



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ANÁLISIS DE LAS ANOMALÍAS DE
MANTO-BOUGUER DE LA LITÓSFERA OCEÁNICA
AL OCCIDENTE DE LA PENÍNSULA DE BAJA
CALIFORNIA**

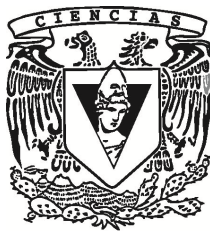
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

P R E S E N T A :

ELIZABETH ANDROMEDA PÉREZ GONZÁLEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. CARLOS ÁNGEL QUINTIL MORTERA
GUTIERREZ
2013**



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del alumno

Pérez

González

Elizabeth Andromeda

58445019

Universidad Nacional Autónoma de

México

Facultad de Ciencias

Física

301058106

2. Datos del tutor

Dr Carlos Ángel Quintil

Mortera

Gutiérrez

3. Datos del sinodal 1

Dr Tomás

González

Morán

4. Datos del sinodal 2

Dra Susana

Orozco

Segovia

5. Datos del sinodal 3

Dr Arturo

Olvera

Chávez

6. Datos del sinodal 4

Dr William

Lee

Bandy

7. Datos del trabajo escrito.

**Análisis de las Anomalías de Manto-Bouguer de la Litósfera Oceánica al
occidente de la Península de Baja California.**

72 p

2013

PENSAMIENTOS

A mis papás, sin ellos simplemente no sería la persona que soy ahora.

A mi hermano, sin su apoyo, consejos y sabiduría, no hubiera logrado tantas cosas en mi vida.

A todos mis amigos, gracias por su apoyo incondicional y por haber estado presentes cuando más los necesitaba.

ANÁLISIS DE LAS ANOMALÍAS DE MANTO-BOUGUER DE LA LITÓSFERA OCEÁNICA AL OCCIDENTE DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA.

INDICE

PENSAMIENTOS

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 2. ANTECEDENTES | |
| 2.1. Área de estudio | 4 |
| 2.2. Estructuras Tectónicas al occidente de la Península de Baja California. | 7 |
| 2.3. Anomalía de Manto Bouguer y las variaciones de densidad de la corteza. | 13 |
| 2.4. El Geoide y el Elipsoide de Referencia | 15 |
| 2.5. El campo de gravedad de la Tierra | 22 |
| 2.6. Estudios de Gravedad Marina | 22 |
| 2.7. Anomalías gravimétricas en el Océano | 27 |
| 2.7.1. Corrección de Eötvös (Eötvös Correction) | 28 |
| 2.7.2. Corrección de Aire Libre (free air) | 30 |
| 2.7.3. Corrección de Bouguer (Simple Bouguer) | 32 |
| 2.7.4. Corrección de Manto-Bouguer (Mantle Bouguer) | 34 |
| 2.7.5. Anomalías Gravimétricas en 3D | 35 |
| 2.8. Estructuras tectónicas | 36 |
| 3. DATOS Y METODOLOGÍA | |
| 3.1. Datos batimétricos de la campaña FAMEX | 39 |
| 3.2. Datos gravimétricos de la campaña FAMEX | 41 |
| 3.3. Metodología | |
| 3.3.1. Calculo de las anomalías gravimétricas en el Océano | 46 |
| 3.3.2. Calculo del modelo de referencia y la anomalía de Manto-Bouguer | 47 |
| 4. RESULTADOS GRAVIMETRICOS | |
| 4.1. Mapa de las Anomalías de Manto-Bouguer | 53 |
| 5. DISCUSIÓN | |
| 5.1. Estructuras tectónicas en el piso oceánico al oeste de la península de Baja California | 60 |
| 5.2. Relación del relieve batimétrico con las anomalías de Manto-Bouguer | 64 |
| 6. CONCLUSIONES | 70 |
| REFERENCIAS | 72 |

1. INTRODUCCIÓN

Evidencias geológicas indican que desde el Cretácico, las dorsales de esparcimiento oceánico del Pacífico-Farallón se han estado colisionando y reorganizando contra el margen continental de la placa de Norte América durante el proceso de subducción, influyendo en la tectónica a lo largo del margen occidental de la Península de Baja California y afectando la configuración de los límites de placas al oeste de América del Norte [Dickinson y Snyder; 1979, Stock and Hodges, 1989; Atwater y Stock 1998; Michaud et al., 2006]. Se ha documentado que entre los 25 y 12 Ma a lo largo del margen al oeste de la península de Baja California la interacción entre la dorsal Pacífico-Farallón y la zona de subducción entre las placas de Farallón y Norte América dio como resultado que la dorsal activa al entrar en contacto con la zona de subducción originó que la placa Farallón se rompiera en dos placas oceánicas, Magdalena y Guadalupe [Lonsdale, 1991; Atwater y Stock 1998; Michaud et al., 2006] causando una reorganización cinemática de las placas. Al término de este período geológico (alrededor de 12 Ma), la subducción cesa al oeste de la península y origina el movimiento transcurrente entre las placas Pacífico y Norte América, modificándose la configuración de los límites de placa en el Golfo de California [Spencer y Normark, 1979, 1989; Lonsdale, 1991, DeMets 1995] y al oeste de la zona de subducción del margen occidental de la península de Baja California [Stock and Hodges, 1989; Michaud et al., 2004; Michaud et al., 2006]. Como resultado de este cambio tectónico en la región, la configuración de los límites entre las placas oceánicas del Pacífico, Guadalupe, Magdalena y Norte América se volvió más complejo, formando una serie de segmentos de dorsales de menores dimensiones con distintas orientaciones entre ellas, fallas transformantes, grandes complejos volcánicos, cuencas y escarpes abruptos [Michaud et al., 2006].

Dada la evolución tectónica de las dorsales al oeste de la zona de subducción de la península de Baja California, *el objetivo principal de este estudio es determinar la heterogeneidad de la corteza y manto superior donde ocurrió la segmentación de dorsales al oeste de la Península*. Esta meta se puede lograr al utilizar datos de gravedad marina y batimetría multihaz registrados durante la campaña oceanográfica,

nombrada FAMEX que se llevo a cabo en abril y mayo del 2002 a bordo del barco de investigación Francés "N/O L'Atalante". La campaña FAMEX es parte del programa de colaboración en investigaciones geológicas entre Francia y México [Michaud, 2002]. Los datos de gravedad y batimetría son reducidos para obtener los valores de las anomalías gravimétricas de Aire Libre y Manto-Bouguer. Subsecuentemente, los valores de la anomalía Manto-Bouguer son utilizados para determinar las variaciones de la densidad en la parte superior de la litosfera oceánica en esta zona.

Para este estudio se realizó la modelación de las anomalías gravimétricas tomando en cuenta que la parte occidental de la península de Baja California es una zona de acreción extinto, producto de que varios segmentos de la dorsal oceánica fueron abandonados al termino del proceso de formación de nueva corteza oceánica (referido como esparcimiento oceánico) y que la subducción de la Placas Magdalena y Guadalupe bajo la placa Norte América cesaron dejando una serie de escarpes abruptos y fosas profundas a lo largo del margen del bloque continental que conforma hoy la Península de Baja California [Michaud, et al., 2004]. En el estudio se utiliza el algoritmo de Parker [1973] para calcular los valores de gravedad asociados a las variaciones de las densidades en las capas de la corteza y manto superior en la litosfera oceánica [Prince y Forsyth, 1988]. La estructura petrológica de la corteza oceánica y el manto superior principalmente tiene sus cambios debido a las variaciones de temperatura en función a la edad de la litosfera [Cormier et al., 1995]. Estas componentes predecibles en la estructura de la variación del campo gravimétrico de la litosfera oceánica en función del enfriamiento de la litosfera con la edad y la profundidad de las capas permite inferir que las anomalías de gravedad residuales son el resultado directo de las variaciones en el espesor de la corteza y a los cambios laterales de densidad [Prince y Forsyth, 1988]. Por lo que este residual gravimétrico ha sido asociado a la topografía de la base de la litosfera y no en función a la temperatura y referido en la literatura científica como "*Anomalía Gravimétrica de Manto Bouguer*" [Cormier et al., 1995].

La irregularidad en el área de la prospección gravimétrica influyo para conjuntar los valores de gravedad en tres regiones dentro del área de estudio al occidente de la

Península de Baja California. Mapas de anomalía de gravedad de Aire Libre son construidos para las tres regiones a partir de la reducción de los datos de gravedad registrados durante la campaña FAMEX. Posteriormente, la anomalía de gravedad de Manto-Bouguer en 3-D se calculó para cada zona, utilizando el método de Parker [1973]. Los resultados obtenidos de la modelación de las anomalías de Manto-Bouguer indican que estas anomalías están asociadas a los intrusivos de las cámaras magmáticas de los segmentos de las dorsales extintas que formaron parte del límite divergente entre las placas de Pacífico y Farallón, y que su distribución geométrica tiene una gran similitud al relieve batimétrico del lecho marino que fue cartografiado durante la Campaña FAMEX.

2. ANTECEDENTES

2.1. Área de estudio

El área de estudio se localiza en el margen occidental de la Península de Baja California, y comprende desde el noreste de Cabo San Lucas hasta la península del Vizcaíno, ubicada entre latitudes $23^{\circ}18'$ y $27^{\circ}36' N$ y longitudes entre $-116^{\circ}18'$ y $-113^{\circ}W$, (Figura 1). El área tiene una profundidad media de 4,000 m y abarca un área aproximada de 106,175 km².

Dentro de esta región, se localiza la falla Tosco-Abreojos que es una estructura rectilínea con una longitud de más de 500 km se localiza a lo largo del margen oeste de la Península de Baja California (Figura 2). Esta falla junto con el sistema de fallas de San Clemente-San Isidro y San Benito en la parte norte de Baja California, forman parte de un sistema de fallas tectónicas que corre a lo largo del margen occidental de la península hasta el margen del suroeste de Baja California, en donde se intercepta con las fallas del sistema de la transformante de San Andrés.

Entre $27.5^{\circ}N$ y $23.5^{\circ}N$, el relieve del lecho marino o al occidente del margen occidental de la Península de Baja California presenta una geometría irregular conformada de estructuras morfológicas asociadas a un sistema de dorsales oceánicas y fosas de fallas transcurrentes inactivas que se une al norte de $27.5^{\circ}N$ y al sur de $23.5^{\circ}N$ a una fosa de más de 4,000 m de profundidad de una extinta zona de subducción. Al sur de $23.5^{\circ}N$, el relieve no presenta claramente evidencias de la continuidad de la dorsal oceánica.

Mientras que el relieve en la pendiente continental se caracteriza por una alternancia de escarpes y de cuencas asimétricas que conforma el Sistema de Fallas Tosco-Abreojos (SFTA) donde los sedimentos más someros exhiben aun actividad tectónica a lo largo del margen occidental de la península [Michaud et al., 2002]. Por lo que actualmente se considera que el SFTA es el límite occidental tectónico y pertenece a la frontera occidental activa del bloque cortical de Baja California y que aun no está totalmente acoplado al movimiento de la placa Pacífico [Michaud et al., 2002].

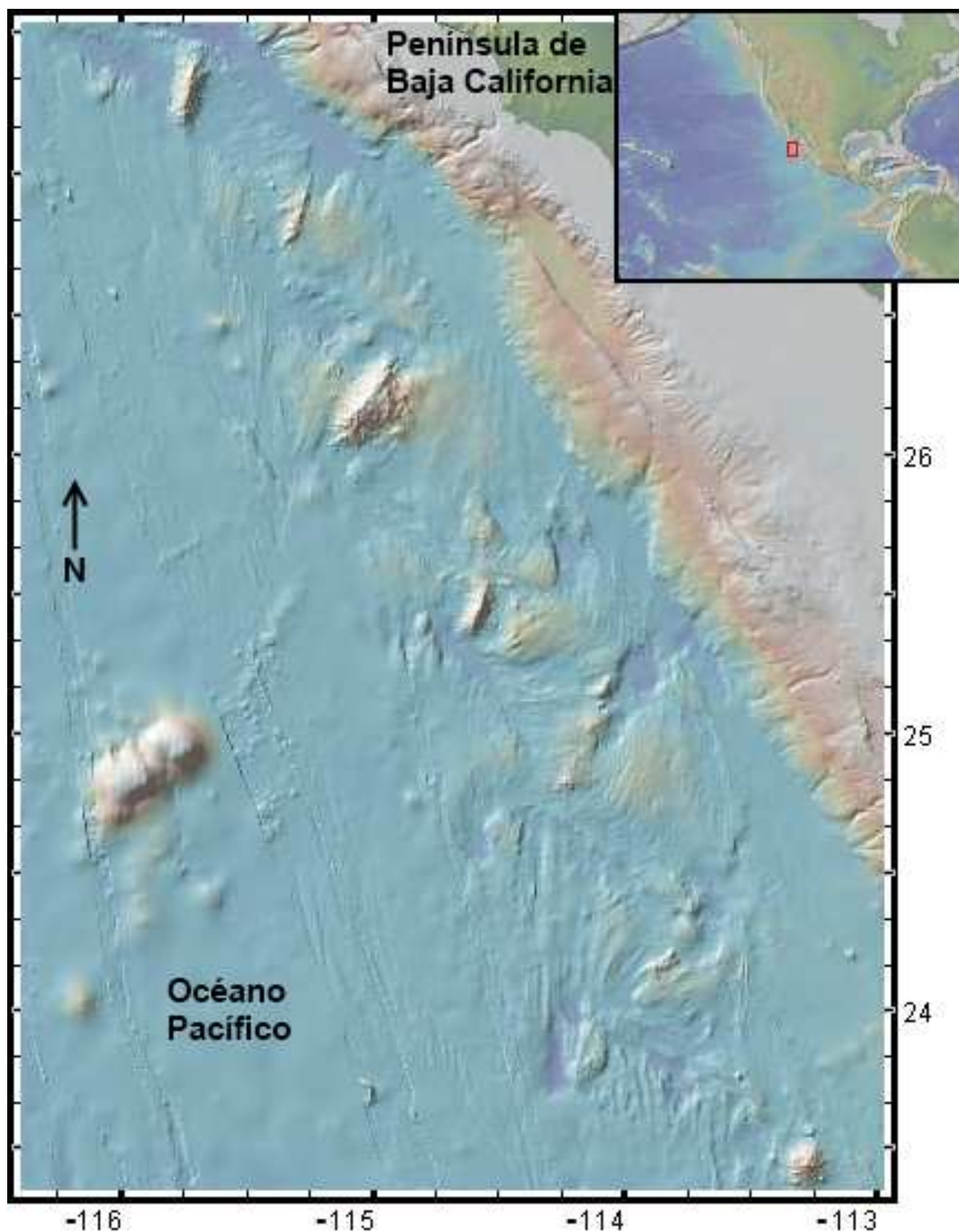


Figura 1. Localización del área de estudio (cuadro superior derecho) y relieve topográfico al oeste de la Península de Baja California.

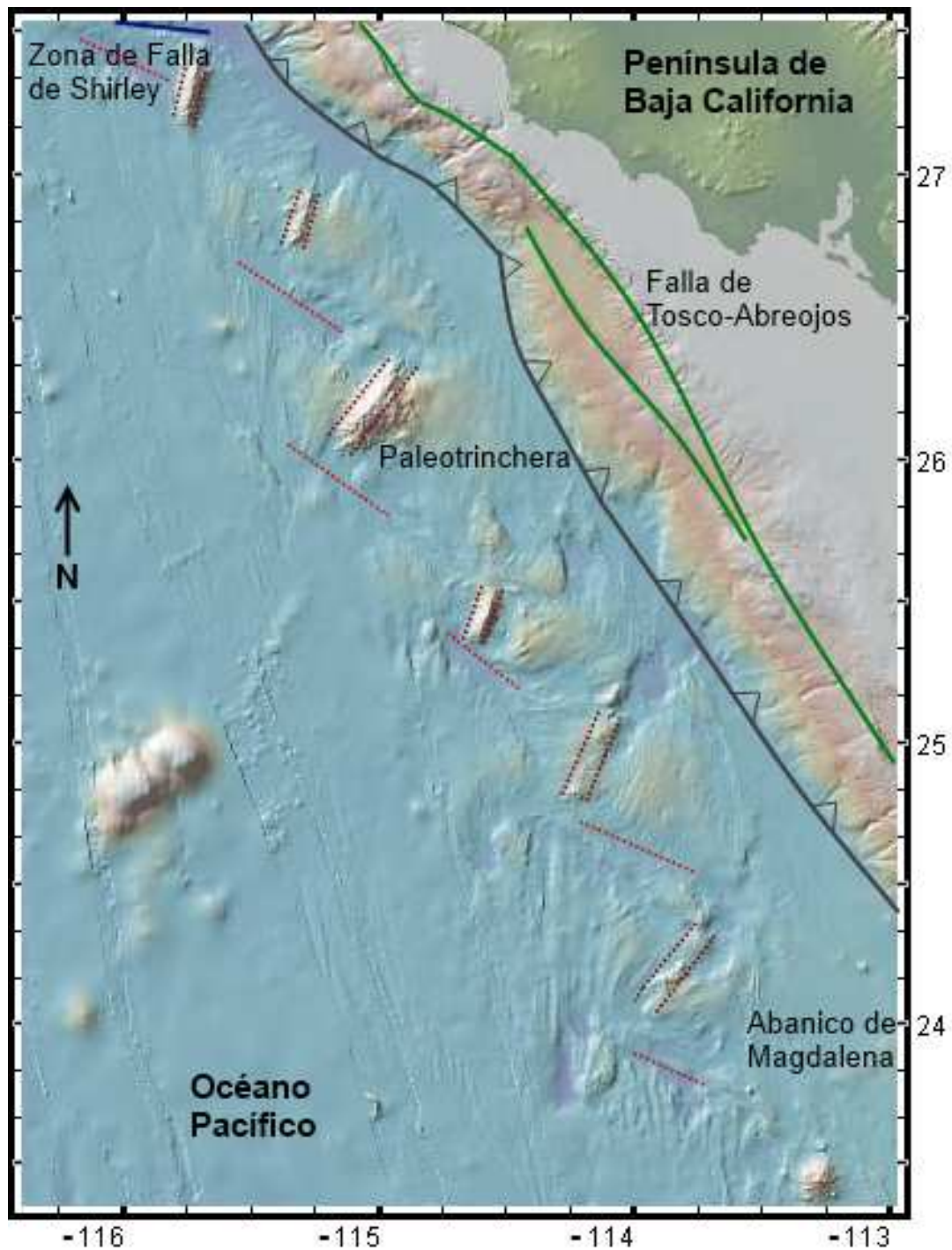


Figura 2. Principales estructuras del área de estudio, paleotrinchera donde se muestra la zona de subducción extinta (línea gris con picos), la falla de Tosco-Abreojos (línea verde), la zona de fractura de Shirley (línea azul), Abanico de Magdalena (parte inferior derecha), los segmentos de dorsal extintos (línea doble punteada en rojo) y las fallas transcurrentes propuestas por Michaud [2002](línea roja punteada).

2.2. Estructuras Tectónicas al occidente de la Península de Baja California.

Evolución Geológica

La evolución geológica del relieve del piso oceánico al noroeste de México desde el Mioceno (~ 24 Ma) ha estado estrechamente relacionada con los cambios cinemáticos ocurridos entre la placa Norte América y las placas oceánicas adyacentes (Farallón, Guadalupe, Magdalena, Cocos y Rivera). Después del Mioceno Medio, la aproximación de las dorsales de esparcimiento oceánico del Pacífico-Farallón a la zona de subducción del margen occidental de la Península de Baja California cambiaron las características de la evolución geodinámica del margen occidental de la placa de Norte América [Dickinson y Snyder, 1979]. Esto se debió a la interacción entre la dorsal del Pacífico-Farallón y el margen de la placa de Norte América resultando en que el esparcimiento oceánico y la subducción de la placa oceánica cesaron dando lugar al movimiento transformante entre las placas Pacífico y Norte América a lo largo del margen continental de California y el noroeste de México (Figura 3).

Michaud et al. [2006] explica que la geometría de varios segmentos de dorsal extintos en el sector oceánico al oeste del margen continental de la península son el resultado de que la placa de Farallón se segmentó antes que la dorsal del Pacífico-Farallón llegara a la zona de subducción (Figura 3A). Frente a las Californias, Atwater y Stock [1998] documentan que la placa de Farallón se rompió en las placas de Guadalupe y Magdalena y los remanentes de estas placas quedaron frente a la península de Baja California debido a la iniciación del movimiento transcurrente entre las placas Pacífico y Norte América. A los 12 Ma, a medida que los segmentos de la dorsal oceánica se acercó a la fosa de subducción de norte a sur, el aumento de acoplamiento entre la subducción de las placas oceánicas y las placas cabalgantes causaron que la parte superior joven de la placa de Magdalena se desprendiera de la vieja y fría, placa de Farallón y continuara subduciéndose (Figura 3B). Después de los 12 Ma, el abandono de los centros de esparcimiento del Pacífico y Magdalena fue más gradual que el cese del esparcimiento entre las placas del Pacífico y Guadalupe, al norte de la zona de fractura de Shirley, donde el esparcimiento oceánico se desaceleró poco a poco y se detuvo después del cron magnético 5B [Lonsdale, 1991] (Figura 3B). La fuerza boyante

inducida por la flotabilidad del material caliente y joven de la placa remanente impidió su subducción, y en consecuencia las placas Pacífico y Magdalena desaceleraron sus movimientos. Desde que la placa oceánica Guadalupe se fusiona con la placa Pacífico, el acoplamiento entre las placas Magdalena y Norte América se incremento. En consecuencia la placa Magdalena tiende a subducirse de manera oblicua y gradualmente cesa su subducción contra el margen de la península de Baja California (Figura 3C). Después del cese de la subducción de la placa Magdalena debajo de la placa Norte América en la sección de la península alrededor de 10 Ma y al formar parte de la placa del Pacífico, el margen continental actuó como frontera transformante entre las placas Pacífico y Norte América (Figura 3C). La zona de falla Tosco-Abrejos localizada a lo largo de dicho margen es interpretada como la estructura para acomodar este movimiento transcurrente [Michaud et al, 2006] (Figura 3D). Desde los 8 Ma, la zona de falla Tosco-Abrejos actuó como una falla transformante con desplazamiento lateral derecho, entre los puntos triples de Mendocino y de Rivera que han migrado al norte y al sur respectivamente (Figura 3D). Bajo este esquema el movimiento transformante a lo largo del margen de la Península ha perdurado con la abertura del Golfo de California [Spencer y Normark, 1979, 1989]. El sistema de estas fallas transcurrentes a lo largo del margen de Baja California evidencian su continua actividad tectónica en los últimos 5 Ma [Michaud et al., 2004] (Figura 3E).

