

15



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO.

---

---

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

" ANÁLISIS DE LAS ANOMALIAS DE MANTO-BOUGUER  
EN EL AREA DEL GRABEN EL GORDO , AL SU ROESTE DE  
MANZANILLO , COLIMA ."

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE :

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

GLORIA SELENE SERRATO DIAZ

CIUDAD UNIVERSITARIA MEXICO, D.F. 2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-778

SRITA. GLORIA SELENE SERRATO DIAZ  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. William Lee Bandy y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico

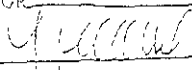
ANALISIS DE LAS ANOMALIAS DE MANTO-BOUGUER EN EL AREA DEL GRABEN EL GORDO, AL SUROESTE DE MANZANILLO, COLIMA

- I INTRODUCCION
- II AREA DE ESTUDIO GRABEN EL GORDO
- III DATOS BATIMETRICOS Y GRAVIMETRICOS, METODOS DE MODELADO DE ANOMALIAS DE MANTO BOUGUER USANDO ALGORITMOS DE PARKER Y TALWANI
- IV RESULTADOS DEL MODELADO
- V DISCUSION SOBRE LA IMPLICACION DE LOS RESULTADOS EN RELACION CON LA TECTONICA ACTIVA
- VI CONCLUSIONES  
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted acordar con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se exponga en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de esta

Asimismo se recuerda que la Ley de Profesiones establece que se deberá prestar servicio social durante un periodo mínimo de seis meses como requisito para sustentar el examen profesional

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Col. Universitaria - de mayo del 2000  
EL DIRECTOR

  
ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

D. F. 01/11/2000

8

DEDICATORIAS

*A mi Papá, por su ejemplo y todos los buenos recuerdos que me acompañarán  
toda mi vida.*

*A mi Mamá, por su amor, esfuerzo y paciencia, por alentarme en todo momento  
y ser parte fundamental de mi vida.*

*A Rosy, Ale y Sandý, por su apoyo incondicional y por ser lo más importante en mi vida.*

*A Leo Alejandro por ser la alegría de mi vida.*

## AGRADECIMIENTOS



*A la UNAM y al Instituto de Geofísica, por la oportunidad de realizar mis estudios en esta institución.*

*Al Dr. William L. Bandy, por brindarme su asesoría, paciencia y apoyo para la realización de esta tesis.*

*Al Dr. Carlos Mortera Gutiérrez, por sus comentarios, sugerencias y apoyo que me brindó desde el primer momento.*

*Al Dr. René Chávez Segura, al Dr. José Oscar Campos Enríquez y al Dr. Osvaldo Sánchez Zamora por sus comentarios y tiempo dedicado a la revisión de la tesis.*

*A Guillermo Pardo Castro, por su incansable apoyo, consejos, paciencia y por compartir conmigo momentos increíbles.*

*A Samana, Alina, Lizette, Elizabeth, Claudia, Paul, Rocío, Nadxjeli, Marchelis, Oscar, Richard, Enrique, Gerardo Bárcena y demás amigos por su apoyo e invaluable amistad.*

*A César y Alejandro, por apoyarme en todo momento.*

*A mi abuchito Tello, por contagiarme un poco de su insaciable curiosidad.*

## INDICE

Tema	página
RESUMEN	1
I. INTRODUCCIÓN	4
II. ÁREA DE ESTUDIO: GRABEN EL GORDO	8
III. DATOS BATIMÉTRICOS Y GRAVIMÉTRICOS, MÉTODOS DE MODELADO DE ANOMALÍAS DE MANTO-BOUGUER USANDO ALGORITMOS DE PARKER Y TALWANI	19
III. 1 Datos batimétricos y gravimétricos	19
III. 2 Construcción del mapa de anomalía de Manto-Bouguer	28
III. 3 Modelado en 2-D de la anomalía de Manto- Bouguer	33
IV. RESULTADOS DEL MODELADO	34
IV. 1 Análisis de las anomalías de Aire Libre y Manto-Bouguer	40
IV. 2 Análisis de perfiles	41
V. DISCUSIÓN SOBRE LA IMPLICACIÓN DE LOS RESULTADOS EN RELACIÓN CON LA TECTÓNICA ACTIVA	47
VI. CONCLUSIONES	51
BIBLIOGRAFÍA	53

## RESUMEN

El objetivo principal de este estudio es determinar la distribución de la densidad en la corteza y manto superior en el área del graben El Gordo frente a la costa de Colima, a partir de datos gravimétricos. El análisis de las anomalías de Aire Libre y Manto-Bouguer contribuye para determinar si el graben es un rift activo y pertenece al límite entre las placas de Rivera y Cocos o bien es un graben inactivo que pertenece al conjunto de grábenes formados por el Michoacán Trough.

Para este estudio se tomó en consideración la hipótesis de que el graben El Gordo pudiera ser un rift activo localizado en la frontera entre las placas de Rivera y Cocos, y que las fuerzas que producen la deformación en la parte sur del rift de Colima, se originan a partir de la divergencia entre ambas placas.

Como sustento a esta hipótesis se ha encontrado una anomalía térmica dentro del graben El Gordo, en el cual se estimó que el flujo de calor es aproximadamente cuatro veces mayor que en las áreas adyacentes.

Se construyó un mapa de anomalía de gravedad de Aire Libre del área a partir de datos a nivel del mar. Posteriormente, se calculó la anomalía de gravedad de Manto-Bouguer en 3-D correspondiente al graben, tomando en consideración los datos de gravedad existente, la reflexión sísmica y los datos batimétricos, para así

remover el efecto de la topografía en la anomalía de Aire Libre. A partir de la anomalía de Manto-Bouguer se crearon modelos en 2-D de la interfase corteza / manto superior.

El mapa de anomalía de gravedad de Aire Libre muestra una disminución pronunciada de los valores en el área del graben El Gordo con respecto a valores altos de gravedad asociados con el límite poniente del Michoacán Trough. Además, se observa que existe un área de altos valores de gravedad que se extiende desde el margen sur del graben El Gordo hasta la Dorsal del Pacífico Este.

En el área del graben, el análisis indica que la interrupción de los valores altos de gravedad asociados con el límite poniente del Michoacán Trough y los valores bajos de gravedad centrados sobre él, no se deben a efectos de la topografía, ya que se conservan en la anomalía de Manto-Bouguer.

Se modeló la anomalía de valores bajos de Manto-Bouguer en el centro del graben como una zona de fusión parcial dentro de la corteza y del manto superior. La anomalía de Manto-Bouguer también muestra una región orientada NE-SW de valores altos de gravedad que se extienden desde el graben El Gordo hasta la Dorsal del Pacífico Este, por lo que también se considera que esta anomalía tampoco se debe a efectos de topografía. Este análisis indica que la propuesta de una anomalía térmica dentro del

graben El Gordo es avalada por los datos de gravedad disponibles para este estudio.

## I. INTRODUCCIÓN

El graben El Gordo se encuentra ubicado al occidente de la Trincheras Mesoamericana y al SW de Manzanillo, México, dentro de la litosfera oceánica de una edad aproximada de 10 millones de años, (Figura 1).

El alineamiento y la morfología del piso oceánico en el área alrededor del graben, la actual actividad del Rift Sur de Colima [Pacheco et al., 2000; Garduño-Monroy et al., 1998] el marcado cambio en la geometría de la zona Wadati-Benioff bajo el oeste de México [Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995], sugieren que el graben marca la extensión hacia el oeste de una zona de divergencia dentro de la litosfera oceánica que subduce la margen occidental de México [Bandy 1992; Bandy et al., 1995; Bandy et al., 2000]. Se ha propuesto que esta zona de extensión marca el límite entre las placas Rivera y Cocos, y que la extensión es debida a la divergencia entre ambas placas [Bandy et al., 1998].

Los datos de flujo de calor adquiridos dentro y alrededor del graben El Gordo también respaldan la propuesta de una reciente extensión dentro del graben; específicamente, los valores de flujo de calor dentro del graben son mayores a  $208 \text{ mW/m}^2$  [Khutorskoy et al., 1994] Estos valores son aproximadamente cuatro veces más

grandes a los medidos en los sedimentos de la trinchera justo al sur del graben [Prol-Ledesma et al., 1989].

Los mapas de gravedad del área [Bandy, 1992; Bandy y Hilde, 2000; Smith y Sandwell, 1997] muestran una disminución pronunciada (de 30 a 40 mGals) en el área del graben El Gordo de los altos valores de gravedad asociados con el límite occidental del Michoacán Trough. Además, un área de altos valores de gravedad se extiende desde el margen sur del graben El Gordo hacia la Dorsal del Pacífico Este. Estas observaciones llevan a la propuesta de que la zona de divergencia entre las placas Rivera y Cocos, puede estarse propagando actualmente desde el graben El Gordo hacia la Dorsal del Pacífico Este. Por lo tanto, esta zona de extensión entre las placas Rivera y Cocos puede estarse convirtiendo eventualmente en un límite divergente [Bandy, 1992].

La anomalía de Aire Libre se ve afectada por la topografía del piso oceánico. Por esto, en este estudio se construye un mapa gravimétrico de anomalía de Manto-Bouguer que no está afectada por la topografía. Al remover los efectos topográficos de la anomalía de gravedad, se observa una disminución en la anomalía de Aire Libre que está fuertemente asociada con el margen occidental del Michoacán Trough dentro del área del graben El Gordo, además se observa que los valores altos de gravedad se extienden desde el graben El Gordo hacia la Dorsal

del Pacífico Este. Los modelos aparentes de fuentes de estas anomalías ubicadas en la interfase corteza / manto superior son inferidos por medio del modelado 2-D de Manto-Bouguer.

El análisis indica que la disminución en los valores de gravedad asociados con el límite occidental del Michoacán Trough en el área del graben El Gordo no se debe a efectos de topografía, como tampoco lo es la baja gravedad centrada sobre el graben El Gordo en el mapa de anomalía de Manto-Bouguer.

El modelado de esta anomalía permite inferir una zona de fusión parcial dentro de la corteza y el manto superior del graben El Gordo. Además, el mapa de anomalía de Manto-Bouguer también muestra una región orientada NE-SW de valores altos de gravedad que se extiende desde el graben El Gordo hacia la Dorsal del Pacífico Este, sugiriendo entonces que esta anomalía no es debida a efectos topográficos. Sin embargo, al contrario de la anomalía de Aire Libre, la anomalía Manto-Bouguer muestra una región central, elongada NE-SW, con valores bajos de gravedad que es rodeada por valores altos. Estas anomalías son modeladas como una zona de adelgazamiento en la corteza en conjunción con zonas de fusión parcial dentro de la corteza inferior y el manto superior, por lo que los resultados de esta tesis son consistentes con la propuesta de una extensión dentro del graben El Gordo, como parte de una zona de apertura (*rift*) entre las placas de Rivera y



Cocos que se extiende hacia el SW hasta la Dorsal del Pacífico Este.

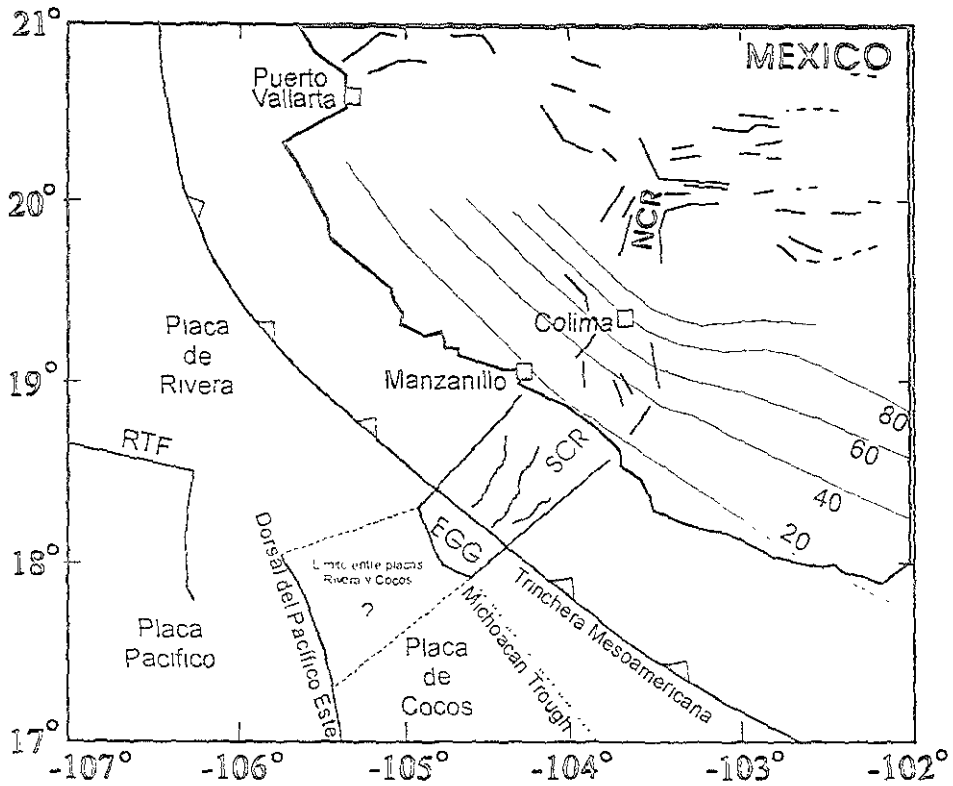


Figura 1. Ubicación del área de estudio. Cercano a las costas de Colima y Jalisco, las mayores estructuras batimétricas en el margen occidental de México son, Dorsal del Pacífico Este, el graben El Gordo (EGG: El Graben Gordo), la Trinchera Mesoamericana, la Falla Transforme de Rivera (RTF: Rivera Transform Fault), la depresión batimétrica Michoacán (Michoacan Trough), la extensión Sur del Rift de Colima (SCR: South Colima Rift) y la extensión Norte del Rift de Colima (NCR: North Colima Rift). La litosfera oceánica está dividida entre las placas del Pacífico, Rivera y Cocos. Las líneas delgadas con números muestran las profundidades en km de las placas oceánicas que están siendo subducidas debajo del margen continental de la placa de México.

