravimétrico. Este argumento sugiere que dicho alto es una consecuencia del balance de fuerza presente durante la subducción. Las

partes de más alta densidad de la placa superior son elevadas, como el manto más superior o las raíces de alta densidad de terrenos acrecionados.

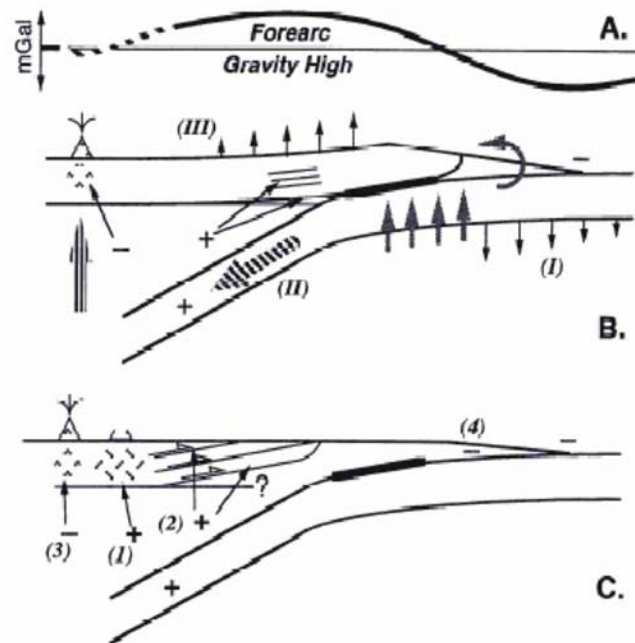


Figura 1.5. Posibles causas de los altos gravimétricos en una zona de subducción: A ilustra un alto gravimétrico idealizado; en B existe una flexión regional hacia arriba de la placa continental que balancea parcialmente la depresión de la placa oceánica en la trinchera, lo que eleva la densidad; en C, una parte de la flexión hacia abajo de la placa subducida está compensada regionalmente por anomalías de masa positiva someras en la placa superior, y los esfuerzos presentes en ésta colaboran para generar dicho alto gravimétrico (Abers, 1994.)

Los modelos de Kostoglodov et al. (1996) y Peláez (1999), tienen la ventaja de estar restringidos por la sismicidad, además de que el alto gravimétrico discutido por Abers (1994) sobre la costa es ajustado por la placa oceánica que empuja a la continental probablemente apoyando la hipótesis de este autor ilustrada en la figura 1.5-c, sin necesidad de incorporar cuerpos de alta densidad anómalos como en el modelo propuesto por Valdés et al. (1996), aunque no consideran cambios en la densidad de la placa subducida con la profundidad y temperatura, cosa que nosotros sí tomaremos en cuenta para nuestros modelos como podremos ver en el capítulo 4 con detalle.

DETERMINACIÓN DE LA ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA A PARTIR DE LA GRAVEDAD OBSERVADA

El término *gravimetría* designa las técnicas de medición directa de la gravedad, así como los métodos de corrección que conducen a cantidades residuales (anomalías) propias para interpretación. En gravimetría, medimos la componente vertical g_z del campo gravimétrico.

La gravedad g depende de la repartición de las masas dentro de la Tierra y de la rotación de la misma, así como de la posición las masas del sistema Solar (sobre todo de la Luna y el Sol). Esta información sobre la distribución de los cuerpos en el interior de nuestro planeta tiene numerosas aplicaciones geofísicas, geodésicas y oceanográficas, entre otras (Sarrailh y Balmino).

El *método gravimétrico* se basa en la medición en la superficie de pequeñas variaciones del campo gravitacional. Las pequeñas diferencias o distorsiones en este campo de punto a punto sobre la superficie de terrestre son causadas por cualquier variación lateral en la distribución de las masas en el interior de la Tierra. Por lo tanto, si movimientos geológicos involucran a rocas de diferente densidad, la irregularidad resultante en la distribución de las masas hará una variación correspondiente de la aceleración de la gravedad. Las variaciones medidas se interpretan en términos de probables distribuciones de masa en el subsuelo, que son la base para inferir las posibles condiciones geológicas existentes (Nettleton, 1976).

2.1. SUPERFICIES EQUIPOTENCIALES DE LA TIERRA

2.1.1. El potencial y las superficies equipotenciales.

El *potencial* se define como la función de trabajo o como su negativo dependiendo de la convención utilizada, es decir: si partículas se atraen una a otra (por ejemplo, el campo gravitacional), entonces el potencial es igual al trabajo hecho por el campo para transportar una partícula desde el infinito al punto de medición. Si las partículas se repelen (como los campos electrostáticos), entonces el potencial es igual al trabajo hecho contra el campo por la partícula. En el último caso, el potencial es la energía potencial de la partícula; en el primero, es el negativo de la energía potencial de la partícula.

Como su nombre lo indica, una *superficie equipotencial* es aquella en la que el potencial permanece constante. Las líneas de campo de fuerza en cualquier punto son siempre perpendiculares a sus superficies equipotenciales y, análogamente, cualquier superficie que es perpendicular en cualquier punto a todas las líneas de campo debe ser una superficie equipotencial (Blakely, 1995). Básicamente esto significa que si se pudieran colocar pelotas a lo largo de una superficie rígida de este tipo, ninguna de ellas rodaría porque están al "mismo nivel".

2.1.2. El geoide.

Debido a que la fuerza de gravedad varía de lugar a otro alrededor de la Tierra, las superficies equipotenciales que la rodean son suaves pero irregulares. Una superficie equipotencial de particular interés es el *geoide*, aquella que es descrita por el nivel del mar sin los efectos de corrientes oceánicas, clima y mareas. En cualquier punto, el geoide puede ser pensado como el nivel del agua en un canal imaginario conectado a cada final con un océano. La forma del geoide está influenciada por las masas internas; éste se "abulta" sobre los excesos de masa (por ejemplo, rangos montañosos o cuerpos de alta densidad), y tiene depresiones sobre las deficiencias de masa (valles o cuerpos de baja densidad) (Blakely, 1995).

Los geodestas determinan la figura de la Tierra, es decir, el geoide, en dos pasos. Primero, reducen al geoide la gravedad observada en la superficie de la Tierra. Segundo, a partir de ésta calculan las ondulaciones de geoide, es decir, las desviaciones a partir de la superficie del elipsoide de referencia (Li y Götze, 2001).

En general, los rasgos globales o a gran escala del geoide se expresan por medio de expansión de armónicos esféricos del potencial gravitacional en un sistema de coordenadas esféricas ligado a la Tierra que hace intervenir unos coeficientes

dependiendo, bajo forma integrada, de la forma y de la estructura interna de nuestro planeta. Estos parámetros se dividen en dos categorías: los armónicos zonales J_l (de grado l y orden 0) que caracterizan variaciones de forma y de densidad promediados en longitud y los armónicos teserales C_{lm} y S_{lm} (de grado l y orden m) que permiten también describir variaciones en longitud. Para conocer el potencial, hay que calcular los armónicos de esta representación. Prácticamente la serie es truncada a un grado (y orden) máximo n , determinado por la sensibilidad y la cobertura de las observaciones efectuadas (Balmino). De tal manera que la relación entre el grado armónico esférico n y la longitud de onda λ de ondulaciones de geoide es (Li y Götze, 2001):

$$\lambda = \frac{2\pi R}{n} \approx \frac{40000 \text{ km}}{n} \quad (1)$$

El Modelo de Geoide de la Tierra 1996 (EGM96) es uno de los modelos más recientes. Está completo hasta un grado y orden de 360. En la sección 3.4.2 explicamos con más detalle este modelo.

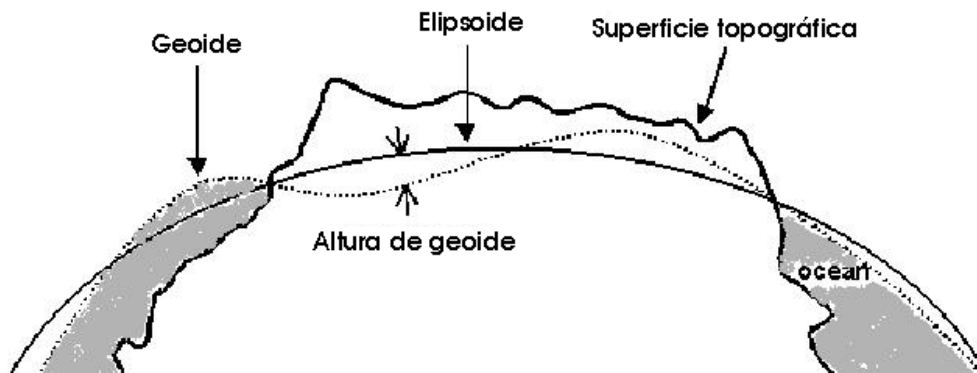


Figura 2.1. Imagen que muestra el elipsoide, geoide y la superficie topográfica. Modificada de Li y Götze, (2001).

2.1.3. El elipsoide.

Debido a la complejidad de las variaciones internas de densidad, es más común referenciarse a una superficie más suave y simple. Por acuerdo internacional, esta superficie equipotencial imaginaria es la superficie esferoidal que formaría una Tierra rotando y con una densidad uniforme, además de que es la que mejor aproxima la forma terrestre. Las diferencias en altura entre este esferoide y el geoide rara vez exceden los 100 metros y generalmente caen abajo de 50 metros (Blakely, 1995) y reflejan variaciones laterales a partir del modelo de densidad uniforme. El campo

gravitacional de un elipsoide es de importancia fundamental porque es fácilmente manejable matemáticamente hablando, y las desviaciones del campo gravimétrico real y del elipsoide son relativamente pequeñas.

La gravimetría está íntimamente relacionada con estas tres superficies -geoide, elipsoide y topografía (figura 2.1). Las correcciones y anomalías gravimétricas se han definido tradicionalmente con respecto a la elevación (altura sobre el nivel del mar). Antes del uso generalizado del GPS, la altura sobre el geoide, es decir, la elevación, era la única medición de la altura que se podía obtener con precisión por medio de la nivelación (Li y Götze, 2001). Pero, como veremos más adelante, la altura de elipsoide es la que debe usarse para hacer las correcciones a los datos gravimétricos.

2.2. EL PROCESO DE CORRECCIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Correcciones instrumentales y reducciones se deben de efectuar a fin de obtener el valor de las anomalías gravimétricas, útiles para una interpretación geofísica. En primer lugar, el gravímetro debe estar correctamente calibrado antes de comenzar el levantamiento gravimétrico. Para corregir la deriva del aparato, es necesario un cierto número de estaciones de referencia, que servirán para amarrar las mediciones posteriores; asimismo, se anotará la hora de las mediciones.

Después de haber eliminado el efecto de las variaciones temporales, resta eliminar el efecto de las mareas y la variación de g en función de la latitud y de la altitud. De acuerdo al tipo de anomalía buscada, se corrige también el efecto de la topografía. A continuación describimos dichas correcciones.

2.2.1. Gravedad teórica.

La contribución más grande al modelo de la Tierra proviene del Campo de Gravedad de Referencia, el cual es un modelo matemático del campo gravitatorio. Esta fórmula también se llama *gravedad teórica*. La Asociación Internacional de Geodesia (IAG, por sus siglas en inglés) propuso en 1980 la siguiente fórmula, que para fines exploratorios, es adecuada:

$$\gamma = 978032.7(1+0.0053024\text{sen}^2(\phi) + 0.0000058\text{sen}^2(2\phi)) \quad [\text{mGal}] \quad (2)$$

donde ϕ es la latitud del sitio en la superficie del elipsoide.

Esta fórmula explica los mayores fenómenos que afectan las mediciones gravimétricas: (1) Que la Tierra gira a diferentes velocidades angulares a diferentes latitudes y aquéllas producen diferentes aceleraciones centrífugas; y (2) La forma

elipsoidal de la Tierra. Debido a estos efectos, las mediciones gravimétricas pueden variar considerablemente: el rango de variaciones es de alrededor 978000 mGal en el Ecuador hasta aproximadamente 983000 mGal en los polos. Obviamente, esta fórmula toma en consideración algunas suposiciones para simplificar, como: (1) que la Tierra es homogénea en su distribución lateral de densidades, (2) el punto de observación es estático, es decir, no se mueve con respecto a la Tierra, y (3) la observación se hace al nivel del mar (Chapin, 1996).

2.2.2. Corrección por altura.

Esta corrección responde al hecho de que la medición no fue hecha a nivel del mar. El modelo de la Tierra asume una gravedad teórica al nivel del mar que está basada en la Ley de Newton

$$g = GM/R^2 \quad (3)$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad, G es la constante gravitacional universal, M la masa de la Tierra y R es la distancia entre el punto de observación y el centro de la Tierra. Sin embargo, esta fórmula asume que la forma de la Tierra es una esfera y no un elipsoide, pero esto se resuelve aplicando la derivada de g con respecto a h (Chapin, 1996),

$$dg/dh = (2gh)/R - (3gh^2)/R^2 \quad (4)$$

En la práctica, esto se lleva a cabo con un término lineal,

$$C_{AL} = 0.3086h \text{ [mGal]} \quad (5)$$

Donde h está dado en metros.

Llegados a este punto, es conveniente aclarar algunos puntos respecto a la mala interpretación que se ha hecho de esta corrección. Por ejemplo, Udías y Mézcua (1986), afirman que una anomalía gravimétrica se define como la diferencia entre los valores de gravedad medidos sobre el geoide y los medidos sobre el elipsoide. Como ya hemos visto, la Fórmula Internacional estima el cambio, de la gravedad teórica debida a un elipsoide a una latitud ϕ en la superficie del mismo. La corrección por altura explica el cambio de la gravedad teórica debido a que la estación está situada arriba o abajo del elipsoide a la altura h (figura 2.2). Históricamente, esta corrección por altura ha sido llamada corrección de "aire libre" y se piensa que está asociada con la elevación H , no con la altura de elipsoide h . En geodesia, la corrección de aire libre ha sido erróneamente interpretada como una reducción de la gravedad observada en la superficie topográfica a/ geoide, lo cual ha dado surgimiento a una confusión en

geofísica (Li y Götze, 2001). Hackney y Featherstone (2001), Talwani (1998), asocian esta confusión a un fenómeno llamado el efecto indirecto, el cual surge porque el geoide y el elipsoide no coinciden. Indican que el cálculo correcto de las anomalías requiere que tanto la corrección de altura como la de Bouguer se realicen a la altura elipsoidal h . En lugar de esto, si se usa una altura referenciada al geoide, entonces dichas correcciones estarán sobre o bajo corregidas, dependiendo de la altura del mismo (1 mGal cada 5 metros, Hackney y Featherstone, 2001). Debido a que los datos gravimétricos con que contamos son recopilados y por tanto incluyen los errores que acabamos de remarcar, es recomendable un estudio con las mismas características que el nuestro pero que tome como nivel de referencia el elipsoide.

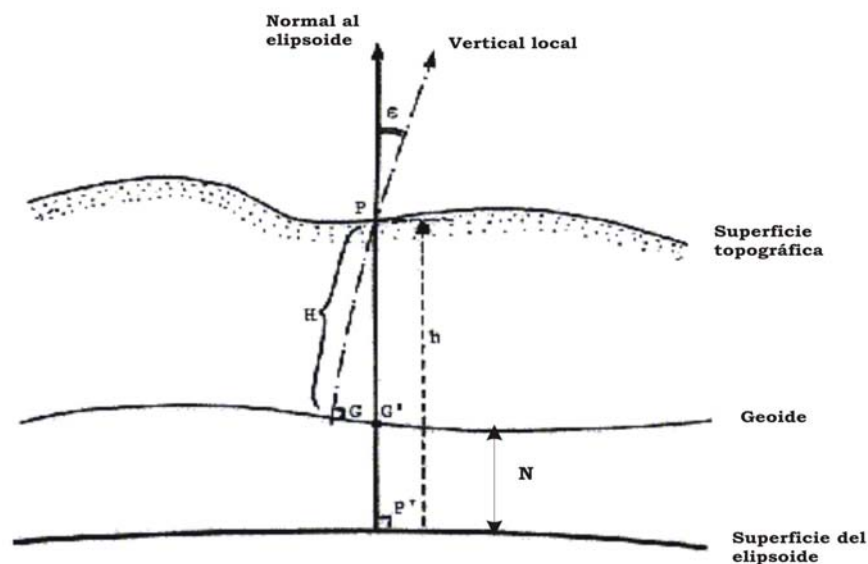


Figura 2.2. Las alturas de geoide (elevación) H y de elipsoide h respecto a la superficie topográfica (modificada de Balmino).