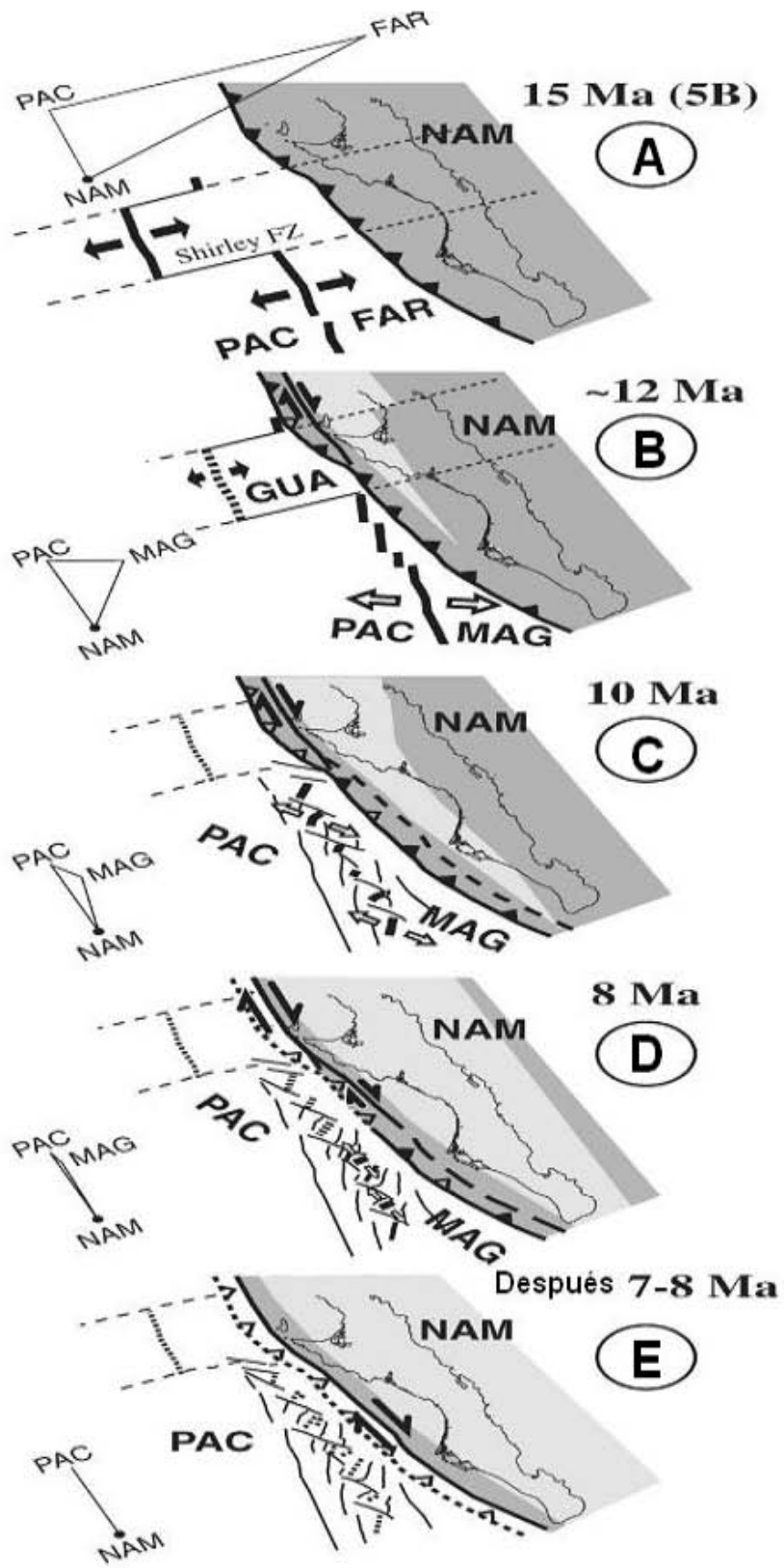


Figura 3. Esquema del modelo de evolución de los límites de las placas frente a la península de Baja California de los 15-7 Ma, asumiendo que la placa Norte América (NAM) esta fija. Propagación de la ventana astenosférica [Burguois y Michaud, 2002] es mostrada en gris claro. (A) A los 15 Ma, la subducción entre la placa Farallón (FAR) y NAM es casi perpendicular a la trinchera. (B) La placa Farallón se rompe en las placas de Guadalupe (GUA) y Magdalena (MAG) [Michaud et al, 2006]. (C) A los 10 Ma, la propagación de los segmentos de la dorsal se reorganizan perpendiculares a la dirección de movimiento del PAC-NAM. (D) A los 8 Ma, la subducción MAG-NAM y la propagación del fondo marino MAG-PAC progresivamente se paró de norte a sur. (E) Después de 8-7 Ma, la propagación del fondo marino MAG-PAC y la subducción MAG-NAM se detuvieron de forma progresiva. Modificado de Michaud [2006].

Morfología de Lecho Marino (Estructuras)

Al oeste de la península de Baja California a la latitud de 27°30'N, se encuentra un canal orientado a los N80°W que es la zona de fractura Shirley (Figura 4A).

Entre los 27° N y 24.5° N (segmento Abreojos) se encuentran tres cuencas alargadas (Figura 4A) de dirección N40°W [Michaud et al., 2004], las cuales definen la zona de falla Tosco-Abreojos [Michaud et al., 2004].

De los 27°30'N a 26°30'N, se localiza la cuenca norte en el margen de la Península de Baja California la cual tiene una longitud de 70 km, 15 km de ancho y una profundidad máxima de 2,600 m, presentando una asimetría morfológica con un escarpe de casi de 750 m hacia el oeste y un escarpe suave con un desnivel de 1,500m hacia el este, con una ligera concavidad hacia el oeste y que corresponde a la zona de la subducción con la parte superior del margen o plataforma continental de la Península de Baja California (Figura 4A). Además en algunas partes, el piso de la cuenca norte presenta escarpes rectilíneos asociados a pequeños relieves alargados con una altura promedio de 50 m que indican una actividad tectónica reciente. Entre estas latitudes y hacia al oeste de la cuenca norte se elevan varias cordilleras volcánicas hasta más de 1,500 m del lecho marino que las rodean y tienen orientaciones entre N10°E y N45°E (Figura 4A).

Entre los 26°30' N y 25°30'N se localiza la cuenca central de la falla, donde su margen oriental está cortado por una decena de cañones los cuales desembocan de manera abrupta en la cuenca central. Esta morfología abrupta y la ausencia de abanicos sedimentarios al oeste de la falla de Tosco-Abreojos indican que la falla de la cuenca central esta aun activa (Figura 4A). Al oeste de la cuenca central de la falla, entre latitudes 26°30' N y 25°50'N se encuentra una cordillera volcánica orientada N45°E y

es delimitada en cada lado por un patrón de estructuras oceánicas paralelas a esta (Figura 4A recuadro que enmarca la Figura 5). Entre los 25°30' N y 24°30'N se encuentra la cuenca sur de la Falla Tosco-Abreojos en la cual presenta un cañón orientado N 25°W en su flanco oeste que se prolonga al norte y donde se conecta con los cañones de la cuenca central. Hacia al sur de los 27°30' N, el relieve del piso oceánico al occidente de la falla muestra un patrón de colinas abisales en forma de abanico indicativos de la actividad tectónica y esparcimiento oceánico por varios propagadores con sus trazas asociadas a fallas transcurrentes. Este patrón del relieve oceánico conserva los cambios de dirección del extinto centro de esparcimiento Pacífico-Farallón (Figura 4A). Al sur de la cuenca sur de la falla, entre 24°30'N y 23°20'N, el relieve del lecho oceánico muestra una superficie plana y carente de estructuras asociadas a centros de esparcimiento oceánico. Este relieve plano, entre estas latitudes se ha documentado que es parte del Abanico de Magdalena formado por la sedimentación proveniente del margen occidente de la Placa de Norte América en tiempos geológicos anteriores a la apertura del Golfo de California.

Las estructuras de los centros de esparcimiento extintos de la dorsal Pacífico-Farallón al occidente de la península están conectados de forma discontinua por trazas de fallas transcurrentes cuya orientación se convierte progresivamente de diagonal a paralelo al margen de Baja California como se muestra en la Figura 4B en líneas rojas y verdes. Este patrón se atribuye al último escenario de la actividad de esparcimiento de la dorsal del Pacífico-Farallón, indicando que el esparcimiento oceánico cesó cuando su dirección de divergencia fue casi perpendicular al margen [Michaud et al., 2006]. El reciente cubrimiento del relieve de las estructuras oceánicas frente a Baja California muestra una mayor complejidad en su patrón que el sugerido por Lonsdale [1991] como una sucesión en forma de escaleras con orientación N-S de los centros extintos de esparcimiento oceánicos (recuadro en la parte inferior izquierda de la Figura 4B).

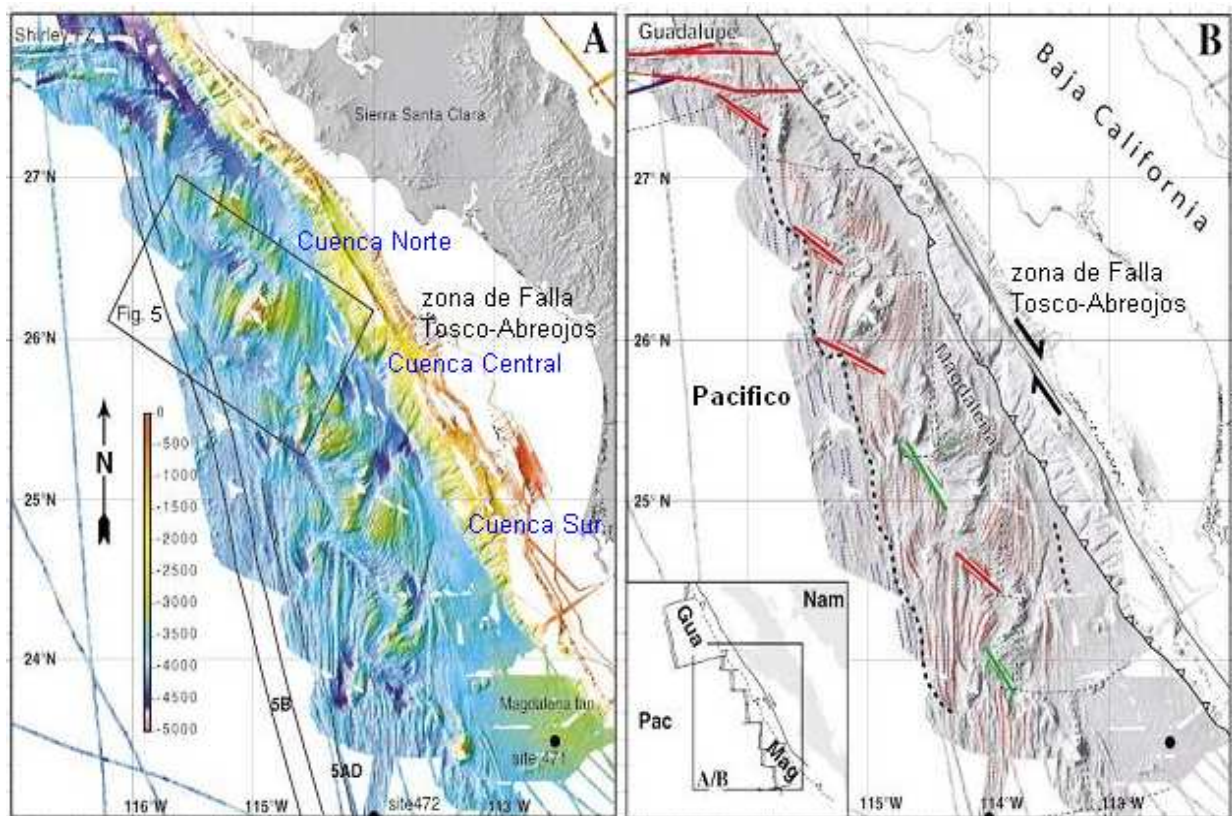


Figura 4. Mapa del relieve topográfico al oeste de la Península de Baja California. (A): carta batimétrica de la recopilación de datos de los Buques Oceanográficos N/O L'Atalante (cruceo Famex) y Marion Dufresne, perfiles adicionales de la National Geophysical Data Center (NGDC). Las alineaciones magnéticas para los cronos 5B y 5AD (líneas de negro) son modificadas por Lonsdale [1991]. (B): interpretación estructural de las colinas abisales y fallas transcurrentes. Recuadro en la parte izquierda inferior del cuadro B: Guadalupe (Gua) y Magdalena (Mag) las dos placas son restos de la placa Farallón. NAM- placa Norte América. Modificado de Michaud [2006].

Como ejemplo la Figura 5 muestra la morfología de dos volcanes extintos paralelos al patrón de las colinas abisales que los rodean, superpuestos por perfiles de anomalías magnéticas registrados durante la campaña FAMEX (Figura 6) [Michaud et al., 2002]. La gran amplitud de la señal magnética de los dos volcanes alargados indica que el emplazamiento de magma debajo del lecho oceánico pudo haber continuado mientras que el esparcimiento cesó. Además estos datos documentan el patrón del esparcimiento oceánico como las alineaciones magnéticas tienen un giro $\sim 50^\circ$ en sentido de las manecillas del reloj a la derecha de la dirección de propagación antes del cese del esparcimiento [Michaud et al., 2006].

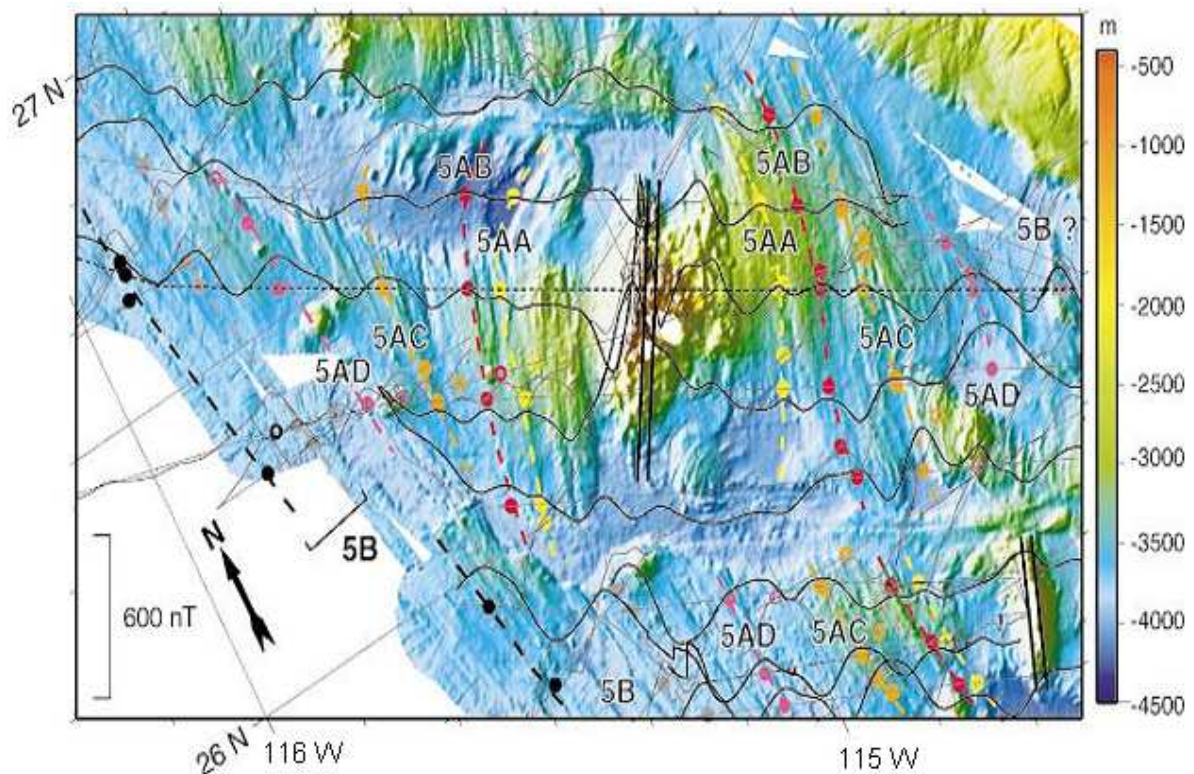


Figura 5. Recuadro de la Figura 4A, con perfiles de anomalías magnéticas del Crucero de FAMEX, [Michaud, 2002]. En el cuál se identificaron secuencias simétricas de las anomalías magnéticas del cron 5B (negro y gris), cron 5AD (púrpura), cron 5AC (naranja), cron 5AB (rojo), y cron 5AA (amarillo). Modificado de Michaud [2006].

2.3 Anomalía de Manto Bouguer y las variaciones de densidad de la corteza.

En la investigación de la distribución de la densidad en la parte superior de la litosfera oceánica (corteza y manto superior) el cálculo de la “Anomalía de Manto Bouguer” (AMB) es empleado para remover la gravedad asociada con la topografía del piso oceánico (interface agua-corteza) y manto (interface corteza oceánica y manto superior), basado en las técnicas empleadas de los estudios de, por ejemplo: Prince y Forsyth [1988], Cormier et al. [1995]; Pariso et al. [1995]; Rommevaux et al. [1994 y 1997]. La anomalía de Manto Bouguer (AMB) es calculada por sustracción de los valores de anomalía gravimétrica de aire libre a un modelo de referencia. Típicamente este modelo de referencia consiste de tres capas: agua, corteza oceánica y manto superior cada uno con su densidad correspondiente y de espesores constantes [Cormier et al, 1995; Serrato et al., 2004]. El método de Parker [1973] es empleado para

calcular los valores de AMB en donde se calcula el efecto de gravedad entre las interfaces de agua/corteza y corteza/manto superior. Las anomalías que resultan reflejan las variaciones de las densidades de la estructura de la litosfera oceánica superior a partir del modelo de referencia que representa la generalizada densidad de la corteza oceánica y manto superior que se forma en las dorsales oceánicas [i.e. Prince y Forsyth, 1988; Cormier et al., 1995; Pariso et al., 1995; Serrato et al., 2002].

El modelo inicial para calcular esta distribución de densidades en la litosfera superior oceánica asume que la densidad del manto está en función de la temperatura, por lo que la estructura térmica tanto de la corteza como la del manto superior depende únicamente de la edad de la litosfera. En esto último implica que el efecto de la conducción lateral de calor es mínimo y por lo tanto se desprecia [Cormier et al., 1995]. Los efectos de presión verticalmente en la estructura de la litosfera superior oceánica no alteran la distribución lateral de las densidades, ya que sólo los cambios laterales en la densidad producen las anomalías de gravedad, por lo que se desprecian los efectos del cambio de composición [Prince y Forsyth, 1988]. Sin embargo, la tendencia regional de la anomalía de gravedad está dominado por los efectos petrogénicos debidos al enfriamiento y profundización de la litosfera con la edad que hacen que el AMB aumente con la distancia. Sin embargo dependiendo del área de estudio, se debe tomar en cuenta la presencia de espesores mayores de sedimentos en las viejas cuencas oceánicas, porque por ejemplo, un espesor de 400 m crea un efecto gravitacional de 5 mGal [Rommevaux et al., 1994].

La AMB surge de las diferencias en los espesores de la corteza, cambios en la densidad del manto superior o alguna combinación de ambos efectos. Cerca de las dorsales oceánicas más grandes, los cambios de densidad sistemática se deben al enfriamiento del manto litosférico con la edad [Detrick et al., 1995]. Para el cálculo de la AMB no se consideran los efectos de las fuerzas por la expansión térmica, y ni tampoco se considera la reducción de la densidad de la composición de cada capa de la corteza [Detrick et al., 1995]. Las AMB no requieren ser reducidas al efecto isostático de las formas de las dorsales, ya que la baja amplitud de la anomalía de aire libre en las dorsales oceánicas indica que las dorsales están casi en equilibrio isostático [Cormier et al., 1995].

2.4 El Geoide y el Elipsoide de Referencia.

Potencial gravitacional

El campo gravitacional de una masa unitaria m' tiene una energía potencial gravitacional, esta energía es considerada como la negativa del trabajo realizada por la fuerza de atracción gravitacional en traer a m' de un punto a otro punto del campo. El potencial gravitacional V es la energía potencial de m' dividida por su masa. Al ser el campo gravitacional conservativo, la energía potencial V depende sólo de su posición en el campo y no de la trayectoria de la cual la masa es trasladada de una posición A a una posición B en el campo.

Una superficie equipotencial gravitacional es una superficie en la cual su valor es una constante. Las equipotenciales gravitacionales son esferas para distribuciones de masa simétricamente esférica. En el caso de la tierra, que tiene una distribución de densidades no homogénea, su equipotencial de la gravedad es una superficie ondulante que se acomoda aproximadamente a la superficie de la tierra, y que en su sector marino, la superficie del mar se es una superficie equipotencial. Esta superficie equipotencial gravitacional de referencia que se asemeja a la forma de la superficie tierra es referida como Geoide [Turcotte, 1982].

El Geoide

El geoide en los océanos es la superficie equipotencial descrita por el nivel medio del mar sin los efectos de corrientes oceánicas, clima o mareas. La forma del geoide es influenciado por masas que se encuentran arriba o debajo de la superficie equipotencial (como es el caso de cadenas montañosas o intrusivos de densidades diferentes). La fuerza de gravedad en cualquier punto de la superficie del geoide es perpendicular a su superficie.

Elipsoide de Referencia

La representación geométrica de una forma que asemeje la superficie del geoide es un elipsoide de referencia. Por acuerdo internacional [Blakely, 1996], la superficie equipotencial de la tierra con densidad uniforme es representada por una superficie esferoidal de la rotación de la Tierra. Dado que el potencial gravitacional con el

potencial rotacional (fuerza centrífuga) están coligadas a la superficie equipotencial y a la forma del geoide, la geometría del elipsoide es muy semejante a la forma de un elipsoide de revolución, denominando como *el elipsoide de referencia* [Blakely, 1996].

El elipsoide de referencia es la superficie equipotencial de una tierra uniforme, donde el geoide es la actual superficie equipotencial de gravedad constante (Figura 6). Su forma es descrita por dos parámetros el radio ecuatorial “a” y el radio polar “c” y la relación entre las dos es expresada con el parámetro de achatamiento f:

$$f = \frac{a-c}{a}$$

Donde $f = 1/298.257$. Cambios en la fuerza de gravedad sobre la tierra se debe tanto a las variaciones de la masa de la tierra y a la fuerza centrífuga causada por la rotación de la tierra.

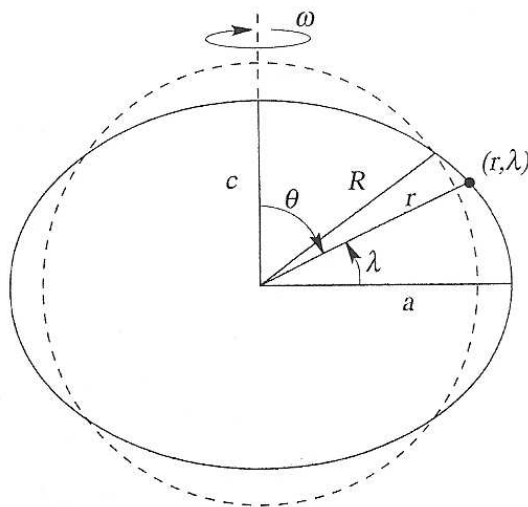


Figura 6. Aproximación de la forma de la Tierra a un elipsoide de referencia. Donde a es el radio ecuatorial, c el radio polar, λ la latitud, θ la colatitud, ω la velocidad angular de la Tierra, R el radio de la circunferencia, r el radio en cualquier punto del elipsoide.