## II. ÁREA DE ESTUDIO: GRABEN EL GORDO

El graben El Gordo, orientado NE-SW, se encuentra ubicado al oeste de la Trinchera Mesoamericana y al SW de Manzanillo, México (Figura 1). El graben tiene una profundidad media de aproximadamente 4000 metros, presenta de 40 a 50 km de ancho y se extiende de 35 a 40 km hacia el oeste desde el eje de la trinchera (Figura 2).

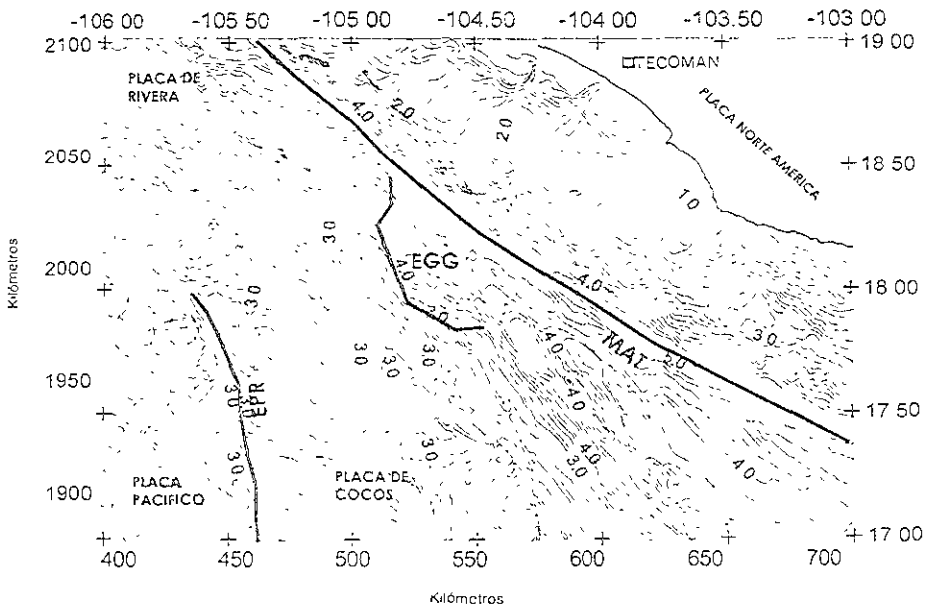


Figura 2 Mapa de batimetría del área de estudio, con contornos cada 200 metros (Coordenadas de UTM, zona 13N). Nota: Esta figura se presenta en los dos tipos de coordenadas, en la parte izquierda e interior muestra coordenadas UTM, en la parte derecha y superior muestra coordenadas geográficas. Las líneas gruesas marcan la Dorsal del Pacífico Este (EPR: East Pacific Rise), la Trinchera Mesoamericana (MAT: Middle America Trench) y el graben El Gordo (EGG).

El escarpe occidental del graben muestra una geometría en forma de 'V' y con relieves de hasta 1 km. Una muestra de basalto tomada de este escarpe proporciona una fecha radiométrica preliminar de 2.2 M.a. [Michaud, datos no publicados], que es consistente con la presencia de la anomalía magnética 2A1 (Pleistoceno Temprano – Pleistoceno Tardío, Figura 3) adyacente al graben [Bandy et al., 2000]. El límite norte consiste de un escarpe sencillo, con una máxima pendiente hacia el SE, con aproximadamente 600 m de relieve. El relieve en este escarpe disminuye en dirección del eje de la trinchera, donde no hay escarpe. El límite sur consiste de dos escarpes con pendiente máxima hacia el NW, cada uno muestra un relieve aproximado de 500 m. Al igual que en el límite norte, el relieve a lo largo de este escarpe disminuye en dirección al eje de la trinchera.

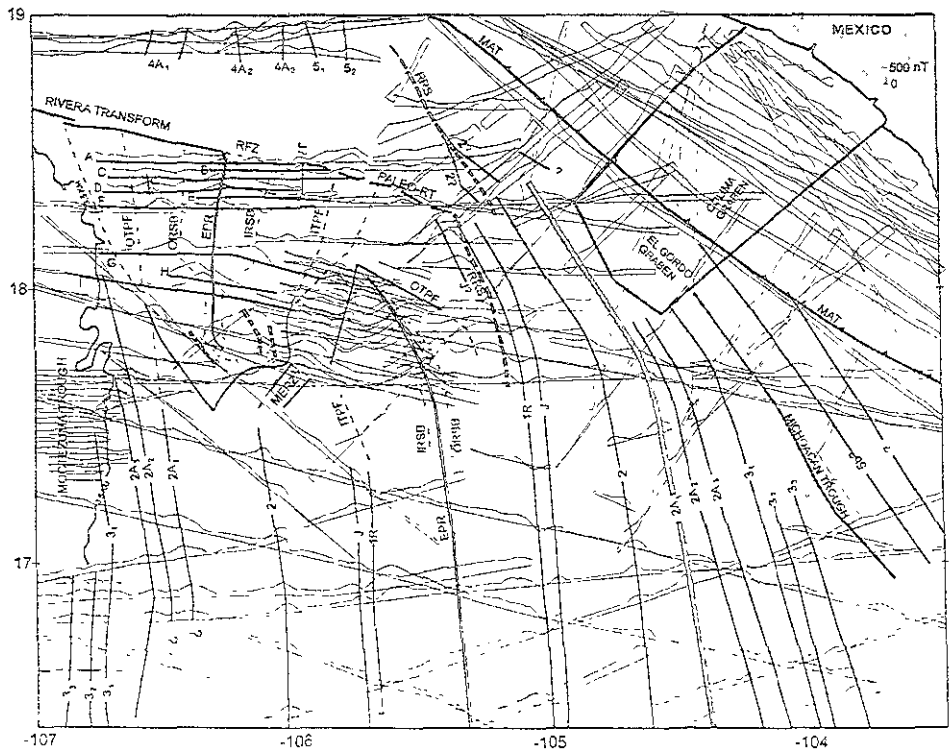


Figura 3 Mapa de anomalías magnéticas de la región del límite entre las placas de Rivera y Cocos. Las líneas dobles continuas representan dorsales activas en el piso oceánico, las líneas dobles discontinuas representan dorsales antiguas no activas, las líneas delgadas con acotaciones corresponden a las anomalías magnéticas [de Bandy et al. 2000]

El graben El Gordo contiene un prominente edificio volcánico central con orientación NE-SW (Complejo Volcánico El Gordo) que está alineado con el Cañón Armeria, éste es un cañón submarino ubicado al centro de la extensión del Rift Sur de Colima al oeste de México. La edad de estos volcanes no es conocida, sin embargo, los datos de reflexión sísmica [Bandy y Hiide, 2000] indican la casi inexistencia de sedimentos que los cubren. Esta

falta de sedimentos sugiere que los volcanes pueden ser recientes. Una muestra de basalto tomada del piso del graben, adyacente a la edificación volcánica, tiene una fecha radiométrica preliminar de aproximadamente 10 M.a. [Michaud, datos no publicados], que es fuertemente consistente, aunque más reciente, con la corteza oceánica ubicada al SE del graben que corresponde a la secuencia de la anomalía magnética 5A (Mioceno Medio – Mioceno Tardío, Figura 4) identificada por Kostoglodov y Bandy (1995).

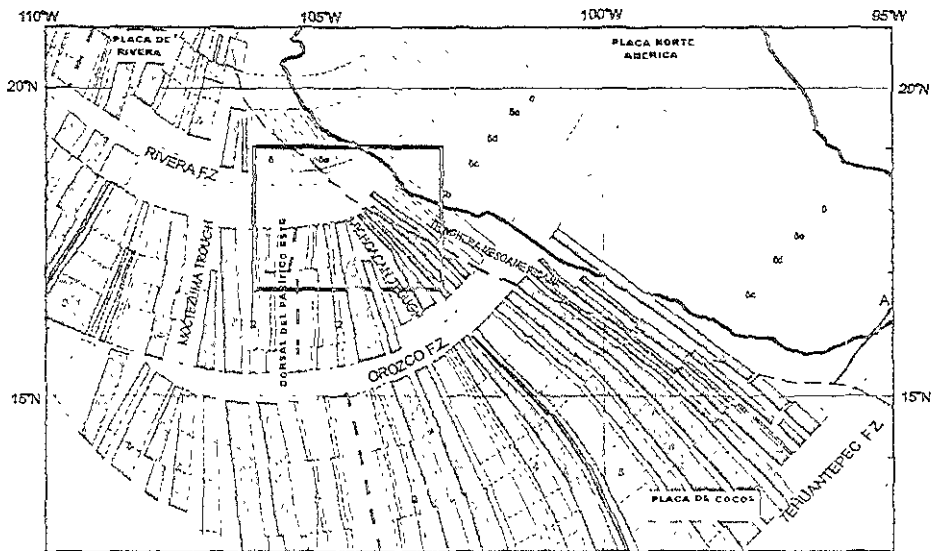


Figura 4. Lineaciones magnéticas de esparcimiento en el piso oceánico [de Kostoglodov y Bandy, 1995]

El graben El Gordo (área marcada dentro del círculo en la Figura 5) está situado en la unión de tres prominentes estructuras morfotectónicas en el fondo marino del margen occidental del Pacífico mexicano, la Trinchera Mesoamericana, el Michoacán Trough y el Rift de Colima. El Michoacán Trough es una depresión morfotectónica ya inactiva, formada por la propagación hacia el norte de la Dorsal del Pacífico Este [Klitgord y Mammerickx, 1982]. Ésta depresión marca un límite entre la litósfera formada por la Dorsal del Pacífico Este y la Dorsal Matemática (Ridge Mathematician, situada al oeste a  $\sim 110 - 110^\circ$  W), esta última se encuentra actualmente inactiva. El Rift de Colima es una zona de extensión activa dentro de la placa continental de Norte América en México [e.g., Allan et al., 1991]. Este rift tiene una orientación N-S en la parte norte de la ciudad de Colima, mientras que al sur esta orientado NE-SW.

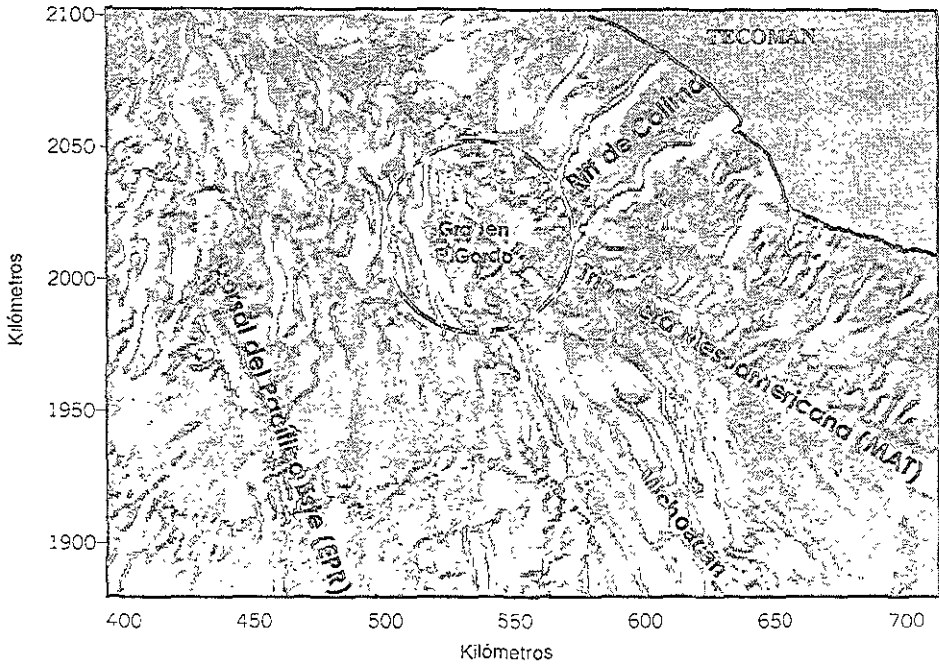


Figura 5 Relieve topográfico del área de estudio

Se han reportado numerosos eventos sísmicos pequeños ( $M < 4$ ) dentro del Rift Sur de Colima. La mayoría de estos ocurren a lo largo del margen NW [e.g., Garduño-Monroy et al., 1998]. Un evento reciente de mayor magnitud ( $M = 5.2$ ) localizado a lo largo del margen NW muestra un mecanismo focal que indica un fallamiento normal orientado NNE-SSW [Pacheco et al., 2000]. Se ha reportado, en base a datos de reflexión sísmica, una subsidencia relativa de aproximadamente 1 km a la plataforma adyacente y regiones inclinadas más allá de la línea de costa en