2.2.3. Corrección de Bouguer.

La corrección de aire libre y la gravedad teórica ignoran las masas que pueden existir entre el punto de observación y el elipsoide. La corrección de Bouguer toma en cuenta estas masas adicionales y las aproxima con un escalón de extensión infinita y homogéneo de espesor igual a la altura del punto de observación arriba del nivel de referencia. La fórmula de la corrección de Bouguer es

$$C_B = 0.04193\rho h \quad [\text{mGal}] \quad (6)$$

donde ρ es la densidad en g/cm^3 y h es la altura en metros.

2.2.4. Corrección por terreno.

Ésta trata de hacer más realista el escalón de Bouguer, ya que pueden haber valles abajo del punto de medición, o topografía más alta sobre el plano, es decir, toma en cuenta las masas laterales a la estación donde se hace la medición. El valle hace una deficiencia en la gravedad que no es tomada en cuenta por dicho escalón; y la topografía más alta tiene un componente de atracción vertical hacia arriba, el cual también tiende a hacer decrecer la gravedad, y que tampoco es tomado en cuenta. Por lo tanto ambos producen efectos negativos, y la corrección por terreno es siempre positiva (Nettleton, 1976).

Por muchos años, la corrección por terreno se ha hecho por medio de gráficas compuestas por compartimentos de tamaño variable y con tablas o curvas correspondientes, como las de Hammer, las cuales dan el efecto gravitacional de cada compartimiento como función de su posición respecto de la estación. En la actualidad, esta corrección generalmente se efectúa utilizando modelos digitales de elevación y programas de cómputo.

2.3. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

El uso que se le da a la gravedad en Geofísica es para aprender acerca del interior de la Tierra; necesitamos remover los efectos de la superficie irregular (no elipsoidal) de la misma. En principio, esto significa que debemos comparar la gravedad observada con los valores de gravedad teórica producidos por el elipsoide en cada estación de observación. Una *anomalía gravimétrica* es la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica producida por el elipsoide, y se calcula usando la altura de elipsoide h en lugar de la elevación H (figura 2.2).

2.3.1. Anomalía de aire libre.

Se le llama aire libre porque la anomalía teórica se calcula como si la medición gravimétrica fuera hecha a la elevación de la estación pero sin tomar en cuenta la atracción de material entre esa elevación y el nivel de referencia, es decir, como si el gravímetro estuviera suspendido en el aire.

$$A_{AL} = g_o - \gamma + C_{AL} \quad (7)$$

Debido a que en el mar el elipsoide es aproximadamente igual al geoide, la gravedad observada es aproximadamente igual a la anomalía de aire libre.

2.3.2. Anomalía de Bouguer.

Generalmente, todas las correcciones anteriores sólo habrán provocado un cambio relativamente pequeño en la fórmula de la gravedad teórica. Podemos decir entonces,

Anomalía de Bouguer = gravedad observada - modelo de la Tierra corregido:

$$A_B = g_o - \gamma + C_{AL} - C_B \quad (8)$$

donde: g_o = gravedad observada

γ = gravedad teórica

C_{AL} = corrección por altura

C_B = corrección de Bouguer

A ésta se le llama la *anomalía de Bouguer simple*, si en cambio, se le suma la corrección por terreno (C_T), tenemos la *anomalía de Bouguer completa*,

$$A_{BC} = A_B + C_T \quad (9)$$

La anomalía de Bouguer refleja "masas anómalas", masas con densidad arriba o debajo de la densidad de referencia, por ejemplo, 2.67 g/cm^3 . La elección de este valor es una densidad promedio de la corteza apropiada para la mayoría de las situaciones geológicas.

Nótese que no se hizo ningún intento para "mover" el punto de observación hacia cualquier otro. Es decir, estamos forzando al cálculo a conformar las condiciones locales del punto de observación.

En México existen como veremos en el siguiente capítulo existe relativamente poca cobertura de datos gravimétricos, siendo las causas principales a mi parecer el inaccesibilidad del terreno, falta de vías de comunicación, problemas que pueden ser resueltos usando la aerogravimetría, sólo que ésta se implementa mayoritariamente con fines exploratorios, no de investigación. Asimismo, la red de estaciones de referencia es limitada, existiendo, por ejemplo en: la Ciudad de México (977927071.2 mGal), Acapulco (978439984.1 mGal), Pinotepa Nacional (978425345.5 mGal) entre

otras. Se puede obtener mayor información acerca de datos de gravedad absoluta para México en la página web:

<http://cires.colorado.edu/~bilham/Absgdata.html>

DATOS GRAVIMÉTRICOS DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE OAXACA

En este capítulo abordaremos los datos que se tienen disponibles para nuestra área de estudio, los cuales serán descritos y analizados para finalmente elegir aquellos con los que trabajaremos. Así, podemos decir que se cuenta con datos de un perfil proveniente de un estudio anterior (Valdés et al., 1986), datos medidos en campo, derivados de altimetría de satélite, y de la carta de anomalía de Bouguer simple para la República Mexicana, aunque en general se puede afirmar que existe poca cobertura de datos gravimétricos para el estado de Oaxaca, en parte, por la poca accesibilidad del terreno y la falta de vías de comunicación.

3.1. PERFIL PROPUESTO POR VALDÉS ET AL (1986).

Entre las principales causas que nos llevaron a tomar la decisión de proponer otro modelo a partir de estos datos, están, en primer lugar, la poca disponibilidad de datos gravimétricos para el estado de Oaxaca; y en segundo, la excelente ubicación de este perfil, que nos ayudaría a despejar la siguiente duda: ¿Por qué la placa subducida, si se ha demostrado por anteriores trabajos (Peláez, 1999; Pardo y Suárez, 1995; Kostoglodov et al., 1996) repentinamente cambia su forma de escalón subhorizontal presente en el estado de Guerrero por una rampa continua en Oaxaca (figura 1.3)? Los resultados, por ejemplo, de Pardo y Suárez indican para Oaxaca el mismo comportamiento de tipo escalón. Nuestro único problema, si es que puede llamarse así,

es que no se contaba con los datos, por lo que se procedió a digitalizarlos, una metodología útil, sencilla y muy recurrida en nuestro estudio.

Los datos gravimétricos que utilizaron Valdés et al. (1986) para su estudio provienen del experimento Oaxaca, para el cual se estableció una línea gravimétrica entre Pinotepa Nacional y la laguna Alchichica (estado de Veracruz), con una equidistancia aproximada de 5 km entre estaciones; el control vertical de estas observaciones se hizo con dos altímetros marca Wallace and Tiernan, calibrados con el cero de la regla del mareógrafo de Acapulco, Guerrero (Mena et al., 1995). Se utilizaron dos tipos de anomalías: anomalía de aire libre para la zona marina, provenientes de un estudio anterior 75 kilómetros al noroeste, cerca de Acapulco (Couch y Woodcock, 1981), y anomalía de Bouguer simple en la parte continental (Valdés et al., 1986). Este perfil ya modelado por nosotros se muestra en las figuras 4.6 y 4.7.

3.3. CARTA DE ANOMALÍA DE BOUGUER (DE LA FUENTE ET AL., 1994)

Esta es una carta compilada con datos proporcionados por PEMEX, INEGI, UNAM, Geociencias Aplicadas, COREMI, el Instituto Oceanográfico de Manzanillo, la Universidad de Texas at Dallas, USGS, Oregon State University y the Committee for the Gravity Anomaly of North America (De la Fuente et al., 1994).

Los datos de anomalías gravimétricas están referenciados a la Red Internacional de Estandarización de Gravedad 1971 (IGSN 71, por sus siglas en inglés) y al Sistema Geodésico de Referencia 1967. Las anomalías de Bouguer fueron calculadas utilizando un valor de 2.67 g/cm^3 para las rocas de la corteza. El error estimado es de ± 1 a ± 5 mGal dependiendo de la zona, ya que existen algunas en las que no hay datos disponibles (figura 3.2). Usando los datos tanto en tierra como en mar, se elaboró una retícula de espaciamiento regular de 3 kilómetros para su interpolación (De la Fuente et al., 1994). En la figura 3.1. se muestra una porción del mapa perteneciente a nuestra zona de estudio.

Se puede casi afirmar que los datos de la carta de anomalía de Bouguer de la República Mexicana es la única fuente de datos que se tiene disponible para nuestra área de estudio, pero surge la pregunta: ¿Qué tan confiable es digitalizar datos de un mapa interpolado? La respuesta se encuentra en que debemos tomarlos de las zonas donde se tiene buena cobertura de los mismos. Ya que no fue posible obtener archivos de los mismos, se procedió a digitalizarlos cuidando que nuestros perfiles cubrieran zonas de buena cobertura (figura 3.2). Pero antes, fue necesario someterlos a prueba, proceso que se describirá en la sección 3.5.

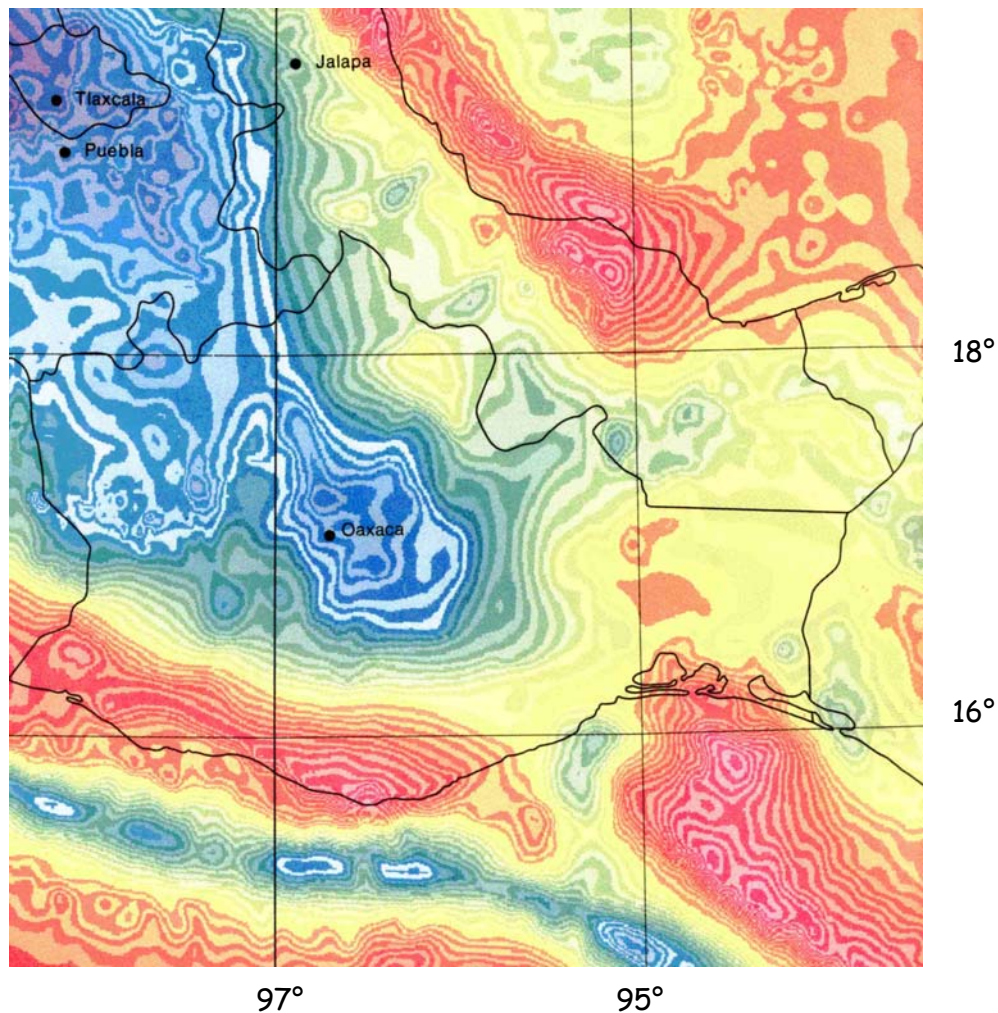


Figura 3.1. Fragmento del mapa de anomalía de Bouguer simple en continente y aire libre en mar de la República Mexicana en el que se puede apreciar la distribución de anomalías para el estado de Oaxaca (De la Fuente et al., 1994).

3.2. DATOS MEDIDOS EN CAMPO

Manuel Mena, investigador del Instituto de Geofísica, proporcionó datos de un perfil casi perpendicular a la trinchera que integran la carta de anomalía de Bouguer simple de la República Mexicana. Por lo mismo, estos datos están referenciados a los mismos *datums* que acabamos de explicar en la sección anterior. Este perfil fue medido en la carretera que va de Puerto Angel a Tuxtepec, pasando por la ciudad de Oaxaca, donde fueron tomadas varias mediciones. Desafortunadamente, no se cuenta con los datos de la latitud 16° hacia menores, es decir, hacia la costa, por lo que para completar el perfil (perfil 2, figura 4.8) se volvió a recurrir a la digitalización a partir del mapa de anomalía de Bouguer.

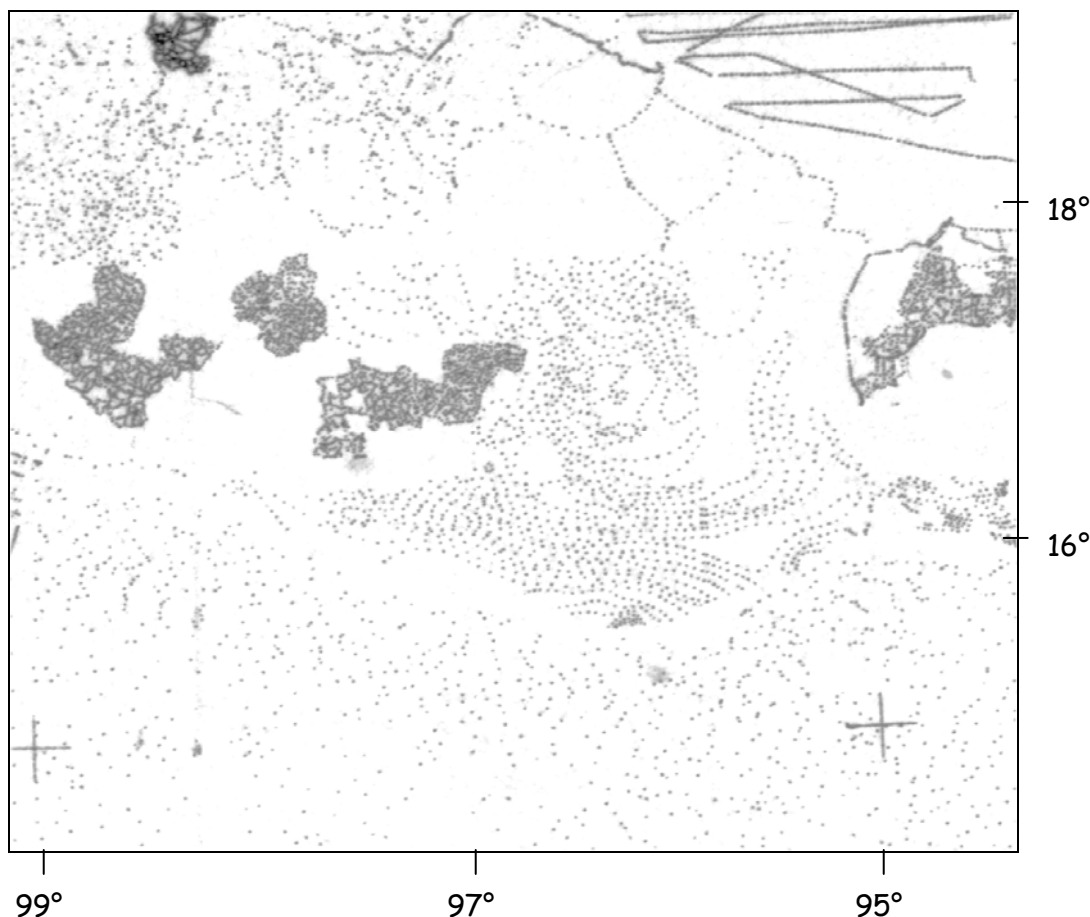


Figura 3.2. Cobertura de datos para la zona de estudio (tomado de De la Fuente et al., 1994).