Por lo que el potencial total del elipsoide es la suma de su potencial gravitacional U_g y su potencial rotacional U_r (fuerza centrífuga):

$$U = U_g + U_r \quad 1$$

y

$$U_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda$$

Donde ω es la velocidad angular y λ es la latitud [Blakely, 1996]. Para el potencial gravitacional U_g de una tierra homogénea y esférica está dada por:

$$U_g = \frac{GM_e}{r}$$

De donde M_e es la masa total de la Tierra, r es la distancia radial a cualquier punto del elipsoide y G la constante de la Gravitación Universal. Para obtener el potencial gravitacional en puntos en la superficie de la Tierra, se resuelve la ecuación de Laplace $\nabla^2 U_g = 0$ en coordenadas esféricas. U_g en la superficie de la Tierra está determinado completamente por f , a , ω y la masa total de la Tierra, el potencial gravitacional queda como

$$U_g = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} s_n(\theta, \phi)$$

$$= \frac{GM_e}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\alpha_n^m \cos m\phi + \beta_n^m \sin m\phi) p_n^m(\theta) \quad 2$$

donde a es el radio ecuatorial, ϕ es la longitud y θ la colatitud, sin embargo varios de los términos en la expansión describen al potencial gravitacional en términos de una serie infinita de masas idealizadas (monopolo, dipolo y de grados más arriba), centrados en el origen, los coeficientes α_n^m β_n^m describen la relativa importancia de cada masa. La simetría del elipsoide simplifica esta ecuación, ya que U_g no varía con la longitud y por lo tanto no tiene dependencia sobre ϕ , entonces todos los términos con $m \neq 0$, son cero, y los coeficientes se reducen a polinomios de Legendre y con ayuda de tablas para los polinomios de Legendre [Blakely, 1996] el potencial gravitacional se reduce a:

$$U_g = \frac{GM_e}{r} \left[\alpha_0^0 + \alpha_1^0 \frac{a}{r} \cos \theta + \alpha_2^0 \left(\frac{a}{r} \right)^2 \frac{1}{4} (3 \cos 2\theta + 1) + \dots \right] \quad 3$$

El primer término monopolar, debe ser igual a $G_e M / r$, donde $\alpha_0^0 = 1$. El segundo término dipolar debe ser cero porque el origen está centrado en el centro de masa, aquí $\alpha_1^0 = 0$, entonces todos los coeficientes de grado impar deben ser cero por la misma razón, consecuentemente el tercer término, es el término menor en la serie que describe la salida del elipsoide de la esfera. El coeficiente $\alpha_2^0 = 0$ es generalmente expresado en término del "coeficiente de la elipticidad J_2 , donde $\alpha_2^0 = -J_2$, su relación con el coeficiente de achatamiento f del elipsoide esta dado por la aproximación:

$$J_2 = \frac{2f - m}{3} = 1.082626 \times 10^{-3}$$

Donde m es la proporción de la fuerza centrífuga y la fuerza de la gravedad en el ecuador, dada por:

$$m = \frac{\omega^2 a^3}{GM_e} = 3.46775 \times 10^{-3}$$

Eliminando términos de la ecuación 3, cambiando la colatitud por la latitud y substituyendo U_g en la ecuación 1, el potencial gravitacional total esta dado por:

$$U = \frac{GM_e}{r} - \frac{GM_e a^2 J_2}{2r^3} (3 \cdot \sin^2 \lambda - 1) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda \quad 4$$

la gravedad total, normal al interior del elipsoide y dirigido hacia adentro, esta aproximado por:

$$g_0 = \frac{GM_e}{r} - \frac{3 GM_e a^2 J_2}{2 r^4} (3 \cdot \sin^2 \lambda - 1) - \omega^2 r \cos^2 \lambda \quad 5$$

donde g_0 es usado para denotar la gravedad total del elipsoide. La ecuación 5, describe la gravedad en cualquier punto fuera o sobre la superficie del elipsoide en un marco de referencia que se mueve con el spin de la tierra. Si expresamos a r en esta ecuación en

términos de a y λ , nosotros podemos obtener una ecuación más simplificada de cómo la gravedad total varía sobre la superficie del elipsoide, el radio de un elipsoide está dado por la relación aproximada:

$$r = a(1 - f \sin^2 \lambda) \quad 6$$

como f es pequeña, se puede expandir $1/r^2$ en una serie binomial:

$$\frac{1}{r^2} = \frac{1}{a^2} (1 + 2f \sin^2 \lambda)$$

Sustituyendo en el primer término de la ecuación 5, los dos últimos términos de la ecuación 5 son muy pequeños en relación con el primer término en la aproximación $r=a$, haciendo estas substituciones, la ecuación queda:

$$g_0 = \frac{GM_e}{a^2} \left[\left(1 + \frac{3}{2} J_2 - m \right) + \left(2f - \frac{9}{2} J_2 + m \right) \sin^2 \lambda \right] \quad 7$$

ecuación 7 ajustada para el ecuador es:

$$g_e = \frac{GM_e}{a^2} \left(1 + \frac{3}{2} J_2 - m \right)$$

Sustituyendo esta expresión en la ecuación 7 y reorganizando términos, la ecuación que describe la atracción gravitacional del elipsoide es

$$g_0 = g_e (1 + f' \sin^2 \lambda) \quad 8$$

La ecuación 8, tiene la misma forma que la ecuación 6, conocida como la ecuación de la elipse, aquí a primer orden, la gravedad total del elipsoide varía con la latitud como el radio del elipsoide prolato, en el polo

$$g_p = g_e (1 + f')$$

donde

$$f' = \frac{g_p - g_e}{g_e}$$

Y el parámetro f' en la ecuación 5 es la analogía gravitacional del parámetro de achatamiento. Los parámetros g_e , g_p y f , tienen valores de 9.780327 m/s^2 , 9.832186 m/s^2 y 0.00530 . A través de las derivaciones previas de alto orden, la ecuación 8 puede ser escrita de manera más exacta como

$$g_0 = g_e (1 + \alpha \sin^2 \lambda + \beta \sin^2 2\lambda) \quad 9$$

Donde g_e es la atracción ecuatorial del elipsoide y a y b dependen sólo de GM_e , f , y ω , la ecuación 9 es una serie infinita truncada, porque los siguientes términos de alto orden son depreciados por ser muy pequeños. La cantidad GM_e es considerado un parámetro aquí, ya que porque el producto de GM_e puede ser determinado de manera más precisa que si encontramos G y M_e por separado. El radio ecuatorial a es encontrado de arcos de triangulación, la velocidad angular de la Tierra es determinado de mediciones astronómicas. GM_e y J_2 son encontrados de observaciones satelitales.

Así como el conocimiento en los parámetros ha mejorado en los últimos años, también lo ha hecho el elipsoide de referencia. El primer elipsoide de referencia aceptado internacionalmente fue establecido en 1930, y sus parámetros están dados en la Formula de Gravedad Internacional de 1930:

$$g_0 = 9.78049 (1 + 0.0052884 \text{ sen}^2 \lambda - 0.0000059 \text{ sen}^2 2\lambda), \text{ donde } \lambda \text{ es la latitud.}$$

Un Segundo elipsoide fue establecido en 1967, definido como el Sistema de Referencia Geodésico de 1967 (GRS 67, por sus siglas en inglés), y dando la siguiente Formula Internacional de la Gravedad:

$$g_0 = 9.78031846 (1 + 0.0053024 \text{ sen}^2 \lambda - 0.0000058 \text{ sen}^2 2\lambda)$$

Más recientemente, la Asociación Internacional de Geodesia (IAG por sus siglas en Inglés) adopto el Sistema de Referencia Geodésico 1980, el cual define el campo de

referencia actual, como el Sistema Mundial Geodésico de 1984 (WGS 84, por sus siglas en ingles), y su formula está dada por

$$g_0 = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \operatorname{sen}^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \operatorname{sen}^2 \lambda}}$$

Donde g_0 es comúnmente referido a la gravedad teórica en función de la latitud [Blakely, 1996]. El elipsoide de referencia es la superficie equipotencial de una tierra uniforme, donde el geoide es la actual superficie equipotencial definida al nivel medio del mar. Las diferencias de altura entre estas dos superficies raramente exceden los 100m y generalmente caen debajo de los 50m [Blakely, 1996], (Figura 7).

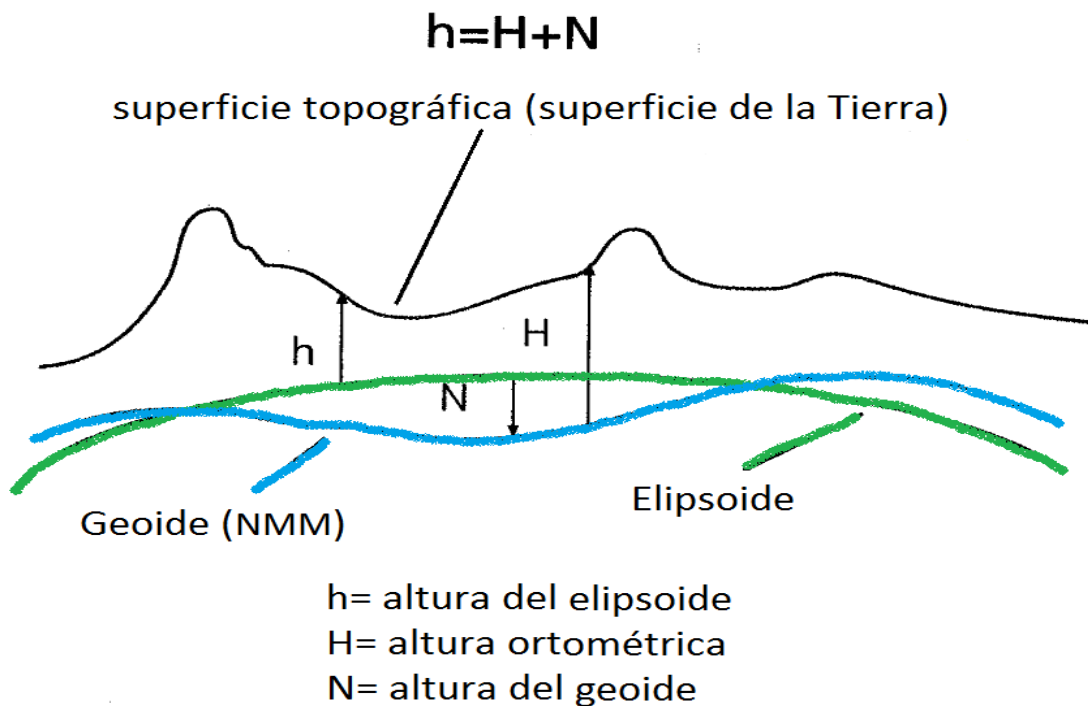


Figura 7. Se muestra que la altura (h) es la del elipsoide de referencia que se aproxima a la superficie de la Tierra, la altura ortométrica (H), es la altura arriba del geoide, el cual es determinado por el campo de gravedad de la tierra y es aproximado al nivel medio del mar (NMM); la diferencia entre las dos alturas, entre el geoide y el elipsoide, es la altura del geoide (N), la figura arriba muestra la relación entre los dos modelos y explica las razones por la que las dos casi nunca coinciden espacialmente. Incluso el geoide más sofisticado matemáticamente sólo puede aproximarse a la forma real de la tierra. [Modificado de Magazine ArcUser, July-september, 2003].

2.5 El campo de Gravedad de la tierra

La fuerza ejercida sobre un elemento de masa en la superficie de la Tierra tiene dos principales componentes. Una es debida a la atracción gravitacional de la masa en la Tierra y la otra es debida a la rotación de la Tierra. La gravedad se refiere a la combinación de ambos efectos, gravitación y rotación. Si la Tierra fuera un cuerpo simétrico esférico no rotacional, la aceleración de la gravitación sobre su superficie podría ser constante. Sin embargo por la rotación de la Tierra, la topografía y las variaciones de densidad lateral en su interior, la aceleración de la gravedad g varía con su localización en la superficie. La aceleración centrífuga debido a la rotación de la Tierra en función a la latitud afecta el registro de la aceleración de la gravedad. Debido a la rotación de la Tierra, la superficie terrestre es distorsionada, resultando un alargamiento en el ecuador y un achatamiento en los polos y por lo que la tierra toma la forma de un esferoide. Entonces, la gravedad en el ecuador es 5 partes en 1000 menor que la gravedad en los polos. El campo gravitacional de este esferoide es calculado en función de la latitud para estimar el campo gravitacional de la Tierra. La gravedad varía de 9.83 m/s^2 en las regiones polares a aproximadamente 9.78 m/s^2 en el ecuador. La forma irregular de la topografía de la superficie terrestre y las inhomogeneidades en la litología de las capas superiores de la Tierra son las causas que derivan a las variaciones locales en la gravedad superficial. Estas diferencias de valores en la gravedad producto de las variaciones en la densidad de la Tierra son referidas como anomalías de la gravedad [Turcotte, 1982].

2.6 Estudios de Gravedad Marina.

El campo de Gravedad marino

Las medidas de la aceleración gravitacional de la Tierra g provee un importante medio de estudio de las regiones marinas, porque estas reflejan los cambios en la distribución de masa bajo el piso oceánico, resultante de los procesos que forman y modifican las litologías oceánicas.

El valor de g en cualquier punto depende de la geometría y la densidad estructural, latitud, elevación y la topografía adyacente. Las variaciones del campo gravimétrico

debido a las variaciones de masa bajo el nivel del mar pueden ser aisladas y usarse para encontrar la distribución de la densidad en estas zonas. Como el campo residual constituye sólo una pequeña parte del término de la aceleración total, g es generalmente expresada en miligales: $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ [Jones, 1999].

Gravímetro Marino

Hasta la primera parte del siglo XX, nuestro conocimiento sobre el campo de gravedad en los océanos y en sus márgenes venían de las observaciones realizadas con un péndulo, construido por C. W. Siemens [1876]. Los gravímetros actuales miden la diferencia en g entre cualquier punto del mar y una estación base de puerto donde el valor de la gravedad es conocido. El valor absoluto de la gravedad es referenciado al elipsoide de referencia y toma el valor de referencia en el puerto respecto a los datos que se registran en barco. La desviación instrumental se encuentra a partir de mediciones de base al principio y al final del registro. El vínculo puede hacerse haciendo una pequeña corrección a los valores de gravedad del puerto por la atracción gravitacional del agua del mar a diferentes estados de las mareas. En gravímetros más modernos, las derivas ascienden a sólo unas décimas de mGal por semana y es generalmente explicado por interpolación lineal entre las escalas. Un número adicional de correcciones son entonces necesarias para reducir el registro de valores de gravedad al elipsoide de referencia y calcular las perturbaciones o anomalías en el campo de gravedad que surgen de las variaciones en la masa bajo la superficie del suelo marino [Jones, 1999]. Los gravímetros marinos miden la fuerza que actúa sobre una masa de prueba que está sujeta a un resorte. La fuerza es el producto de la masa y la suma de las aceleraciones actuando sobre la masa. Los gravímetros son divididos en tres grupos:

Gravímetros de resorte. Éstos consisten en una viga u otra masa soportada por resortes. En algunos sensores la masa en movimiento está restringida a movimientos en la dirección vertical y por lo tanto están esencialmente libres de efectos de acoplamiento cruzado entre las aceleraciones horizontales y verticales. Los gravímetros de resortes son del tipo estático (estables) o astático (inestables). Los estables son altamente sensibles a balances, y consisten en un resorte que llevan una masa la cual

se desplaza desde su posición de equilibrio cuando g cambia. La posición de la masa, que es detectada por un transductor de desplazamiento capacitivo, se altera por el cambio en la gravedad. Un circuito de realimentación automática aplica voltaje de corriente continua a las placas del condensador que producen una fuerza electrostática sobre la masa que lo lleva de nuevo a una posición nula. La tensión de realimentación, que es una medida para el valor relativo de la gravedad se convierte en una señal digital y luego se transmiten al sistema del instrumento de adquisición de datos para su procesamiento, visualización y almacenamiento. Los inestables se construyen de modo un cambio en g produce un desplazamiento, fuerzas adicionales entran en juego para aumentar el desplazamiento. Ejemplo de este tipo de gravímetros son: Graf-Askania (Bodenseewerk KSS 30/31 (Figura 8) y GSS-2) La Coste-Romberg y scintrex CG-3 (Figura 9).

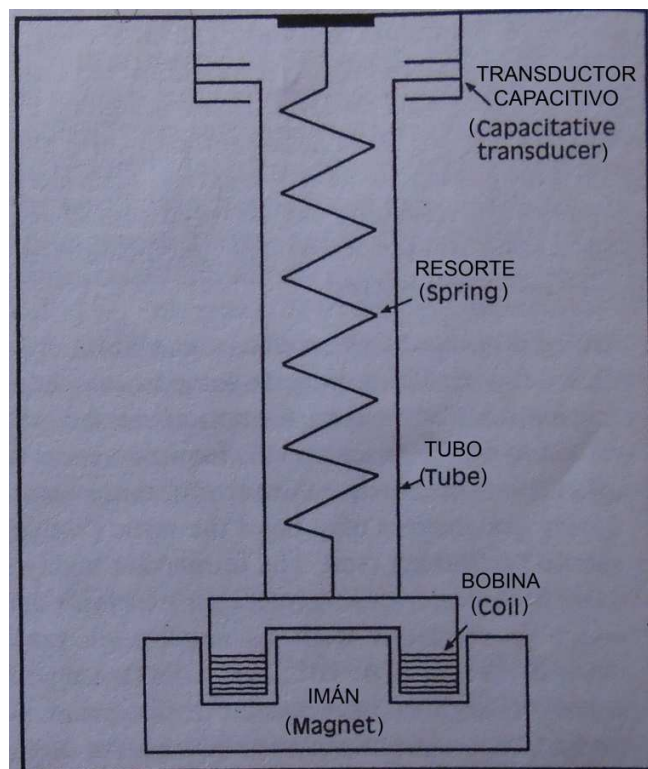


Figura 8. Simetría axial de un gravímetro Bodenseewerk KSS 30/31, el tubo que contiene el resorte principal se ve limitado por los ligamentos para moverse verticalmente. Los desplazamientos se miden por un transductor capacitivo en la parte superior y minimizado por un bucle de retroalimentación que consta de dos devanados de una bobina móvil de un imán permanente fuerte en la parte inferior del tubo. Modificado de Jones [1999].

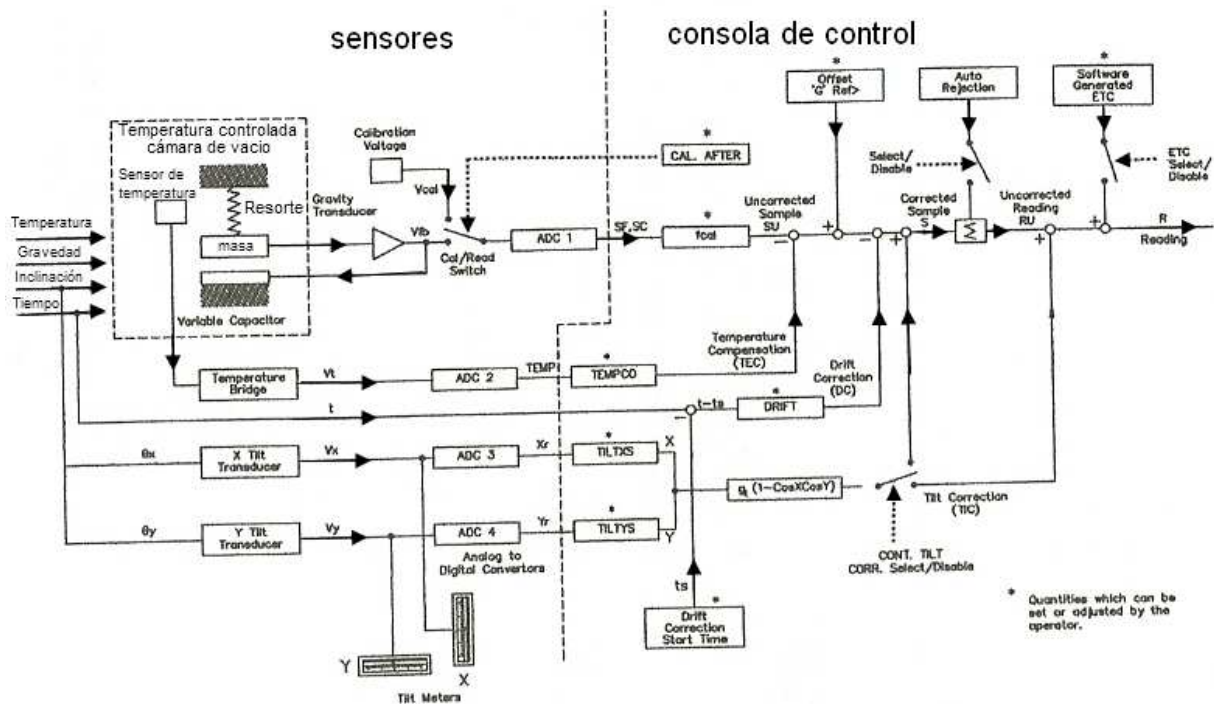


Figura 9. Diagrama de flujo de la señal del Gravímetro Scintrex CG-3. Modificado de Manual Gravímetro Scintrex CG-3.

Gravímetros de resorte vibrante. El elemento sensible es un resorte suspendido o conjunto de fibras en una vibración natural, la frecuencia de la cuales está relacionada con g . Cambios de gravedad se derivan de las variaciones en la frecuencia del resorte. Los gravímetros de doble resorte vibrante funciona aplicando una tensión en el resorte vibrante en el campo de el del imán superior es incrementado por un aumento en la fuerza dirigida hacia abajo sobre la masa1, mientras la tensión se disminuye en el resorte vibrante en el campo del imán inferior debido a la fuerza que actúa sobre la masa 2. Los ligamentos evitan que las masas tengan un movimiento lateral, como se muestra en la Figura 10.

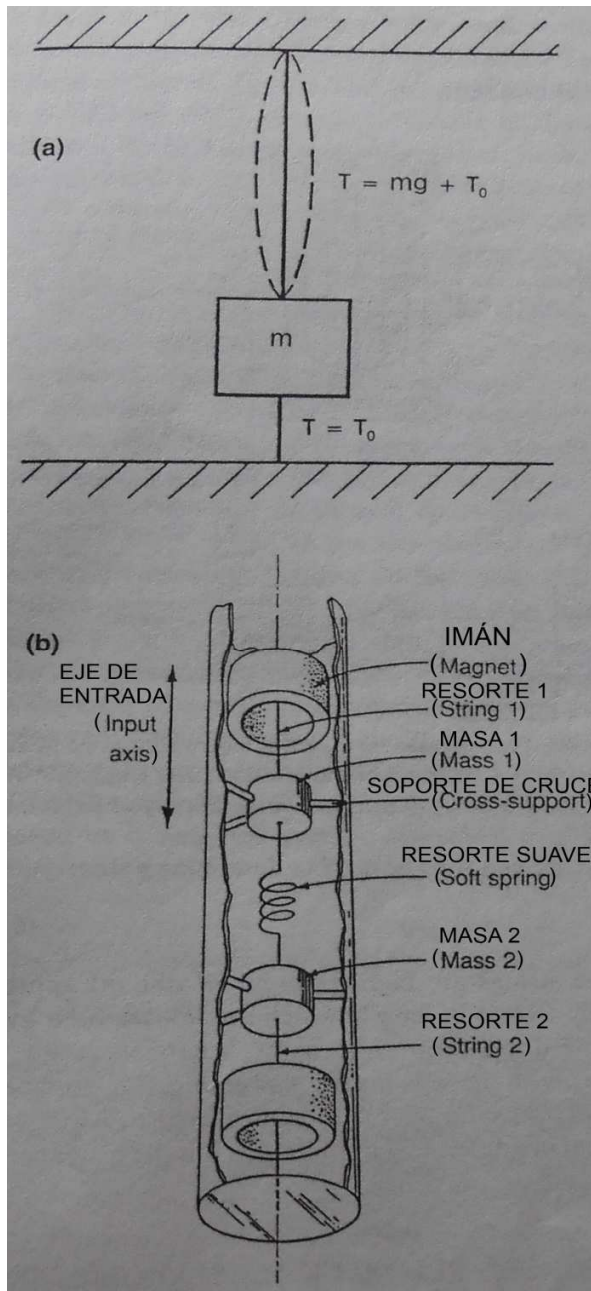


Figura 10. (a) Principio del gravímetro de resorte vibrante, (b) esquema del doble gravímetro vibrante. Modificado de Jones [1999].

Forzado de retroalimentación. Aceleraciones que provocan el desplazamiento de una masa suspendida entre dos imanes permanentes son contrarrestadas por un sistema de retroalimentación que mantiene la masa en una posición nula. La medición de la

gravedad resulta de las variaciones de corriente eléctrica en los circuitos de retroalimentación. Ejemplo, son el gravímetro BGM-3 (Figura 11).

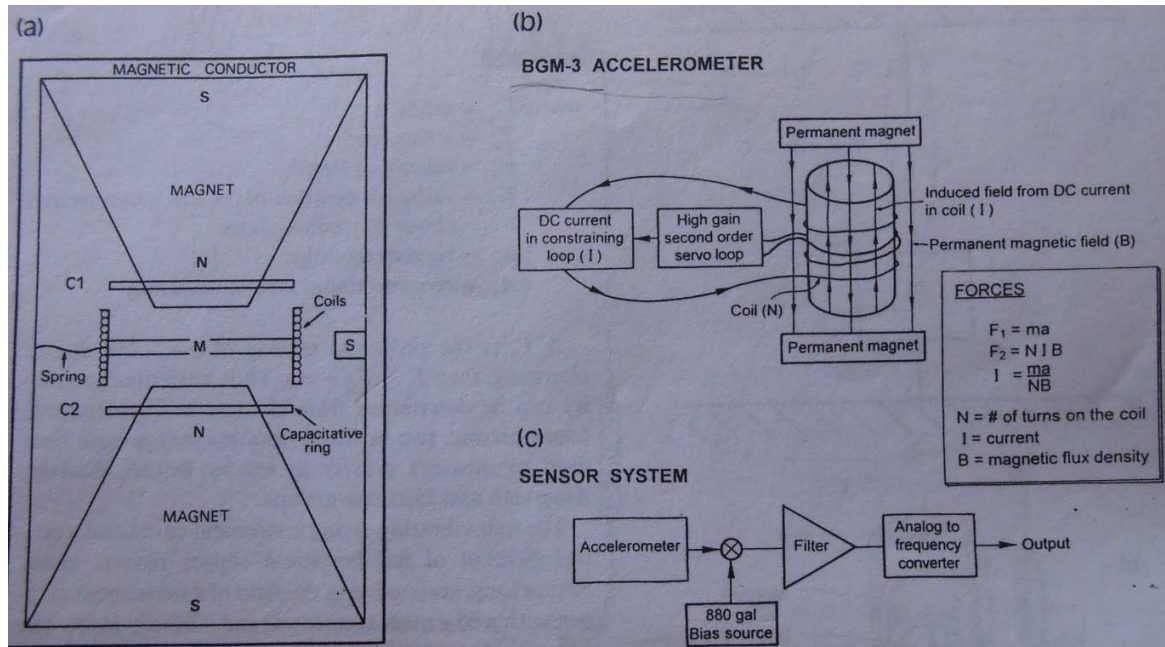


Figura 11. (a) fuerza de balance en el Gravímetro BGM-3. La masa M se mueve entre dos imanes permanentes. Los devanados de la bobina sobre M permiten el desplazamiento para ser medido por los anillos del condensador. (b) un bucle de retroalimentación mantiene a M en una posición de equilibrio. (c) diagrama de la señal en el gravímetro. Tomado de Jones [1999].

Todos los gravímetros son colocados en una plataforma giro-estabilizada. Sin embargo el sensor de gravímetro se desvía por lo que se le tiene que hacer la incorporación de los datos del gravímetro en sus puntos conocidos antes y después de la campaña, esto permite cuantificar la desviación durante el periodo de toma de datos y estimar el valor absoluto de las medidas [Jones, 1999].