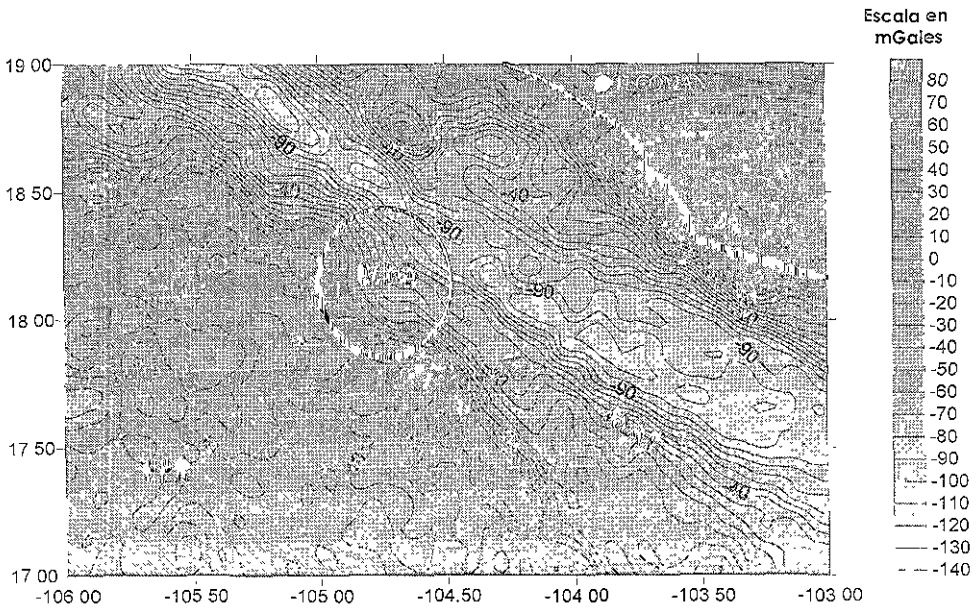
el Rift Sur de Colima [Bourgeois et al., 1988a, b; Bandy et al., 1993]. En el lado oceánico existe una discordancia angular entre el basamento granítico del pre-Eoceno y los sedimentos marinos del Mioceno Superior - Plioceno Inferior, observados durante estudios de investigación con submarinos especiales [Mercier de Lépinay et al., 1997]. Fuera del rift, esta discordancia angular se encuentra a una profundidad de 2823 m, mientras que dentro del rift se encuentra a 3920 m.

Esta complejidad morfológica sugiere varias posibilidades para explicar el origen del graben El Gordo. Wilson y DeMets [1998], propusieron que éste puede ser uno de varios grábenes que constituyen el Michoacán Trough, y por lo tanto, está actualmente inactivo. En contraste, basándose en el alineamiento del graben El Gordo con el Rift Sur de Colima y con la pronunciada curva de la parte más alta de la zona Wadati-Benioff en el margen occidental de México, Pardo y Suárez [1993, 1995], Bandy [1992] y Bandy et al. [2000] proponen que el graben El Gordo está actualmente activo y se formó a partir de la divergencia entre las placas de Rivera y Cocos.

El graben El Gordo también coincide con una interrupción pronunciada (30 a 40 mGals) en el alto gravimétrico orientado NW. Esta interrupción se presenta en los mapas de anomalía de Aire Libre construidos a partir de observaciones realizadas en barcos (Bandy, 1992), y también se presenta en mapas basados



en altimetría de satélite (Figura 6). Esta anomalía parece estar asociada con el margen occidental del Michoacán Trough. Sin embargo, también pudiera estar asociada con la región exterior elevada de la Trinchera Mesoamericana. Estos dos mapas muestran también valores altos de gravedad que se extiende desde el graben El Gordo hasta la Dorsal del Pacífico Este. Tomando como referencia el mapa de Bandy [1992] esta anomalía está orientada E-W, mientras que en el mapa de Smith y Sandwell [1997], está orientada NE-SW (Figura 6). Esta característica sugiere que la zona de divergencia entre las placas de Rivera y Cocos puede estarse propagando en la actualidad hacia la Dorsal del Pacífico Este [Bandy, 1992; Bandy et al., 2000].



Se han adquirido mediciones de flujo de calor en la superficie (Figura 7) dentro del área del graben El Gordo [Khutorskoy et al., 1994; Prol-Ledesma et al., 1989; Vacquier et al., 1967]. Estos datos indican que el área de pendiente continental justo al sur del Rift Sur de Colima muestra un flujo de calor en la superficie de manera constante con valores en un rango de 42 a 76 mW/m<sup>2</sup>. En esta región, el límite NW del rift muestra valores menores a lo normal (20 a 35 mW/m<sup>2</sup>), mientras que el margen SE muestra valores más altos de lo normal (45 a 101 mW/m<sup>2</sup>). Khutorskoy et al. [1994] atribuye esta variabilidad a diferencias en las rocas del basamento en los

límites del rift, sin embargo, también puede reflejar fluido de convección dentro del rift. Estos valores sugieren que sí existe actividad magmática dentro del rift, y que el magma no está cerca de la superficie. Los valores de flujo de calor en la superficie del graben El Gordo también son de alta variabilidad (79 a 208 mW/m<sup>2</sup>). Los valores más altos fueron adquiridos sobre el complejo volcánico en el centro del graben El Gordo y los valores bajos cerca de los márgenes norte y sur del rift. Khuthorskoy et al. [1994] propone que los valores altos y la gran variabilidad de éstos, pueden reflejar reciente actividad tectonomagmática e hidrotermal en la placa oceánica en el área del graben El Gordo. El flujo de calor dentro del eje de la trinchera está en un rango de 20 a 72 mW/m<sup>2</sup>, consistente con el promedio global de flujo de calor ( $41 \pm 26$  mW/m<sup>2</sup>) dentro de las trincheras oceánicas [Sugimura y Uyeda, 1973]. Se han registrado dos valores bajos de flujo de calor en la superficie (68 y 58 mW/m<sup>2</sup>) del Michoacán Trough al sur del graben El Gordo, esto sugiere que a diferencia del graben El Gordo, parece haber poca actividad tectonomagmática dentro del Michoacán Trough adyacente al graben el Gordo.

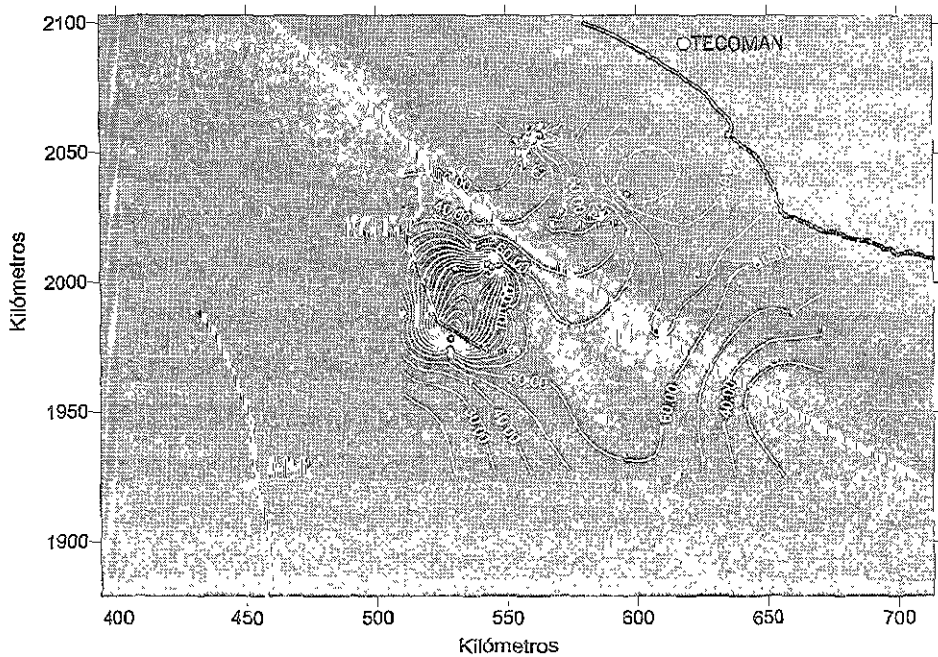


Figura 7. Distribución del flujo de calor en área de estudio. Los puntos marcan la localidad donde se hicieron las mediciones del flujo de calor frente a las costas de México, contornos cada  $10\text{mW/m}^2$ .

### III. DATOS BATIMÉTRICOS Y GRAVIMÉTRICOS, MÉTODOS DE MODELADO DE ANOMALÍAS DE MANTO-BOUGUER USANDO ALGORITMOS DE PARKER Y TALWANI

#### III.1. Datos batimétricos y gravimétricos

Los datos utilizados en este estudio consisten de: 1) datos gravimétricos marinos obtenidos del catálogo del National Geophysical Data Center (NGDC) en Boulder, Colorado, 2) datos de gravedad terrestre [Skidmore, 1988; Serpa et al., 1992; Bandy et al., 1993], 3) datos de gravedad terrestre que no han sido publicados anteriormente, colectados de 1992 a 1999, 4) datos batimétricos SEABEAM [Bourgois et al., 1988a y Mammerickx, 1984] y datos batimétricos (ecosonda convencional), actualmente disponibles en NGDC. Todos los datos de gravedad terrestre están referenciados a la estación base de gravedad absoluta localizada en el Instituto Oceanográfico en Manzanillo, México, a  $19^{\circ} 03' 45.545'' \text{ N} \pm 0.017''$ ,  $104^{\circ} 18' 08.800'' \text{ W} \pm 0.023''$ . La elevación con respecto al elipsoide WGS-77 es de  $-11.15$  metros (aproximadamente 2.5 m por encima del nivel medio del mar). La gravedad observada en la estación base es de  $978581.46 \pm 0.07$  mGales [Ness, 1984].

Los datos fueron reducidos para obtener los valores de Anomalía de Bouguer utilizando la base de datos de corrección de terreno

en México de Aiken et al. [1997]. En total se utilizaron 25989 mediciones gravimétricas para construir un nuevo mapa de anomalía de Aire Libre / Manto-Bouguer que es utilizado en el estudio (Figura 8).

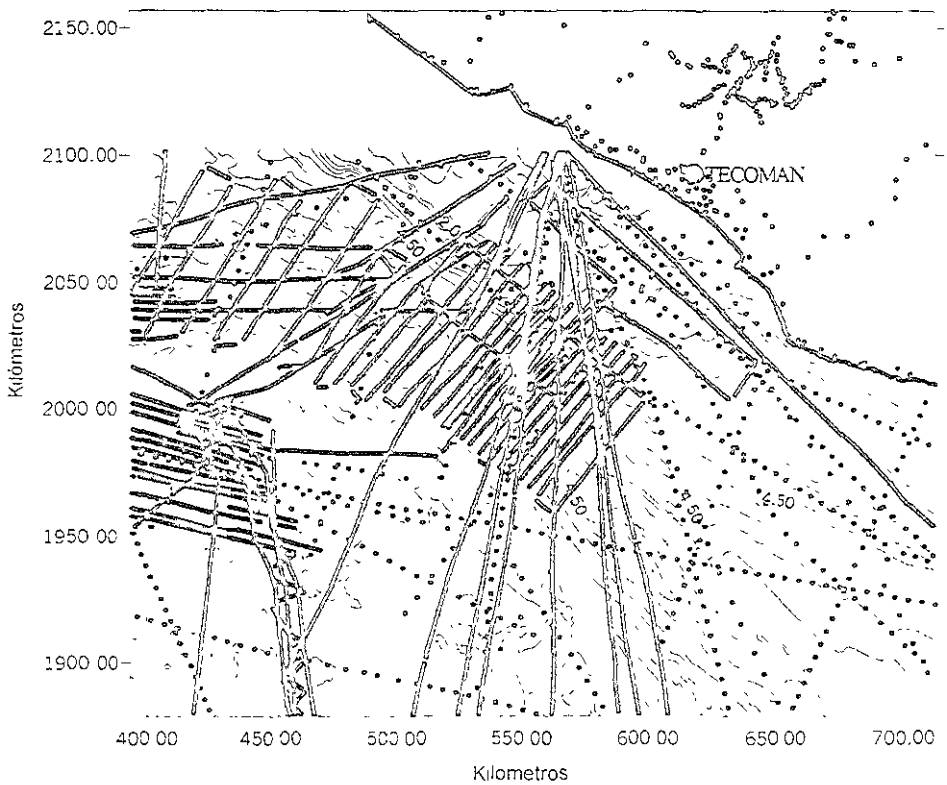


Figura 8 Localización de los datos gravimétricos.

Los datos gravimétricos marinos contenidos en la base de datos de la NGDC fueron colectados desde 1960 hasta el presente. Se

emplearon varios gravímetros y sistemas de navegación durante la adquisición de estos datos (Tabla 1).

Tabla 1. Información sobre los cruceros.