3.4. DATOS DE ALTIMETRÍA DE SATÉLITE

3.4.1. Anomalía de aire libre para los océanos

A mediados de los años noventa, los datos recolectados por el altímetro ERS-1 de la Agencia Espacial Europea, junto con datos del altímetro del US Navy Geosat suministraron mediciones con gran detalle de la altura de la superficie marina. Estos datos proporcionaron una vista mucho más detallada de las estructuras del piso oceánico en muchas áreas remotas de la Tierra. Los perfiles altimétricos obtenidos por estas misiones espaciales se convierten a rejillas de gradiente de gravedad vertical y anomalía gravimétrica mediante inversión (Sandwell y Smith, 1997; Li y Götze, 2001).

Los datos están agrupados en una rejilla equidimensional con proyección de Mercator con dimensiones de celda de 2 minutos en longitud y $\cos(\theta) \times 2$ minutos en latitud, es decir, una rejilla de aproximadamente 3 kilómetros (Sandwell y Smith, 1997).

La precisión y resolución de estos datos de altimetría de satélite puede obtenerse comparándolos con perfiles gravimétricos realizados por barcos, esto es, para un perfil altimétrico que coincide con la trayectoria de un barco la precisión llega a ser de 3 a 6 mGal, pero si no concuerda la precisión cae alrededor de 4 a 7 mGal (Sandwell y Smith, 1997).

Los datos de anomalía de aire libre para los océanos a partir de datos de altimetría de satélite obtenidos por Sandwell y Smith (1997), han demostrado tener una amplia utilidad para trabajos de modelación gravimétrica, como por ejemplo, los trabajos de Bandy et al., 1999; Ito y Taira, 2000; Peláez, 1999; entre otros, además de tener otras aplicaciones, entre las que se encuentran la predicción de la batimetría, la navegación, tectónica de placas, isostasia de volcanes y dorsales de expansión, y la exploración petrolera (Sandwell y Smith, 1997).

En el apéndice se explica el proceso de conversión de alturas de geoide a anomalía gravimétrica.

3.4.2. El modelo geopotencial EGM96 (datos en continente)

El Goddard Space Flight Center (GSFC), la National Imagery and Mapping Agency (NIMA) y la Universidad de Ohio se unieron en un proyecto conjunto para calcular un modelo armónico esférico global mejorado del geopotencial de la Tierra. Este modelo incorpora datos de trayectorias de satélite, como datos de altimetría provenientes de la misión TOPEX-Poseidón, ERS-1, y la Misión Geodésica Geosat. EGM96 también incorpora nuevos datos gravimétricos marinos y superficiales de todo el globo, incluyendo de la desaparecida Unión Soviética (liberados a principios de los noventas). Este modelo fue desarrollado usando: (1) datos de trayectorias de más de 20 satélites; (2) datos gravimétricos terrestres de 30' X 30'; y (3) anomalías gravimétricas de 30' X 30' derivadas de datos de altimetría (Lemoine et al., 1998). El modelado exacto del campo gravitatorio de la Tierra es requerido para un cómputo preciso de las órbitas satelitales, modelado de alta resolución del geoide, entre otras (Lemoine et al., 1998).

EGM96 es un modelo geopotencial global expresado como coeficientes armónicos esféricos completos hasta un grado y orden 360. Esto representa, de lo visto en la sección 2.1.2.:

$$\lambda = \frac{2\pi R}{n} \approx \frac{40000}{n} \approx \frac{40000}{360} \approx 111 \text{ km} \quad (10)$$

donde $R = 6371$ km es el radio promedio de la Tierra. EGM96 se extiende a un grado y orden 360 y por lo tanto tiene la longitud de onda espacial más corta de 111 km (1 grado). Actualmente, no existe un modelo geoidal global aceptado que se extienda más allá de 360 grados, es decir, que contenga una longitud de onda menor de 111 km. Aunque este modelo no reproduce la estructura del geoide con una resolución muy fina, es global, y es por esto, como veremos en la sección 3.5, que estos datos no son muy útiles para hacer modelación.

Mayor información acerca de EGM96:

<http://cddisa.gsfc.nasa.gov/926/egm96/gendesc.html>

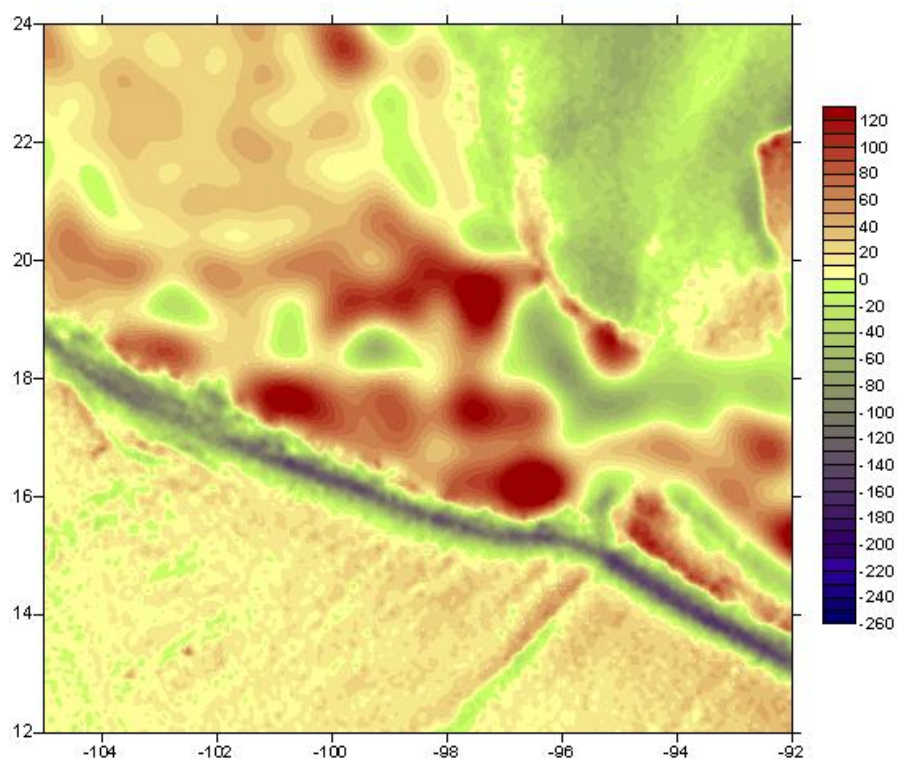


Figura 3.3. Anomalías de aire libre para México. Los datos del mar provienen de Sandwell y Smith (1997), mientras que los datos en continente provienen del modelo geopotencial EGM96. Unidades en mGal. Líneas de contorno cada 10 mGal. Los datos (de geoide, topografía y anomalía gravimétrica) se obtuvieron de la página web: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi

3.4.3. Datos de batimetría y topografía

Contar con datos de topografía y batimetría es muy importante, ya que, aparte de que necesitamos valores de elevación para convertir los datos de anomalía de aire libre a

anomalía de Bouguer como se describirá más adelante, sabemos que la topografía se relaciona inversamente con la anomalía de Bouguer (Simpson et al., 1986), argumento de utilidad al momento de hacer la modelación gravimétrica pues nos puede dar una idea acerca de la profundidad del Moho. Los datos de topografía para la parte continental utilizados en este estudio provienen de la base de datos *GTOPO30*, el cual es un modelo de elevación digital global cuya rejilla tiene un espaciamiento de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 kilómetro). *GTOPO30* fue desarrollado para cubrir las necesidades de usuarios de datos geospaciales por datos topográficos a escala continental y regional. En su elaboración participaron, entre otros, la NASA, el USGS, y el INEGI. Mayor información en la siguiente página web: http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html

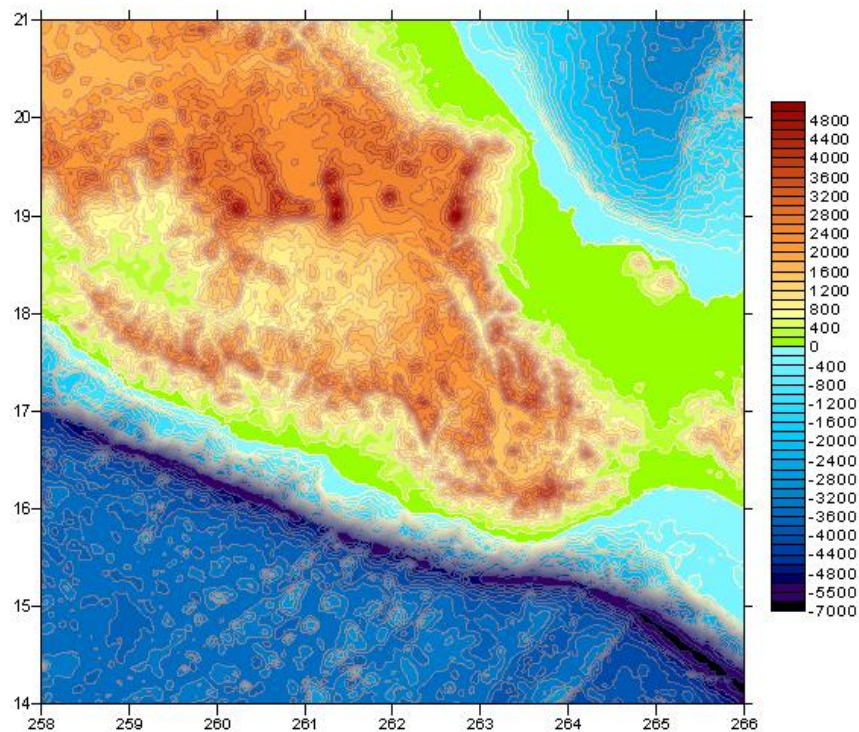


Figura 3.4. Topografía de Oaxaca y estados aledaños proveniente del modelo digital de elevaciones *GTOPO30*. Los datos de batimetría son del estudio de Smith y Sandwell (1994). La separación entre curvas de nivel es de 200 metros.

Los datos batimétricos utilizados provienen del estudio de Smith y Sandwell (1994), quienes compilaron todos los sondeos de profundidad disponibles desde los años sesenta junto con información de gravedad marina proveniente de los altímetros *Geosat*, *ERS-1* y *ERS-2*, y *Topex-Poseidón*, el cual tiene una resolución espacial de 3-10 km.

3.5. ELECCIÓN DE LOS DATOS A UTILIZAR

Comparación de datos del perfil medido con los del EGM96 y la carta de anomalía de Bouguer.

Ya que contamos con el perfil medido en campo, se aprovechó para probar los otros datos, es decir, contrastarlo con dos perfiles coincidentes: uno digitalizado del mapa de anomalía de Bouguer y otro del modelo EGM96 previamente convertido a anomalía de Bouguer simple.

El primer paso fue convertir el plano de anomalía de aire libre del modelo EGM96 a anomalía de Bouguer, y para obtener dicha anomalía sólo es suficiente sustraer el efecto del escalón de Bouguer a la anomalía de aire libre, es decir:

$$AB = AL - 0.04193\rho h \quad (11)$$

Para tal efecto tomamos una densidad promedio de la corteza de 2.67 g/cm^3 , y las elevaciones fueron tomadas de la base de datos GTOPO30.

Acto seguido, se digitalizó el mapa de anomalía de Bouguer cuidando que los puntos donde se fuera realizando la digitalización coincidieran con las estaciones gravimétricas que conforman el perfil. Como los tres perfiles tenían coordenadas geográficas, éstas fueron convertidas a distancias tomando como punto de origen la trinchera. Hecho esto se procedió a graficarlos. La gráfica 3.5 muestra la comparación entre estos tres perfiles.

Como se puede apreciar en la gráfica, los datos provenientes de EGM96, aunque presentan la misma tendencia que los otros dos tipos de datos, no son adecuados para hacer modelación gravimétrica, ya que muestran una variación que llega incluso más de 50 mGal en algunos puntos, esto es porque este modelo sólo tiene longitudes de onda mayores de 200 km y una resolución de 30 minutos, es decir, unos 50 km, por lo que la variación de la gravedad real es hasta por decenas de mGal (David Sandwell, 2001. Comunicación personal).

En cambio, puede apreciarse buen ajuste entre las líneas que representan los valores del mapa de anomalía de Bouguer y el perfil medido en campo. Sólo se distingue una pequeña variación de unos 5 a 10 mGal alrededor de los 130 km a 220 km desde la trinchera, esto es debido a la interpolación por la ausencia de datos en el perfil medido. Sin embargo, estamos en condiciones de afirmar que, escogiendo un perfil que abarque una buena cobertura de datos, la carta de anomalía de Bouguer es la mejor opción ante la falta de archivos de datos gravimétricos para Oaxaca.

Lo anterior fue el análisis para los datos en continente. Para la zona marina, escogemos los datos de Sandwell y Smith (1997), ya que el cubrimiento que se tiene por satélite es magnífico, esto es, su rejilla es de aproximadamente 3 x 3 kilómetros, que comparada con la cobertura de datos de la otra fuente posible de datos, la carta de anomalía de Bouguer (figura 3.2), es mucho mejor, y tomando en cuenta que compañías petroleras usan dichos datos (Sandwell y Smith, 1997), la elección de dichos datos es indudable.

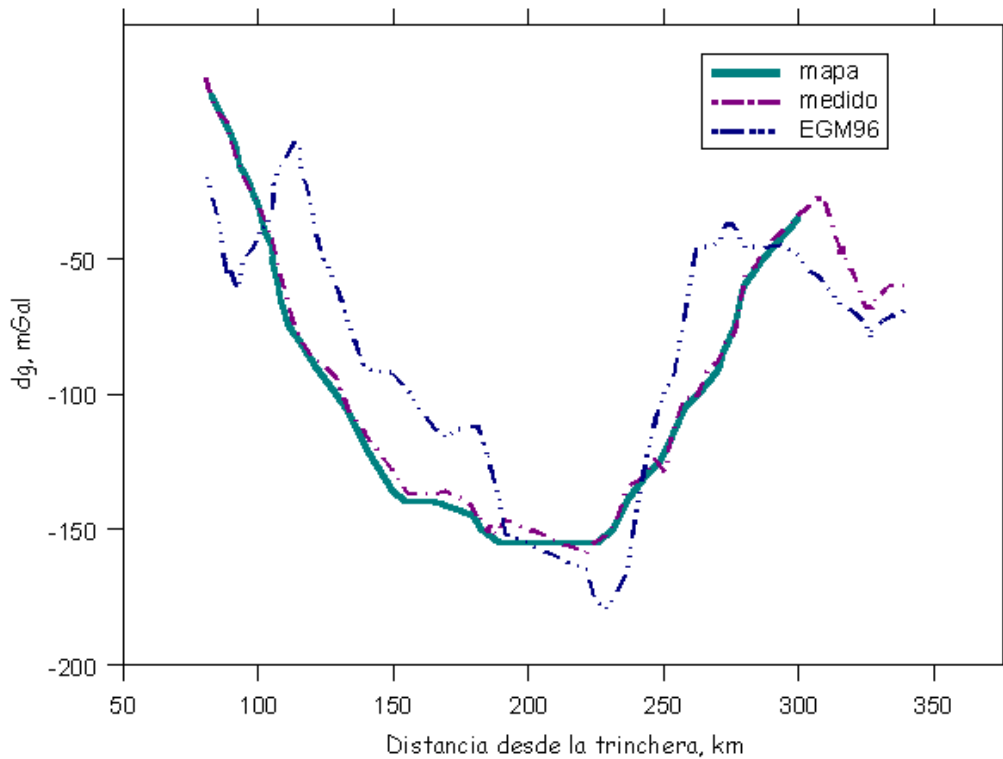


Figura 3.5. Comparación de los datos de anomalía de Bouguer simple para el perfil 2 (figura 4.8). "mapa" indica los datos digitalizados; "medido", los datos del perfil medido en campo, y "EGM96" los datos convertidos a anomalía de Bouguer simple a partir del modelo EGM96.

La razón por la que no se aplicó la corrección por terreno para obtener la anomalía de Bouguer completa, es debido a que los valores corregidos obtenidos en el estudio de Peláez (1999) para el estado de Guerrero, y para las zonas con topografía especialmente abrupta (en específico, para la Sierra Madre del Sur), la contribución que se obtiene aplicando dicha corrección es máximo de 8 mGal, que en el caso de trabajos de exploración geofísica podría ser muy importante, posiblemente del valor de las anomalías buscadas, pero no en un estudio regional como el nuestro. Como veremos en el siguiente capítulo, el rango de anomalías que vamos a modelar va de un

mínimo de -180 mGal hasta un máximo de 60 mGal, por lo que un valor de 8 mGal no presenta una gran variación a nuestros datos en las longitudes de onda grandes.