2.7 Anomalías gravimétricas en el Océano

Las anomalías marinas de gravedad son referenciadas a un elipsoide, que teóricamente es una forma representativa de la tierra, por lo que se requiere que las mediciones marinas hechas sobre la superficie del mar que es la superficie equipotencial del geode se corrijan a la superficie del elipsoide. Además estas mediciones gravimétricas

registradas a bordo de buques oceanográficos son también corregidas por las aceleraciones y cambios de inercia del buque durante la navegación. Los valores registrados de la gravedad sobre la superficie del mar son corregidos aplicado el gradiente de Aire Libre (Free Air) para obtener su equivalente a la altura del elipsoide de referencia.

Los valores de la anomalía gravimétrica marina en cada posición georeferenciada son calculados de la diferencia del valor teórico de la gravedad en referencia al elipsoide WGS84 y del valor estimado por la distribución de las masas (corrección de Bouguer Simple) debajo de la superficie del mar. *Típicamente solo esta es la secuencia para calcular los valores gravimétricos de la anomalía de Bouguer Simple en el mar, sin embargo, estos valores de anomalías requieren ser compensados por el exceso de masa en la capa de agua y por la deficiencia de masa en la capa que forma las rocas del manto (que se considera en el gradiente de Bouguer), lo que correspondería al cálculo de la anomalía de Manto-Bouguer. Mapas de estas anomalías gravimétricas son utilizados para establecer la distribución de las diferencias de densidades en la estructura superior de la litosfera oceánica, que conforma la corteza oceánica y el manto superior.*

2.7.1 Corrección de Eötvös (Eötvös correction)

El efecto de Eötvös en las mediciones de gravedad en una plataforma en movimiento toma en cuenta para ajustar sus lecturas debido a sus cambios de inercia durante la navegación de los barcos o aviones [Jones, 1999]. En el caso de un barco, el efecto de Eötvös es el cambio en la fuerza gravitacional percibida causado por el cambio en la aceleración centrífuga resultante de la velocidad en dirección este u oeste del barco, es decir, cuando el barco se mueve hacia el este, la velocidad angular del objeto se incrementa (además de la rotación de la Tierra), y por lo tanto la fuerza centrífuga también aumenta, provocando una reducción perceptible en la fuerza gravitacional, por lo que las lecturas de la gravedad son más bajas cuando el barco se mueve hacia el este (Figura 12) y a la inversa cuando el barco se mueve hacia el oeste, los valores de gravedad dan una mayor lectura (Figura 13).

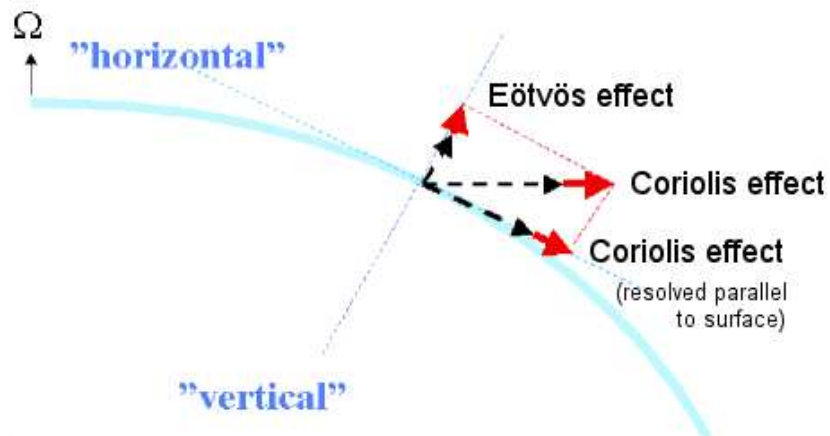


Figura 12. El efecto de Eötvös para un objeto que se mueve hacia el este a lo largo de 60 grados de latitud. El objeto tiende a moverse lejos del eje de la Tierra. Tomado de Persson [2005].

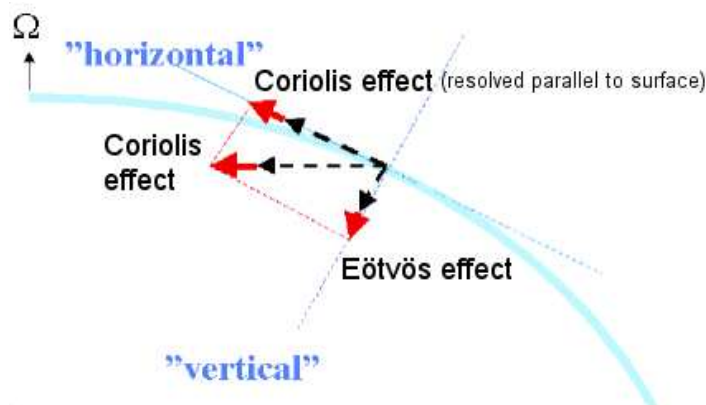


Figura 13. El efecto de Eötvös para un objeto que se mueve hacia el oeste a lo largo de 60 grados de latitud. El objeto tiende a ser atraído hacia el eje de la Tierra. Tomado de Persson [2005].

La compensación de este efecto por el movimiento del barco en las mediciones gravimétricas es llamada la corrección de Eötvös. La corrección para velocidades del barco < 15 nudos ($1 \text{ knots} \approx 0.5 \text{ m/s}$) es calculada aproximadamente con la siguiente expresión dada en Jones [1999]:

$$g_{Ec} = 7.503 v \cos \lambda \sin \phi + 0.00416 v^2 \text{ [mGal]}$$

Donde v es la velocidad del buque en nudos (*knots, millas náuticas por hora*), φ es el rumbo (*heading*) con respecto al norte verdadero, λ es la latitud y g_{Ec} es la corrección de Eötvös que está en mGal [Jones, 1999].

2.7.2 Corrección de Aire Libre (free air)

Una pequeña corrección es necesaria para reducir los valores de gravedad tomadas en la superficie del mar al elipsoide de referencia. Los instrumentos que hacen las medidas de gravedad en barcos (gravímetros marinos) usualmente se encuentran a pocos metros sobre el nivel medio del mar y necesitan ser compensados por la diferencia de los valores del campo de gravedad en referencia (g_0) (Figura 14). La diferencia de valores por la elevación h entre el elipsoide de referencia y el punto de medición, se conoce como *corrección de Aire Libre* (Figura 15), y es justo solo la elevación de lo que se requiere si no existen masas entre el punto de observación y el nivel del mar [Blakely, 1996].

Si tomamos a $g(r)$ representa la atracción de gravedad sobre el elipsoide de referencia, el valor de la gravedad a una pequeña distancia h arriba del elipsoide esta dado por la expansión en la serie de Taylor:

$$g(r+h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots$$

Los términos de alto orden son pequeños y se desprecian y reorganizando término la expresión nos queda

$$g(r) = g(r+h) - h \frac{\partial}{\partial r} g(r)$$

Si se asume que la Tierra es esférica y uniforme, entonces $g(r) = -G M_e / r^2$, la ecuación anterior queda de la siguiente manera:

$$g(r) = g(r+h) - \frac{2g(r)}{r} h$$

La diferencia en la elevación entre $g(r)$ y $g(r + h)$ es conocido como la corrección de aire libre, sustituyendo valores para g y r se obtiene la siguiente fórmula:

$$g_{fa} = 0.3086 \times 10^{-5} h$$

Donde h es la diferencia de altura en metros entre el punto de medición y su correspondiente en el elipsoide de referencia (datum). En el sistema internacional las unidades son para g_{fa} m/s^2 , h en m; y para unidades cgs g_{fa} en Gal, h en cm. El valor de esta corrección es sumada a la lectura de gravedad observada si el aparato está arriba del datum o sustraído si este está por debajo del datum. La anomalía de Aire Libre, Δg_{fa} , está dada por:

$$\Delta g_{fa} = g_{obs} - g_{fa} - g_t$$

Donde g_{obs} es la gravedad observada; g_{fa} es la corrección de aire libre, g_t es la gravedad de referencia.

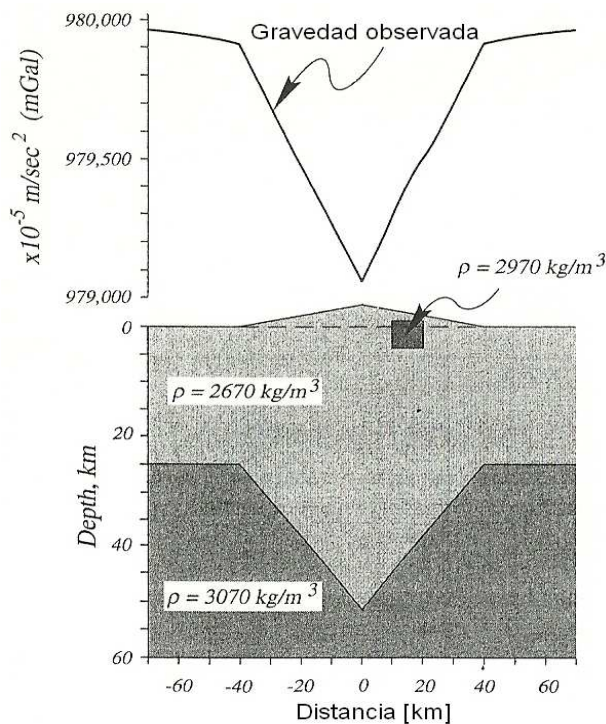


Figura 14. Ejemplo de la sección transversal de la corteza. Una masa rectangular y densidad 2970 kg/m^3 , representa una variación en la densidad, debido a la geología de la corteza superior. La corteza tiene una densidad de 2670 kg/m^3 y para el manto de 3070 kg/m^3 . Modificado de Blakely [1996].

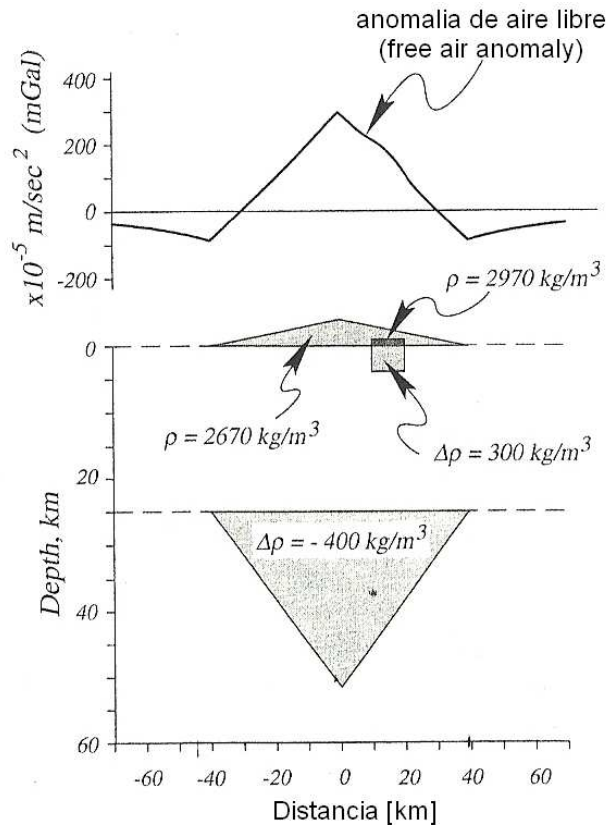


Figura 15. Sección transversal de la corteza del ejemplo anterior, mostrando la corrección de aire libre. Modificado de Blakely [1996].

2.7.3 Corrección de Bouguer (Simple Bouguer)

La corrección de Aire Libre y la gravedad teórica ignoran la masa que puede existir entre el nivel de observación y el datum. La corrección de Bouguer cuenta para esta masa adicional. La *corrección de Bouguer Simple* (Figura 16) es usualmente aplicada al tomar una capa de una densidad promedio a las densidades de rocas que forman la corteza continental (2670 kg m^{-3}) y considerando una placa infinita con un espesor h igual a la distancia bajo el punto de observación entre el nivel del mar y el datum. La corrección de Bouguer Simple (g_{sb}) es calculada con la siguiente expresión:

$$g_{sb} = 2\pi G\rho h,$$

donde ρ es la densidad en kg m^{-3} de la capa de espesor h en metros y G la constante de la gravitación universal. Para el caso de una capa de densidad de corteza típica de 2670 kg m^{-3} , la corrección de Bouguer simple es estimada con:

$$g_{sb} = 0.1119 \times 10^{-5} h$$

En el sistema internacional las unidades para g_{fa} m/s^2 , h en m ; y para unidades cgs g_{fa} en Gal , h en cm . Entonces, la anomalía de Bouguer simple (Δg_{sb}) está dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta g_{sb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_o$$

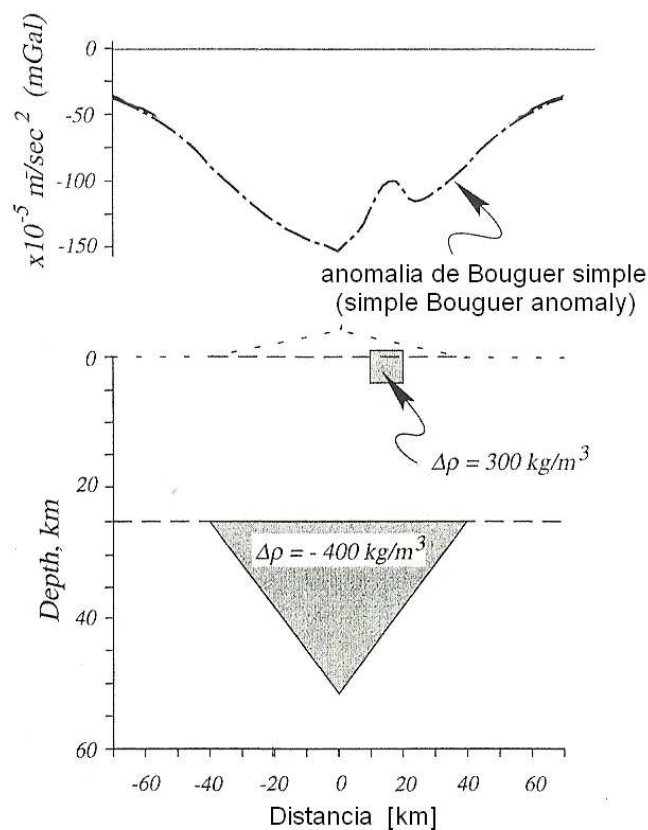


Figura 16. Sección transversal de la corteza del ejemplo de la Figura 14 que representa la anomalía de Bouguer simple. Modificado de Blakely [1996].

Si las mediciones de gravedad se llevaron a cabo en el océano, los valores de las anomalías de Bouguer Simple están sobre compensadas, porque se considero una densidad mayor a la del agua que es de 1030 kg m^{-3} (1.03 g cm^{-3}). En este caso los valores de la anomalía de Bouguer se puede corregir, si la batimetría del relieve del fondo marino es conocido en detalle con un cálculo tridimensional [Blakely, 1996; Jones, 1999].

2.7.4 Corrección de Manto-Bouguer (Mantle Bouguer)

Para investigar las variaciones de densidad en la corteza del subsuelo marino se calculan las Anomalía de "Manto-Bouguer" (AMB)[Prince y Forsyth, 1988; Cormier et al, 1995; Pariso et al., 1995; Rommevaux et al., 1994,1997] para remover el efecto de gravedad asociada con la topografía del piso oceánico y del manto superior.

La Anomalía de Manto-Bouguer es calculada por sustracción de los valores de anomalía de aire libre la atracción gravitacional de un modelo de referencia, típicamente este modelo de referencia consiste de tres capas: agua, corteza oceánica y manto superior cada uno con densidad y espesor constantes [Cormier et al, 1995; Serrato et al., 2004]. (Figura 17).

$$\mathbf{AMB} = \mathbf{g}_{fa} - \mathbf{g}_{\text{modelo de referencia}}$$

Para calcular el modelo de referencia se tienen que considerar los siguientes elementos: la estructura térmica tanto de la corteza y el manto superior se rigen únicamente por las variaciones de temperatura y estas variaciones dependen únicamente de la edad de la litosfera [Cormier et al., 1995]. Esto implica que el efecto de la conducción de calor lateral es insignificante. Entonces la litosfera oceánica se modela como un conjunto de tres capas [Bandy et al., 1999], y el modelo de referencia es el resultado del efecto de gravedad entre las interfaces del agua/corteza y corteza/manto, los valores de gravedad entre las interfaces son calculadas con el método de Parker [1973].

2.7.5 Cálculo de Anomalías Gravimétricas en 3D

Las anomalías de gravedad marina, semejantes a montes marinos e intrusivos ígneos, carecen de una tendencia lineal, por lo que es más apropiado considerar a estos cuerpos en tres dimensiones. Parker [1972] dedujo el campo gravimétrico de cuerpos en 3D, sumando las transformadas de Fourier en el incremento de potencias de la superficie encerrada por la masa anómala. Más comúnmente, la estructura en tres dimensiones es dividida dentro de pequeños bloques las cuales su atracción es calculada de manera separada. Una técnica descrita por Talwani y Ewing [1960], los cuales involucran subdivisiones del cuerpo en series de placas horizontales cada una con un ancho de δz (Figura 17). Para un punto P(0,0,0) arriba de una placa:

$$\Delta g = G\rho\delta z \left[\oint d\theta - \oint \frac{z}{(r^2 + z^2)^{1/2}} d\theta \right]$$

El cuál puede ser expresado en una forma de integración numérica. La integración es entonces extendida sobre todo el cuerpo. Un procedimiento computacional modificado y desarrollado por Takin y Talwani [1966] toma la curvatura de la tierra en su cálculo. Este método emplea un desarrollo en series de Taylor para representar la transformada de Fourier de la anomalía de la gravedad como una suma infinita de la transformada discreta de Fourier de las potencias de la topografía. Este algoritmo calcula la atracción de una capa limitada por dos cuadrículas rectangulares en 2-D, la densidad del material entre dos cuadrículas rectangulares está especificada como una cuadrícula rectangular de valores de densidad, en donde la densidad puede variar horizontalmente pero no verticalmente. Las dimensiones de todas las cuadrículas rectangulares utilizadas en el algoritmo deben ser idénticas, y la atracción gravitacional de la capa se obtiene para cada nodo de la cuadrícula rectangular [Prince y Forsyth, 1988].

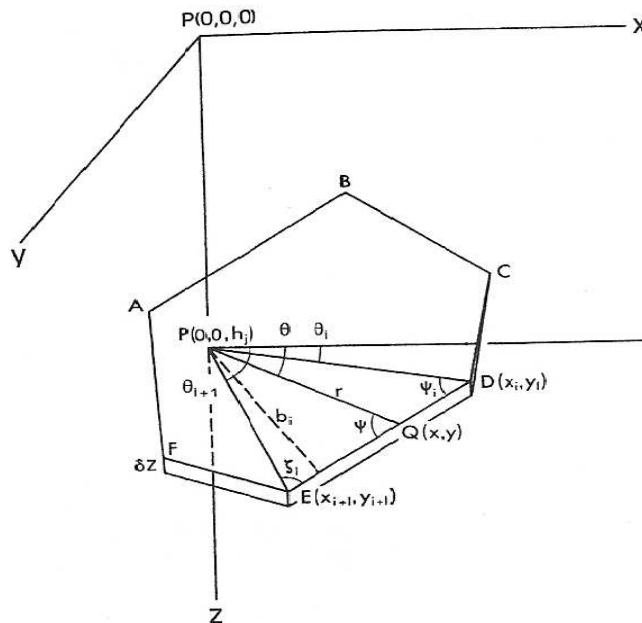


Figura 17. Placa poligonal ABCDEF, que describe la manera de dividir un cuerpo en placas horizontales de ancho δz y calcular la atracción de manera separada. (Copyright © 1970 John and Wiley & Sons Inc.).

2.8. Estructuras Tectónicas

Propagadores (propagating rifts)

La dirección de propagación de una dorsal de esparcimiento oceánico no siempre permanece constante durante largos períodos de tiempo, y puede experimentar varios cambios pequeños. Menard y Atwater [1968] hicieron la suposición de que la reorientación de una dorsal de esparcimiento oceánico tendría lugar a suaves rotaciones continuas de segmentos de dorsales individuales hasta que se convirtieran ortogonales a la nueva dirección de esparcimiento oceánico (Figura 18a). La dorsal se encuentra entonces en un ángulo con el patrón de anomalía magnética original. Las porciones largas de dorsales oceánicas son afectados de esta manera y se crean segmentos de dorsales de longitudes más cortas, facilitando la rotación de la dorsal y la creación de nuevas fallas de transformación (Figura 18b). El cambio en la dirección de esparcimiento oceánico entonces se ha previsto como gradual, la rotación continua y produce un patrón de abanico de anomalías magnéticas las cuales varían en función de la posición. Un modelo alternativo del cambio en la dirección de esparcimiento

oceánico prevé la creación de un nuevo centro de esparcimiento y su posterior crecimiento a expensas de la dorsal vieja. Este mecanismo se ha denominado el *modelo de propagadores* (propagating rift model) (Hey, 1977; Hey et al., 1980). Así, la vieja dorsal es progresivamente remplazada por el centro de esparcimiento oceánico ortogonal con la nueva dirección de esparcimiento (Figura 19a). Las fronteras entre la litosfera formadas por las viejas y nuevas dorsales se denominan pseudofallas. Las pseudofallas definen una estructura en forma de V con la dirección del esparcimiento oceánico (Figura 19a). Entre los propagadores y la falla del rift la litosfera oceánica es transferida progresivamente de una placa a la otra, dando lugar a una zona de cizalla con esta característica distintiva. Por lo tanto, los cambios bruscos tanto en la topografía y el magnetismo del fondo marino se producen en las pseudofallas y en la falla del rift. En la Figura 19b se muestra una manera en el cual el modelo de propagadores podría dar lugar a zonas de fractura eventualmente espaciadas.

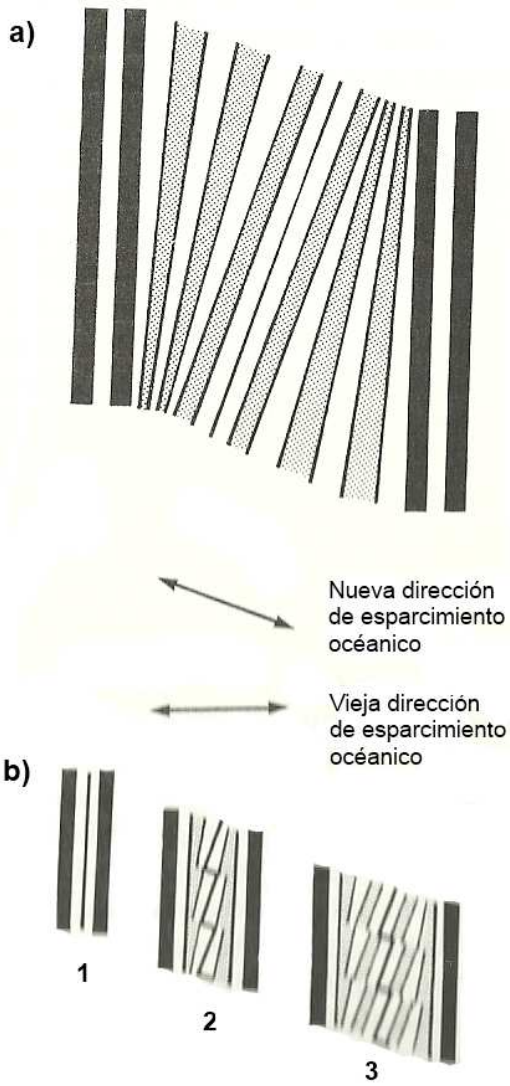


Figura 18. (a) Modelo de cambio de dirección en un centro de esparcimiento oceánico. (b) evolución de la dorsal siguiendo la rotación.