AÑO	CRUCERO	DCFN*	INSTRUM. NAV.	TGFS**	SIST. DE REF
1966	C1004	1010035		INT. 1930	POTSDAM SYS. OLD
1968	C1202	1010057	SATÉLITE	INT. 1930	POTSDAM SYS. OLD
1979	C2202	1010194	SATÉLITE	INT. 1930	POTSDAM SYS. OLD
1979	C2204	1010196	SATÉLITE	INT. 1930	POTSDAM SYS. OLD
1969	YAQ69APR	7010020	LORAN	INT. 1930	POTSDAM SYS. OLD
1971	YAQ7102	7010027	SATÉLITE	INT. 1930	POTSDAM SYS. OLD
1974	YAQ7309	7010042	SATÉLITE	IAG. SYS. 67	POTSDAM SYS. NEW
1975	WEL7503	7080002	SATÉLITE	IAG. SYS. 67	POTSDAM SYS. NEW
1977	MARSUR77	7150001	SAT. & OMEGA	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1978	MARSUR78	7150002	SAT. & OMEGA	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1979	78123008	8010047	SAT. & OMEGA	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1979	78123002	8010051	SAT. & OMEGA	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1979	78123003	8010052	SAT. & OMEGA	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1987	MW8706	8020039	GPS, SATNAV	IAG. SYS. 74	IGSN 71 SYS
1978	MW8707	8020040	GPS, SATNAV	IAG. SYS. 74	IGSN 71 SYS
1982	CERE02WT	15040147	SATNAV	IAG. SYS. 80	IGSN 71 SYS
1985	PPTU01WT	15040160	SATNAV	IAG. SYS. 67	POTSDAM SYS. NEW
1990	RAPA02WT	15040200	SATNAV, GPS	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1991	TERA01WT	15040203	SATNAV, GPS	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1991	SERA02WT	15040204	SATNAV, GPS	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1990	RAPA01WT	15040226	GPS	IAG. SYS. 67	IGSN 71 SYS
1973	DME09	29040005	SATÉLITE	INT. 1930	POTSDAM SYS. OLD
1986	DME37	29040018	SATÉLITE	INT. 1930	IGSN 71 SYS
1986	86003411	67010165	GPS	IAG. SYS. 80	IGSN 71 SYS
1986	86005411	67010169	GPS	IAG. SYS. 80	IGSN 71 SYS
1987	87000111	67010170	GPS	IAG. SYS. 80	IGSN 71 SYS
1987	87001611	67010177	GPS	IAG. SYS. 80	IGSN 71 SYS
1987	87002111	67010178	GPS	IAG. SYS. 80	IGSN 71 SYS

\* Núm. de archivo NGDC

\*\* Theoretical gravity formula system

Los valores observados fueron referenciados a datos de Potsdam o IGSN71, y los valores de anomalía de Aire Libre fueron calculados utilizando varias ecuaciones de gravedad teóricas. Así, el primer paso en la construcción del mapa de anomalía de Aire Libre utilizado en este estudio fue recalcular los valores de anomalía de Aire Libre utilizando la ecuación común de gravedad teórica [WGS-84; Defense Mapping Agency, 1987a] y datos comunes (IGSN71).

$$\gamma = 978032.67714 \frac{1 + 0.00193185138639 \text{sen}^2 \phi}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \text{sen}^2 \phi}} \text{ miligales.}$$

Las ecuaciones de conversión del sistema viejo al sistema WGS 84 (Tabla 2) se encuentran en el reporte interno de la Defense Mapping Agency [1987b].



Tabla 2. Ecuaciones para convertir anomalías gravimétricas a la fórmula de gravedad elipsoidal WGS 84.

De	Ecuaciones de conversión * ( $\delta\gamma$ ) miligales	Diferencia máxima (miligales)
Sistema Mundial Geodésico, 1972	$\delta\gamma = \begin{pmatrix} 0.5929 - 0.0432\text{sen}^2\phi + 0.1851\text{sen}^4\phi \\ -0.1234\text{sen}^6\phi - 0.0007\text{sen}^8\phi \end{pmatrix}$	0.6138 (en $\phi = 68^\circ$ )
Sistema de Referencia Geodésico, 1980	$\delta\gamma = \begin{pmatrix} 0.00001 + 0.0000196\text{sen}^2\phi + 0.0000098\text{sen}^4\phi \\ -0.0000196\text{sen}^6\phi - 0.0000293\text{sen}^8\phi \end{pmatrix}$	0.000018 (en $\phi = 45^\circ$ )
Sistema de Referencia Geodésico, 1967	$\delta\gamma = \begin{pmatrix} -0.8271 - 0.1475\text{sen}^2\phi + 0.186\text{sen}^4\phi \\ -0.1234\text{sen}^6\phi - 0.0007\text{sen}^8\phi \end{pmatrix}$	-0.9127 (en $\phi = 90^\circ$ )
Internacional 1930	$\delta\gamma = \begin{pmatrix} 16.3229 - 13.8426\text{sen}^2\phi + 0.3214\text{sen}^4\phi \\ -0.1234\text{sen}^6\phi - 0.0007\text{sen}^8\phi \end{pmatrix}$	16.3229 (en $\phi = 0^\circ$ )

\*Estas ecuaciones de conversión no incluyen efectos atmosféricos

El segundo paso fue remover de los datos base todos los datos que se tomaron mientras los barcos cambiaban su curso, ya que tales cambios producen anomalías de aceleración.

El tercer paso fue corregir los datos por error de crossover. Estos errores son las diferencias entre los valores de gravedad grabados en la posición donde una línea de un barco se cruza con otra. Las correcciones se calcularon usando los métodos de Prince y Forsyth [1984] y Bandy et al. [1990]. Ambos métodos determinan constantes de corrección para ser aplicadas a segmentos de cruceo individuales para que, después de ser aplicadas estas

correcciones, los errores de crossover sean minimizados por el método de mínimos cuadrados. Como la calidad de los datos es variable, y algunos datos fueron tomados de estudios detallados dentro del área, mientras que otros se tomaron por barcos en tránsito a través del área, el arreglo completo de datos no se corrigió como un total, en cambio, se aplicó la siguiente secuencia de correcciones. Primero, los dos estudios detallados que se llevaron a cabo dentro del área, es decir, los del crucero CERE02WT de Mammerickx [1984] y del crucero SEAMAT de Bourgois et al. [1988a, b], se corrigieron cada uno por error de crossover interno por separado. Como siguiente paso, se calcularon los promedios de error de crossover entre los datos de los dos estudios detallados y los datos que se tomaron en los cruceros en donde se empleó como sistema de navegación el GPS. Se tomó como referencia el gravímetro de la estación base localizada en Manzanillo, México. El objetivo fue ajustar los datos marinos y terrestres con respecto a una estación base común de gravedad absoluta. Los promedios de crossover fueron  $-9$  y  $-7$  mGales para los datos del SEAMAT y CERE02WT, respectivamente. Los datos de los dos cruceros se ajustaron sustrayendo el error medio de crossover respectivo de los datos de gravedad. Posteriormente, los dos estudios detallados fueron manejados como una línea sencilla y combinados con los datos tomados durante todos los cruceros de navegación con GPS. Estos datos

fueron entonces corregidos por error de crossover. Finalmente, los datos se combinaron con los tomados durante el tránsito de cruceros de navegación con satélite y se determinaron los valores para aplicar las correcciones de crossover. Durante esta última corrección, se ajustaron los datos de navegación GPS y los datos de los dos estudios detallados. Como resultado óptimo, la corrección a ser aplicada a estos datos se ajustó a cero.

Anterior a este procedimiento de corrección, los errores de crossover (456 cruces) promediaron  $-0.66$  mGales con una desviación estándar de  $9.12$  mGales. Después de aplicar las correcciones, los errores de crossover promediaron  $0.01$  mGales con una desviación estándar de  $4.84$  mGales (Tabla 3). El gran mejoramiento en el mapa de anomalía de Aire Libre que resultó del procedimiento de corrección se observa claramente con la comparación de los mapas presentados en las Figura 9 y 10, donde se puede observar que los datos a los que se aplicó la corrección (Figura 10) generan contornos que se parecen más a la Figura 6 generada a partir de datos de altimetría obtenidos por satélite.

Tabla 3. Estadísticas sobre la corrección de los datos.

Datos Originales

	Todos los datos	Datos de GPS	Datos de Satélite
Num. de Crossovers	456	111	190
Promedio	-0.66	-0.073	-2
Desviación Estándar ( $\sigma$ )	9.12	5.55	12.5
Mínimo	-48	-13	-48
Máximo	-46	15	46

Datos Corregidos

	Todos los datos	Datos de GPS	Datos de Satélite
Num. de Crossovers	456	111	190
Promedio	-0.008	-0.03	-0.01
Desviación Estándar ( $\sigma$ )	4.84	4.4	6.15
Mínimo	-32	-13	-32
Máximo	17	13	17.37

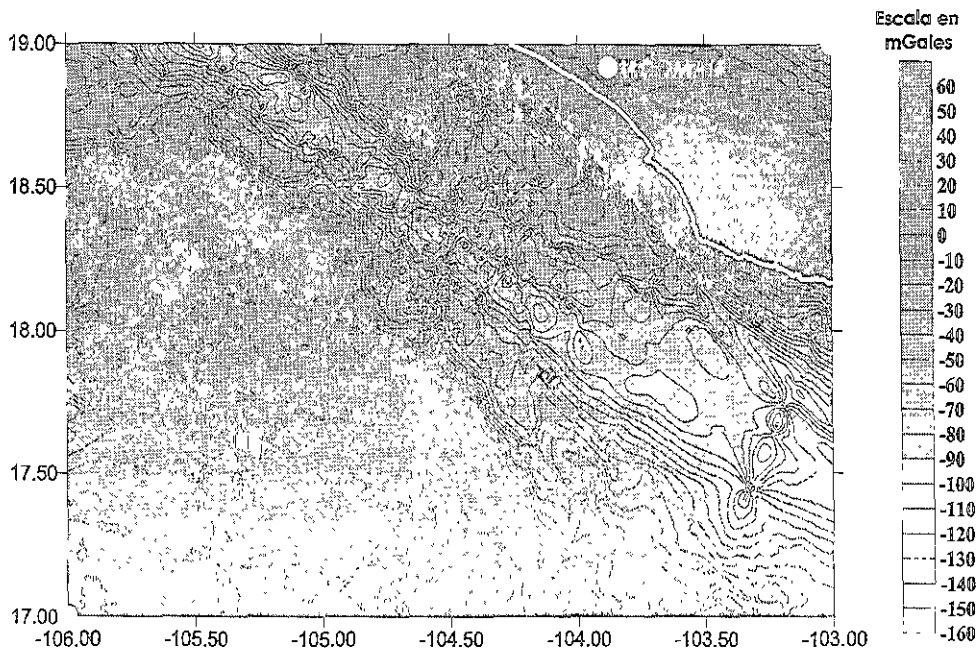


Figura 9. Mapa de datos originales de gravedad (sin corrección por crossover). Anomalia de Aire Libre fuera de la costa y Anomalia de Bouguer dentro de la costa

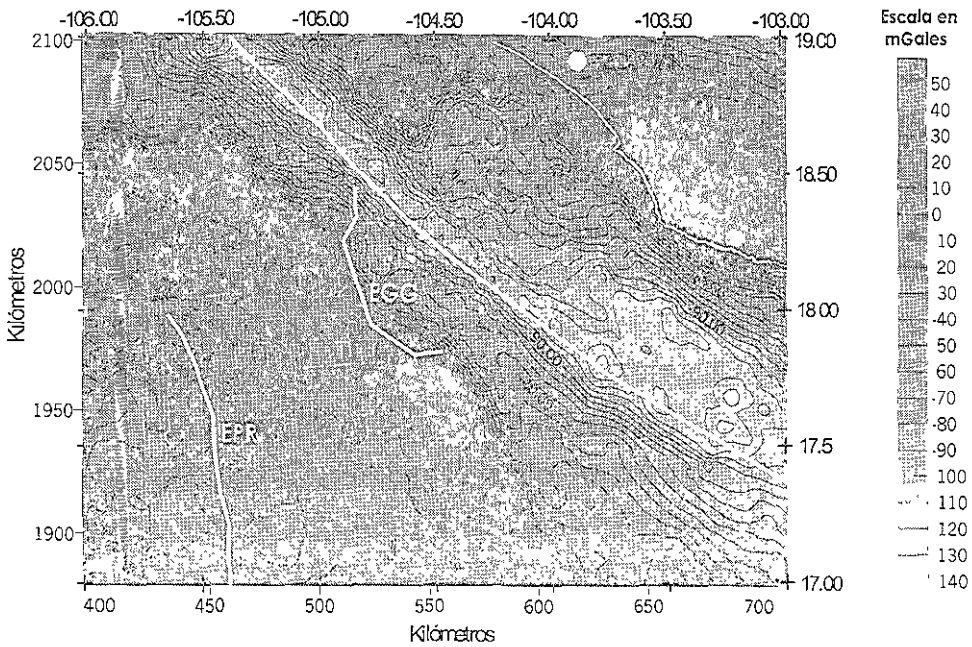


Figura 10. Mapa de gravedad con corrección por crossover. En esta figura se presentan los dos tipos de coordenadas geográficas para tener una referencia con la figura 9.

### III.2. Construcción del mapa de anomalía de Manto-Bouguer

La reducción de las anomalías de Aire Libre a anomalías de Manto-Bouguer ha probado ser una herramienta útil en la investigación de la estructura interna de los rifts oceánicos [e. g., Prince y Forsyth, 1988; Kuo y Forsyth, 1988; Rommevaux et al., 1994; Detrick et al., 1995; Pariso et al., 1995; Cormier et al., 1995; Weiland y Macdonald, 1996]. La anomalía de Manto-Bouguer se calcula extrayendo la atracción gravitacional de un modelo de referencia

de los valores de anomalía de Aire Libre. Típicamente se utiliza un modelo que consiste de tres capas, una de agua, una de corteza oceánica y otra de manto superior. Las anomalías resultantes reflejan diferencias entre la estructura real de la Tierra y el modelo de referencia. Se asume que una anomalía de Manto-Bouguer alta, generalmente refleja una corteza delgada o la presencia de zonas de alta densidad dentro del límite manto superior/corteza. Mientras que valores bajos de anomalía de Manto-Bouguer reflejan una corteza gruesa o zonas de baja densidad dentro del límite manto superior/corteza relacionados con la presencia de altas temperaturas y/o la presencia de fusión parcial [Cormier et al., 1995].