MODELADO GRAVIMÉTRICO

La resolución del problema directo en gravimetría implica crear un modelo geológico estructural hipotético cuyas propiedades físicas y forma geométrica proponemos y calcular la respuesta gravitacional del mismo. Este método es conocido como modelado directo y por medio del mismo nos serviremos para elaborar modelos bidimensionales estructurales del interior de la Tierra tomando como base la densidad y profundidad de los cuerpos que conformen dichos modelos. Los modelos bidimensionales asumen que la Tierra cambia con la profundidad (dirección Z) y en la dirección del perfil (dirección X); en contraste, no cambian en la dirección del rumbo y se supone que los bloques y superficies se extienden al infinito en esta dirección.

La modelación gravimétrica 2D se llevó a cabo con el software *GM-SYS* de NGA (Northwest Geophysical Associates, Inc), el cual es un programa de modelado que permite una manipulación interactiva del modelo geológico y calcula la respuesta gravimétrica o magnética del mismo en tiempo real. Para tal fin, *GM-SYS* emplea el método de Talwani et al. (1959), Talwani y Heirtzler y el algoritmo de Won y Bevis (*GM-SYS User's guide*, 1999). Es importante mencionar que este software, con el objeto de eliminar los efectos de borde (causados por el fenómeno de Gibbs al cortar bruscamente los bloques en la dirección X), los bloques que se modelan son extendidos de -30000 km a 30000 km en dicha dirección.

4.1. DISEÑO DE PERFILES

Se escogieron perfiles largos para tener mayor control al momento de hacer la modelación del campo gravimétrico regional, es decir, si modelamos perfiles chicos hay mayor margen de error ya que es relativamente fácil ajustar un perfil de pequeñas proporciones, y pueden proponerse una mayor cantidad de soluciones posibles, por lo que al modelar perfiles largos estamos teniendo control del mismo. Se procuró que los perfiles cruzaran transversalmente a la trinchera, en dirección al vector que indica la dirección de subducción, pero como apuntamos en el capítulo anterior, estamos condicionados a la limitada cobertura de datos.

De esta manera, los perfiles propuestos para hacer la modelación gravimétrica son los que muestra la figura 4.1 y las características de los mismos los resume la tabla 4.1 (De ahora en adelante, nos referiremos a los datos de Valdés et al. como el perfil 1):

Perfil	Inicio		Final		Longitud (km)
	Longitud (N)	Latitud (W)	Longitud (N)	Latitud (W)	
1	98.8°	15°	97.4°	19.6°	500.2
2	97.2°	14°	96.3°	18.3°	494.8
3	97°	14°	95.8°	18°	456
4	95.8°	14°	95.2°	18°	457.7
5	96°	13.2°	94.2°	16°	445

Tabla 4.1. Características de los perfiles a modelar.

Los perfiles seleccionados representan diferentes tipos de áreas de subducción, y de esta manera nos permiten estudiar el cambio de configuración de la placa subducida.

4.2. CONSIDERACIONES A PRIORI DE LA MODELACIÓN

Con el objeto de proponer modelos geológicos razonables del interior de la Tierra, y para evadir lo más posible la no unicidad del modelado gravimétrico, tomemos en consideración algunos aspectos que nos serán de utilidad al momento de realizar dicho modelado, y por consecuencia, para tener control de los modelos resultantes.

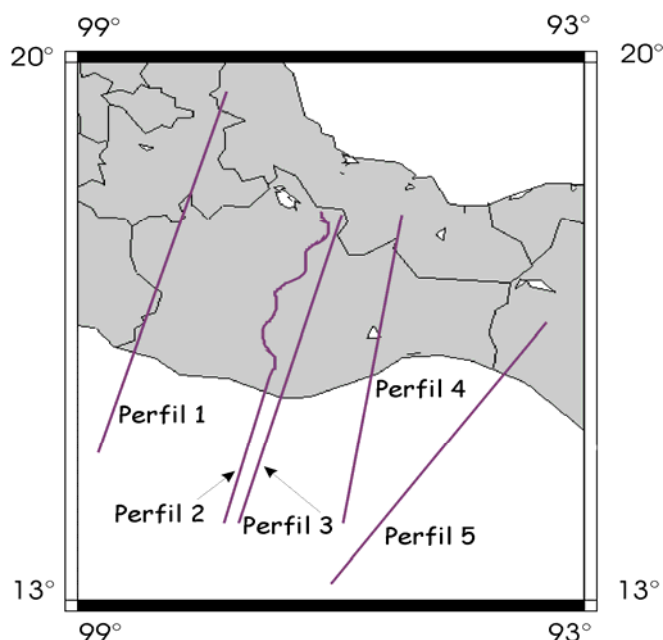


Figura 4.1. Ubicación de los perfiles a modelar.

4.2.1. Elección de densidades.

Para escoger las densidades con las cuales trabajaríamos, contábamos con estudios anteriores. Por ejemplo, Kostoglodov et al. (1996) para hacer su modelación, tomaron de base las densidades de estudios previos como los de Couch y Woodcock (1981) y Valdés et al. (1986). Como ya se apuntó en la sección 1.5., estos últimos investigadores, para determinar sus densidades, se apoyaron en una compilación de curvas empíricas que relacionan (de forma no lineal) las velocidades sísmicas con la densidad (Abers (1994), presenta varias referencias acerca de varios tipos de estas curvas empíricas). Ya que el único estudio de modelación gravimétrica que se encuentra en nuestra zona de estudio es este último, en él nos basamos para escoger las densidades con las cuales conformamos nuestros modelos. Sin embargo, no consideramos las mismas debido a que no estamos condicionados a un modelo de velocidades de onda P., además de que queríamos proponer un modelo más razonable geológicamente hablando, por lo que hicimos algunos cambios:

1. Propusimos una densidad constante para la astenósfera de 3.2 g/cm^3 , en comparación con los valores propuestos por Valdés et al., (1986) de 3.3 y 3.295 g/cm^3 .
2. Para la litósfera (corteza + manto superior), de composición peridotita, promediamos la densidad de 3.34 g/cm^3 propuesta por Valdés et al., (1986),

con el valor de 3.26 g/cm^3 que proponen Grow y Bowin (1975), resultando en una densidad para este cuerpo de 3.3 g/cm^3 .

3. Los valores de la corteza superior y media, 2.67 y 2.77 g/cm^3 son los mismos que los nuestros, sólo cambiamos su valor de 3.089 g/cm^3 para la corteza inferior por uno de 3.0 g/cm^3 , ya que Valdés et al., (1986) encuentran el Moho aproximadamente 20 km más de profundidad que nosotros, por lo que es lógico que la densidad sea mayor.

Básicamente estas son las discrepancias entre el estudio de Valdés et al., (1986) y el nuestro, en lo que respecta a las densidades utilizadas en el modelado gravimétrico. Posteriormente se notarán algunas otras diferencias en la densidad, como es el cambio de fase de basalto a eclogita y de plagioclasa peridotita a garnet peridotita, que nosotros proponemos apoyándonos en el aumento de temperatura y presión con la profundidad, y que también han resaltado otros estudios, como el de Grow y Bowin (1975).

4.2.2. Composición de la corteza oceánica.

Turcotte y Schubert (1982) hacen una descripción detallada de la composición de la corteza oceánica que fue tomada en cuenta al momento de elaborar nuestros modelos. Afirman que una corteza de este tipo característica está compuesta de tres capas, a saber:

1. La primera conformada por sedimentos depositados sobre las rocas volcánicas de las dos capas posteriores. El espesor de estos sedimentos (típicamente de 1 km) se incrementa mientras más alejados se encuentren de las dorsales oceánicas.
2. La segunda capa de este tipo de corteza está compuesta de flujos volcánicos extrusivos que han interactuado con el agua marina para formar lavas almohadilladas y flujos intrusivos principalmente en forma de diques. Por lo general, el espesor de esta capa es de 1.5 a 2 km.
3. La última capa está formada por gabros que se cristalizaron cerca de la base de la cámara magmática. El espesor de esta capa es de unos 4.5 km.

4.2.3. Litósfera oceánica.

4.2.3.1. Enfriamiento y espesor.

Turcotte y Schubert (1982), tomando en cuenta modelos térmicos de enfriamiento de semiespacio, presentan una relación para obtener el espesor total de la litósfera

oceánica tomando en consideración el enfriamiento de la misma. Debido a que una columna de litósfera se aleja de la dorsal, su temperatura superficial se mantiene igual a la de la superficie y gradualmente se enfría con la profundidad, por lo que se puede despreciar la conducción de calor horizontal comparada con la conducción de calor vertical. La relación que calcula el espesor térmico de la placa oceánica está relacionada con la edad de dicha placa de la siguiente forma:

$$L_o = \alpha\sqrt{A} \quad (12)$$

donde:

α es una constante de proporcionalidad obtenida a partir de parámetros térmicos y depende de la temperatura aceptada en la base de la litósfera

L_o es el espesor térmico de la litósfera oceánica

A es la edad de la placa oceánica en millones de años

Un valor generalmente aceptado para la constante de proporcionalidad es ≈ 9.7 , basado en modelos de enfriamiento de la litósfera oceánica (Turcotte y Schubert, 1982).

4.2.3.2. Flujo de calor, modelo térmico y cambios de fase en una zona de subducción.

Después del curvamiento hacia abajo la placa es subducida a grandes profundidades en el manto, sujetándose a incrementos en la presión y temperatura. El calor es conducido dentro de la placa proveniente del manto adyacente. Este proceso es tan lento que el interior de la placa subducida permanece más frío que su alrededor. Sin embargo, el calor conducido del manto no es la única fuente de calor que debe ser tomada en cuenta para modelar la estructura térmica de la placa subducida. Una fuente adicional importante es el calentamiento friccional que resulta de la deformación de corte en las superficies de la placa donde está en contacto con el manto. (Lowrie, 1997).

Se han llevado a cabo estudios de modelación gravimétrica en zonas de subducción que toman en cuenta los aspectos arriba mencionados, como por ejemplo, el estudio de Grow y Bowin (1975) para la zona de subducción de Chile, en el cual estos investigadores afirman que los datos de presión y temperatura provenientes de modelos térmicos sugieren que el material de la corteza y litósfera oceánicas pueden transformarse a eclogita (3.55 g/cm^3) y garnet peridotita (3.58 g/cm^3) respectivamente, a profundidades tan someras como 30 km en la placa descendente. La figura 4.2 muestra el modelo térmico de la zona de subducción de Guerrero

tomando en cuenta el calentamiento friccional arriba mencionado. Este modelo nos servirá para determinar los cambios de fase mencionados por *Grow y Bowin (1975)*. Cabe aclarar dos puntos: Primero, como no contamos con modelo térmico para la zona de subducción de Oaxaca, consideraremos este modelo válido; y segundo, estos modelos tienen un error de entre 50 °C y 100 °C (*V. Kostoglodov, comunicación personal*), por lo que la profundidad a la cual sufren el cambio de fase la corteza y la litósfera oceánicas incluirá este rango de error en nuestra modelación.

Las figuras 4.3 y 4.4 muestran los sistemas basalto-eclogita y peridotita, respectivamente. Como ejemplo para conocer el modo de empleo de estas gráficas consideremos en la fig. 4.3 una temperatura de la placa subducida de 400 °C. El cambio de basalto (2.7 g/cm³) a eclogita (3.55g/cm³) se da a una profundidad de 40 km aproximadamente, pasando por una zona de transición (3.36 g/cm³) y por plagioclasa eclogita (3.46 g/cm³), por lo que podemos conocer la zona donde se da este cambio si sabemos la profundidad y distribución de la temperatura de la placa. Cabe mencionar que esta distribución de temperatura depende de la configuración de la placa en subducción.

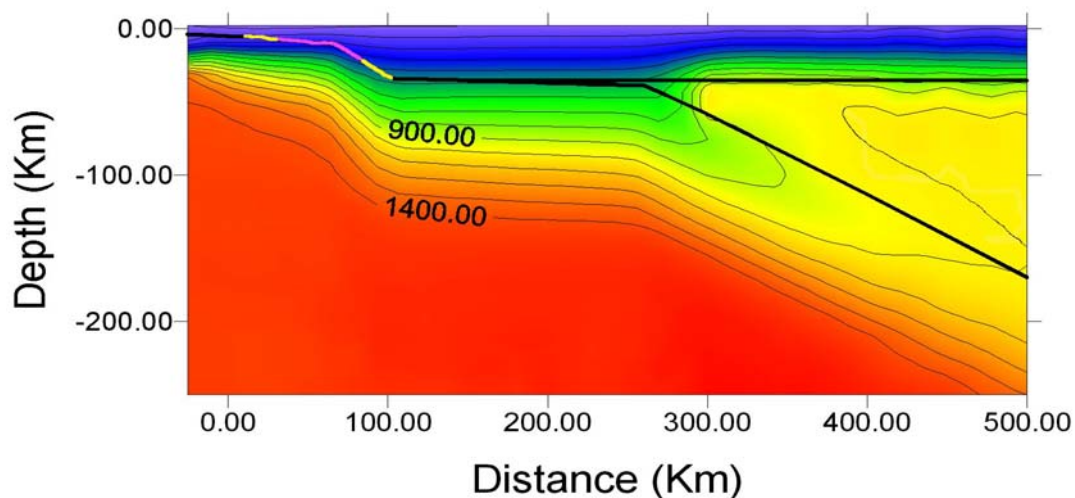


Figura 4.2. Modelo térmico para la zona de subducción en Guerrero considerando calentamiento friccional. Líneas de contorno cada 100 °C. Cortesía de Vlad Manea.

4.2.4. *Isostasia*

Sobre gran parte de la superficie terrestre, las longitudes de onda más grandes de las anomalías de Bouguer se correlacionan inversamente con las longitudes de onda más grandes de la topografía (*Simpson et al., 1986*). El principio de isostasia por *Airy - Heiskanen* ofrece una explicación para esta relación inversa: las cargas en la

superficie terrestre producidas por rasgos topográficos están soportadas en profundidad por deficiencias de masa, como si la corteza terrestre estuviera flotando sobre un estrato más denso.

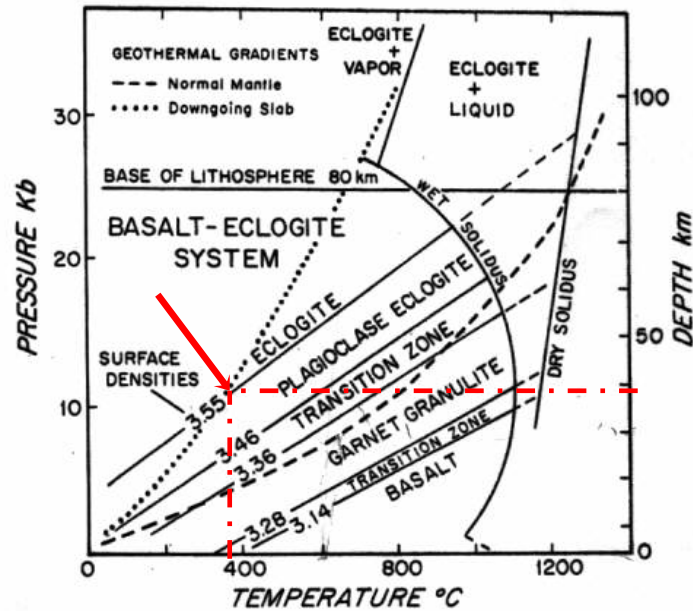


Figura 4.3. El sistema basalto - eclogita. Tomado de Grow y Bowin, 1975. La flecha indica el punto en el que ocurre el cambio de fase a eclogita de acuerdo al ejemplo discutido en el texto.

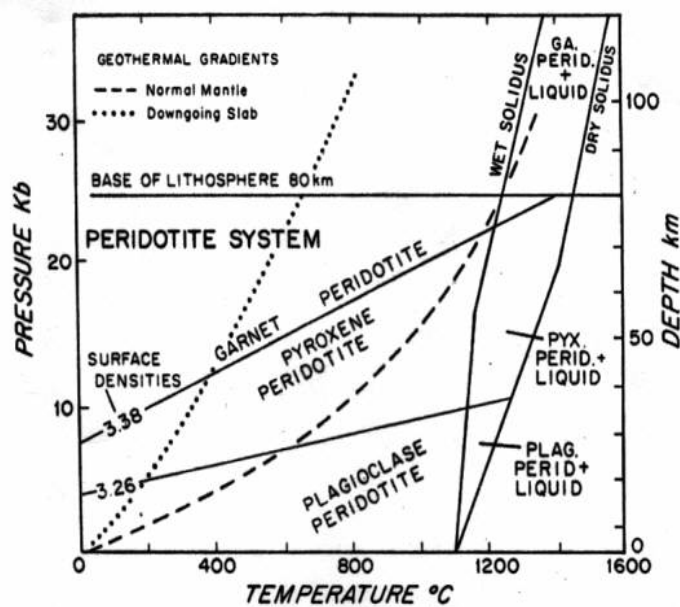


Figura 4.4. El sistema peridotita. Tomado de Grow y Bowin, 1975.