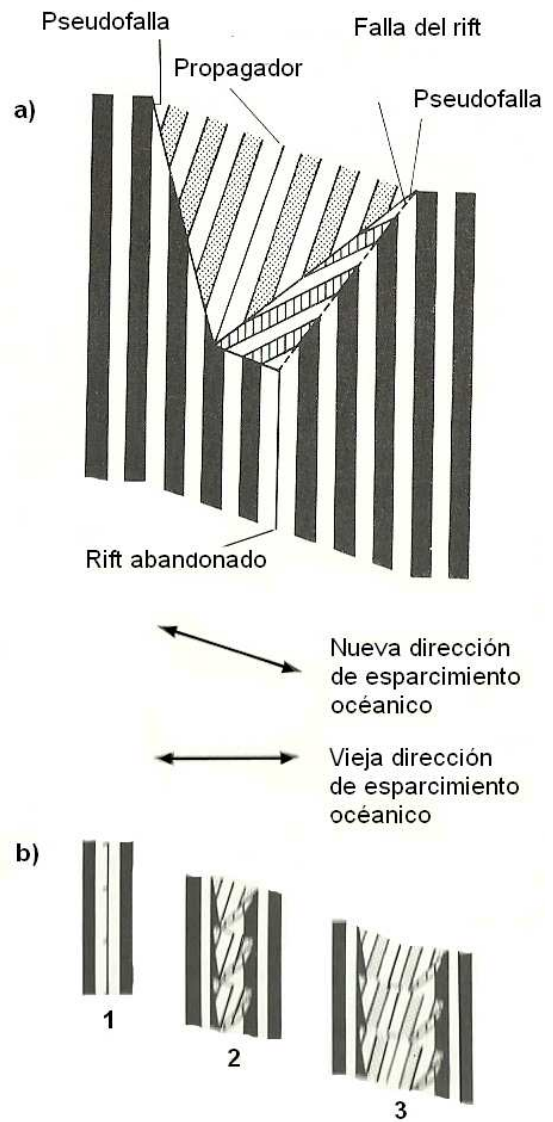


Figura 19. (a) ajuste de la dorsal por el propagador. (b) evolución de la dorsal siguiendo el movimiento del propagador.

3. DATOS Y METODOLOGÍA

3.1. Datos Batimétricos de la Campaña FAMEX

El Barco Oceanográfico de Investigación Francés “N/O L’ Atalante” de la campaña FAMEX, está equipado con un ecosonda multihaz SIMRAD EM12-dual (frecuencia de emisión de 13 kHz) y con esta ecosonda se adquirieron los datos para la construcción de la carta batimétrica del relieve del fondo oceánico [Michaud, 2002] (Figura 20). Más de 6000 millas náuticas de corredores de barridos batimétricos multihaz y a la vez con perfiles de sísmica multicanal de 6 canales fueron registrados a una velocidad promedio de 10 nudos, cubriendo espacialmente desde la punta sureste de la Península de Baja California hasta el Norte de la península del Vizcaíno. La carta de batimetría presentada en la Figura 21 muestra las principales estructuras que conforma el relieve batimétrico de la placa oceánica y el relieve deformado tectónicamente en el margen continental de la Península de Baja California [Michaud, 2002; Michaud et al, 2004, 2006]. La precisión de la sonda multihaz SIMRAD EM12-dual es de 0.25 % el valor de la columna de agua y una vez por día una sonda de marca *Sippican* fue bajada para medir velocidad acústica de la columna de agua hasta 2,000 metros de profundidad con el objetivo de calibrar la sonda multihaz y obtener datos de mayor precisión. Este sistema de ecosondeo dual multihaz está compuesto de dos ecosondas individuales EM12, cada una con 81 haces, sus transductores están colocados en la quilla, uno a babor y el otro a estribor. La abertura máxima del barrido de la sonda es de 150° y su ancho máximo fue igual a 7 veces el valor de la profundidad [Michaud, 2002]. La profundidad es calculada utilizando la fase y la energía de la señal de retorno, permitiendo obtener una gran precisión. Para una profundidad promedio de 2000 m el ancho del barrido batimétrico es entre 14 a 15 km, aproximadamente tenían un alcance de 7 km por cada lado del transecto del barco. En otras regiones donde se llegó a profundidades mayores de 4000m, el ancho del barrido resulto ser de casi 11 km para cada lado del transecto [Michaud, 2002].

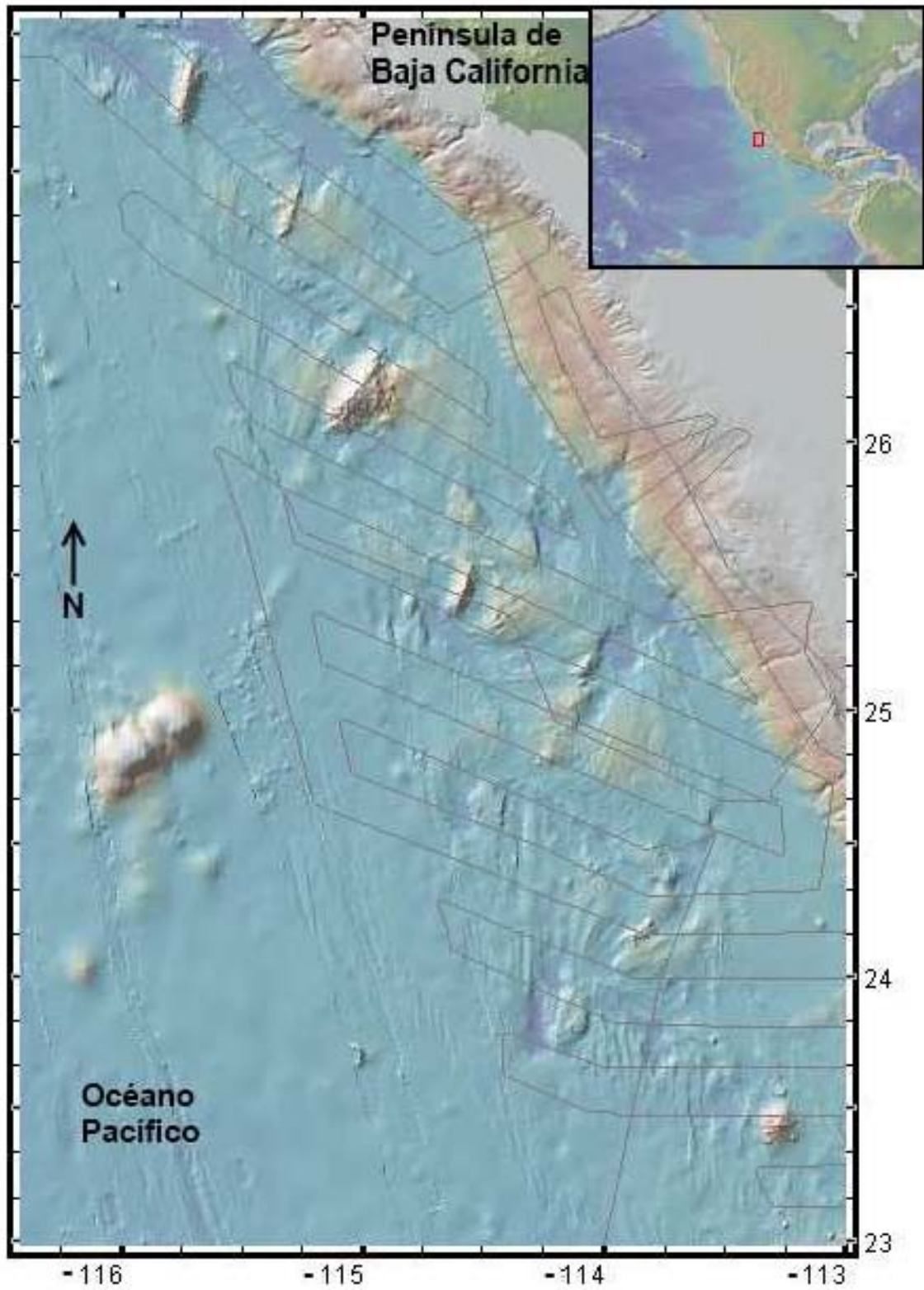


Figura 20. Mapa que muestra los perfiles batimétricos y gravimétricos al oeste de la Península de Baja California tomados durante la Campaña FAMEX en abril del 2002. [Michaud, 2002]. Océano

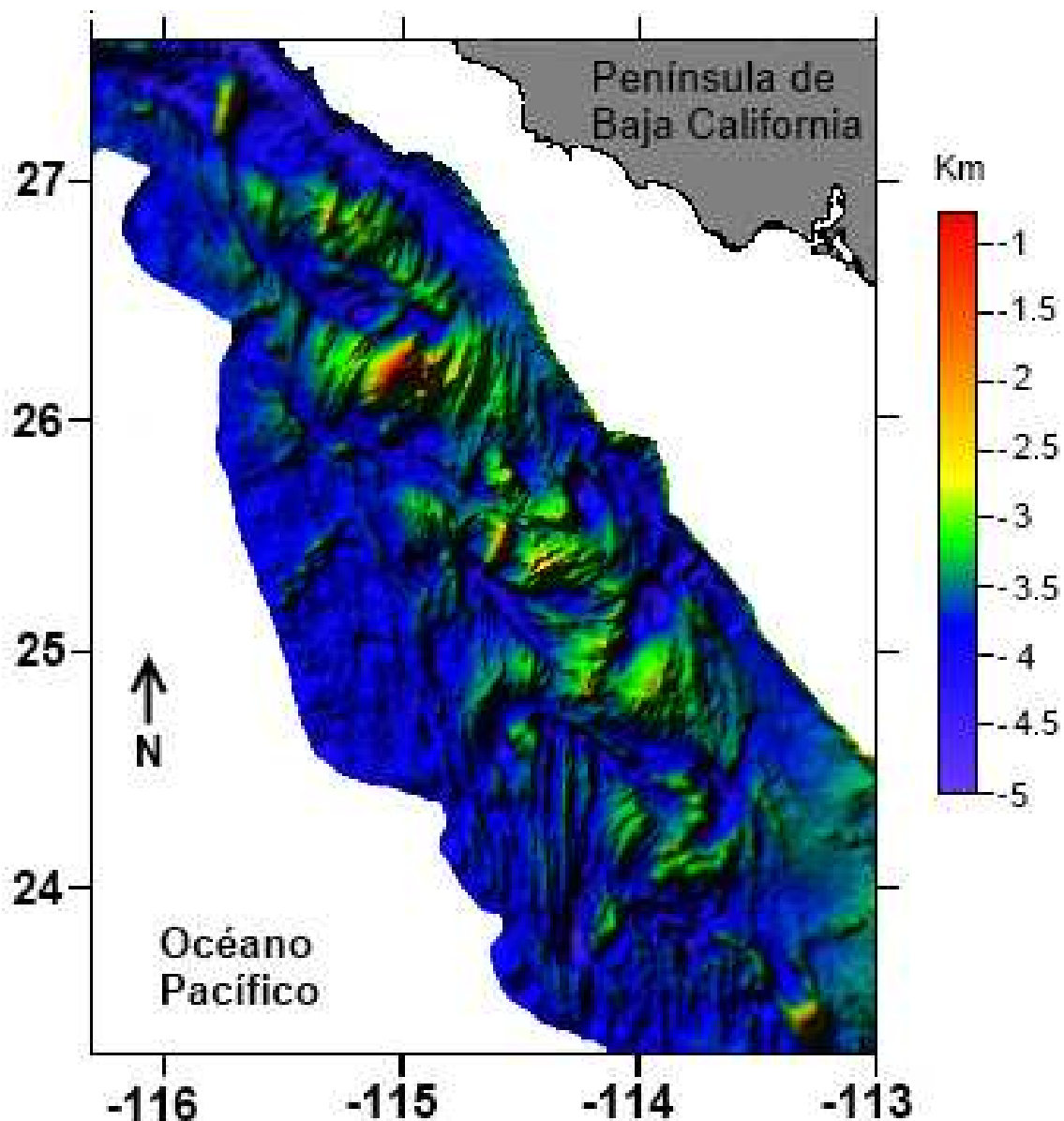


Figura 21. Carta batimétrica del área de estudio al oeste de la Península de Baja California, coordenadas en latitud Norte y Longitud Oeste.

3.2. Datos Gravimétricos de la Campaña FAMEX

Los datos de gravedad de la Campaña FAMEX que se usaron en este estudio se registraron con tres gravímetros; dos gravímetros marinos a bordo del N/O L'Atalnate: el BGM-5 (Figura 22) y Bodenseewerk KSS3-30 (Figura 23). Los valores registrados en ambos gravímetros son referenciados al valor absoluto de gravedad de la base

gravimétrica que se ubica en el Instituto Oceanográfico de Manzanillo, con un gravímetro terrestre Scintrex CG-3 (Figura 24). Esto permitió calcular la desviación de cada uno de los gravímetros. El gradiente de la desviación observada es interpolada linealmente con el tiempo en los datos registrados por ambos gravímetros marinos [Michaud, 2002].



Figura 22. Gravimétrico BGM-5, Barco Oceanográfico N/O L'Atalante [Michaud, 2002].



Figura 23. Gravímetro Bodenseewerk KSS3 30, Barco Oceanográfico N/O L'Atalante [Michaud, 2002].



Figura 24. Gravímetro Scintrex CG-3, Instituto Oceanográfico de Manzanillo [Michaud, 2002].

La estación base de gravedad absoluta (valor teórico de la gravedad), localizada en el Instituto Oceanográfico de Manzanillo, Colima, México, esta posicionada en 19° 03' 45.545"N y 104° 18' 08.800" W [Serrato et al, 20 01; Michaud, 2002]. La elevación con respecto al elipsoide WGS-77 es de -11.15 metros, aproximadamente 2.5 m por encima del nivel medio del mar [Serrato et al, 2001]. El valor de la gravedad en la estación base de Manzanillo es de 978581.46 ± 0.07 mGal, [Ness, 1984; Bandy et al. 1999; Michaud, 2002]. La base de Manzanillo (Figura 23) está ligado a la estación de gravedad LAGSN77 en Puerto Vallarta #9712-62 [Ness, 1984; Bandy et al. 1999; Michaud, 2002].

Las medidas del campo total de la gravedad fueron obtenidas a un intervalo de muestreo de 10s para el KSS30 y de 1s para el BGM5, por lo que se generan constantes de corrección para cada gravímetro y que son aplicadas en las mediciones del valor observado [Michaud, 2002], la siguiente ecuación ayudo a calcular las correcciones para los dos gravímetros:

$$G_{obs} = (G_{media} - G_{relP}) * K_{corr} + G_{absP} - G_{dérive}$$

De donde G_{obs} es la gravedad de observación, G_{media} es el valor medio de las medidas en bruto relativas en un minuto, G_{relP} es el valor medido por el gravímetro incorporado del puerto, G_{absP} es la medida absoluta a la incorporación del gravímetro de Referencia en puerto, $G_{dérive}$ es la deriva del gravímetro entre el día de la medida y el día de la incorporación (interpolación lineal entre los dos datos de incorporación) y las constantes de corrección para los gravímetros KSS30 es $K_{corr} = 0.9946$ y para él, BGM5 $K_{corr} = 1$ (Figura 25) [Michaud, 2002].

Incorporando los datos con las respectivas correcciones se mapea la carta gravimétrica al Oeste de la Península de Baja California (Figura 26).

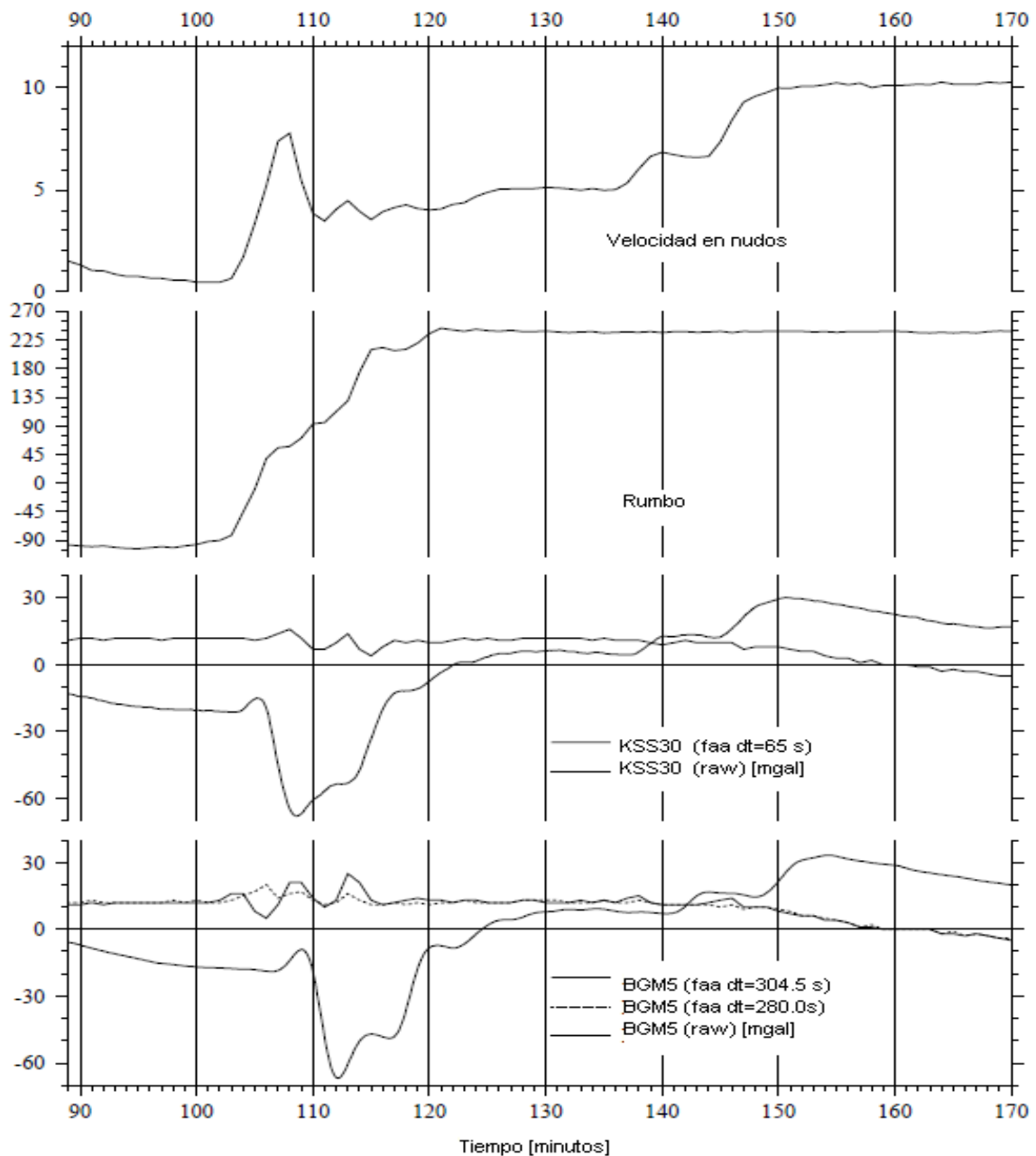


Figura 25. Estas graficas muestran los cambios de lugar y rumbo con respecto al tiempo de los gravímetros KSS30 y BGM5; las medidas en bruto (raw), los valores son compensados alrededor de 1' para el KSS30 y de 5' para el BGM5. Este plazo (dt) es tomado en cuenta para calcular la corrección de Eötvös y la anomalía de aire libre (faa). Para el BGM5, un lapso de 280s parece que mejora la corrección de los cambios de rumbo y de lugar. Modificado de Michaud [2002].

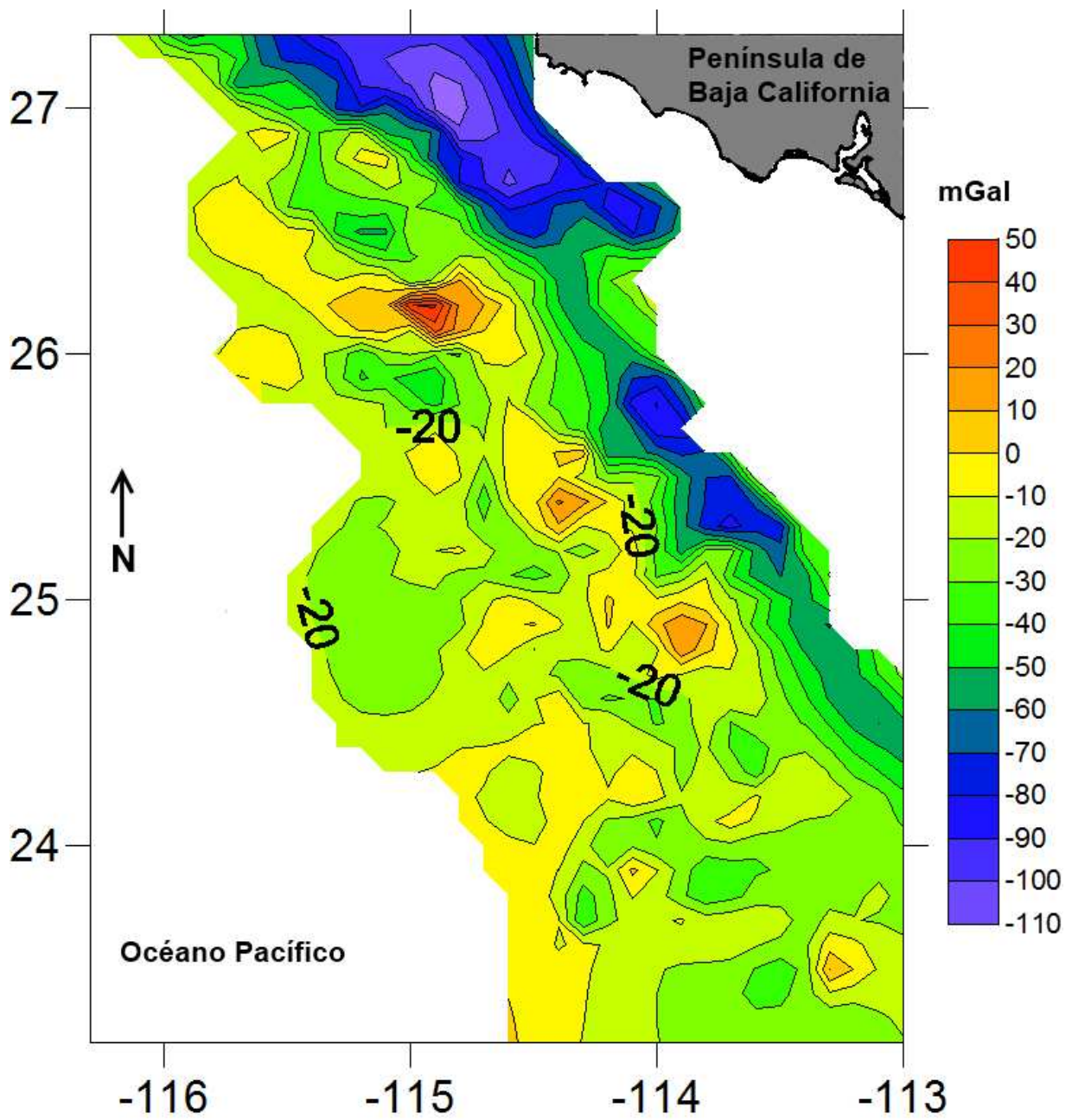


Figura 26. Descripción del mapa de los valores gravimétricos registrados en FAMEX sin correcciones, cuadrícula de 1km x 1km.

3.3. Metodología

3.3.1. Cálculo de las anomalías gravimétricas en el Océano

Calculo de la anomalía de Aire Libre (free air anomaly)

Para construir el mapa de anomalías de Manto-Bouguer del área de estudio necesitamos el mapa de anomalía de Aire Libre, el cual se construyo utilizando los datos gravimétricos obtenidos durante el crucero de FAMEX, los valores de la corrección de Eötvös, de latitud y un campo de gravedad teórica se sustrajeron de la gravedad observada para determinar los valores de las anomalías de aire libre observado. El elipsoide de referencia utilizado para calcular los valores de la gravedad teórica esta en base al Sistema Geodésico de Referencia de 1980 (GRS 80, por sus siglas en inglés) [Michaud, 2002]; el cual está basado en la formula el IGRF de 1967, pero las diferencias entre las fórmulas antiguas y nuevas es relativamente pequeño [Prince y Forsyth, 1984].

Michaud [2002] calcula las correcciones de *de Eötvös, Bouguer y Aire Libre* con las siguientes ecuaciones de gravedad teórica de acuerdo a los datos obtenidos durante la campaña FAMEX.

Campo teórico con corrección de latitud (utilizando el GRS 80)

$$g_{lat} = 978032.7 (1 + 0.0053024 \sin^2 (lat) - 0.0000058 \sin^2 (2 lat))$$

De donde lat = latitud del punto de medición.

Corrección de Eötvös (componente vertical de la aceleración centrípeta ligado al desplazamiento del barco):

$$E = 7.5074 v \sin (cap) \cos (lat) + 0.00416 v^2$$

Donde cap = profundidad y v = velocidad en nudos en un determinado minuto.