Se emplearon tres modelos de referencia (Figura 11) para probar los efectos de diferentes modelos de referencia en el cálculo de la anomalía de Manto-Bouguer. Estos modelos difieren de aquellos normalmente usados para calcular la anomalía de Manto-Bouguer, en los que no se incluye una capa de corteza continental.

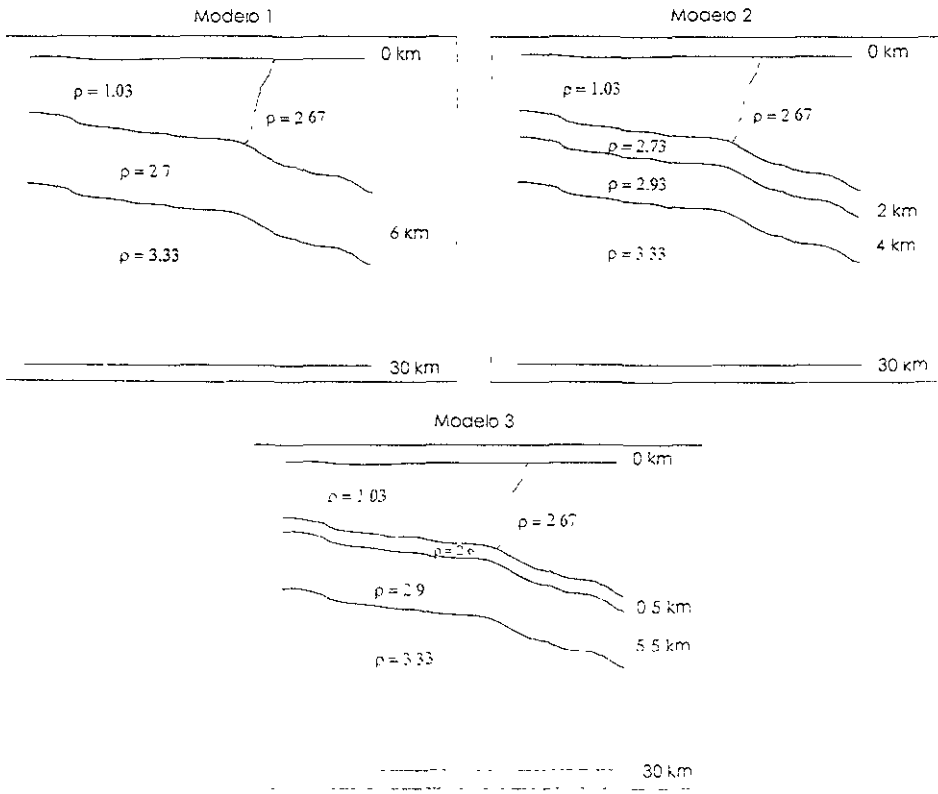


Figura 11. Modelos de referencia. Las densidades en los modelos están dadas en  $\text{g/cm}^3$

El primer modelo consiste de una capa de agua ( $\rho = 1.03 \text{ g/cm}^3$ ), una capa de corteza continental ( $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ ), una capa de corteza oceánica con espesor constante (6 km,  $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$ ), y una capa de manto superior ( $\rho = 3.3 \text{ g/cm}^3$ ) que se extiende hasta una profundidad de 30 km.

El segundo modelo consiste de una capa de agua ( $\rho = 1.03 \text{ g/cm}^3$ ), una capa de corteza continental ( $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ ), una



capa superior de corteza oceánica con espesor constante (2 km,  $\rho = 2.73 \text{ g/cm}^3$ ), una capa inferior de corteza oceánica con espesor constante (4 km,  $\rho = 2.93 \text{ g/cm}^3$ ) y una capa de manto superior ( $\rho = 3.33 \text{ g/cm}^3$ ) que se extiende hasta una profundidad de 30 km.

El tercer modelo consiste de una capa de agua ( $\rho = 1.03 \text{ g/cm}^3$ ), una capa de corteza continental ( $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ ), una capa superior de corteza oceánica de espesor constante (0.5 km,  $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ ) [Stevenson y Hildebrand, 1996], una capa inferior de corteza oceánica con espesor constante (5.5 km,  $\rho = 2.90 \text{ g/cm}^3$ ) y una capa de manto superior ( $\rho = 3.33 \text{ g/cm}^3$ ) que se extiende hasta una profundidad de 30 km.

Las atracciones de las capas para cada modelo fueron calculadas usando el algoritmo de Fourier en 3-D de Parker [1973]. Este algoritmo utiliza la transformada de Fourier rápida para calcular la atracción de una capa limitada por dos rejillas en 2-D. La densidad del material entre dos rejillas está especificada como una rejilla de valores de densidad, en donde la densidad puede variar horizontal pero no verticalmente. Las dimensiones de todas las rejillas utilizadas en el algoritmo deben ser idénticas, y la atracción gravitacional de la capa se obtiene para cada nodo de la rejilla. La rejilla correspondiente al piso oceánico fue construida a partir de los datos batimétricos. La profundidad de la parte más

alta de la litosfera oceánica en subducción fue obtenida a partir de Pardo y Suárez [1995].

En este estudio, las ubicaciones de los datos se convirtieron primero a coordenadas UTM y luego fueron localizados en una rejilla de 1 x 1 km entre 103° a 106° W y 17° a 19° N. Todas las rejillas resultantes consisten de 225 renglones y 321 columnas. Los datos de anomalía de Aire Libre fueron también mapeados en una rejilla del mismo tamaño.

Al obtener las atracciones de las capas para cada modelo se procede a construir el mapa de Anomalía de Manto-Bouguer, el cual se crea restando de la anomalía de Aire Libre la gravedad obtenida para cada uno de los modelos de referencia.

$$MBA = GFAA - G_{\text{modelo de referencia.}}$$

Al obtener el mapa de MBA para cada uno de los modelos, se aplicó un filtro pasa-altas (Figura 12), con el fin de suavizar los contornos, eliminando así los valores de longitud de onda menores a 12 kilómetros que se consideran ruido.

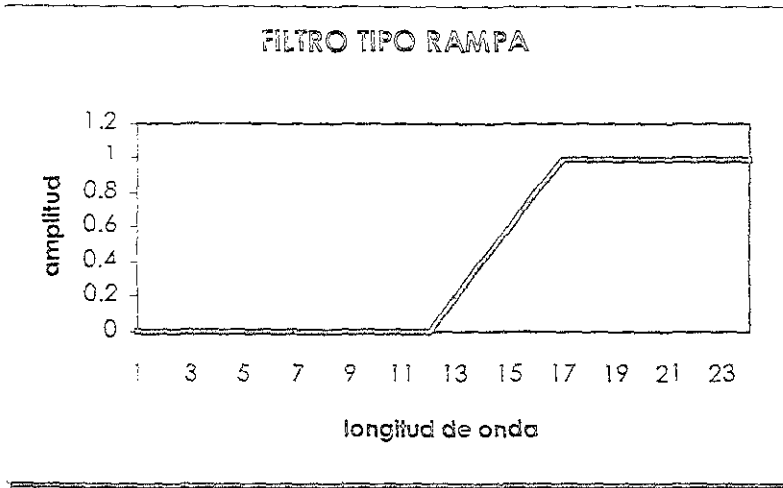


Figura 12. Filtro pasa-altas (Rampa).

### III.3. Modelado en 2-D de la Anomalía de Manto-Bouguer

Para inferir el tamaño y ubicación de las fuentes de las anomalías de Manto-Bouguer, se construyen dos modelos 2-D, a partir del mapa de anomalía de Manto-Bouguer a lo largo de perfiles. El primero está orientado NW-SE, y fue construido para definir mejor la fuente de la anomalía que se extiende desde el graben El Gordo hasta la Dorsal del Pacífico Este, el segundo está orientado NW-SE, cruzando el graben El Gordo. El método empleado para el modelado es el algoritmo de Talwani et al. [1959].

#### IV. RESULTADOS DEL MODELADO

En las Figuras 13a, 13b, 13c se muestran los mapas de anomalía de Manto-Bouguer para cada uno de los modelos de referencia.

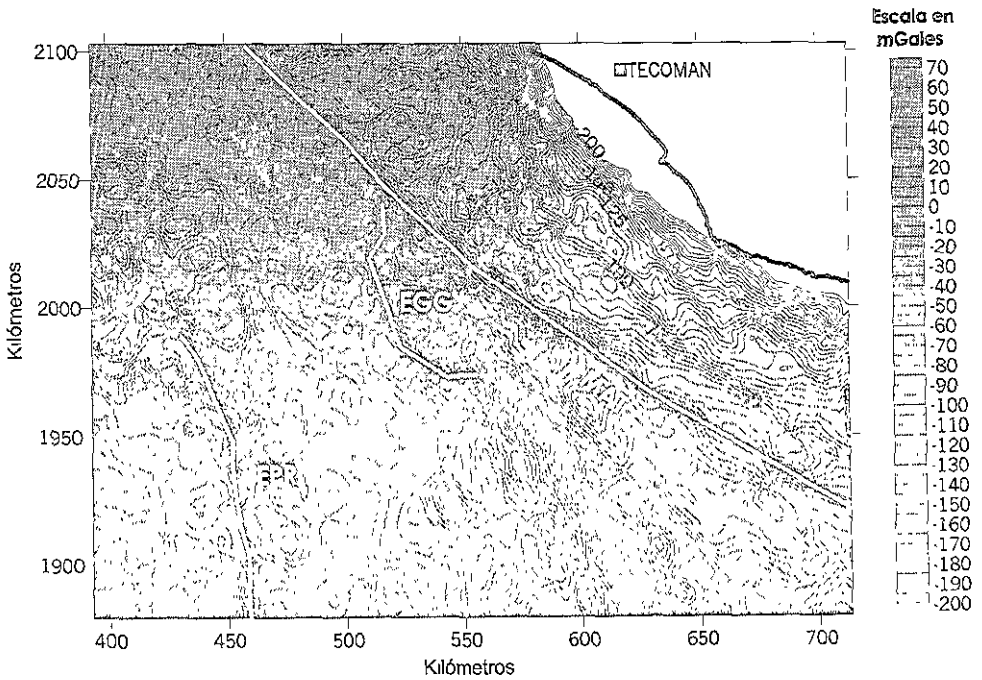


Figura 13a. Anomalía de Manto-Bouguer para el primer modelo de referencia

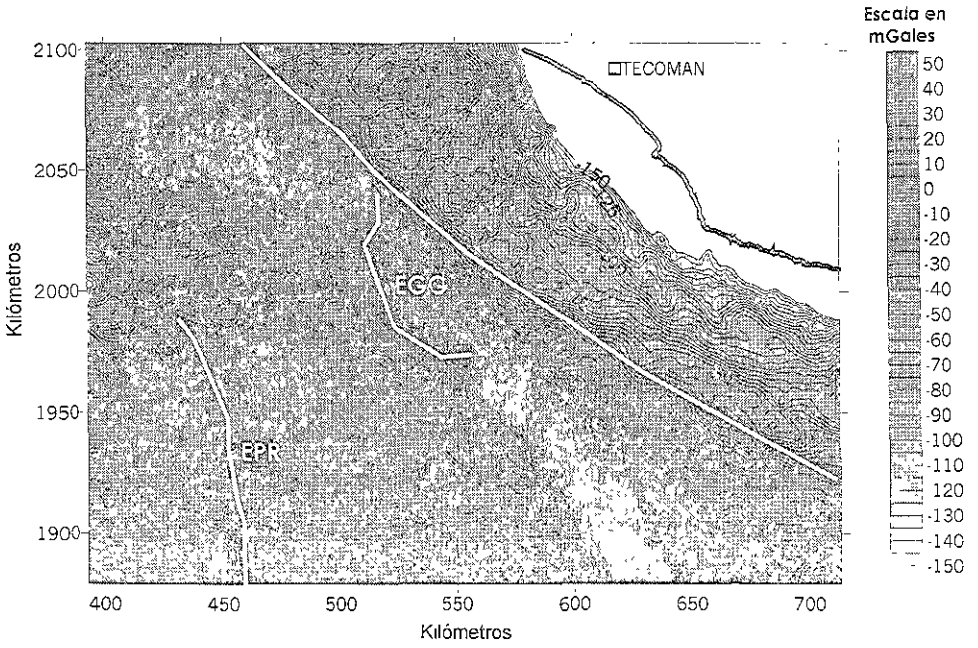


Figura 13b. Anomalía de Manto-Bouguer para el segundo modelo de referencia.