Estas deficiencias de masa bajo las cargas topográficas son comúnmente llamadas masas compensantes o raíces. El proceso de corrección de Bouguer remueve la atracción gravitacional de las masas topográficas bajo el nivel de referencia y asume una densidad promedio (generalmente 2.67 g/cm^3) para las rocas de la corteza. Por lo tanto, en áreas montañosas las raíces compensantes, que no han sido tomadas en cuenta por dicha corrección, se manifiestan en planos de anomalía de Bouguer como bajos de gran amplitud. En contraste, las columnas corticales oceánicas tienen una carga negativa en la superficie porque el agua es menos densa que la roca; para mantener el balance isostático, esta diferencia de densidad requiere la existencia a profundidad de un exceso de masa compensante. Es por esto que las masas compensantes en las áreas oceánicas producen anomalías de Bouguer muy altas (Simpson et al., 1986).

El modelo isostático de Airy-Heiskanen asume que la compensación isostática es local, es decir, la zona de raíz de una montaña se encuentra directamente abajo de ésta. Se acepta que la compensación es completa de forma que existe equilibrio isostático a la profundidad de compensación, la cual es la base de la raíz más profunda. Se asume que las densidades de la corteza y el manto son constantes (Lowrie, 1997). Este modelo está generalmente utilizado para la corteza continental.

Otro modelo de compensación isostática local es el de Pratt-Hayfford, supone una compensación del defecto o exceso de masa por una variación lateral de la densidad en la capa superior de la Tierra de espesor constante, de tal modo que mientras más alta sea la columna sobre una base común más baja será la densidad de las rocas en ella (Lowrie, 1997). Este modelo se acepta comúnmente para la isostasia de la litósfera oceánica (Turcotte y Schubert, 1982).

Otro modelo de compensación, pero regional, es el de Vening Meinesz. En este modelo la litósfera se comporta como una placa elástica suprayeciendo un material relativamente fluido (asténosfera). La fuerza elástica provocada por la deflexión de la litósfera soporta la carga del rasgo de la topografía superficial (por ejemplo, una isla o un monte marino). Esta reacción elástica está distribuida sobre una distancia horizontal más ancha que el rasgo. La carga topográfica curva la placa hacia abajo en el substrato fluido, el cual es empujado aparte. El curvamiento de la placa que explica la compensación regional en el modelo de Vening Meinesz depende de las propiedades elásticas de la litósfera. (Lowrie, 1997). Este modelo es ampliamente aceptado para rasgos topográficos submarinos y se aplica también para el continente. (Lowrie, 1997).

Debido a que nuestra zona de estudio presenta rasgos montañosos muy marcados, como la Sierra madre del Sur, hay que tomar en cuenta los argumentos arriba mencionados al momento de modelar la interfase corteza-manto (Moho).

4.2.5. Sismicidad.

Uno de los indicios más importante de la existencia de las placas de material litosférico introducidas en el manto es la distribución de hipocentros sísmicos en profundidad, los cuales proporcionan evidencia importante acerca de los procesos actuantes en una zona de subducción. Cuando los sismos que tienen origen en una zona de subducción son proyectados sobre un perfil normal al rumbo del margen de la placa, definen una zona de sismicidad de alrededor de 30 a 40 km de espesor en la parte superior de la placa oceánica y forman alineaciones desde la superficie hasta unos 700 km de profundidad con un ángulo con la horizontal que varía en inclinación, y que se denominan zonas de Wadati-Benioff. El hecho de que su profundidad no pase de los 700 km indica que a esta profundidad la placa hundida en el manto ha perdido su rigidez y probablemente ha quedado asimilada al material del manto (Udías y Mezcuca, 1986; Lowrie, 1997). En general existen tres tipos de sismos en la zona de subducción de México (Kostoglodov y Pacheco, 1999): 1) *Sismos intreplaca*. Estos temblores ocurren por el roce entre la placa Norteamericana y las placas oceánicas de Cocos y Rivera, a lo largo de su zona de contacto; 2) *Sismos intraplaca*. En general ocurren a profundidades mayores de 40 kilómetros dentro de las placas subducidas. Estos sismos profundos se producen por el resquebrajamiento de las placas oceánicas de Rivera y Cocos en subducción; 3) Sismos corticales. Estos eventos que ocurren dentro de la placa Norteamericana, son sismos intraplaca muy superficiales (no llegan a sobrepasar los 35 kilómetros de profundidad) (figura 4.5). Asimismo, los sismos no ocurren en la placa con temperaturas mayores a 700 °C o 800 °C (V. Kostoglodov, comunicación personal). Esto nos da más posibilidades de "ver" la placa subducida.

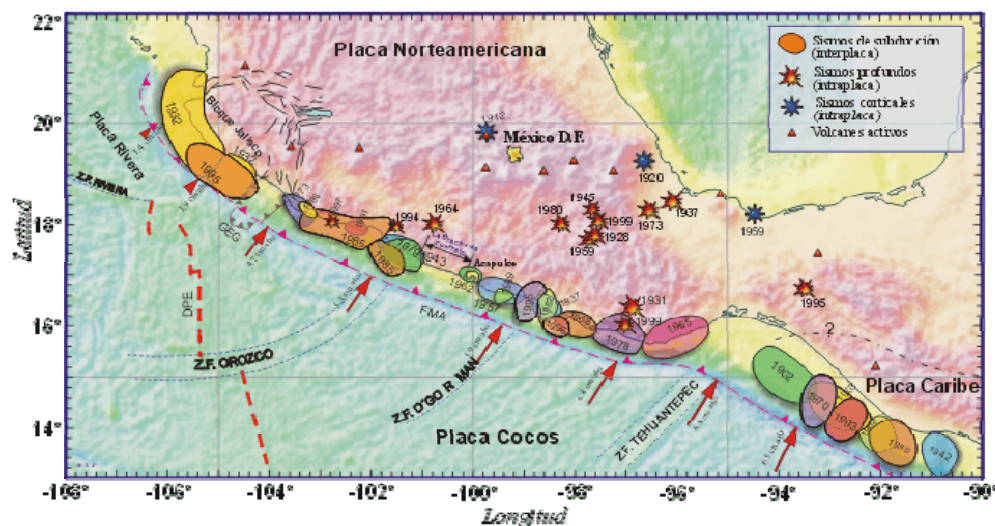


Figura 4.5. Localización de los sismos más importantes ocurridos en México durante en siglo XX, así como su origen de ocurrencia (sismos interplaca, intraplaca y corticales). Tomado de Kostoglodov y Pacheco, 1999.

Se ha recurrido a las localizaciones hipocentrales de los estudios de Pardo y Suárez (1995), y Singh et al. (2000), de acuerdo al perfil de nuestro estudio que se encuentre en las inmediaciones de las zonas estudiadas por dichos autores. Pardo y Suárez determinaron la geometría de las placas de Rivera y Cocos basados en localizaciones hipocentrales de sismos grabados con redes locales y telesísmicas. Singh et al. presentan los aspectos sismológicos del terremoto del 30 de septiembre de 1999 en Oaxaca, para lo cual proponen un perfil muy cercano a nuestro perfil 2, cuyos datos nos sirvieron para controlar la forma de la placa en subducción para el mencionado perfil.

4.3. MODELACIÓN DE LOS PERFILES

A continuación describiremos los modelos obtenidos, en cada uno se discutirá la interpretación y las restricciones de los mismos

Todos los modelos que proponemos están compuestos de doce cuerpos, los cuales se describen en la tabla 4.2.

Cuerpo número	Descripción	Densidad (g/cm ³)
1	Corteza superior	2.67
2	Corteza media	2.77
3	Corteza inferior	3.0
4	Astenósfera	3.2
5	Basaltos y pillow-lavas	2.7
6	Zona de transición	3.36
7	Plagioclasa eclogita	3.46
8	Eclogita	3.56
9	Gabro	2.9
10	Peridotita	3.3
11	Garnet peridotita	3.38
12	Sedimentos marinos	2.4
13	Mar	1.03

Tabla 4.2. Cuerpos que conforman nuestros modelos. Se indica para cada cuerpo su descripción geológica y densidad correspondiente en g/cm^3 .

4.3.1. Perfil 1

Volvimos a modelar el perfil de Valdés et al. con GM-SYS (figura 4.6), y es a partir de éste donde partimos para proponer nuestros modelos. Hicimos una comparación para contrastar nuestro modelo. A partir del modelo definitivo (figura 4.7), modelamos otro sin el cambio de fase de basalto a eclogita y de peridotita a garnet peridotita, es decir, mantuvimos constante la densidad de los bloques (5) y (10). En la figura 4.8 se puede apreciar el efecto de estos dos casos. Observamos que si la densidad de la placa descendente es constante, nuestra anomalía calculada cae alrededor de 50 mGal, por lo que es necesario considerar los cambios de fase en el material de la corteza y litósfera oceánicas para lograr un buen ajuste de nuestro modelo.

Analicemos el modelo obtenido anteriormente por Valdés et al.: tomaron de base un modelo estructural de velocidades, las cuales fueron cambiadas por densidades. En su modelo, encuentran el Moho a poco más de 40 km. La configuración de la placa es de una rampa continua desde la trinchera hasta más de 500 km desde la misma; para ajustar el alto gravimétrico observado a partir de la zona de trinchera hasta aproximadamente 200 km, colocan un cuerpo de 2.83 g/cm^3 contrastando con la capa de 2.77 g/cm^3 que se encuentra adyacente, lo que geológicamente es poco probable; de la misma manera y para el mismo fin (ajustar el alto gravimétrico), colocaron, aparte de materiales acrecionados, un cuerpo de muy baja densidad (1.9 g/cm^3); asimismo, proponen un cambio de fase basalto eclogita a 37 km de profundidad, cambiando de densidad de 2.7 y 2.9 g/cm^3 a 2.9 y 3.2 g/cm^3 ;

De igual manera, quisimos averiguar si la forma de escalón que presenta la placa en subducción para el estado de Guerrero obtenida de anteriores trabajos continúa presentándose para Oaxaca y en dónde termina este comportamiento.

Las diferencias existentes entre nuestro modelo y el de Valdés et al., básicamente son:

- Cambiamos las densidades por las mencionadas en la tabla 4.2.
- Proponemos que la placa, antes de empezar a descender desde la trinchera, se mete al continente y es abajo de la costa donde comienza a tener un comportamiento descendente. Además, encontramos que los datos sí pueden ajustarse si se propone el comportamiento de escalón que otros autores han sugerido en trabajos pasados [Pardo y Suárez (1995) para la misma zona; Kostoglodov et al., (1996) y Peláez (1999) para Guerrero].

- Encontramos el Moho (interfase corteza - manto) a una profundidad de aproximadamente 27 km para la corteza continental.
- Sustituimos el cuerpo de alta densidad (2.83 g/cm^3) por una corteza superior de densidad constante con valor de 2.67 g/cm^3 .
- Para la corteza oceánica colocamos los parámetros de Turcotte y Schubert, (1982) (sección 4.2.2).
- Propusimos un modelo más completo que considera cambios de fase del material de la corteza y litósfera oceánicas de basalto a eclogita y de peridotita a garnet peridotita, respectivamente, basándonos en un modelo térmico para la zona de subducción de Guerrero. Además, sabiendo que estos modelos térmicos tienen un cierto error (hasta de $100 \text{ }^\circ\text{C}$), colocamos los probables límites donde puede llevarse a cabo este cambio.

4.3.2. Perfil 2

Este es el perfil modelado con datos medidos en campo para el continente. Observemos el comportamiento de la anomalía (figura 4.9): En general, tiene el mismo decaimiento

que se observa en el perfil anterior, pero es muy interesante como, aproximadamente a los 230 km desde la trinchera, se aprecia un aumento en la anomalía, que va desde un mínimo de -160 mGal hasta -26 mGal . Esta característica de la anomalía hizo de su resolución, además de interesante, muy difícil. ¿A qué se debe ese comportamiento tan peculiar? En un caso como estos es muy importante contar con los datos de topografía como se puede apreciar en el modelo (triángulos), ya que la topografía, debido a la compensación isostática, nos puede dar idea de la profundidad a la que se encuentra la interfase corteza-manto (Moho).

Para este caso podemos advertir dos soluciones: la primera, que sea debido a un cambio local de la geología, pero es muy poco probable que tal anomalía sea causada, por ejemplo, por una intrusión o un cuerpo geológico similar, ya que para ajustar la anomalía y dejar la corteza de un espesor promedio (30 km), tendríamos que colocar un cuerpo de densidad 2.8 g/cm^3 de unos 100 km de ancho y 5 km de profundidad; o la segunda, adelgazar la corteza a 23 km aproximadamente basándonos en que este fenómeno puede deberse al vulcanismo presente en la región de Los Tuxtlas (localizada a unos 200 km al norte), provocando que el calor del manto provoque ese adelgazamiento de corteza. Yo encuentro esta última posibilidad más razonable desde un punto de vista geológico.

Puede apreciarse en la figura que la topografía está compensada por una raíz de aproximadamente 30 km de profundidad, así como por el soporte de la placa subducida. De igual manera que en el perfil anterior y en los consecuentes, proponemos un cambio de fase de basalto a eclogita en el momento en que el manto

entra en contacto con aquél (a 31 km), y de peridotita a garnet peridotita a una profundidad que oscila entre los 56 y los 66 km, ambos casos de acuerdo al modelo térmico de la zona de subducción de Guerrero. Se muestran los sismos de los estudios de Singh et al. y de Pardo y Suárez para el control de la forma de la placa.

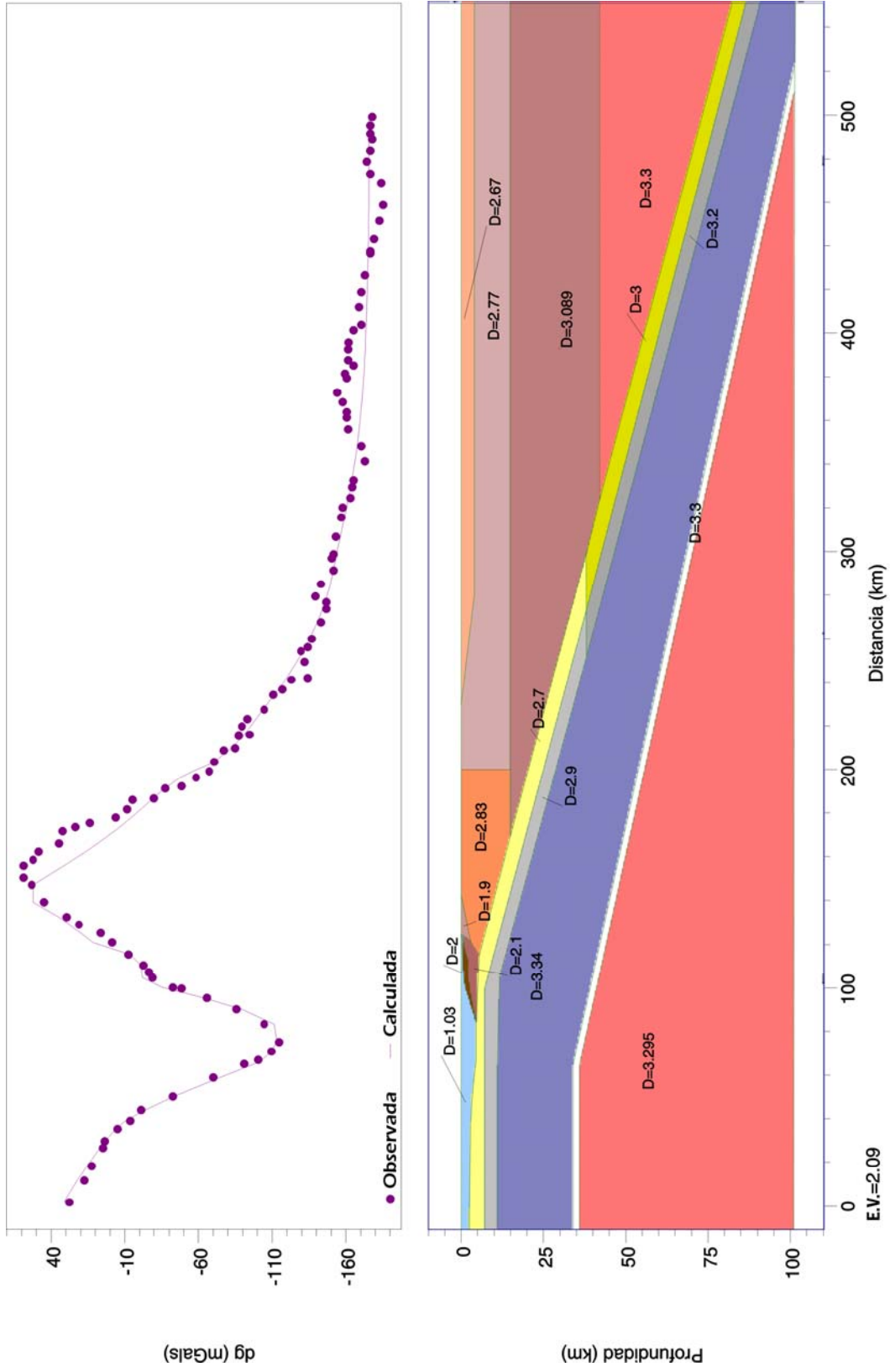


Figura 4.6. Perfil propuesto por Valdés et al. (1986) modelado con GM-SYS en este trabajo. Los números muestran las densidades de los cuerpos en g/cm^3 . Las esferas muestran la anomalía observada y la línea continua la anomalía calculada. Se observa un desajuste sobre la costa (aproximadamente a 150 km de distancia).