Anomalía de aire libre

$$g_{fa} = g_{obs} - g_{lat} + E$$

3.3.2. Calculo del modelo de referencia y la anomalía de Manto-Bouguer

El modelo de referencia se genera en base a la geología del área de estudio en donde hay estructuras correspondientes a subducción fósil en el margen continental de la península y a varios segmentos de una dorsal extinta del límite divergente entre la Farallón y Pacífico. Es de suponerse que la estructura térmica tanto de la corteza y el manto superior en esta zona se rigen únicamente por las variaciones de temperatura debido a la edad de la litosfera [Cormier et al., 1995]. Esto implica que el efecto de la conducción de calor lateral es insignificante en el área de estudio, en el cual hay pocos efectos térmicos significativos a comparación de los efectos causados por una dorsal activa [Cormier et al., 1995]. Por lo que el modelo de la litosfera oceánica de la placa Pacífico al oeste de la Península de Baja California es compuesto de tres capas agua, corteza y manto superior [Bandy et al., 1999]. El resultado del efecto de gravedad entre las interfaces del agua/corteza y corteza/manto son calculadas con el método de Parker [1973]. Donde éste algoritmo calcula la atracción de una capa limitada por dos cuadrículas rectangulares en 2-D. La densidad del material entre dos cuadrículas rectangulares está especificada como una cuadrícula rectangular de valores de densidad, en donde la densidad puede variar horizontalmente pero no verticalmente. Las dimensiones de todas las cuadrículas rectangulares utilizadas en el algoritmo deben ser idénticas, y la atracción gravitacional de la capa se obtiene para cada nodo de la cuadrícula rectangular [Prince y Forsyth, 1988]; y asumiendo que la densidad del agua, la corteza y el manto se conservan constantes [Wang y Cochran, 1993].

Para utilizar el programa de Parker [1973] en este estudio, las posiciones geográficas de los datos tanto gravimétricos como batimétricos son transformados a coordenadas UTM, y como el área de estudio comprende las regiones UTM 11 y 12, las coordenadas de la zona 12 se extendieron a la zona 11 para que todas las posiciones se encontraran en la misma región.

Dada la irregularidad del levantamiento en la zona de estudio, se considero que era más óptimo dividir la zona en tres regiones y que estas subregiones incluyeran solo áreas con datos. De esta manera se disminuyen los efectos de errores y de

interpolación (Figura 27). Las matrices de valores son localizadas en una cuadrícula rectangular de 1 km x 1 km para cada subregión.

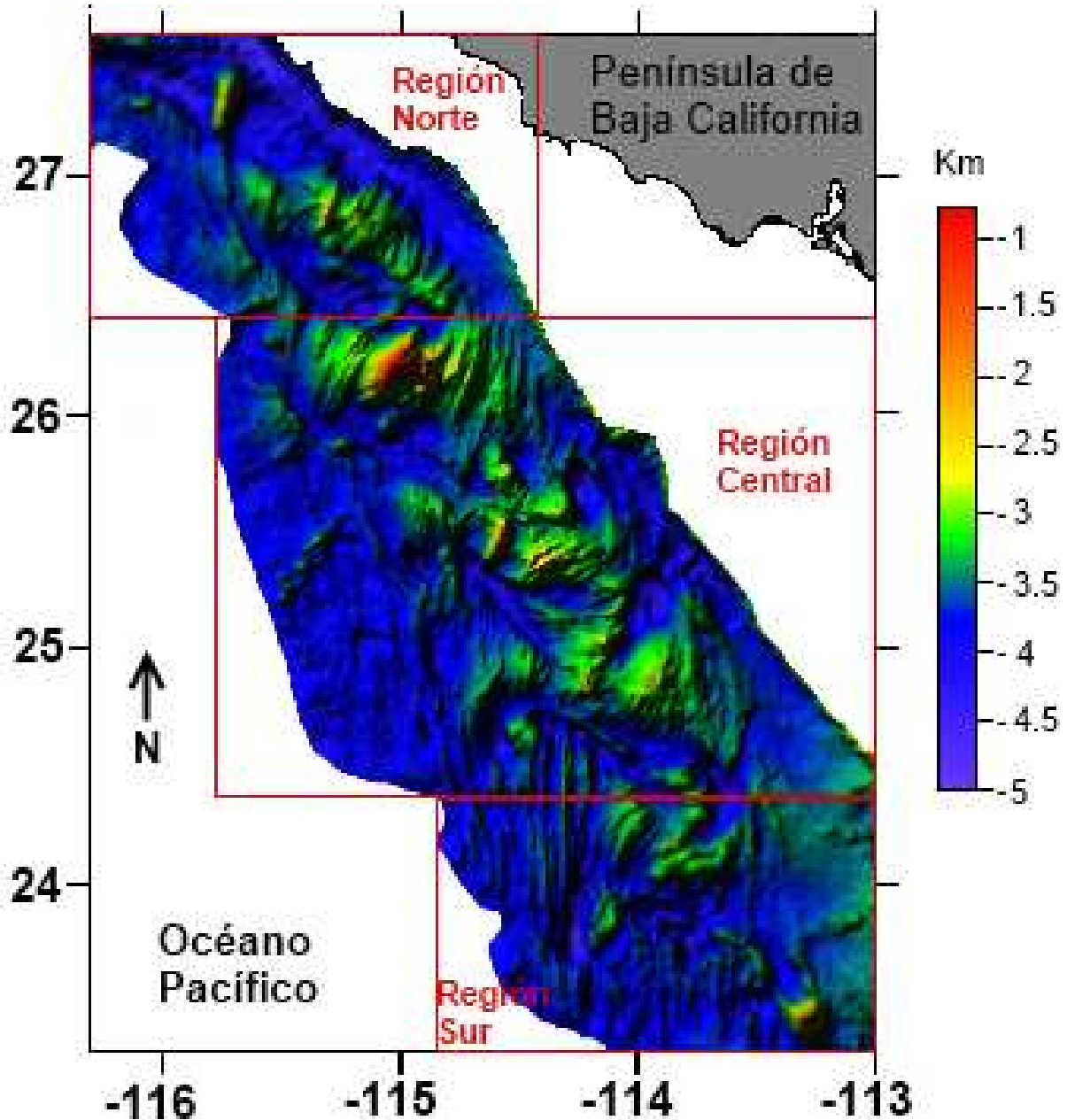


Figura 27. Mapa de datos batimétricos al occidente de la península de Baja California. Dado la geometría del levantamiento de los datos en el área de estudio, esta se divide en tres regiones, tomando las regiones donde hay una mayor cantidad de datos de las estructuras principales para un mejor análisis y evitar efectos de interpolación.

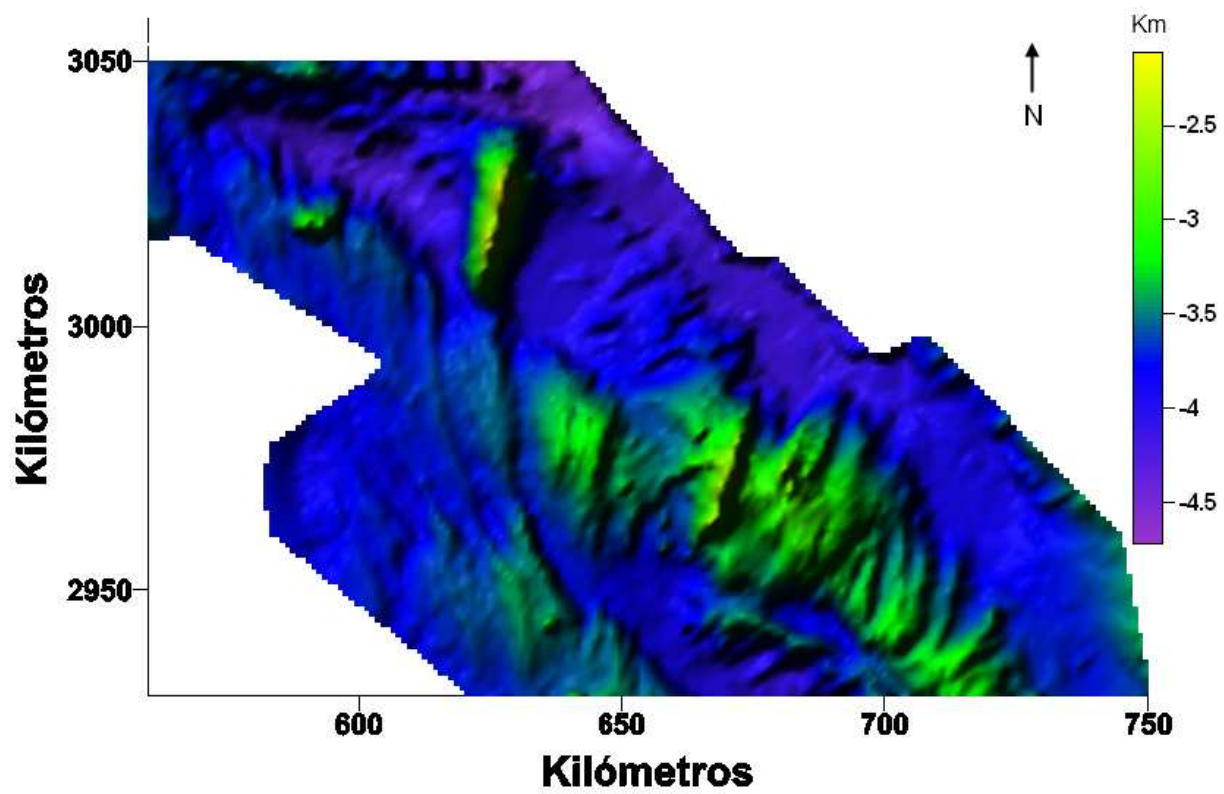


Figura 28. Mapa de batimetría de la zona 1. Cuadrícula de 1km x 1km. Coordenadas UTM de 560 a 750 km de longitud y de 2930 a 3050 km en latitud, con un área aproximada de 22,800 km²

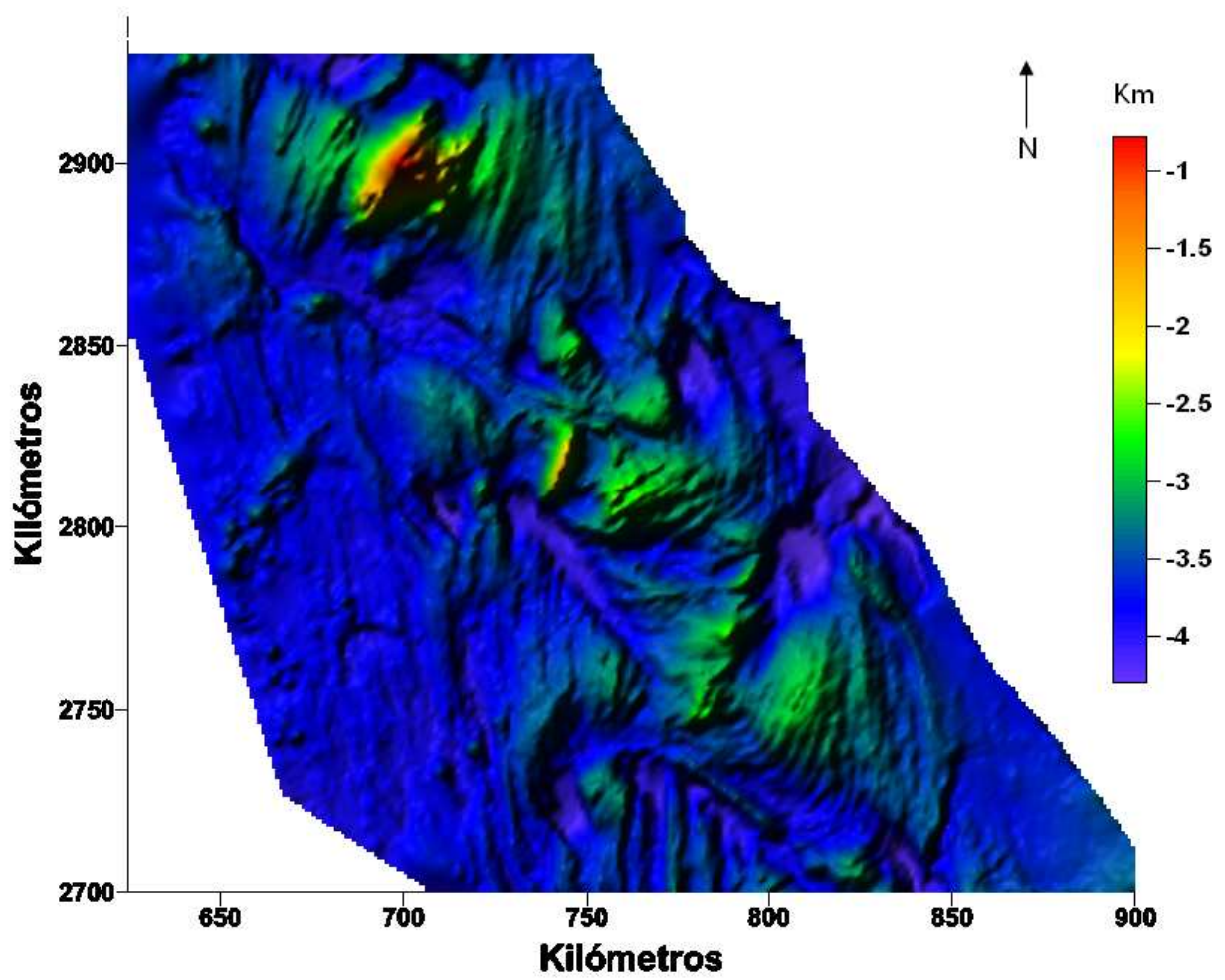


Figura 29. Mapa de batimetría de la zona 2. Coordenadas UTM de 625 a 900 km de longitud y de 2700 a 2930 km en latitud, con un área aproximada de 63,250 km².

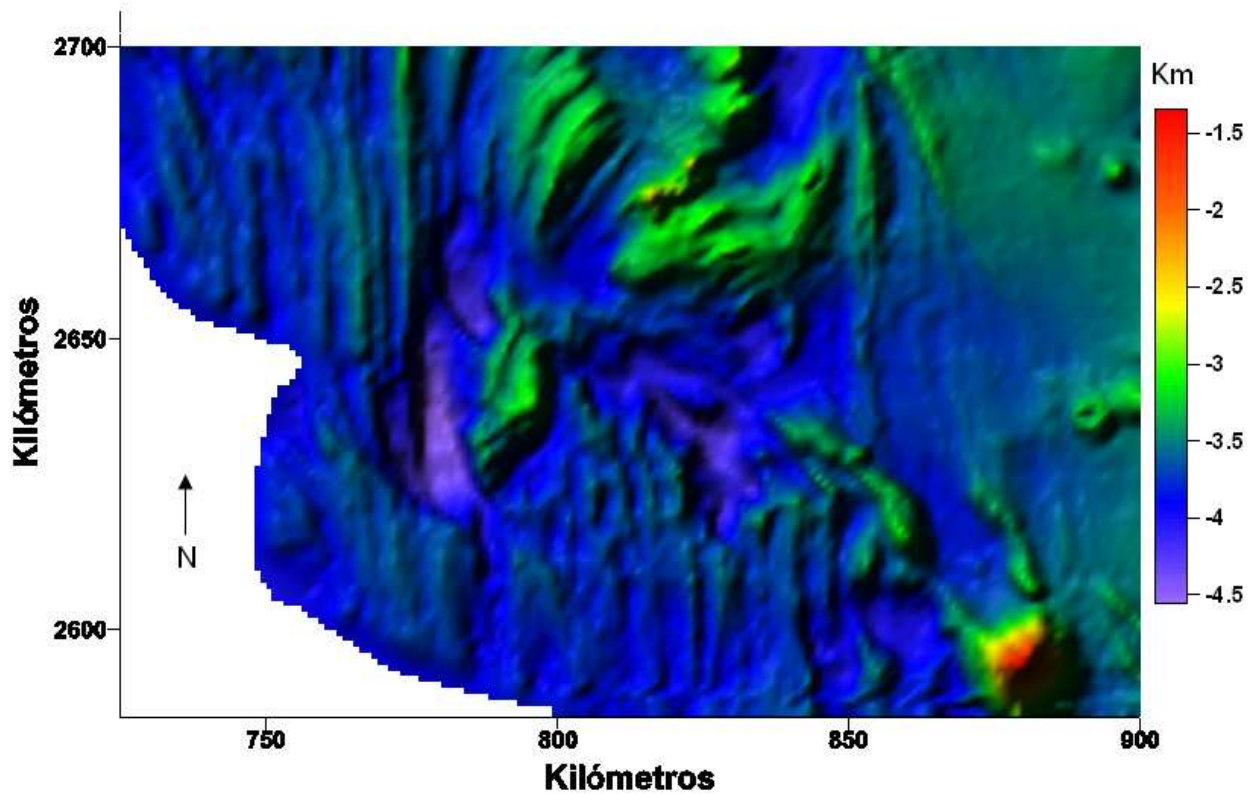


Figura 30. Mapa de batimetría de la zona 3. Coordenadas UTM de 725 a 900 km de longitud y de 2585 a 2700 km en latitud, con un área aproximada de 20,125 km².

Las densidades del agua, corteza y manto están en unidades de g/cm³, y el ancho de la corteza y manto están en kilómetros. La cuadrícula rectangular correspondiente al piso oceánico es construida a partir de los datos batimétricos y se presentan en una cuadrícula de 1 km x 1 km. La edad en que la dorsal deja de estar activa y cesa la subducción en esta región es asumida que ocurre a los 12 Ma [Michaud, 2002; Michaud et al 2004, 2006], por lo que el espesor de la litósfera oceánica es de aproximadamente de 35 km hacia la parte occidental de la Península de Baja California, utilizando la formula Sandwell [2001].

$$z(km) \cong 10\sqrt{edad(Ma)}$$

El modelo de referencia utilizado para la región al occidente de la Península de Baja California, tiene los siguientes parámetros:

Parámetros del modelo de referencia

| | Densidad g/cm ³ a 0°C [Cormier et al., 1995] | Ancho km |
|----------------|--|-------------|
| Agua | 1.03 | |
| Corteza | 2.92 | 6 |
| Manto superior | 3.33 | 35 |

Una vez obtenidas las cuadrículas rectangulares entre las interfaces y el mapa de la anomalía de Aire Libre, la Anomalía de Manto-Bouguer es calculada por sustracción de los valores de anomalía de aire libre del modelo de referencia con la siguiente expresión de Cormier et al. [1995]:

$$\mathbf{AMB} = \mathbf{g}_{fa} - \mathbf{g}_{\text{modelo de referencia}}$$

4. RESULTADOS

4.1. Mapa de las Anomalías de Manto-Bouguer

Los resultados del computo de los datos gravimétricos en la litosfera oceánica superior frente a la Península de Baja California de la campaña FAMEX muestran anomalías Manto-Bouguer de gravedad asociadas a las variaciones de densidad lateral en la parte inferior de la corteza oceánica y del manto superior como producto del enfriamiento y adelgazamiento de la litosfera durante el proceso de esparcimiento oceánico.

Estos resultados del cálculo de las anomalías de Manto-Bouguer son integrados gráficamente en un mapa regional (Figura 31) que es separado en tres regiones: región norte, central y sur (Figuras 32 a 34) para su descripción y discusión. Las variaciones en las anomalías de Manto-Bouguer exhibidas en estas figuras muestran que el espesor de la corteza no es uniforme. La configuración de estas anomalías tiene mucha semejanza a la geometría de las principales estructuras asociadas al esparcimiento oceánico que impero en esta región. Valores altos de las anomalías ocurren en donde hay varios segmentos de las dorsales extintas, mientras que lineamientos de valores bajos de las anomalías coinciden con el lineamiento de la trinchera abandonada. La geometría de las estructuras asociadas a las zonas de fractura también coincide con las discontinuidades de los lineamientos de las anomalías computadas.

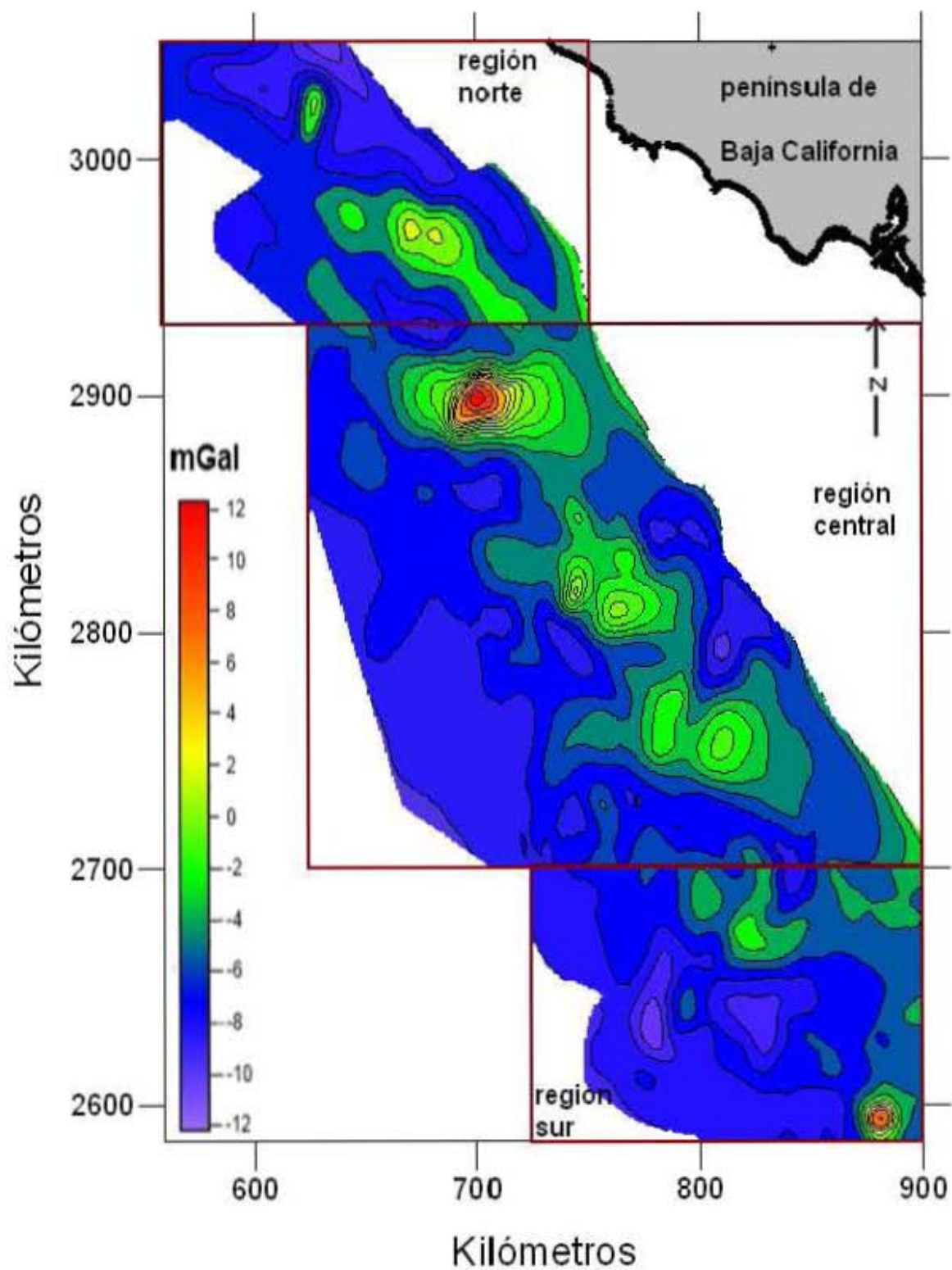


Figura 31. Mapa de la anomalía de Manto-Bouguer de toda el área de estudio, coordenadas en UTM [km] de las zonas 11 y 12, y las regiones en las que se divido la misma (cuadros en rojo).

Región norte

El mapa de la zona norte está en coordenadas UTM de la zona 11 y 12 se encuentra longitudinalmente de 560 a 750 y latitudinalmente de 2930 a 3050, con un área aproximada de 22,800 km² (Figura 32). En esta zona, el mapa evidencia tres localidades de valores altos en la anomalía Manto-Bouguer y una de valor bajo. De norte a sur, las localidades de valores altos (hasta 4 mGal) están centradas en las coordenadas UTM 630 y 3020 con una dirección N15°E, la segunda está centrada en las coordenadas UTM 675 y 2975 con una dirección S85°E, la tercera está centrada en las coordenadas UTM 690 y 2970 con una dirección N85°W. La localidad de valor bajo (hasta de -10 mGal) se centran en las coordenadas UTM 635 y 3045 con una orientación principal a S40°E. Este último valor coincide con la cuenca que se forma entre la zona de fractura de Shirley y la zona de subducción abandonada en el margen occidental de la península de Baja California.