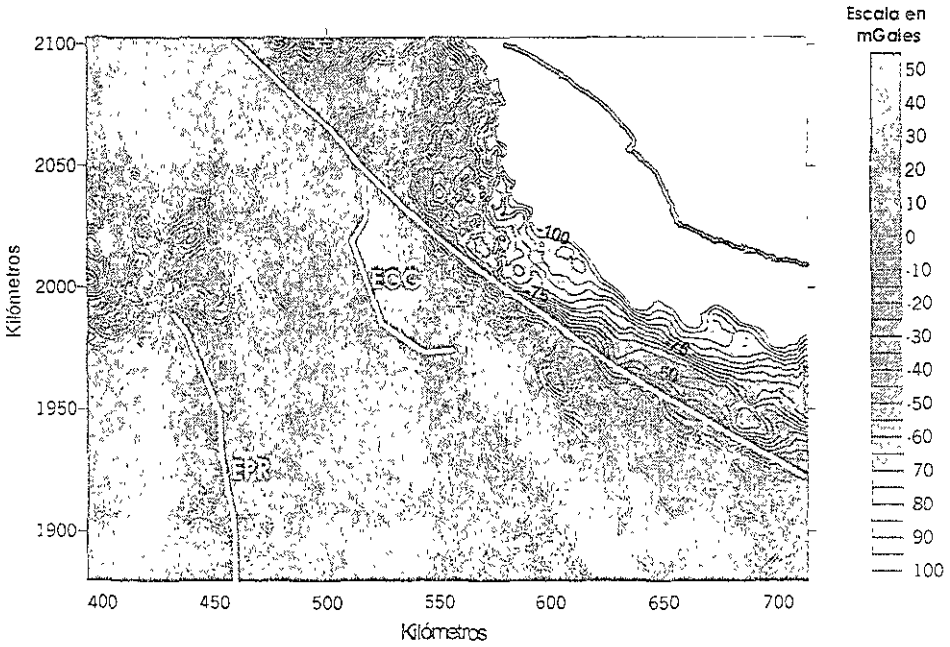


Figura 13c Anomalía de Manto-Bouguer para el tercer modelo de referencia.

Al aplicar el filtro pasa-altas a cada uno de los mapas de anomalía se observa el suavizamiento de los contornos (Figuras 14a, 14b, 14c), por lo que se asume que el filtro trabajó de manera adecuada eliminando las bajas longitudes de onda que causaban ruido..

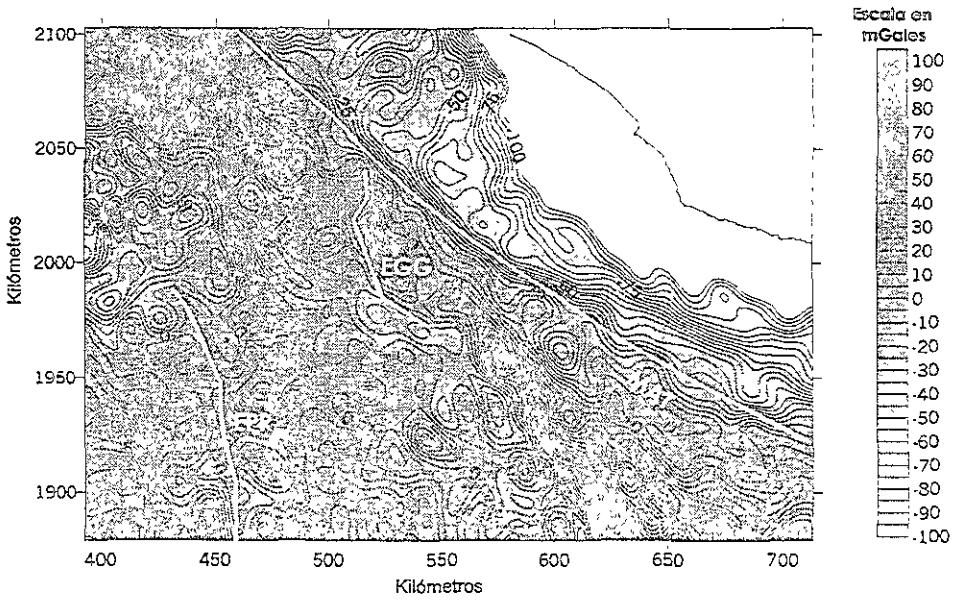


Figura 14a Anomalia de Manto-Bouguer filtrada para el primer modelo de referencia

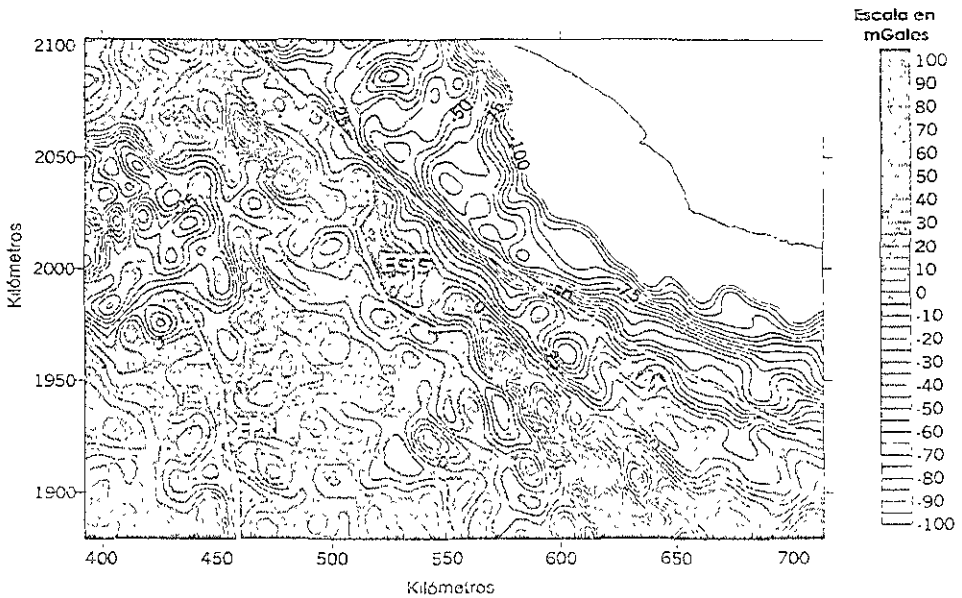


Figura 14b Anomalia de Manto-Bouguer filtrada para el segundo modelo de referencia

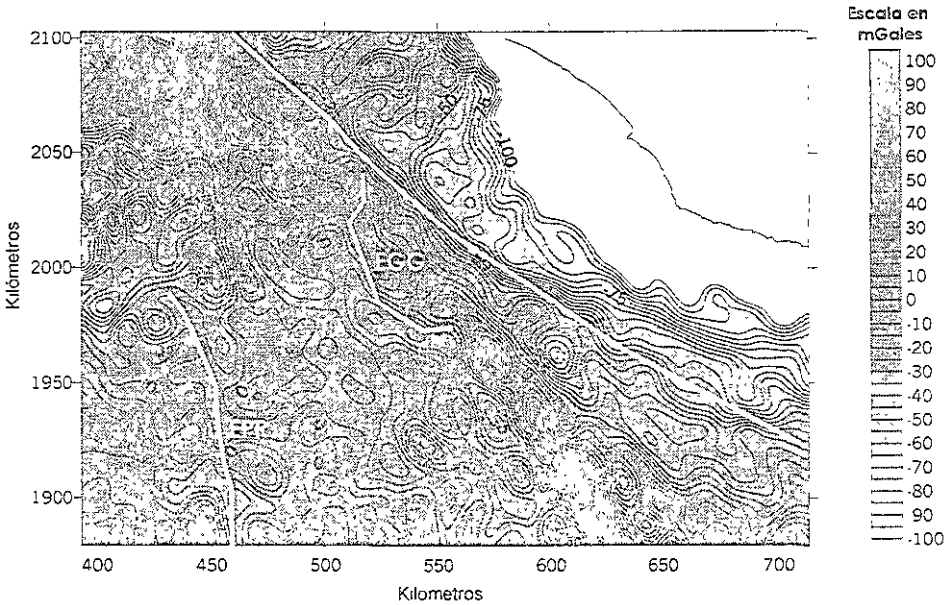


Figura 14c Anomalía de Manto-Bouguer filtrada para el tercer modelo de referencia.

Para determinar el efecto en los modelos de referencia en la anomalía de Manto-Bouguer, se realizó una diferencia entre ellos, tomando como referencia el modelo 2 (Figura 15).



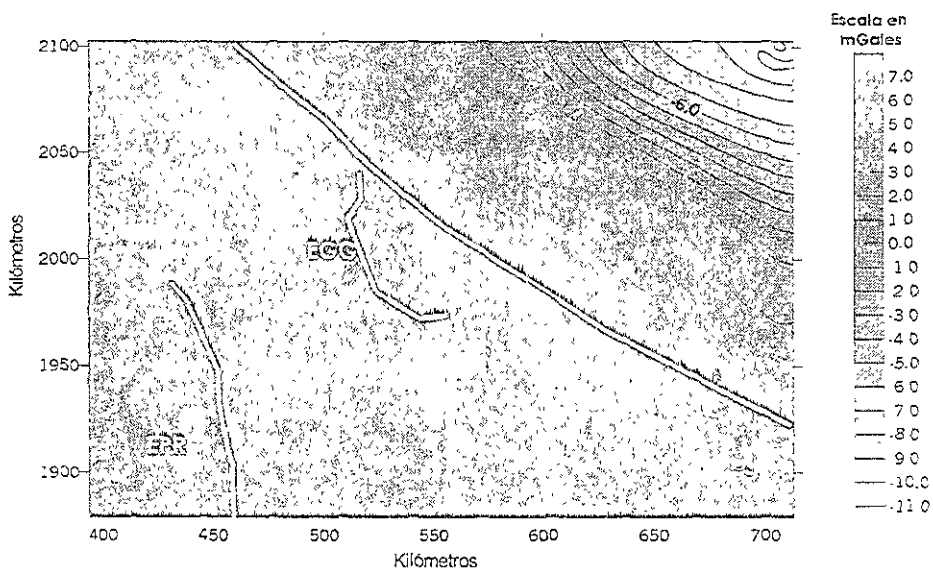


Figura 15a. Diferencia de la Anomalia de Manto-Bouguer entre el modelo 1 y el modelo 2 de referencia

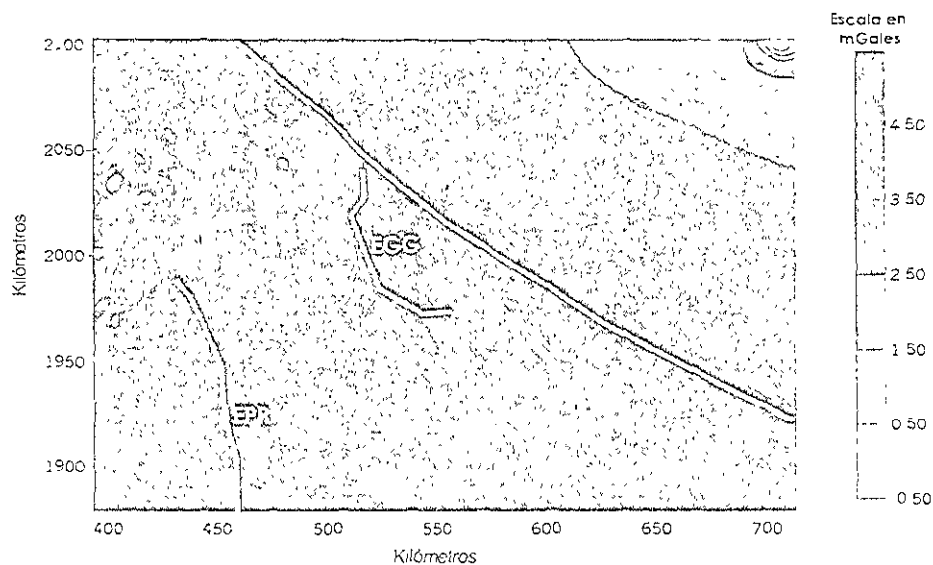


Figura 15b. Diferencia de la Anomalia de Manto-Bouguer entre el modelo 2 y el modelo 3 de referencia

Al realizar esta diferencia entre los modelos se observa que la diferencia entre los modelos 1 y 2 (Figura 15a), a pesar de no ser muy grande, es mayor que la diferencia entre los modelos 2 y 3 (Figura 15b). Esto se debe a que los modelos 2 y 3 constan de una capa más. Esto representa una mejor aproximación a la Tierra real. Ya que la diferencia entre estos era mínima se puede escoger cualquiera de los tres, es por esta razón que se seleccionó el modelo 2 (Figura 14b) para realizar el análisis.

#### **IV.1. Análisis de las anomalías de Aire Libre y Manto-Bouguer**

Al observar el mapa de la anomalía de Aire Libre (Figura 10), y tomando en consideración que ésta está influenciada por el efecto de la topografía, encontramos principalmente tres zonas de interés para este estudio. La primera es un área de valores altos de gravedad que se extiende desde el margen sur del graben El Gordo hasta la Dorsal del Pacífico Este. La segunda es una disminución pronunciada en la alta gravedad asociada con el límite occidental del Michoacán Trough en el área del graben El Gordo. Por último, se observa en el centro del graben una tendencia de baja gravedad.

A partir del mapa de la anomalía de Manto-Bouguer (Figura 14b) podemos observar que la tendencia de valores altos en la anomalía de Manto-Bouguer se conserva y está orientada NE-SW,

ubicada entre el graben El Gordo y la Dorsal del Pacífico Este. En este mapa de anomalía de Manto-Bouguer se puede observar una zona de baja anomalía orientada NW-SE que está rodeada por otra de alta anomalía. Al conservarse los valores altos en la anomalía, indica que ésta no es debida a los efectos de topografía. Debido a que el Michoacán Trough es una frontera entre corteza reciente ~3 M.a. y corteza antigua ~10 M.a. que provoca una tendencia de altas anomalías de Manto-Bouguer orientadas NW-SE. Se observa que dicha tendencia tiene dos interrupciones, una al centro del graben El Gordo y otra al SE del mismo. Debido a que dichas interrupciones se conservan en la anomalía de Manto-Bouguer, entonces, se infiere que no son ocasionadas por el efecto de topografía, ni por la presencia de la frontera de corteza del Michoacán Trough. También se observa una tendencia que alinea NE-SW la Dorsal del Pacífico Este, el graben El Gordo y el graben de Colima.