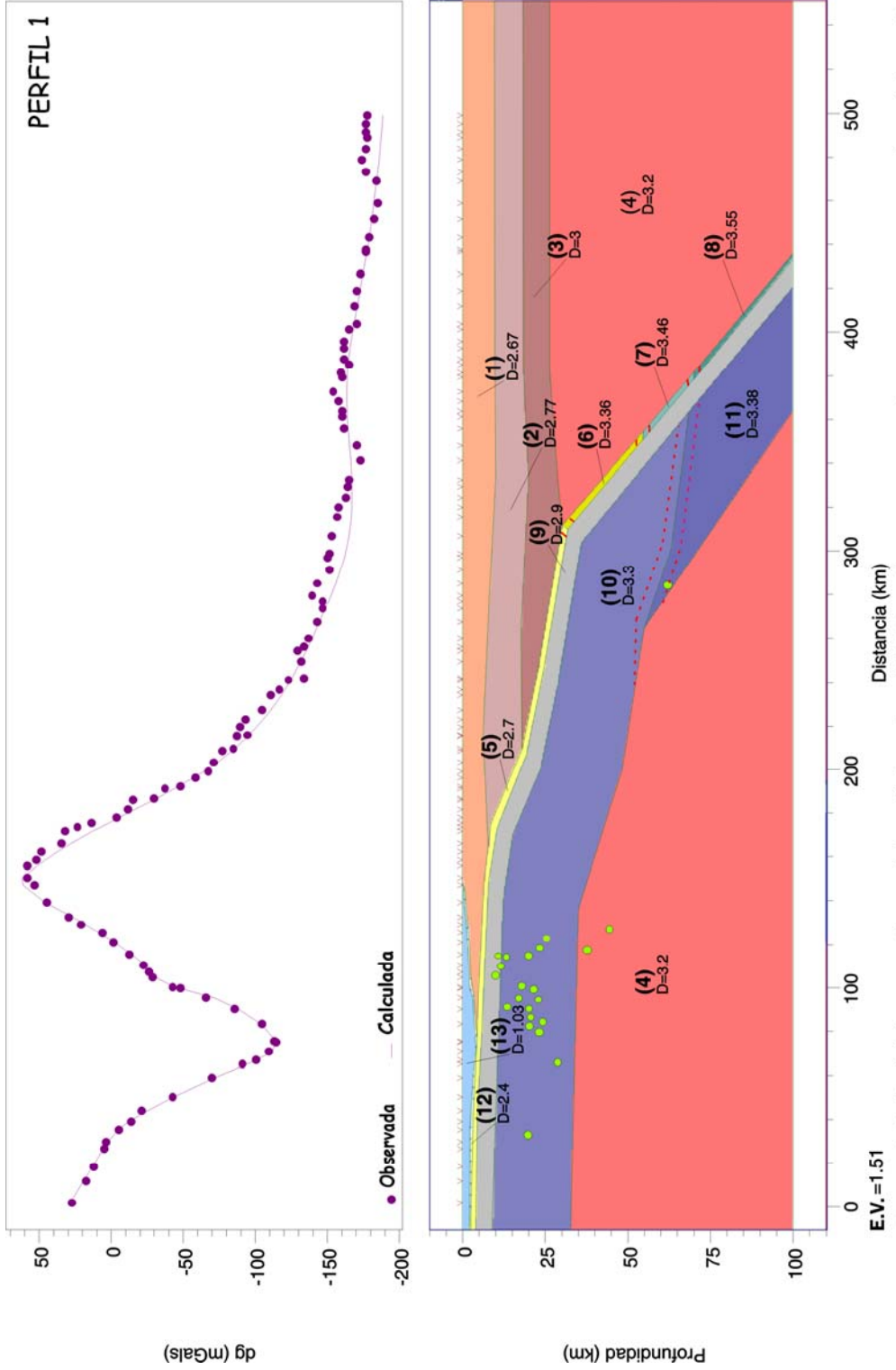


Figura 4.7. Modelado gravimétrico del perfil 1 con "escalón". Los números entre paréntesis con su respectiva densidad en g/cm³ indican el número del cuerpo de acuerdo a la tabla 4.2. Las esferas muestran la anomalía observada mientras que la línea continua la gravedad calculada por el modelo. Los triángulos representan las estaciones gravimétricas. Los círculos verdes representan las localizaciones hipocentrales del estudio de Pardo y Suárez (1995). La ubicación del cambio de fase en la placa subducida fue calculada usando los diagramas de fase de las figuras 4.3 y 4.4 y la distribución de temperatura en la placa (figura 4.2). Las líneas discontinuas rojas muestran los probables límites de los cambios de fase debido al error presente en el modelo térmico.

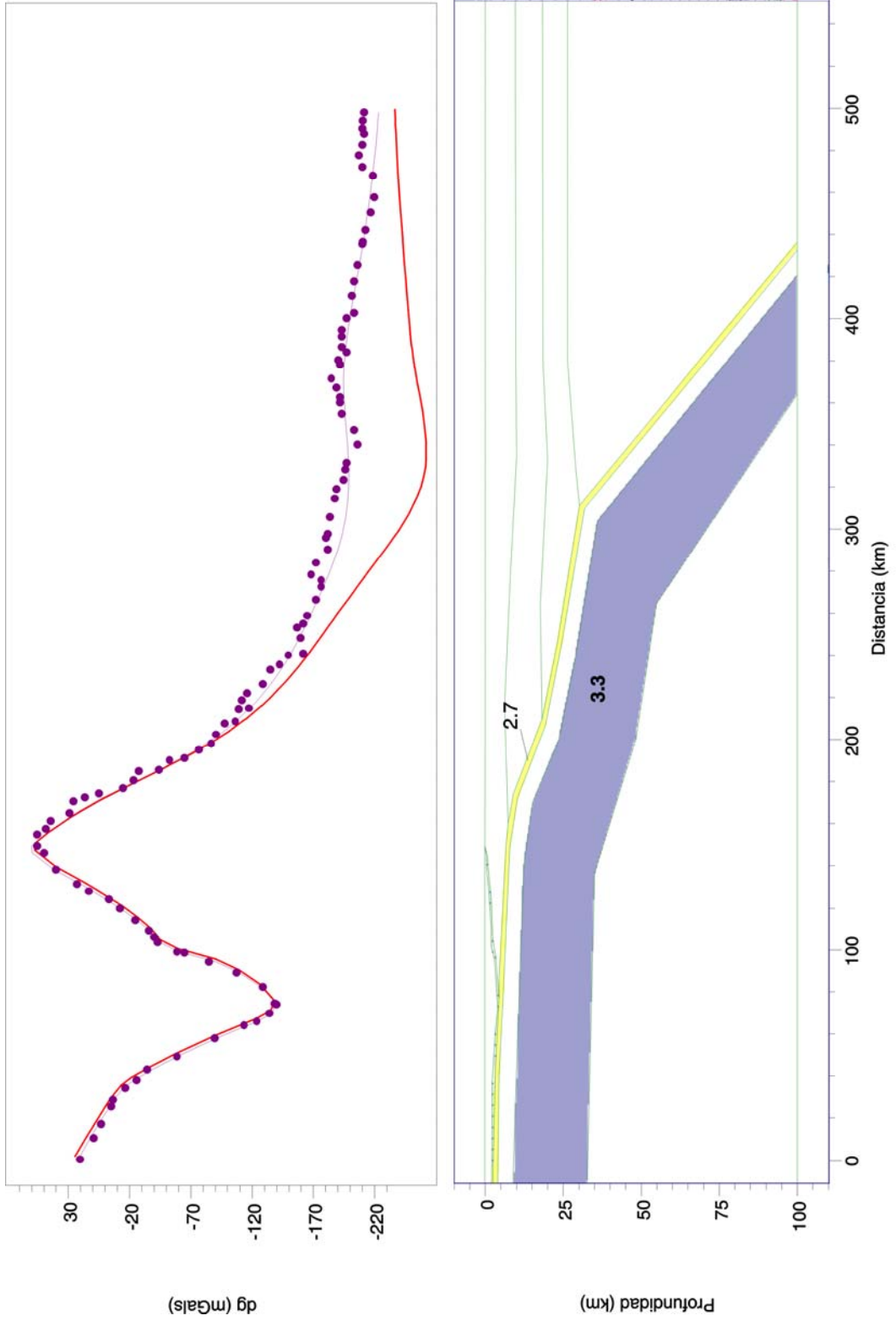


Figura 4.8. Ajuste del modelo para el perfil 1. La línea roja muestra el efecto gravimétrico de un modelo en el cual la corteza y la litósfera oceánicas no presentan cambios de densidad (en g/cm³) con la profundidad. Compárese este efecto con el que sí considera este efecto (línea continua oscura). Las esferas indican la anomalía observada.

4.3.3. Perfil 3

Datos en continente digitalizados (figura 4.10). Se encuentra muy cercano al perfil anterior y puede observarse que el comportamiento de la anomalía es muy similar. De la misma manera, proponemos una corteza continental relativamente delgada (de 23 km). La placa subducida cae en forma de escalón desde los 100 km hasta los 165 km a un ángulo menor de 30° , de manera similar que el perfil 2, cambiando a casi horizontal hasta los 260 km, donde cae abruptamente. De la misma manera que el perfil anterior, la topografía se encuentra soportada tanto por una raíz de 31 km de profundidad así como por la placa de Cocos. Los sismos que controlan nuestro modelo son del estudio de Pardo y Suárez (1995).

4.2.4. Perfil 4

De la misma manera, los datos gravimétricos en continente fueron digitalizados del mapa de Anomalía de Bouguer (De la Fuente et al., 1994). La poca cobertura de los datos nos obligó a proponer este perfil (figura 4.10), cuya orientación no es aproximadamente perpendicular a la trinchera como los demás. Esto hace la modelación más difícil. Obsérvese el comportamiento de nuestra anomalía. No tiene ninguna tendencia clara. Al contrario, está compuesta por anomalías al parecer de origen local.

Lo interesante de este perfil es que atraviesa la dorsal de Tehuantepec, lo cual puede notarse en una gran anomalía de cerca de 55 mGal en su punto máximo, a 50 kilómetros de distancia de la trinchera. Como también contamos con datos de batimetría, fue relativamente fácil ajustar las curvas, y se puede apreciar en el modelo que la dorsal tiene una altura máxima que coincide con esta anomalía de valor alto. En lo que respecta a la modelación de la anomalía del continente, y al ser la topografía casi nula, tuvimos que proponer una variación en los espesores de corteza muy marcados. Análogamente a los perfiles anteriores, proponemos una profundidad del Moho de 25 km. Es importante recordar que como este perfil no es perpendicular a la trinchera, tuvimos que colocar la raíz de la misma manera que a los perfiles anteriores. Obsérvese la forma de la placa subducida, continúa presentándose el escalón.

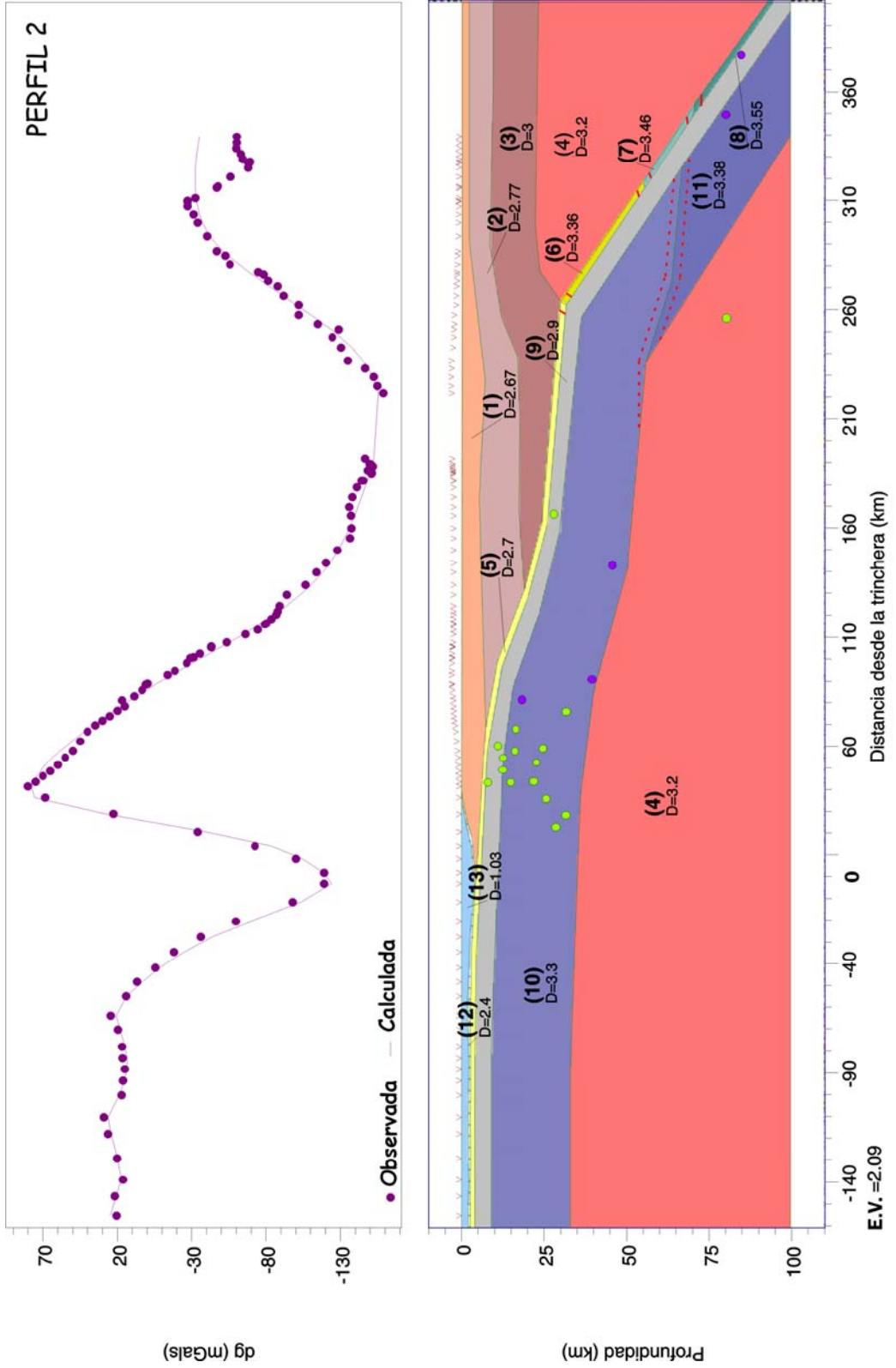


Figura 4.9. Modelado gravimétrico del perfil 2. La simbología es la misma que en la figura 4.7, así como en los modelos siguientes. Los círculos morados muestran las localizaciones hipocentrales del estudio de Singh et al. (2000), mientras que los círculos verdes indican las localizaciones del estudio de Pardo y Suárez (1995). Los triángulos representan las estaciones gravimétricas, las cuales se encuentran graficadas a su altitud sobre el nivel del mar, lo que permite apreciar con claridad la topografía.