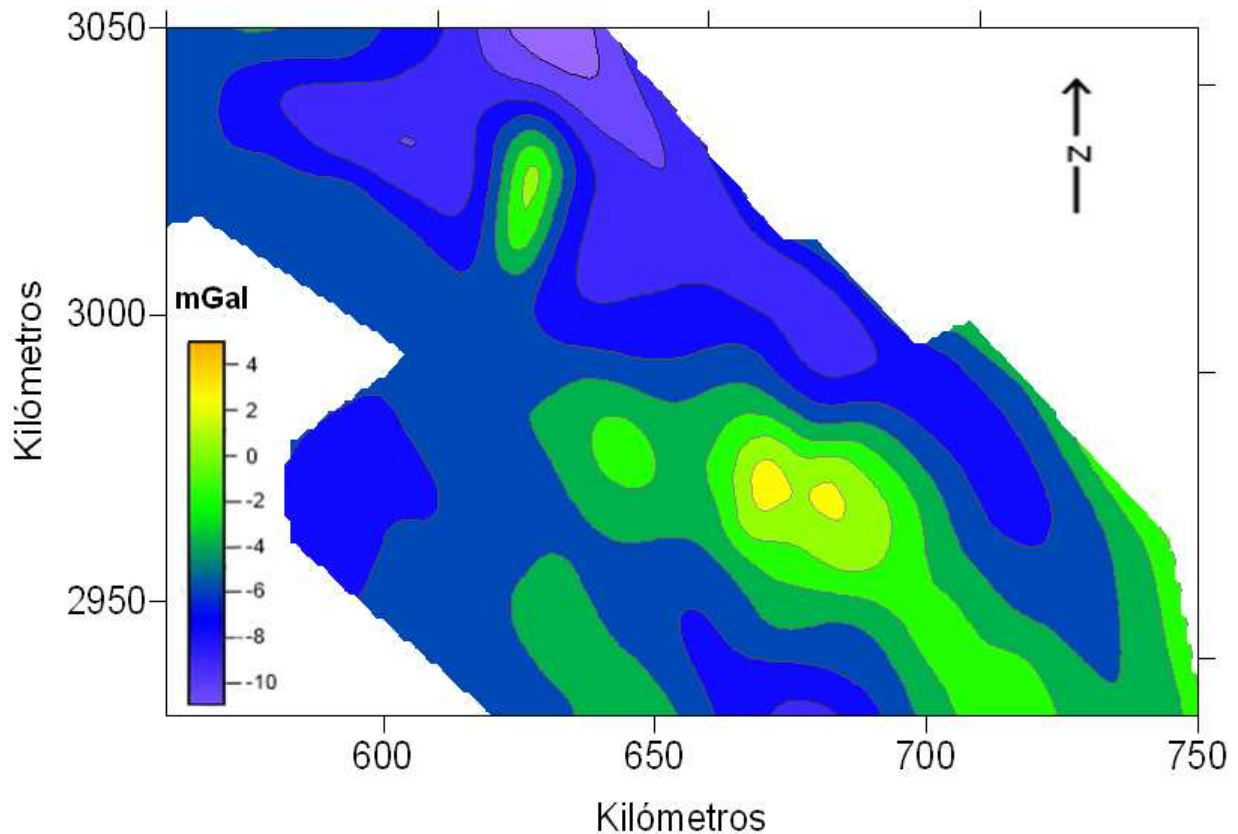


Figura 32. Mapa de la anomalía de Manto-Bouguer de la región norte, coordenadas en UTM [km] de las zonas 11 y 12.

Región central

La zona central comprende entre las coordenadas UTM de la zona 12, longitudinales de 625 a 900 y latitudinales de 2700 a 2930, cubriendo un área aproximada de 63,250 km² (Figura 33). Dentro de esta zona, el cálculo de las anomalías Manto-Bouguer muestra que hay evidentemente cinco localidades de altos valores. Desde el norte hacia el sur, la primera localidad se centra en las coordenadas UTM 720 y 2900 con un máximo de 12 mGal y con una orientación hacia N45°E; la segunda localidad está centrada en las coordenadas UTM 745 y 2825 con un valor máximo hasta 5 mGal y teniendo una orientación N10°E; la tercera localidad está centrada en las coordenadas UTM 770 y 2810, con un máximo no mayor a los 4 mGal y con una tendencia hacia N30°E; la cuarta localidad está centrada en las coordenadas UTM 790 y 2760, con un máximo no mayor a los 1 mGal y con una tendencia hacia N15°E; la quinta localidad

está centrada en las coordenadas UTM 815 y 2760, con un máximo no mayor a los 2 mGal y con una tendencia hacia N20°E. Esta zona también muestra que hay una localidad de anomalías Manto-Bouguer negativa, con un valor bajo de -10 mGal; esta localidad se centra en las coordenadas UTM 815 y 2790 y con tendencia hacia N45°E; Esta localidad de anomalía negativa coincide con la cuenca que conforma la trinchera de la zona de subducción extinta y una zona de deformación entre las placas. Mientras que las localidades de anomalías con valores altos coinciden con los altos topográficos del relieve del piso oceánico que fueron formados por las dorsales oceánicas extintas.

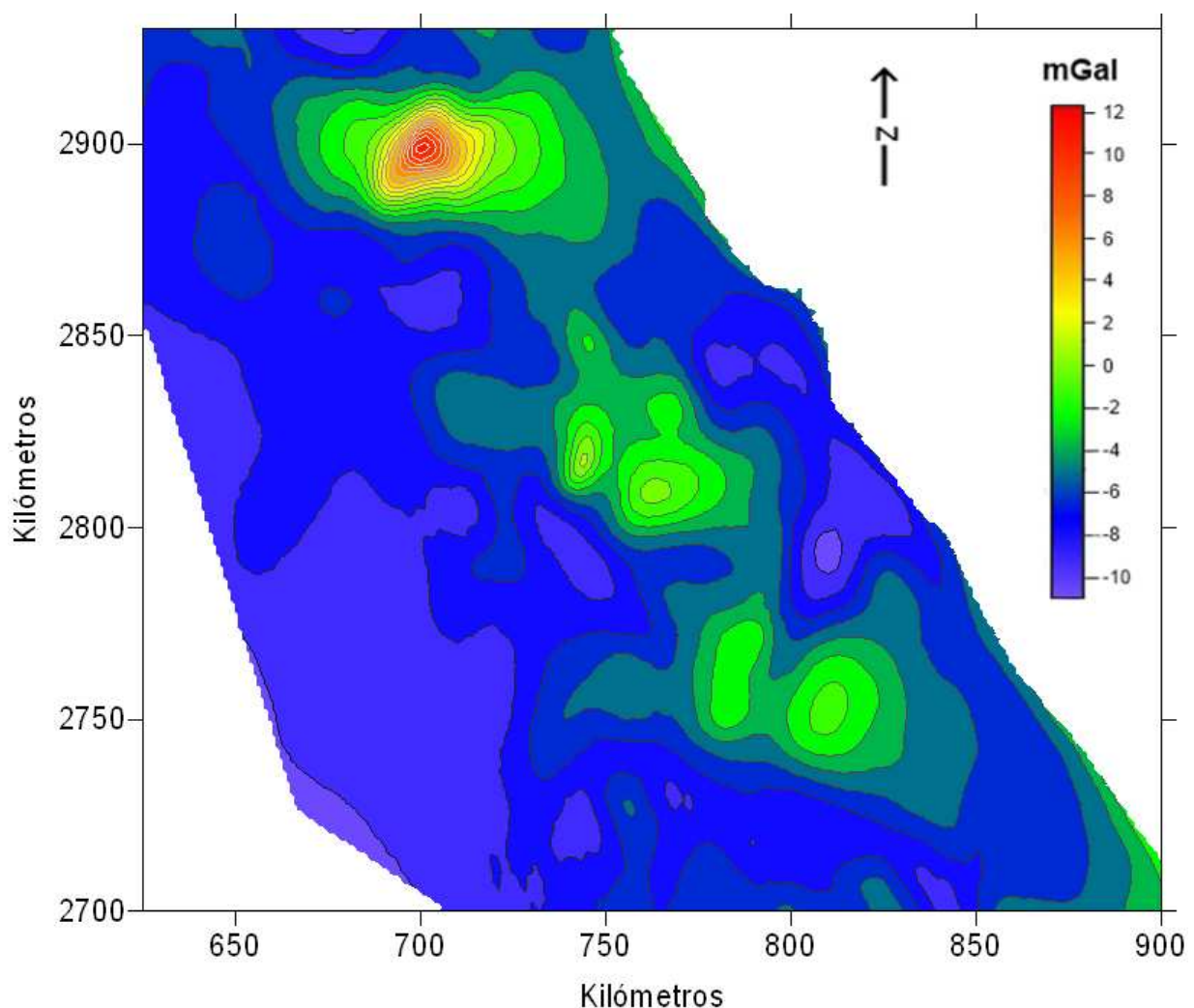


Figura 33. Mapa de la anomalía de Manto-Bouguer de la región central en coordenadas UTM [km] de la zona 12.

Región sur

La zona sur comprende entre las coordenadas UTM de las zonas 12, entre las longitudes 725 y 900 y para las latitudes entre 2585 y 2700, abarcando un área aproximada de 20,125 km² (Figura 34). Dentro de esta zona se ubican cuatro localidades de altos valores en la anomalía de manto-Bouguer. De norte a sur y de oeste a este, la primera localidad se centra en las coordenadas UTM 805 y 2685 con un máximo de 2 mGal y con una tendencia N10°W; la segunda localidad está centrada en las coordenadas UTM 825 y 2675 con un máximo de 3 mGal y una tendencia hacia el N15°E; la tercera localidad está centrada en las coordenadas UTM 890 y 2670 con un máximo de 2 mGal y con una tendencia hacia el N; la cuarta localidad está centrada en las coordenadas UTM 880 y 2595 con un valor máximo de 12 mGal y con una tendencia N. Además en esta zona se muestran principalmente dos localidades con valores bajos en las anomalías de manto-Bouguer. De oeste a este la primera localidad está centrada en las coordenadas UTM 780 y 2640 con un valor de -12 mGal y con una tendencia de N, la segunda localidad se centra en coordenadas UTM 825 y 2640 con un valor de -10 mGal con una tendencia de N. Estas localidades coinciden con los escarpes profundos de las zonas transformantes y de las discontinuidades de los segmentos de la dorsal extinta del Pacífico-Farallón, mientras que los valores altos coinciden con los centros de esparcimiento oceánico extinto. Excepto que el máximo valor de la anomalía ubicado en las coordenadas UTM 880 y 2595 ocurre donde un alto topográfico de un monte submarino tiene presencia. Contrariamente a esto concordancia de anomalía positiva y el edificio de un monte submarino, la anomalía negativa a lo largo de la coordenada UTM 2600 difiere marcadamente de los lineamientos de estructuras existentes que exhibe el piso oceánico en esta región.

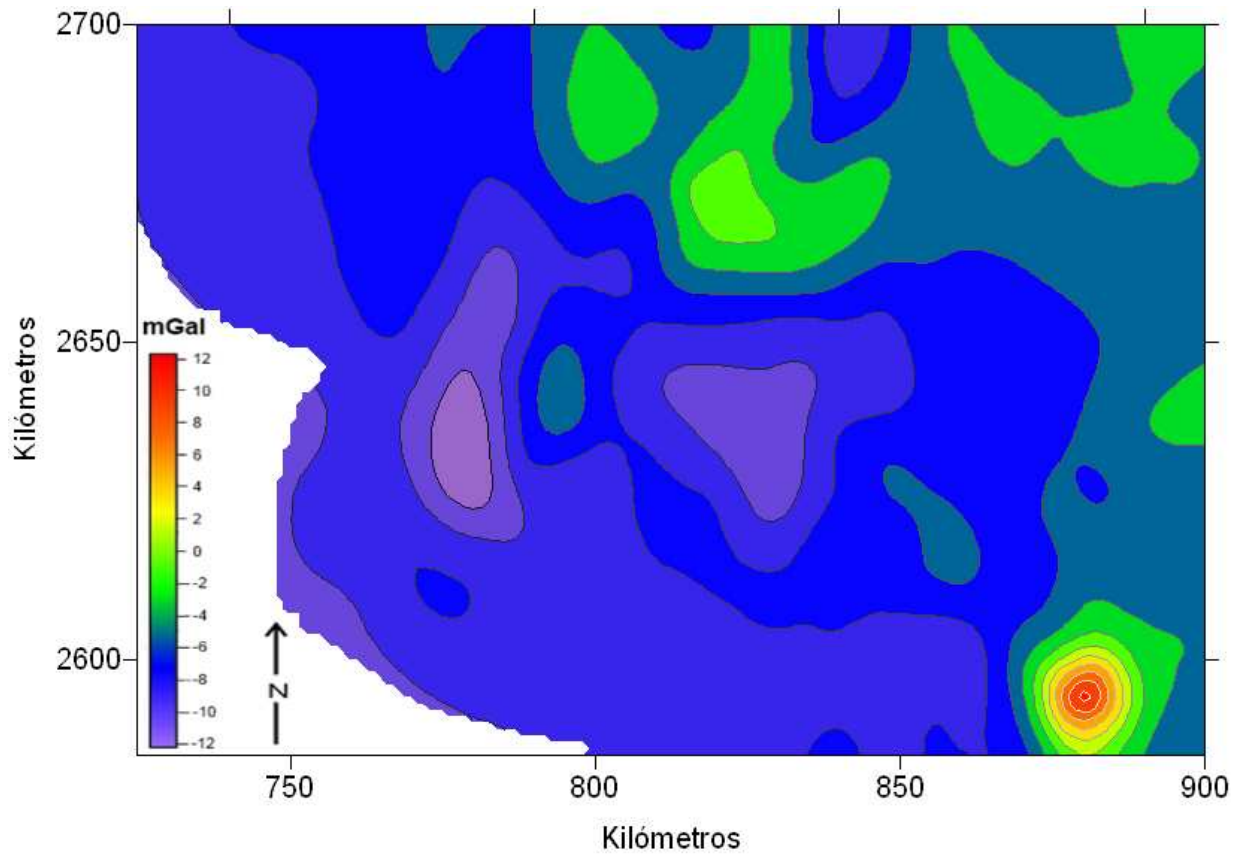


Figura 34. Mapa de la anomalía de Manto-Bouguer de la region sur coordenadas UTM [km] de la zona 12.

5. DISCUSIÓN

Las presentaciones graficas en 2D (Figura 35) y 3D (Figuras 36 a 38) del relieve batimétrico del piso oceánico al oeste de la Península de Baja California y su asociada anomalía gravimétrica de Manto-Bouguer proporcionó en manera detallada las características estructurales de la parte superior de la litosfera oceánica y que está constituida de varias zonas de fallas transcurrentes extintas, así como varios propagadores y segmentos de dorsales de esparcimiento oceánicos abandonados y atrapados en la corteza oceánica.

5.1. Estructuras tectónicas en el piso oceánico al oeste de la península de Baja California.

El mapeo extensivo del piso oceánico al oeste de la Península de Baja California del proyecto FAMEX aporta un reconocimiento más preciso en la configuración geométrica de las estructuras tectónicas que formaron los límites de placas de esta región durante su última etapa de reorganización del sistema de esparcimiento oceánico y fallas transcurrentes entre las placas de Pacífico, Norte América, Guadalupe y Magdalena.

Los resultados digitales del relieve batimétrico en asociación con el cálculo de las anomalías de Manto-Bouguer en el margen de la placa del Pacífico muestran que la parte superior de la litosfera oceánica está originada por varios pulsos tectónicos durante el cese de la subducción a lo largo de la Península de Baja California (Figura 35). Los resultados muestran que el proceso de esparcimiento oceánico al aproximarse a la zona de subducción es reorganizado en varias etapas, al ocurrir cambios en el modo de esparcimiento oceánico.

Estos cambios son registrados en el patrón estructural del piso oceánico al mostrar varios segmentos de las fallas transformantes estar flexionadas y segmentadas en pequeños transectos. Las estructuras de los centros de esparcimiento extintos de la dorsal Pacífico-Farallón-Guadalupe-Magdalena están conectados de forma discontinua por trazas de fallas transcurrentes cuya orientación se convierte progresivamente de diagonal a paralelo al margen de Baja California. El patrón del esparcimiento oceánico

en el relieve batimétrico es formado por propagadores que rotan debido por el acomodamiento de nueva corteza creada entre corteza más antigua. Estas zonas de acomodamiento incrementa el espesor de la litosfera. Después estos propagadores cesan al decrecer la tasa de esparcimiento oceánico y dan cabida a la formación de edificios volcánicos alargados de segmentos de dorsales oceánicas con anomalías positivas de Manto-Bouguer. Estas anomalías gravimétricas positivas se interpretan debido al material magmático enfriado debajo de la dorsal, procedente del manto superior y entrampado dentro de la litosfera superior. El cálculo de las anomalías de Manto-Bouguer muestra lineamientos de bajos valores que se correlaciona con las cuencas de las que fueron fallas transcurrentes y la paleo-trinchera. Estos bajos en las anomalías a lo largo de las zonas de fallas transcurrentes indican que hay cambios en los espesores de la litosfera y/o también heterogeneidades en la composición petrológica a consecuencia del fracturamiento de la parte superior de la litosfera.

Los resultados del cálculo de la anomalía de Manto-Bouguer en correlación con el patrón de estructuras tectónicas y el esparcimiento oceánico completa la documentación inicial de Michaud et al. [2006] en la evolución tectónica que tiene este sector oceánico del Pacífico, al occidente de la Península de Baja California. La secuencia de reorganización es la siguiente:

- a) La dorsal de esparcimiento oceánico Pacífico-Farallón se rompe en varios segmentos.
- b) La placa Farallón se rompe en dos placas: Magdalena y Guadalupe
- c) En secuencia, el esparcimiento oceánico y fallas transformantes son rotadas por dos o tres pulsos de propagadores de esparcimiento oceánico.
- d) Cesan el esparcimiento de los propagadores
- e) En el último pulso, se forman los edificios volcánicos alargados en los segmentos de las dorsales y
- f) Ocurre el cese repentino de la actividad magmática en las dorsales en donde se evidencia las anomalías asociadas correspondientes a las cámaras magmáticas.

- g) Finalmente cesa completamente el esparcimiento oceánico en este sector del Océano Pacífico, al producirse una “ventana astenosférica” en la placa de la litosfera subducida. [Bourgois y Michaud, 2002].

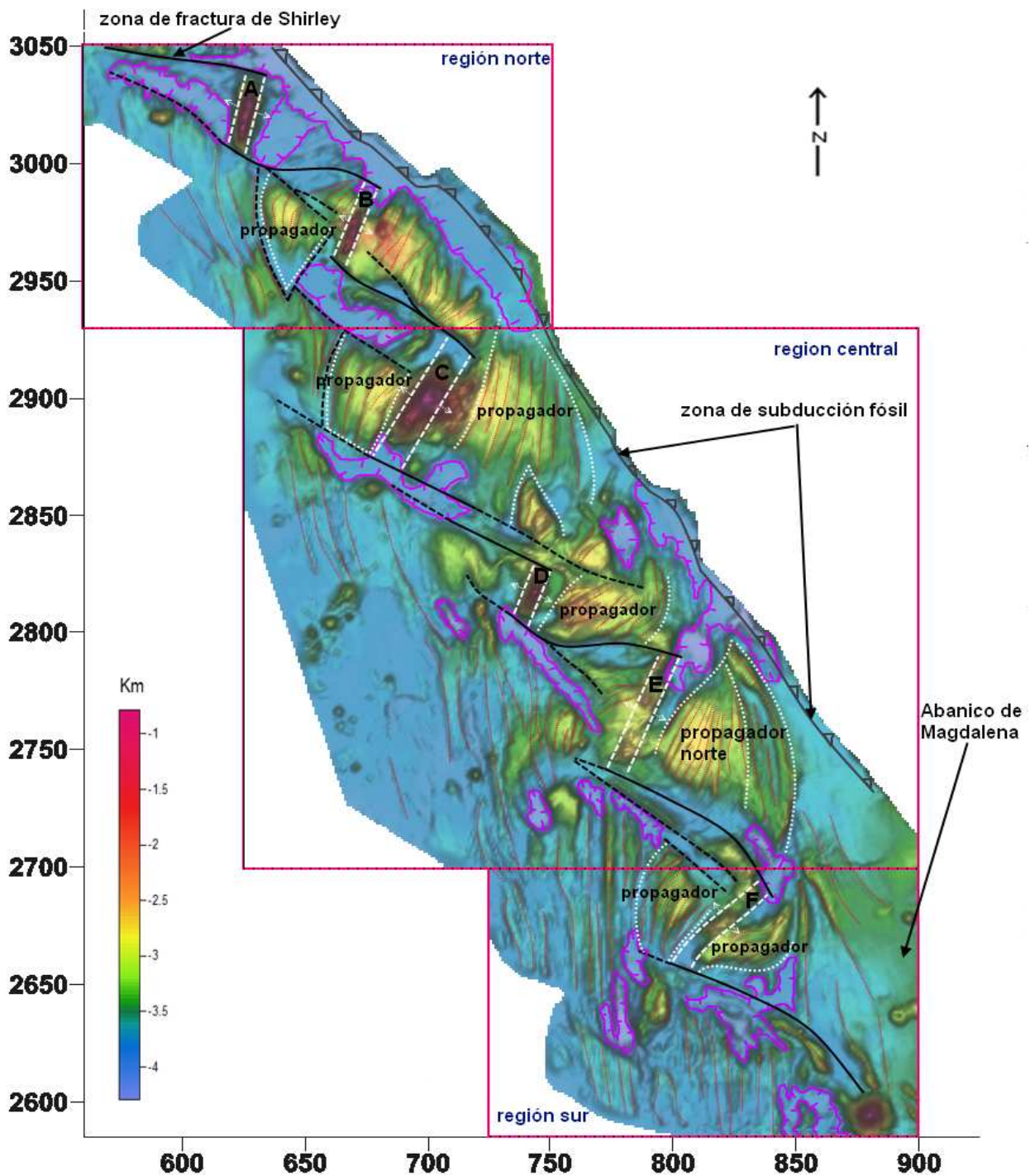


Figura 35. Vista en 2D del piso oceánico al oeste de la Península de Baja California, el mapa se encuentra en coordenadas UTM [Km] zona 11 y 12, se muestran las diferentes características tectónicas del relieve como cuencas profundas (en rosa), textura oceánica de esparcimiento extinto (líneas rojas punteadas), segmentos de dorsales oceánicas extintas marcadas de la A-F (líneas gruesas blancas punteadas), propagadores (líneas delgadas blancas punteadas), fallas transformantes (líneas negras) y zonas transcurrentes (líneas negras punteadas).

5.2. Relación del relieve batimétrico con las anomalías de Manto-Bouguer

Región Norte

Las Figuras 36 y 38 de los datos compuestos del relieve batimétrico y anomalías de Manto-Bouguer en la región norte muestran la correlación de los valores altos y bajos de las anomalías de Manto-Bouguer con las estructuras tectónicas cercanas a la península.

De norte a sur se encuentran dos altos topográficos que están asociados a los segmentos de dorsal extinto A y B (Figura 35) y que se correlacionan con valores altos en la anomalía de Manto-Bouguer, pero en el caso del valor alto de la anomalía de Manto-Bouguer del segmento B, éste se ensancha hacia el sureste (Figura 36), coincidiendo en el relieve batimétrico a una zona de esparcimiento oceánico del mismo segmento de dorsal extinto B. Estos valores altos indican que no sólo quedó material magmático atrapado en los segmentos de dorsal extinto A y B (Figura 35) sino que durante el emplazamiento del material magmático para producir el esparcimiento oceánico, éste fue relativamente rápido para que se quedara material del manto entrampado en esta región, y dejando material de alta densidad en la corteza y manto superior. En el cuadrante norte de esta región, el relieve batimétrico muestra dos cuencas profundas: la primera se correlacionan con la zona de fractura de Shirley, extendiéndose hasta la cuenca de la paleo-trinchera; mientras que la segunda cuenca tiene una orientación N45°W con respecto al segmento de dorsal extinto A (Figura 35), esta cuenca se formó de los esfuerzos de cizalla del movimiento transcurrente entre placas generando un hundimiento del piso oceánico. Ambas cuencas coinciden con los valores bajos de la anomalía de Manto-Bouguer, que se interpreta como el resultado de densidades menores en la corteza y manto superior o por adelgazamiento de la litosfera en estas zonas de fracturas.