#### **IV.2. Análisis de perfiles.**

A partir de este análisis cualitativo de las anomalías de Aire Libre y de Manto-Bouguer, se tomó la decisión de la ubicación de los perfiles ortogonales para el modelado en 2-D de las estructuras del graben (Figura 16).

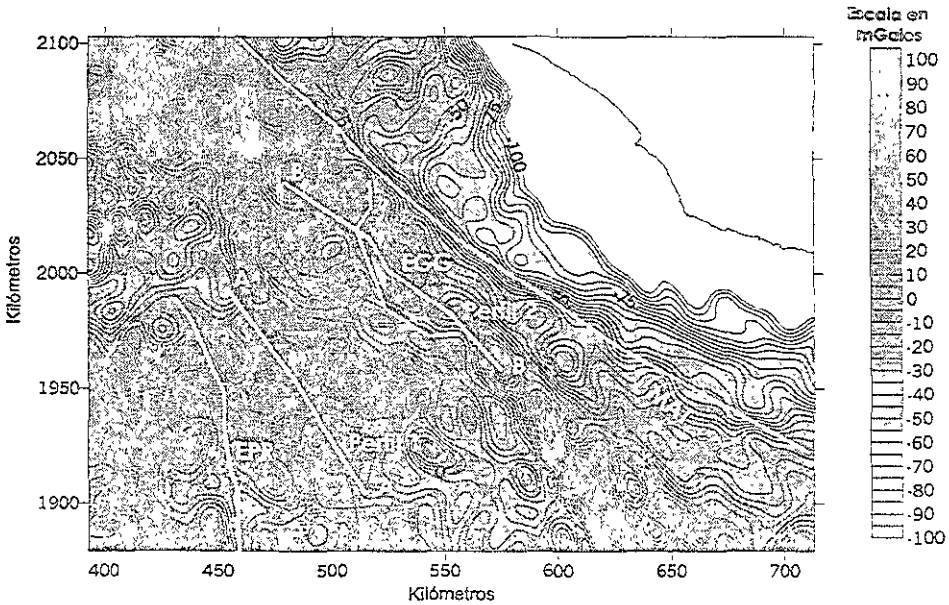


Figura 16. Ubicación de los perfiles propuestos.

El perfil 1 se realizó con el fin de aclarar el origen de valores bajos de anomalía rodeados por valores altos, que se extiende desde el graben El Gordo hasta la Dorsal del Pacífico Este. Estas anomalías son modeladas (Figura 17) como producto de una zona de fusión parcial dentro de la interfase manto superior/corteza inferior, observándose un adelgazamiento en la corteza oceánica inferior. Las dos zonas de emplazamiento de magma tienen una densidad de  $\rho = 3.13 \text{ g/cm}^3$  y un espesor de  $\sim 6 \text{ km}$ . También se observa un cuerpo en la parte izquierda con una densidad de  $\rho = 3.28 \text{ g/cm}^3$  que genera una baja anomalía. Pero debido a que la longitud de

onda de ésta es extensa, entonces el cuerpo que la genera está en el manto superior y no en la corteza.

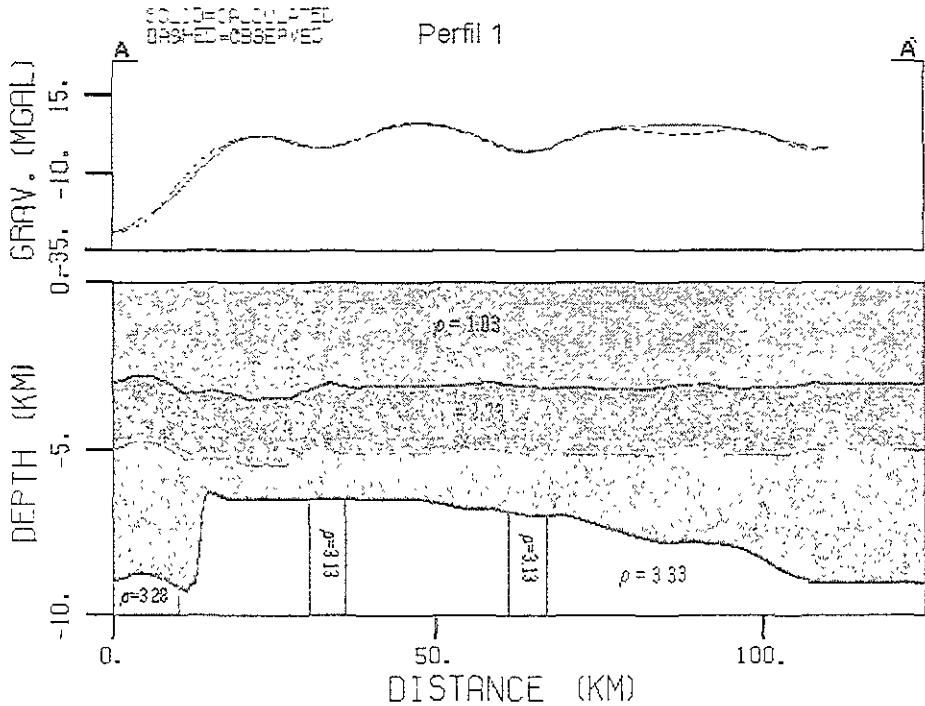


Figura 17 Modelo 2-D del perfil 1. Las densidades están en  $g/cm^3$ .

El perfil 2 se analiza para encontrar la causa de la interrupción ubicada al centro del graben a lo largo de la tendencia del alto gravimétrico en el Michoacán Trough. Esta interrupción es modelada como emplazamientos de magma en la corteza oceánica (Figura 18). Analizando la onda de la anomalía de Manto-Bouguer podemos observar que se trata de una onda de longitud corta, indicando que ésta es generada en la corteza

oceánica y no en el manto. Pudiendo descartar entonces que dichas anomalías son generadas por el límite de corteza del Michoacán Trough. Las intrusiones de magma en la corteza oceánica, presentan dos densidades debido a que intrusieron dos capas de la corteza, y presentan las siguientes características: el cuerpo más delgado tiene una densidad en la parte superior de  $2.55 \text{ g/cm}^3$  y en la parte inferior de  $2.755 \text{ g/cm}^3$ , con un espesor de  $\sim 6.8 \text{ km}$ , mientras que las otras dos intrusiones presentan una densidad en su parte superior de  $2.538 \text{ g/cm}^3$  y en su parte inferior de  $2.738 \text{ g/cm}^3$ , el cuerpo central presenta un espesor promedio de  $\sim 22 \text{ km}$ , y el cuerpo de la derecha presenta un espesor de  $\sim 20 \text{ km}$ .

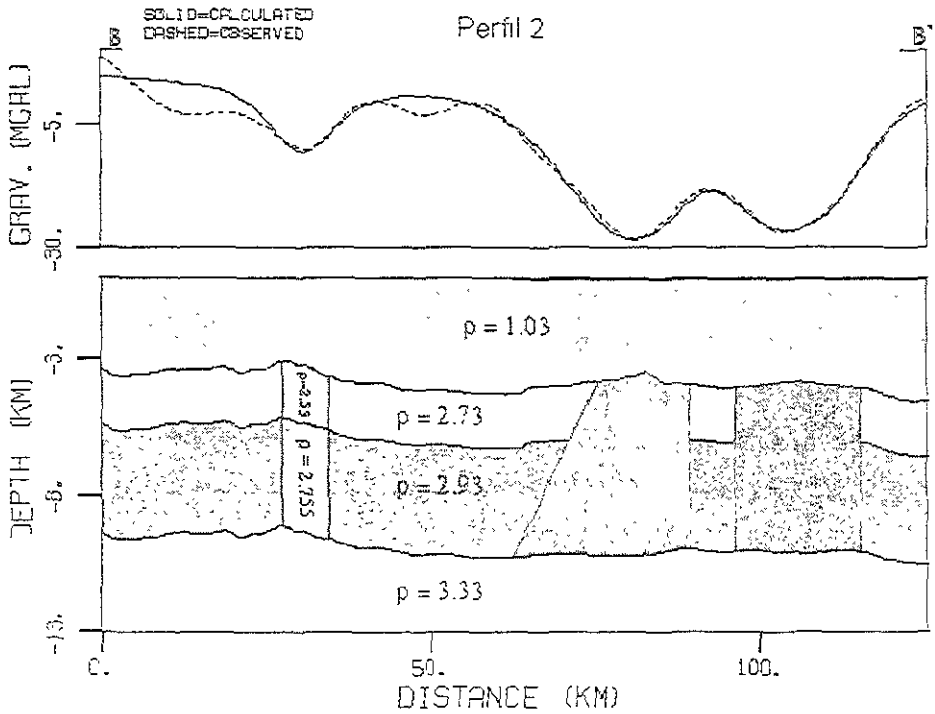


Figura 18. Modelo 2-D del perfil 2. Las densidades están en  $\text{g/cm}^3$ .

Se orientan los perfiles paralelos a las líneas de contorno regionales para remover de manera eficiente el campo regional en la anomalía de Manto-Bouguer. El valor constante del campo no afecta el resultado ya que el interés del trabajo es modelar el cambio relativo en el campo residual a través del graben y no la magnitud absoluta del campo en alguna ubicación particular, si se tuvieran los contornos de anomalía residual, los perfiles estarían orientados de manera perpendicular

En cuanto a la ubicación de los perfiles, se eligieron en esa posición para que estuvieran localizados en un sitio donde los efectos de orilla fueran despreciables, y poder utilizar un modelado sencillo en 2-D, en lugar del modelado en 2.5D.



## V. DISCUSIÓN SOBRE LA IMPLICACIÓN DE LOS RESULTADOS EN RELACIÓN CON LA TECTÓNICA ACTIVA

El origen de la deformación cortical en el margen continental occidental de México, en particular la naturaleza del graben El Gordo, es de gran interés científico. En varios estudios (Nixon, 1982; Barrier et al., 1990; DeMets y Stein, 1990; Bandy, 1992; Bandy et al., 1993, 1995, 1998; Bandy y Pardo, 1994; Kostoglodov y Bandy, 1995; Bandy y Hilde, 2000) se ha propuesto que la deformación es originada por el movimiento relativo entre las placas Rivera, Cocos y Norte América. Estudios recientes de movimiento de placas [Bandy, 1992; DeMets y Wilson, 1997; Bandy et al., 1998] concuerdan en que el movimiento de las placas Rivera y Cocos es divergente bajo el sector norte del volcán de Colima. Entonces, es posible que las fuerzas que producen la extensión en el sector norte del Rift de Colima se deban al movimiento divergente entre las dos placas oceánicas. Por esto, para este estudio es importante la relación entre el sector sur del Rift de Colima, el movimiento relativo entre las placas de Rivera y Cocos y la morfología del fondo marino de ambas placas que están siendo subducidas.

La Figura 19 muestra la disposición de las placas al SW de México, en donde se puede observar que el límite entre las placas Rivera y Cocos no está definido.

Bandy [1992] propuso que el límite de las placas Rivera y Cocos es un rift orientado NE-SW, y se está propagando en dirección SW. También propuso que el graben El Gordo marca el extremo SW de esta propagación, y que el límite de las placas Rivera y Cocos yace directamente bajo la estructura del Rift Sur de Colima. Lo que concuerda con la determinación de Pardo y Suárez [1995], en que la zona de Wadati-Benioff sufre un cambio abrupto en la inclinación debajo del graben norte de Colima.

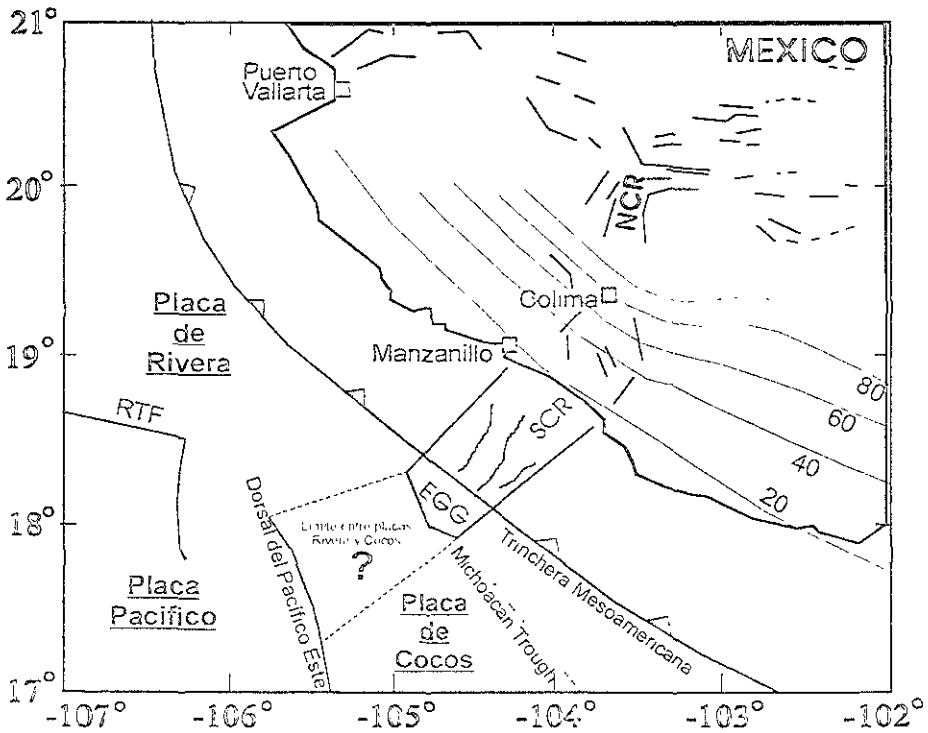


Figura 19. Disposición de las placas tectónicas al SW de México. Los contornos indican la profundidad en kilómetros, de la parte superior de la zona de Wadati-Benioff; (de Pardo y Suárez, 1995)

Estudios recientes con datos geológicos y geofísicos marinos indican que el piso del Océano Pacífico, en la vecindad del límite entre placas Rivera y Cocos y al este de la Trinchera Mesoamericana, consiste de tres distintas zonas morfotectónicas [Bandy et al., 2000]:

- 1) Una zona extensional al oriente, adyacente a la Trinchera Mesoamericana, que corresponde al graben El Gordo.
- 2) Una zona central que carece de deformación.
- 3) Una zona occidental que muestra una morfología compleja relacionada con la propagación de la dorsal.