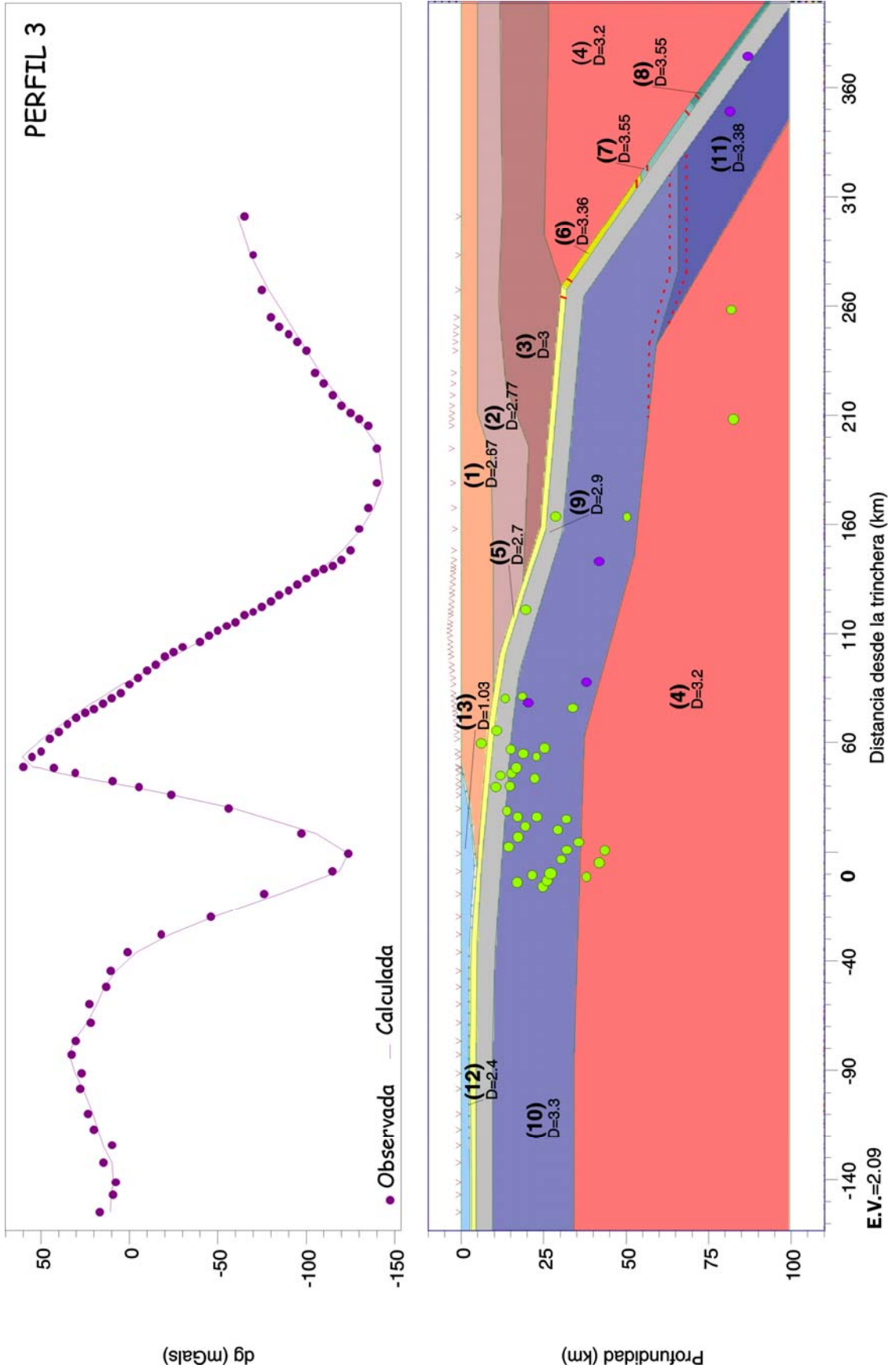


Figura 4.10. Modelado gravimétrico del perfil 3. La simbología es la misma que en la figura 4.9.

4.3.5. Perfil 5

La mayor parte de los datos de este perfil (figura 4.12) son datos de anomalía de aire libre y los datos en continente, aunque no tenemos la cobertura de los datos, fueron digitalizados de la carta de anomalía de Bouguer sólo para restringir nuestro modelo en tierra, es decir, sólo para tener control del mismo. Se puede observar que el espesor de la corteza continental es de aproximadamente 25 km, es decir, se sigue presentando el mismo adelgazamiento de corteza que obtuvimos en los perfiles modelados anteriormente. Obsérvese el comportamiento de la placa subducida, se puede apreciar que ya no se presenta el escalón, sino que se presenta una rampa continua de aproximadamente 35° de inclinación. Este resultado apoya la teoría propuesta por diferentes autores (Couch y Woodcock, 1981; Pardo y Suárez, 1995) de que la dorsal de Tehuantepec representa la frontera entre dos provincias diferentes de subducción en la misma placa de Cocos.

4.4. DISCUSIÓN

Un resultado importante al cual hemos llegado corresponde a que pudimos prescindir del cuerpo de alta densidad que Valdés et al. (1986) proponen para ajustar el alto gravimétrico que se presenta en las zonas de subducción y que estudios como el de Abers (1994) tratan de averiguar sus causas. Como remarcamos en la sección 1.5, este investigador propuso en esencia dos teorías que podrían explicar este alto gravimétrico: la primera, es que se debe a la deflexión hacia arriba de la placa oceánica, y la segunda, es provocado por un proceso semejante en el cual existe la misma deflexión de la placa superior que produce que masas anómalas positivas en la corteza continental se eleven. Extrapolando este ejemplo a nuestro problema, este último caso podría ser el que fundamente el cuerpo de alta densidad propuesto por Valdés, pero la placa oceánica no es la que eleva este cuerpo, ya que no empuja a la placa continental para meterse al continente, sino que empieza a caer en forma de rampa continua desde la trinchera; es por estas consideraciones que nuestro modelo es más justificado, ya que apoya la primera hipótesis de Abers (1994).

De acuerdo al comportamiento de las anomalías de los perfiles 2 y 3 especialmente, se puede ver que hay un alto gravimétrico, el cual necesita para el ajuste de zonas de densidad anómalas que pueden representar la transición de basalto a eclogita y de peridotita a garnet peridotita, como sucede en la zona de subducción de Chile según Grow y Bowin (1975).

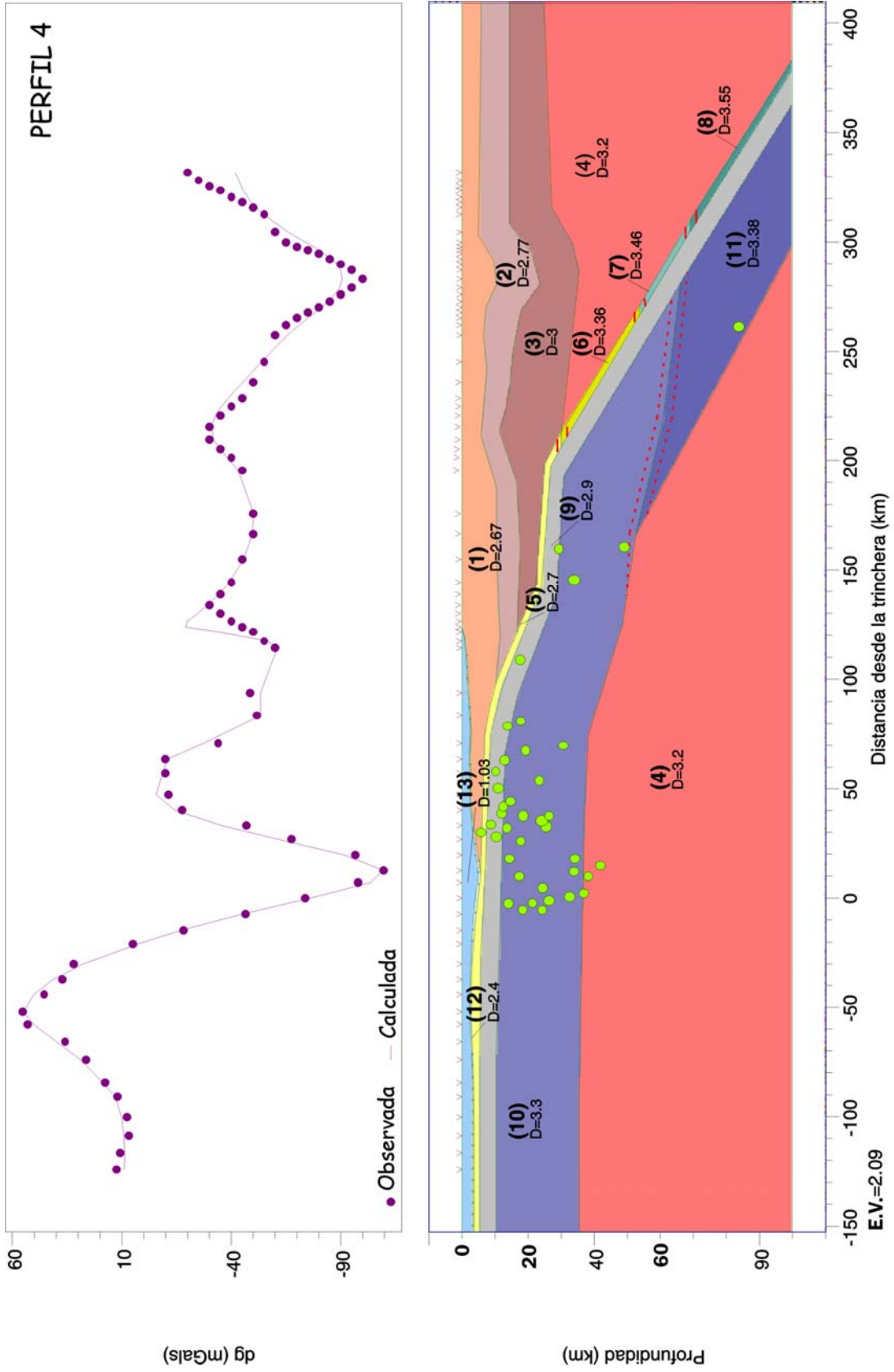


Figura 4.11. Modelado gravimétrico del perfil 3. Los círculos verdes denotan las localizaciones hipocentrales del estudio de Pardo y Suárez (1995). La simbología es la misma que para las figuras anteriores.

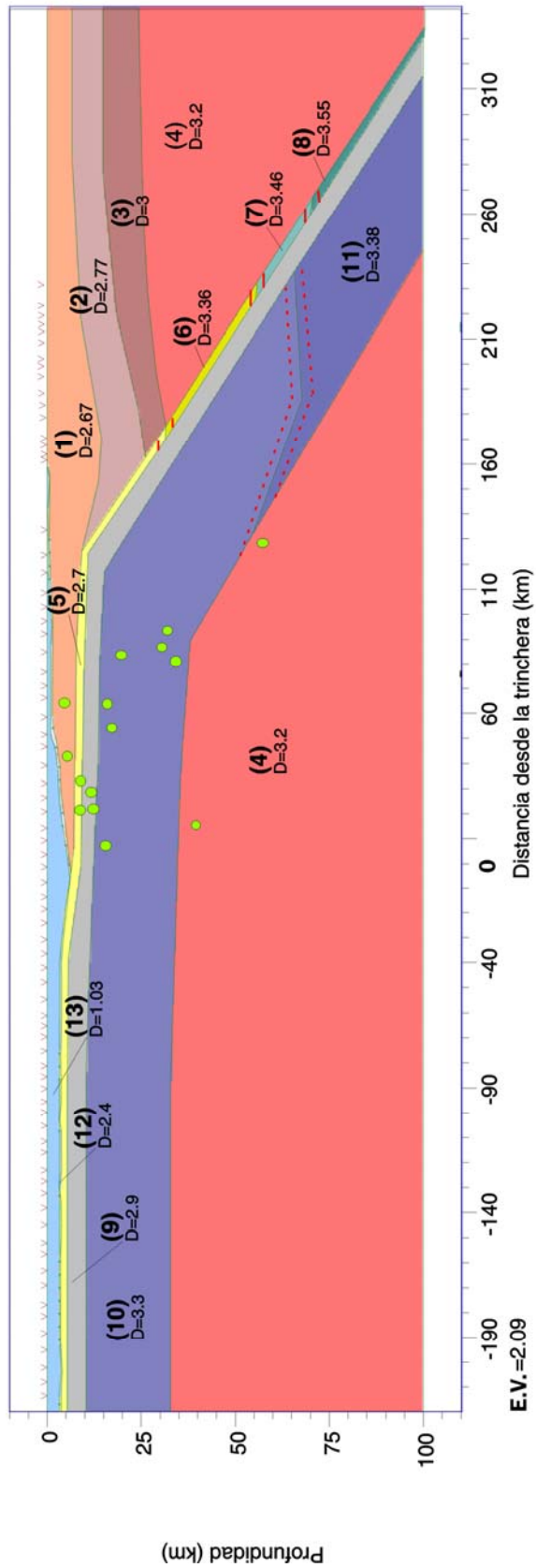
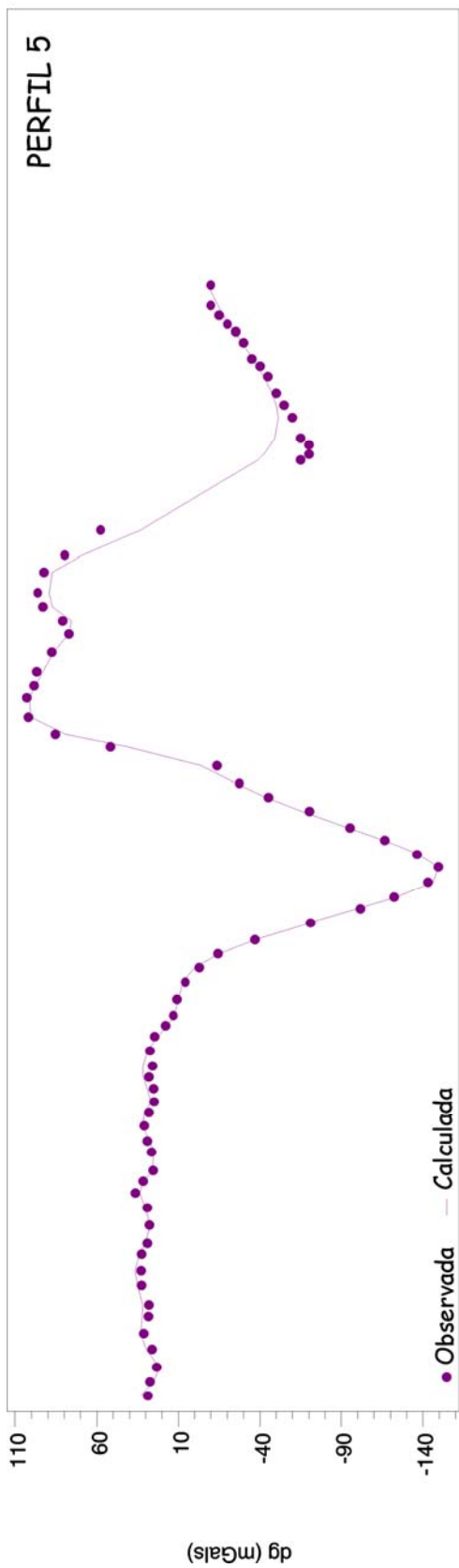


Figura 4.12. Modelado gravimétrico del perfil 5. Misma simbología que en los perfiles anteriores. Los círculos verdes señalan las localizaciones hipocentrales del estudio de Pardo y Suárez (1995).

El espesor promedio de corteza continental que encontramos es de 23 km, delgada en comparación por ejemplo, a los 40 km que proponen Valdés et al. (1986). Sin embargo, esta delgadez de corteza, junto con los cambios de fase mencionados arriba son necesarios para ajustar la anomalía que gradualmente sube de -160 a -26 mGal en el perfil 2, y concuerda con todos los demás modelos.