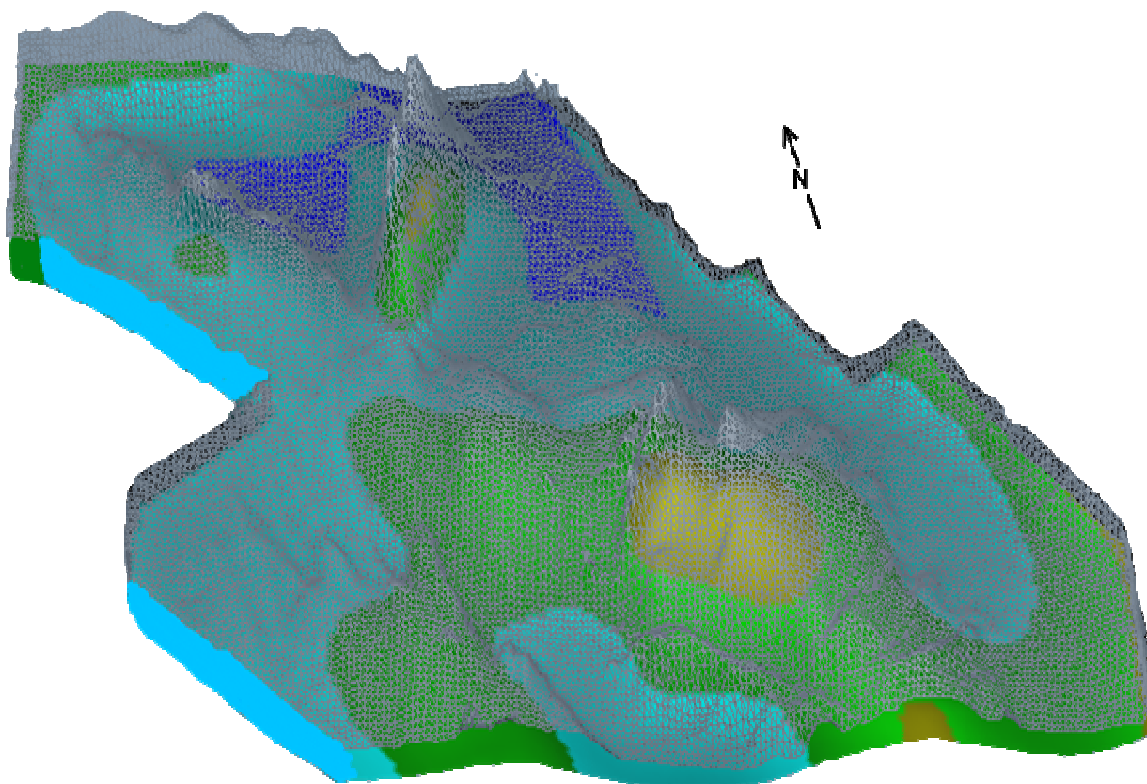


Figura 36. Vista en perspectiva para la correlación en 3D de las estructuras tectónicas en el piso oceánico con la geometría de las anomalías Manto-Bouguer en la región norte. El relieve del piso oceánico (malla gris) y la anomalía de Manto-Bouguer (malla en colores) ambos mapas se encuentran en coordenadas UTM [Km] zona 11 y 12.

Región central

Las imágenes compuestas del relieve batimétrico y de anomalías de Manto-Bouguer en 3D (Figura 37) muestran que el relieve batimétrico presenta tres segmentos de dorsal extinta (señalados C, D y E en Figura 35). Estas tres dorsales tienen valores altos en las anomalías de Manto-Bouguer. La anomalía de Manto-Bouguer del segmento C es la más alta de las tres, infiriendo que esta dorsal continuaba activa después de que rotara el segmento de la dorsal Pacífico-Guadalupe, al observar que el patrón de esparcimiento es simétrico y paralelo al edificio volcánico (Figura 37). El área de esta anomalía es más extensa que de las otras dos, aludiendo que un gran volumen

de material magmático es emplazado en la parte superior de la litosfera oceánica (Figura 37).

La anomalía de Manto-Bouguer del segmento de dorsal extinto D se concentra en dos zonas. La primera coincide con el segmento de una dorsal extinta y la segunda parte con el patrón de un propagador. Esto indica que en ambas zonas simultáneamente había emplazamiento de material magmático para continuar con el esparcimiento oceánico tanto en el propagador como en la dorsal. En la Figura 37, la anomalía de Manto-Bouguer asociado al segmento E también se concentra en dos zonas; una coincide con un segmento de dorsal extinto y la otra con el propagador Norte propuesto por Bourgois et al. [2002]. Las anomalía de Manto-Bouguer de estas zonas tienen significativos valores altos que posiblemente indican que la litosfera localmente tiene una mayor densidad producto de la actividad magmática asociada a la creación de corteza oceánica. Contrario a estas correlaciones de anomalía positivas y relieves batimétrico alto, el relieve topográfico de esta región presenta varias cuencas asociadas a las fallas transcurrentes entre centros de esparcimientos oceánico. Sin embargo, solo un valor en la anomalía Manto-Bouguer es negativa (en dirección Este) y se localiza entre los segmentos de dorsal D y E.

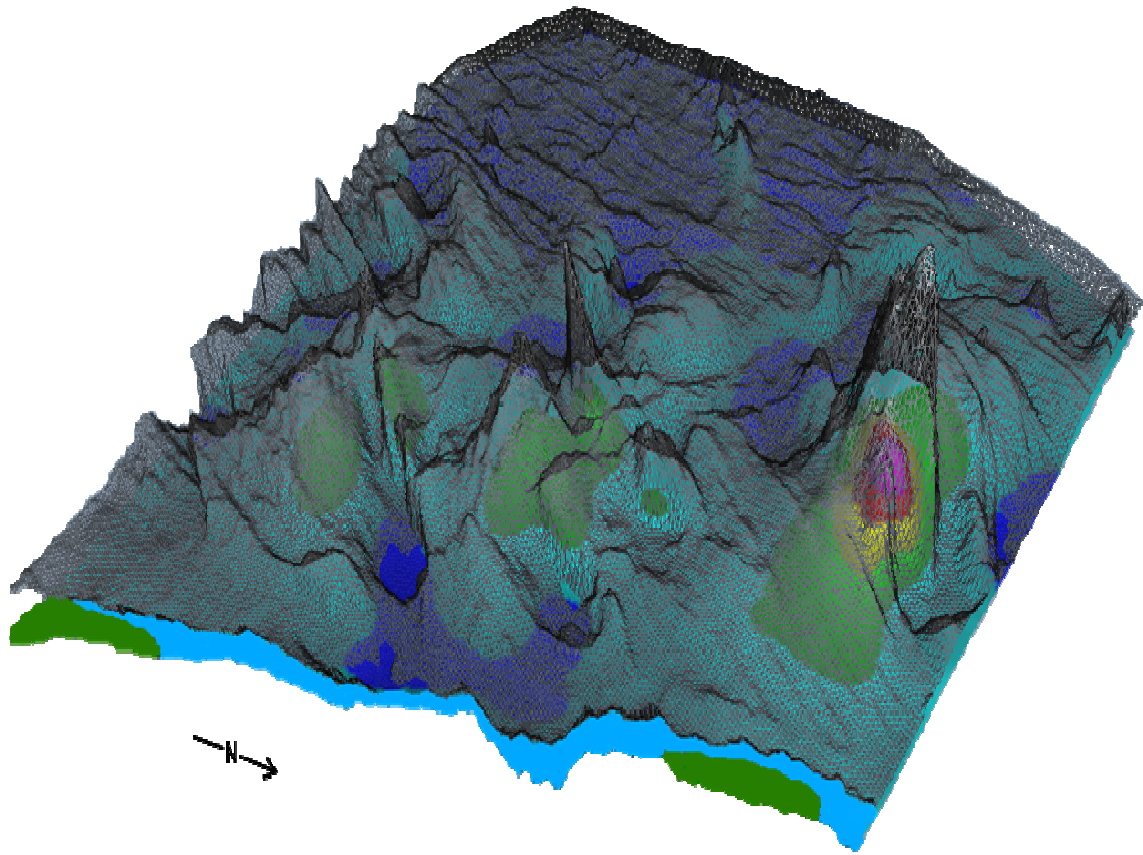


Figura 37. Correlación en 3D de las estructuras tectónicas en el piso oceánico con la geometría de las anomalías Manto-Bouguer en la región sur. El relieve del piso oceánico (malla gris) y la anomalía de Manto-Bouguer (malla en colores) ambos mapas se encuentran en coordenadas UTM [Km] zona 12.

Región Sur

El relieve batimétrico de la Región sur mostrado en la Figura 38 presenta dos altos topográficos en el lado hacia la trinchera; uno coincide con el segmento de la dorsal F y el otro es un pequeño volcán submarino extinto (Figura 35). Estas dos estructuras tienen valores altos en su anomalía de Manto-Bouguer (Figuras 38). La anomalía correspondiente al segmento de la dorsal F es relativamente pequeña a las otras anomalías positivas en las regiones Norte y Central, indicando que hubo muy poco emplazamiento de material del manto superior en la última etapa de su actividad para

formar una cámara magmática en la parte superior de la litosfera oceánica. Contrariamente, en el caso del volcán extinto en la esquina inferior derecha (Figuras 38), su asociada anomalía es significativamente alta y concentrada solo dentro de la zona que abarca esta monte submarino, indicando que su proceso magmático solo estuvo asociado a su edificio volcánico y probablemente no a un proceso de esparcimiento oceánico. Contrariamente a lo observado en los anteriores párrafos, el gran espesor de sedimentos del abanico de Magdalena cubre el relieve del patrón de esparcimiento oceánico, ocultando la naturaleza de la formación de litosfera oceánica adyacente. También esta gran acumulación de sedimentos limita el entender el origen de este volcán y su relación temporal durante la formación del relieve batimétrico por la dorsal Pacífico-Magdalena. Si hubiera una deflexión en la litosfera rodeando la base del volcán uno podría inferir que el volcán se formó después de la formación de nueva corteza oceánica. Pero la carencia de anomalías bajas alrededor del volcán (Figura 38) indican que muy posiblemente el volcán se formó casi simultáneamente al relieve topográfico que lo rodea. En medio de esta región, el relieve batimétrico y su asociada anomalía Manto-Bouguer de valores negativos están colocados en dos cuencas. Hacia el occidente, la cuenca está posicionada en una zona en la que el esparcimiento fue transversal a la dorsal que hubo entre las placas del Pacífico y Magdalena, anterior a su rotación. En la segunda cuenca, coincide con la depresión formada por una falla transcurrente, y separada por un relieve alto que muestra un mayor grado de deformación. Para esta región, los valores de la anomalía de Manto-Bouguer no muestran zonas de mayor densidad en la formación de cámaras magmáticas asociadas a los altos topográficos.

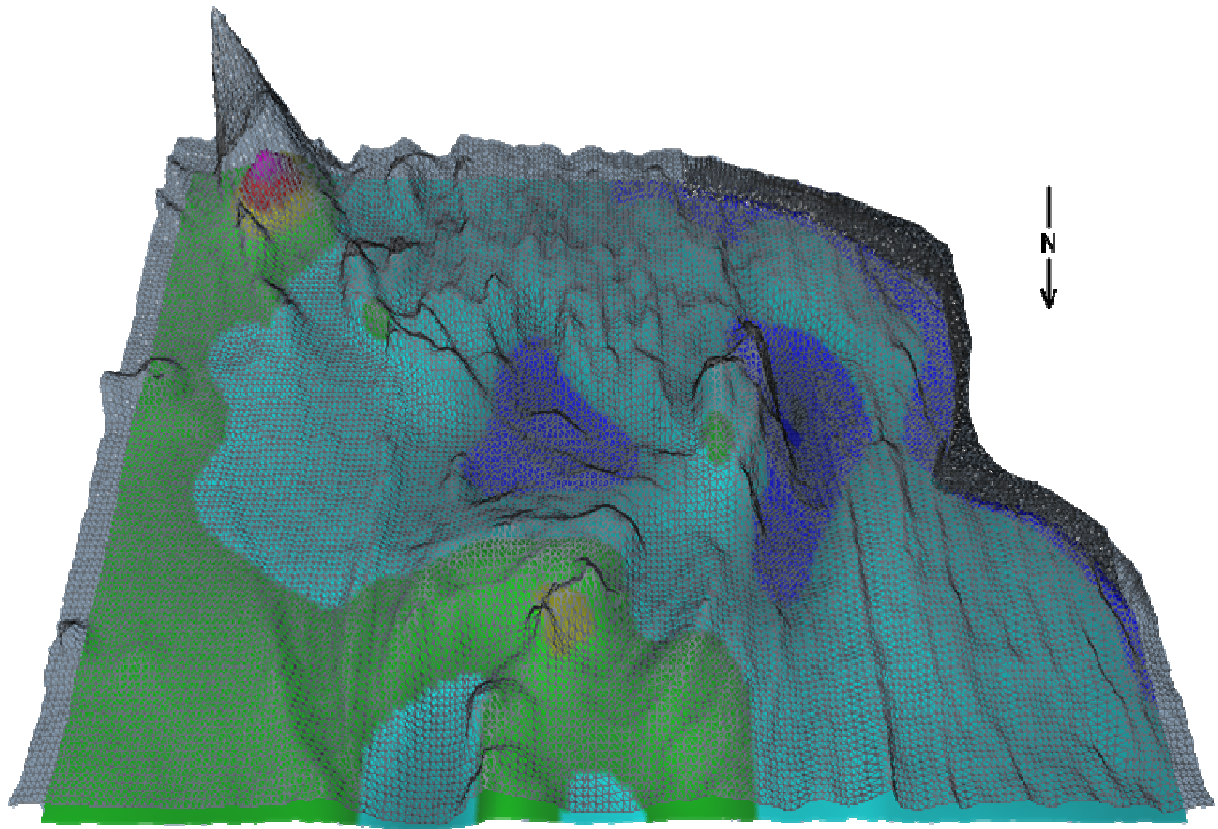


Figura 38. Vista en perspectiva para la correlación en 3D de las estructuras tectónicas en el piso oceánico con la geometría de las anomalías Manto-Bouguer en la región sur. El relieve del piso oceánico (malla gris) y la anomalía de Manto-Bouguer (malla en colores) ambos mapas se encuentran en coordenadas UTM [Km] zona 12.

6. CONCLUSIONES

Los resultados de esta tesis completa el estudio de las estructuras tectónicas que se derivaron de la reorganización de los límites de las placas oceánicas al occidente de la fosa de subducción de la Península de Baja California. Los valores de gravedad registrados durante la campaña FAMEX realizada por el N/O L' Atalante en 2002 son reducidos a las anomalías gravimétricas de Manto-Bouguer para analizar la distribución geométrica de las heterogeneidades en la parte superior de la litósfera oceánica y de sus centros de esparcimiento (dorsales oceánicas). El algoritmo de Parker [1973], es utilizado para obtener un modelo 3D de las zonas anómalas en la litósfera oceánica y después es comparado con la morfología proveniente de los datos de batimetría multihaz, también registrados durante FAMEX. Los datos multihaz tienen una resolución espacial mayor que los datos de gravedad, como resultado que las mediciones de gravedad solo se registran a lo largo de los transectos, mientras los datos multihaz provienen de una cobertura de barridos lateral a los transectos.

Esta comparación muestra que los valores altos de la anomalía Manto-Bouguer tienen una correlación con los segmentos de las dorsales extintas del esparcimiento oceánico entre las placas del Pacífico y Farallón y con seis propagadores de esparcimiento que no fueron considerados en las primeras publicaciones de los resultados presentados por Bourgois [2002] y Michaud et al. [2006]. Estas estructuras en el relieve batimétrico y su correlación sustentan la presencia de zonas de alta densidad entre la corteza y manto superior, como el resultado de los acomodamientos tectónicos entre las placas del Pacífico, Magdalena y Guadalupe, en donde la intrusión de magma proveniente del manto superior origino la corteza oceánica, y a cambios en la velocidad de tasa de esparcimiento oceánico como se aproximaban a la zona de subducción en el margen occidental de la Península de Baja California. La fragmentación de la placa Farallón a placas más pequeña en dimensiones, como la Guadalupe y Magdalena, y teniendo diferentes tiempos en el cese del esparcimiento tanto de los propagadores como de los segmentos de las dorsales extintas indican que hubo varios pulsos magmáticos de diferentes procesos que formaron este patrón de estructuras en el relieve del lecho oceánico al occidente de la fosa de una zona de subducción extinta.

Los valores bajos de la anomalía Manto-Bouguer coinciden con las distintas estructuras en el lecho marino, siendo asociados con la fosa de la subducción extinta, las cuencas fósiles de las fallas transcurrentes entre las placas del Pacífico, Magdalena y Guadalupe, la zona de fractura de Shirley y una cuenca formada por la discontinuidad del propagador Norte y el patrón de esparcimiento previo. Los valores bajos en la anomalía de Manto-Bouguer en estas regiones reflejan zonas de diferentes espesores o de baja densidad entre la corteza y manto superior. La mínima diferencia calculada de aproximadamente 22 mGal, entre el valor más alto y bajo de las anomalías de Manto-Bouguer, indica que esta región al oeste de la península de Baja California está casi en equilibrio isostático.

REFERENCIAS

- Atwater, T., and Stock, J., (1998). Pacific–North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update: *International Geology Review*, v. 40, p. 375–402. *Geofísica Internacional*, Vol. 38, num. 3, pp. 127-136
- Bandy, W., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A, and Mena, M., (1999). Structured of the southern Jalisco subduction zone, México as inferred from gravity and seismicity. *Geofísica Internacional*, Vol. 38, num. 3, pp. 127-136.
- Bandy, W. L., Gangi A. F. and Morgan, F. D. (1990). Direct method for determining constant corrections to geophysical survey lines for reducing mistakes. *Geophysics*, 55, pp. 885-896.
- Blakely, J. R. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Bourgois J., Martin, H., Lagabrielle Y., LeMoigne J. and Frutos Jara J., (1996). Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area), *Geology*, 24, pp. 723-726.
- Bourgois, J., Guivel, C., Lagabrielle Y., Calmus, T., Boulegue J., and Daux V., (2000). Glacial-interglacial trench supply variation, spreading-ridge subduction, and feedback controls on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45-48°S), *Journal of Geophysical Research*, 105, pp. 8355-8386.
- Bourgois, J. (2002). La Dorsale de Madalena ou Basse Californie Sud (D2BC ci-apres): structure, age, evolution, Baja California spreading ridge (BCSR). Artículo no publicado, *Rapport of FAMEX*.
- Bourgois, J., and Michaud, F., (2002). Comparisons between the Chile and Mexico triple junctions areas substantiates slab window development beneath Northwestern Mexico during the past 12–10 Myr: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 201, pp. 35–44, doi:10.1016/S0012-821X(02)00653-2.
- Brothers, D. S., Harding, A., González-Fernández, A., Steven Holbrook, W., Kent, G., Driscoll, N., Fletcher, J., Lizarralde, D., Umhoefer, P. and Axen, G. (2012), Farallon slab detachment and deformation of the Magdalena Shelf southern Baja California; *Geophysical Research Letters*, 39, pp. L09307; doi: 10.1029/2011GL050828.

- Cormier, M. H., Macdonald, K. C. and Wilson D. S. (1995). A three-dimensional gravity analysis of the East Pacific Rise from 18° to 21°30' S. *Journal of Geophysical Research*, 100, pp. 8063-8020.
- DeMets, C., (1995). A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion, *Geophysical Research Letters*, 22, pp. 3545-3548.
- Detrick, R. S., Needham, D. H. and Renard, V. (1995). Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N. *Journal of Geophysical Research*, 100, pp. 3767-3787.
- Dickinson, W.R., and Snyder, W.S. (1979). Geometry of triple junctions related to San Andreas transform: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, no. B2, pp. 561–572.
- Gahagan, L. M., Sandwell, D. T., Scotese, C. R., Royer, J. Y., Mueller, R. D., Mayes, C. L., Heubeck, C. E., Winn, J. K., Tomlins, R.L. Ross, M. L. Newman, J. S. and Lawver, L. A., (1988). Tectonic Fabric Map of the Ocean Basins from Satellite Altimetry Data. *Tectonophysics*, Vol. 155, Issues 1-4, diciembre 1988, pp. 1-6, 11-26.
- GeoMap App (2012). Hosted by Marine Geoscience Data System at Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University.
- Gillis, K. M., (1995). Controls on hydrothermal alteration in a section of fast-spreading oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 134, Issues 3-4, September 1995, pp. 473-489.
- Gillis K. M and Thompson G. (1993). Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge: new insights into hydrothermal systems in low-spreading crust; *contrib mineral petrol* 113, pp. 502-523.
- Hey, R. N. (1977). A new class of pseudofaults and their bearing on plate tectonics: A propagating rift model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, pp. 321–325.
- Hey, R. N., Duennebier, F. K., and Morgan, W. J. (1980). Propagating rifts on midocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, pp. 3647–3658.
- Jones, E. J. W., *Marine Geophysics*, (1999), John Wiley and sons, LTD, England, p.466.
- Lister, C. R. B. (1977), Qualitative models of spreading center-processes, including hydrothermal penetration, in *Tectonophysics*, Volume 37, Issues 1-3, 5 January 1977, pp. 203-218, Subduction zones, mid-ocean ridges, oceanic trenches and geodynamics.

- Lonsdale, P. F. (1991), Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, edited by J. P. Dauphlin and B. R. T. Simoneit, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 47, pp. 87–125.
- Menard, H. W. and Atwater T. (1968). Changes in Direction of Sea Floor Spreading; *Nature* **219**, pp. 463-467, doi:10.1038/219463a0.
- Michaud, F., (2002). Rapport de champagne FAMEX-2002, N/O Atalante. Artículo no publicado, Géosciences Azur, pp. 104.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Roger, J-Y, Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Mortera, C., Dymont, J., Pontoise, B. and Sichler, B. (2004). Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L08604, doi:10.1029/2004GL019665.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Roger, J-Y, Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Mortera, C., Dymont, J. (2005). La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII*, núm. 1, 2005, pp. 53-63.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Roger, J-Y, Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Dymont, J., Pontoise, B. and Sichler, R. B. and Rebolledo-Viera, M., (2006). Oceanic-ridge subduction vs slab break off: plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma, *Geology*, January 2006, v. 34; no. 1; pp. 13–16; doi:10.1130/G22050.1.
- Manual de operación Scintrex: CG-3 / AUTOGRAV gravímetros automatizados. (1995).
- Ness, G., Georeceiver position and gravity tie at the Instituto Oceanográfico, Manzanillo, Mexico, 1984. Oregon State Internal Memo.
- Parker, R. L. (1973). *The rapid calculation of potential anomalies*, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 31, pp. 447-455.
- Pariso, J. E., Sempéré, J.-C. and Rommevaux, C. (1995). Temporal and spatial variations in crustal accretion along the Mid-Atlantic Ridge (29°31'30" N) over the last 10 m.y: Implications from a three-dimensional gravity study, *Journal of Geophysical Research*, 100, pp. 17,781-17,794.
- Persson, A. O. (2005). The Coriolis Effect. *History of Meteorology* 2. pp. 1-24.
- Prince, R. A. and Forsyth, D. W. (1984). A simple objective method for minimizing crossover errors in marine gravity data. *Geophysics* 49, pp. 1070-1083.

- Prince, R. A. and Forsyth, D. W. (1988). Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema fracture zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies, *Journal of Geophysical Research*, 93, pp. 8051-8063.
- Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zensky (2009), Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332.
- Rommevaux, C., Deplus, C. and Patriat, P. (1994). Three-dimensional gravity study of the Mid-Atlantic Ridge: Evolution of the segmentation between 28° and 29° N during the last 10 m.y. *Journal of Geophysical Research.* 99, pp. 3015-3029.
- Sandwell D. T. and Smith W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B5, pp. 10039-10054.
- Sandwell D. T. (2001). *Cooling of the oceanic lithosphere and ocean floor topography*. Copyright, pp. 16.
- Serrato-Díaz, G. S., Bandy, W. and Mortera-Gutiérrez, C. A. (2004). Active rifting and crustal thinning along the Rivera-Cocos plate boundary as inferred from Mantle Bouguer gravity anomalies, *Geofísica Internacional*, Vol. 43, Num. 3, pp. 361-381.
- Smith, W. H. F. and Sandwell, D. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, pp.1956-1962.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V., (1989), Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, v. 28, pp. 99–115.
- Spencer, J. E., Norwark, W., (1979). Tosco-Abrejos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico, *Geology*, 7, 554-557.
- Spencer, J.E., and Normark, W., (1989), Neogene plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico, in Winterer, E.L., et al., eds., Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, *Geological Society of America*, Geology of North America, v. N, pp. 489–497.
- Talwani, M., Worzel, J. L. and Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research.* 64, pp. 49-59.

- Turcotte, D. L. and Schubert, G. (1982). *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley & Sons, New York.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H., Bandy, W.L., Mortera-Gutierrez, C.A. (1999). Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: gravity models revisited. *Geofísica Internacional*, Vol., 38, Num. 4, pp.205-216.
- Wang, X., Cochran, J. R. (1993). Gravity Anomalies, Isostasy, and Mantle Flow at the East Pacific Rise Crest, *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, no. B11, November 10, 1993. pp. 19,505-19,531n.
- Weiland, C. M. and Macdonald K. C. (1996). Geophysical study of the East Pacific Rise 15°N-17°N: An unusually robust segment . *Journal of Geophysical Research*, 101; pp. 20,257- 20,273.
- Witold, F. ESRI Applications Prototype lab. *Magazine ArcUser*, 2003, July-september. <https://www.wou.edu/las/phisci/taylor/es341/geoid.pdf>