Bandy et al. [2000] infiere que la fragmentación de la protoplaca de Cocos en las placas actuales Rivera y Cocos se inició antes de los 7 M.a. debido a la aproximación y subsecuente colisión del Dorsal del Pacífico Este con la Trinchera Mesoamericana. La colisión produjo una reorientación en sentido opuesto a las manecillas del reloj del movimiento relativo de las placas Rivera y Norte América. La colisión pudo formar una zona de deformación extensional al SW, a lo largo del presente límite entre las placas de Rivera y Cocos. Además, propone que el vector de Euler de Rivera-Cocos está localizado dentro de la zona morfotectónica central marina del límite de las placas Rivera y Cocos cerca del extremo ( $17.9^{\circ}$  N,  $105.25^{\circ}$  W) de la elongación de los altos valores de *graben* que se observan desde el graben El Gordo hacia el Dorsal del Pacífico Este. Este polo representa el movimiento relativo

entre las placas Rivera y Cocos a lo largo del límite de las placas Rivera y Cocos, el cual es consistente con las relaciones naturales y espaciales de las tres zonas morfotectónicas descritas.

Los resultados obtenidos en este estudio son consistentes con la propuesta de Bandy et al. [2000], en el sentido de que la anomalía de Manto-Bouguer también presenta la elongación de alta gravedad que se extiende desde el graben El Gordo hacia la Dorsal del Pacífico Este, por lo que podemos usar estos resultados como apoyo para determinar la dirección del límite entre placas. A partir de los bajos valores de anomalía de Manto-Bouguer observados en el graben El Gordo se puede inferir que los emplazamientos de magma en la corteza oceánica del graben, se deben a actividad tectonomagmática, propuesta por Khurtorskoy et al. [1994], por lo que se considera que es un rift activo. Lo anterior es una implicación más para aseverar que el graben pertenece al límite entre placas Rivera y Cocos.

## VI. CONCLUSIONES

Los valores bajos de gravedad asociados con el graben El Gordo, así como el alto gravimétrico en el mapa de anomalía de Aire Libre orientado NE-SW y ubicado entre el graben El Gordo y la Dorsal del Pacífico, al estar presentes en el mapa de anomalía de Manto-Bouguer, indican que estas anomalías no son debidas a efectos de topografía.

Las interrupciones de la anomalía de Manto-Bouguer a lo largo del Michoacán Trough, en el área del graben El Gordo y al SE del mismo, pueden explicarse como zonas de intrusión de magma dentro de la corteza oceánica.

La baja anomalía de Manto-Bouguer, rodeada por altas anomalías entre el graben El Gordo y la Dorsal del Pacífico Este, puede explicarse como un adelgazamiento de la corteza oceánica en conjunción con una zona estrecha de fusión parcial ubicada dentro del manto superior.

El alineamiento NE-SW de la anomalía de Manto-Bouguer dentro del graben Sur de Colima, del graben El Gordo y en el área entre el graben El Gordo y la Dorsal del Pacífico Este, sugiere que el límite entre las placas de Rivera y Cocos coincide con el adelgazamiento de corteza y emplazamiento de magma que resultó de la extensión de la corteza debido a la

divergencia entre ambas placas. Además, el análisis de la anomalía de Manto-Bouguer de la región apoya la inferencia de que el graben El Gordo está formado por un rift activo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aiken, C. L. V., M. Balde, X. Xu, M. G. Abdelsalam, M. F. De La Fuente, and M. Mena, 1997, Integrated studies of Mexico with gravity, magnetic and GIS database, *The Leading Edge*, **16**, 1779-1785.
- Allan, J. F., S. A., Nelson, J. F., Luhr, I. S. E., Carmichael, M., Wopat, and P. J., Wallace, 1991, Pliocene - recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: An exotic terrain in the making, in J. P., Dauphin, and B. R. T., Simoneit, (eds.), *The gulf and peninsular province of the California's*, *American Association of Petroleum Geologists*, **47**, 425-445, Tulsa, Oklahoma.
- Bandy, W. L., 1992, Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: implications for plate fragmentation (Ph. D. thesis): Texas A&M University, 195p, College Station, Texas.
- Bandy, W. L., and T. W. C. Hilde, 2000, Morphology and recent history of the ridge propagator system located at 18°N, 106°W, in H., Delgado-Granados, G., Aguirre-Díaz, and J. M., Stock, (eds), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of México*, *GSA Special Papers* 334, 29-39, Boulder, Colorado.
- Bandy, W. L., and M., Pardo, 1994, Statistical examination of the existence and relative motions of the Jalisco and southern Mexico blocks, *Tectonics*, **13**, 755-768.
- Bandy, W., T. W. C. Hilde, and C.-Y. Yan, 2000, The Rivera-Cocos plate boundary: implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, in H., Delgado-Granados, G., Aguirre-Díaz, and J. M., Stock, (eds), *Cenozoic Volcanism and Tectonics of México*, *GSA Special Papers* 334. 1-27. Boulder, Colorado.
- Bandy, W. L., V. Kostoglodov and C. A. Mortera-Gutiérrez, 1998, Southwest migration of the instantaneous Rivera-Pacific Euler pole since 0.78 Ma, *Geofísica Internacional*, **37**, 153-169.
- Bandy, W. L., C. A., Mortera-Gutiérrez, J., Urrutia-Fucugauchi, and T. W. C. Hilde. 1995, The subducted Rivera-Cocos plate boundary:

- where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?, *Geophysical Research Letters*, **11**, 59-65
- Bandy, W. L., C. A., Mortera-Gutierrez, and J., Urrutia-Fucugauchi, 1993, Gravity field of the southern Colima Graben, México, *Geofísica Internacional*, **32**, 561-567.
  - Bandy, W. L., A. F. Gangi and F. D. Morgan, 1990, Direct method for determining constant corrections to geophysical survey lines for reducing mis-ties, *Geophysics*, **55**, 885 – 896.
  - Barrier, B., J., Bourgois, and F., Michaud, 1990, The active Jalisco triple junction rift system, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, t. **310**, serie II, 1513-1520
  - Bourgois, J., V., Renard, J., Aubouin, W. L., Bandy, E., Barrier, T., Calmus, J.-L., Carfantan, J., Guerrero, J., Mammerickx, B., Mercier de Lepinry, F., Michaud, and M., Sosson, 1988a, Active fragmentation of the North American Plate: offshore boundary of the Jalisco Block off Manzanillo, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, **307**, 1121-1130.
  - Bourgois, J., V., Renard, J., Aubouin, W. L., Bandy, E., Barrier, T., Calmus, J.-L., Carfantan, J., Guerrero, J., Mammerickx, B., Mercier de Lepinry, F., Michaud, and M., Sosson, 1988b, The East Pacific Rise-Rivera Fracture Zone eastern junction off México, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, **307**, 617-626.
  - Cormier, M. H., K. C. Macdonald, and D. S. Wilson, 1995, A three-dimensional gravity analysis of the East Pacific Rise from 18° to 21°30' S, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 8063-8082.
  - DeMets, C. and D. S., Wilson 1997, Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 2789-2806.
  - DeMets, C., and S., Stern, 1990, Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 21931-21948.
  - Detrick, R. S., H. D. Needham, and V. Renard, 1995, Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 3767-3787.



- Garduño-Monroy, V., R. Saucedo-Girón, Z. Jiménez, J. C. Gavilanes-Ruíz, A. Cortéz-Cortéz, R. M. Uribe-Cifuentes, 1998, La falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **15**, 132-144.
- Khotorskiy, M. D., L. A., Delgado-Argote, R., Fernández, V. I., Kononov, and B. G., Polyak, 1994, Tectonics of the offshore Manzanillo and Tecpan basins, Mexican Pacific, from heat flow, bathymetric and seismic data, *Geofísica Internacional*, **33**, 161-185.
- Klitgord, K. D., and J., Mammerickx, 1982, Northern East Pacific Rise: magnetic anomaly and bathymetric framework, *Journal of Geophysical Research*, **87**, 6725-6750.
- Kostoglodov, V., and W. L., Bandy, 1995, Seimotectonic constraints on the coverage rate between the Rivera and North American plates, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 17,977-17,989
- Kuo, B. Y., and D. W. Forsyth, 1988, Gravity anomalies of the ridge-transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5° S: Upwelling centers and variations in crustal thickness, *Mar. Geophysical Research*, **10**, 205-232.
- Mammerickx, J., 1984, The morphology of propagating spreading ridges, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 1817-1828.
- Mercier de Lépinay, F. Michaud, T. Calmus, J. Bourgois, G. Poupeau, P. Saint-Marc y the NAUTIMATE team, 1997, Large Neogene subsidence event along the Middle America Trench off Mexico (18°-19°N): Evidence from submersible observations, *Geology*, **25**, 387-390.
- Ness, G., 1984. Georeceiver position and gravity tie at the Instituto Oceanográfico, Manzanillo, México. Oregon State University Internal Memo, Corvallis, Oregon.
- Nixon, G. T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 514-523.

- Pacheco, J. F., R. Barrón, G. A. Reyes-Dávila, C. A. Ramírez-Vázquez, and F. Núñez-Cornú, 2000, El sismo de Colima del 6 de marzo del 2000 (Mw = 5.2), abstrac, *GEOS*, **20**, 332.
- Pardo, M., and G., Suárez, 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12357-12373
- Pardo, M., and G., Suárez, 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western México, *Journal of Geophysical Research*, **20**, 2391-2394.
- Pariso, J. E., J. C. Sempere, and C. Rommevaux, 1995, Temporal and spatial variations in crustal accretion along the Mid-Atlantic Ridge (29° - 31°31' N) over the last 10 Ma: Implications from a three-dimensional gravity study, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 17781-17794.
- Parker R. L., 1973, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophysics. J. Roy. Astr. Soc.*, **31**, 447-455.
- Prince, R. A., and D. W. Forsyth, 1988, Horizontal extent of anomalously thin crust near the vema fracture zone from three-dimensional analysis of gravity anomalies, *Journal of Geophysical Research*, **93**, 8051-8063.
- Prince, R. A., and D. W. Forsyth, 1984, A simple objective method for minimizing crossover errors in marine gravity data, *Geophysics*, **49**, 1070-1083.
- Prol-Ledesma, R. M., V. M. Sugrobov, E. L. Flores, G. Juárez, Y. B. Smirnov, A. P. Gorshkov, V. G. Bondarenkov, V. A. Rashidov, L. N. Nedopekin, and V. A. Gavrillov, 1989, Heat flow along the Middle American Trench, *Mar. Geophysical Research*, **11**, 69-76.
- Rommevaux, C., C. Deplus, P. Patriat, and J. C. Sempere, 1994, Three-dimensional gravity study of the Mid-Atlantic Ridge: evolution of the segmentation between 28°N y 29°N during the last 10 Ma., *Journal of Geophysical Research*, **99**, 3015-3029.
- Serpa, L., S. Smith, C. Katz, Ch. Skidmore, R. Sloan, and T. Pavlis, 1992, A geophysical investigation of the southern Jalisco Block in the State of Colima, Mexico, *Geofísica Internacional*, **31**, 475-492.

- Skidmore, C. M., 1988, A geophysical and tectonic study of the Colima graben, México. (Ms Thesis), University of New Orleans, 88 p, New Orleans, Louisiana.
- Smith, W. H. F. and D. T., Sandwell, 1997, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 10,039-10,054.
- Stevenson, J. M. and J. A., Hildebrand, 1996, Gravity modeling of a volcanically active site on the East Pacific Rise axis, *Tectonophysics*, **254**, 57-68.
- Sugimura, A. and S. Uyeda, 1973, Developments in geotectonics 3, Island arcs, Japan and its environs, Amsterdam – London - New York, Elsevier Scientific publishing company, 247 p.
- Talwani, M., J. L. Worzel and M. Landisman, 1959. The rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *Journal of Geophysical Research*, **64**, 49-59.
- United States Defense Mapping Agency, 1987a, Department of Defense World Geodetic System, 1984: Its definition and relationships with local geodetic systems, DMA Technical Report # 8350.2, Washington, D. C.
- United States Defense Mapping Agency, 1987b, WGS Ellipsoidal Gravity Formula and Gravity Anomaly Conversion Equations, DMA Aerospace Center, Internal memo, Washington, D. C.
- Vacquier, V., J. G. Sclater, and C. E. Corry, 1967, Studies of the thermal state of the Earth, Heat Flow, Eastern Pacific, *Bull. Earth. Res. Inst.*, **45**, 375-393. Tokyo.
- Weiland, C. M., and K. C. Macdonald, 1996, Geophysical study of the East Pacific Rise 15°N- 17°N: An unusually robust segment, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 20257-20273.
- Wilson, D. S., and C. DeMets, 1998, Reply, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 24251-24256.