Otras de las restricciones para nuestros modelos que consideramos fue la del espesor de la litósfera oceánica (sección 4.2.3.1), que está relacionada con la edad de la placa. Sustituyendo los valores, para una placa de aproximadamente 12 millones de años de edad (Peláez, 1999):

$$L_o = 9.7\sqrt{12} \approx 33 \text{ km} \quad (13)$$

valor que concuerda con nuestros modelos.

De acuerdo a la discusión que hemos hecho acerca de los modelos isostáticos, a partir de nuestros modelos en los perfiles 2 y 3 donde se puede apreciar claramente este efecto, podemos notar un mecanismo de compensación local tipo Airy-Heiskanen, debido a que abajo de la carga topográfica (Sierra Madre del Sur) existe un mayor espesor de corteza que en las zonas donde la topografía es menor. Sin embargo, para que la compensación sea totalmente debida a este mecanismo, aparte del nivel de compensación (comúnmente de 30 km: Simpson et al., 1986; Udías, 1986; etc) el tamaño de la raíz es de aproximadamente 4.45 veces la altura de la topografía (Udías, 1986); es decir, si consideramos que la Sierra Madre del Sur tiene una altura promedio de 3 km, el espesor total de la raíz debería ser de 44 km, valor que no concuerda con nuestro resultado (30 km). Esto puede explicarse a que la placa se encuentre también ejerciendo un soporte adicional hacia, es decir, es probable que la deformación elástica de la placa subducida soporte la parte no compensada por el mecanismo isostático de Airy.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De acuerdo a los objetivos propuestos, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

1. Se recopilaron y analizaron todos los datos que se tenían disponibles para el estado de Oaxaca, resultando de esta recopilación de que, siempre y cuando se tenga en cuenta la cobertura de los datos, la carta de Anomalía de Bouguer Simple de la República Mexicana (De la Fuente et al., 1994) es la mejor fuente con la que se cuenta para obtener datos gravimétricos de la zona.
2. Para el área marina, los datos de altimetría de satélite de Sandwell y Smith (1997) son los mejores para estudios de este tipo.
3. Se ha demostrado contando con el apoyo del modelado gravimétrico bidimensional, que la forma de la placa en la zona de subducción de Oaxaca no presenta forma de rampa continua como lo habían propuesto otros autores (Valdés et al., 1986; Singh et al., 2000), sino que presenta una forma de escalón subhorizontal.
4. El alto gravimétrico que se presenta a la altura de la costa tiene su origen en que la placa, después de la trinchera continúa empujando a la placa continental y es precisamente en este punto (la costa) donde comienza a tener un comportamiento descendente, no teniendo pues la necesidad de colocar un cuerpo de alta densidad como el modelo propuesto por Valdés et al. (1986).
5. Los rasgos montañosos del sur de México (la Sierra Madre del Sur) presentan un efecto de compensación isostática que probablemente actúe de dos maneras al mismo tiempo: una compensación isostática tipo Airy y el empuje hacia arriba

de la placa. Es posible que ambos mecanismos sean los que soporten dicha topografía.

6. Se propuso un cambio de fase de basalto (2.7 g/cm^3) a eclogita (3.56 g/cm^3) y de peridotita (3.3 g/cm^3) a garnet peridotita (3.38 g/cm^3) en la corteza y la litósfera oceánicas respectivamente de acuerdo al modelo térmico que rige la zona de subducción de Guerrero, ya que no hay un modelo disponible para Oaxaca. Este tipo de cambio de fase ya ha sido propuesto para la zona de subducción de Chile en el estudio de Grow y Bowin (1975).
7. El modelado gravimétrico de una placa no subhorizontal y de rampa continua del perfil que corresponde al estado de Chiapas (96° N , 13.2° W ; 94.2° N , 16° W), de decir, al este de la dorsal de Tehuantepec, es otra prueba de la posibilidad que este rasgo topográfico sea la frontera entre dos provincias diferentes de subducción en la misma placa de Cocos, como lo han sugerido anteriores estudios (Couch y Woodcock, 1981; Pardo y Suárez, 1995).

Sin embargo, aun quedan muchos estudios por hacer para determinar la configuración de la zona de subducción de Oaxaca, ya que nuestros resultados no son del todo concluyentes. Lo primero que se propone es que se amplíe la cobertura de datos gravimétricos para el estado de Oaxaca. Es importante hacer notar que este estudio podría dar la pauta para tomar en cuenta nuevas consideraciones al momento de hacer estudios posteriores, como el adelgazamiento de la corteza continental, los cambios de fase que ocurren en la corteza y litósfera oceánicas, las causas de los altos gravimétricos característicos en las zona de subducción, etc.

Sería muy interesante hacer un análisis de la isostasia combinada Airy-Heiskanen para confirmar la geometría del escalón debajo de la costa. Si la raíz no es suficiente para compensar la Sierra Madre del Sur, entonces la deformación elástica de la placa subducida tiene que soportar la parte no compensada por el mecanismo isostático de Airy.

De acuerdo a la discusión que se hizo en el capítulo 2, secciones 2.1.3 y 2.2.2, se sugiere que los datos gravimétricos tengan como superficie de referencia el elipsoide en lugar del geoide. Un estudio posterior podría ser un trabajo de las mismas dimensiones que el nuestro pero tratando de averiguar de qué amplitud es el efecto indirecto causado por referenciar al geoide en lugar del elipsoide.

Quizá faltaron otros aspectos a considerar para limitar aún mejor nuestros modelos, como el vulcanismo (aunque sólo exista el que se presenta en la zona de los Tuxtlas, Veracruz), estudios sísmicos y demás que puedan darnos modelos aún más confiables.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

Abers, Geoffrey A., Three dimensional inversion of regional P y S arrival times in the East Aleutians and sources of subduction zone gravity highs, *J. Geophys. Res.*, 99, 4395-4412, 1994.

Balmino, G., *Champ de pesanteur terrestre et geoïde, principes, progrès et connaissance actuelle*, Tutorial #2, Bureau Gravimétrique International.
<http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8110/tutorial/debutbgi.htm>

Bandy, W., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A., Mena, M. Structure of the southern Jalisco subduction zone, México, as inferred from gravity and seismicity. *Geofísica Internacional*, 38, 127-136, 1999.

Blakely, Richard J., *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge University Press, EU, 1995.

Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W.D., Matumoto, T., Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate, *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735, 1984.

Campa, M., y Coney, P.J., Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. J. Earth. Sci.*, 20, 1040-1051, 1983.

Couch, R., y Woodcock, S, Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86, 1829-1840, 1981.

Chapin, David A., Theory of the Bouguer gravity anomaly: a tutorial, *The Leading Edge*, mayo 1996.

De la Fuente, M.F., Mena, M., Aiken, C.L.V., Cartas gravimétricas de la República Mexicana, I. Carta de anomalía de Bouguer, *Inst. de Geofísica e Inst. de Geología, UNAM*, 1994.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., y Stein, S., Current plate motions, *Geophys. Res. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.

GM-SYS™ Grav/Mag Modeling Software, *User's guide for version 4.6*, Corvallis, OR, EU, 1999.

Grow, John, y Bowin, Carl, Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 80, 1449-1458, 1975.

Hackney, Ron, y Featherstone, Will, Are we misinterpreting gravity anomalies? en *Proceedings Chapman conference on exploration Geodynamics*, eds. Louis Moresi y Dietman Müller, p.p. 78-79, 2001.

Ito, G., y Taira, A., Compensation of the Ontong Java Plateau by surface and subsurface loading, *J. Geophys. Res.*, 105, 11171-11183, 2000.

Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., Mena, M., Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3385-3388, 1996.

Kostoglodov, Vladimir, y Pacheco, Javier, *Cien años de sismicidad en México*. Instituto de Geofísica, UNAM, 1999.

Lemoine, F.G., Smith, D.E., Kunz, L., Smith, R., Pavlis, E.C., Pavlis, N.K., Klosko, S.M., Chinn, D.S., Torrence, M.H., Williamson, R.G., Cox, C.M., Rachlin, K.E., Wang, Y.M., Kenyon, S.C., Salman, R., Trimmer, R., Rapp, R.H., Nerem, R.S., The Development of the NASA GSFC and NIMA Joint geopotential model EGM96: Technical Paper NASA/TP-1998-206861, 1998.

Li, Xiong, y Götze, Hans-Jürgen, Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy, and Geophysics - a Tutorial. *Geophysics*, 66, 1660-1668, 2001.

Lowrie, William, *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press, Reino Unido, 1997.

Mena, M., de la Fuente, M., Morán, D., Espíndola, J.M., Núñez-Cornú, F., Medina, F. Anomalías gravimétricas y espesor de corteza en la región de Oaxaca, México, *Geofísica Internacional*, 34, 79-91, 1995.

Molnar, P., Sykes, L.R., Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684, 1969.

Nettleton, L.L., *Gravity and Magnetism in oil prospecting*, McGraw-Hill, EU, 1976.

Pardo, M., y Suárez, G., Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357-12,373, 1995.

Peláez, Roberto, El campo gravimétrico y la estructura de la zona de subducción en Guerrero, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 1999.

Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrman, U., Frisch, W., Second look at suspect terranes in southern Mexico, *Geology*, 19, 1233-1236, 1991.

Sandwell, D.T., y Smith, W.H.F., Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, 102, 10,039-10,054, 1997.

Smith, W. H. F., y D. T. Sandwell, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *J. Geophys. Res.*, 99, 21803-21824, 1994.

Sarrailh, M., y Balmino, G., *La mesure directe du champ de gravité de la Terre: la Gravimétrie*, Tutorial #5, Bureau Gravimétrique International.
<http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8110/tutorial/debutbgi.htm>

Simpson, R.W., Jachens, R.C., Blakely, R.J., A new residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies, *J. Geophys. Res.*, 91, 8384-8372, 1986.

Singh, S.K., Ordaz, M., Alcántara, L., Shapiro, N., Kostoglodov, V., Pacheco, J.F., Alcocer, S., Gutiérrez, C., Quaas, R., MIkumo, T., The Oaxaca Earthquake of 30 september 1999 ($M_w = 7.5$): A normal-faulting event in the subducted Cocos plate, *Seis. Res. Lett.*, 71, 1, 2000.

Talwani, Manik, Errors in the total Bouguer reduction, short note. *Geophysics*, 63, 1125-1130, 1998.

Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., Rapid gravity computations of two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59, 1959.

Turcotte, Donald, y Schubert, Gerald, *Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems*, Ed. John Wiley, EU, 1982.

Udías, A., y Mézcua, J., *Fundamentos de Geofísica*, Ed. Alhambra, Madrid, 1986.

Valdés, C., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomnitz, C., Luetgert, J.H., Helsley, C.E., Lewis, B.T.R., Mena, M. Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 547-563, 1986.

APÉNDICE - ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA A PARTIR DE ALTIMETRÍA DE SATÉLITE

Principios de la altimetría de satélite

La tarea principal de los geodestas es determinar el geoide a partir de la gravedad observada; sin embargo, podemos ir en la dirección opuesta, es decir, podemos convertir el geoide observado en anomalías gravimétricas. La gravedad derivada de satélite es el proceso mediante el cual podemos llevar a cabo dicha transformación (Li y Gotze, 2001).

En la altimetría de satélite se hacen dos mediciones de distancia muy precisas para que pueda ser calculado el geoide (figura A.1.). Primero, se mide la altura del satélite arriba del elipsoide h^* rastreado el satélite mediante una red globalmente distribuida de estaciones de laser y/o doppler. Segundo, la altura del satélite sobre la superficie del océano más cercana, es decir, la elevación h , es medida con un altímetro de radar de microondas (Sandwell y Smith, 1997).

De este modo, la diferencia entre la altura sobre el elipsoide y la altura sobre el nivel del mar es aproximadamente igual a la altura del geoide:

$$N = h^* - h \quad (14)$$

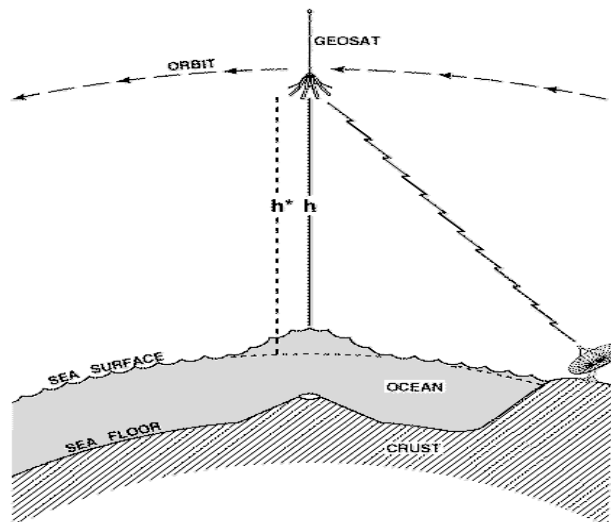


Figura A.1. Principio básico de la altimetría de satélite. Tomada de Sandwell y Smith, 1997.

Conversión a anomalía gravimétrica

En el momento de orbitar la Tierra, el satélite va recolectando un perfil continuo de alturas de geoides a lo largo de una cuenca oceánica (figura A.2.). Los perfiles provenientes de varios satélites recolectados durante muchos años son combinados para hacer imágenes de alta resolución. Como ya se mencionó, el geode refleja las variaciones internas de densidad existentes en el interior de la Tierra, así como los cambios de la topografía. Para resaltar los efectos de pequeña escala, este geode es convertido a anomalías gravimétricas, las cuales se puede decir de forma sencilla que son calculadas tomando las derivadas del geode y usando la ecuación de Laplace. Después de la conversión, las mediciones de gravedad derivadas de satélite pueden ser comparadas y combinadas con mediciones gravimétricas realizadas por barcos, y han mostrado una concordancia a un nivel de 5 mgals (Sandwell y Smith, 1997).

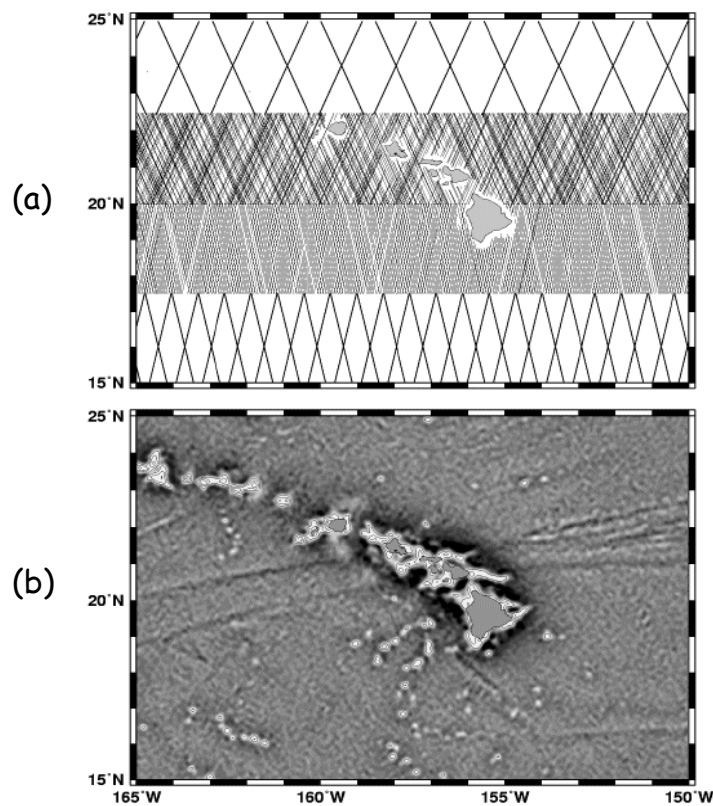


Figura A.2. Anomalía gravimétrica derivada a partir de mediciones de altura de geoides. (a) representa las trayectorias de satélite (Misiones Geosat y ERS-1) apiladas. (b) es el gradiente gravimétrico vertical. Tomada de Sandwell y Smith, 1997.

Existe una relación simple entre anomalía gravimétrica y ondulación de geoide. Para anomalías bidimensionales, una anomalía en el geoide con una longitud de onda λ y amplitud N , la anomalía gravimétrica asociada Δg (Li y Götze, 2001), está dada por

$$\Delta g = \frac{2\pi\gamma N}{\lambda} \quad (15)$$

Donde $\gamma = 980000$ mGal es el valor promedio de la gravedad de la Tierra. Esta fórmula expresa que una variación en el geoide asociada con una anomalía de 10 mGal y una longitud de onda de 10 km es sólo 16 mm. Esto indica qué tan preciso debe ser el geoide para derivar anomalías útiles para la exploración geofísica.