

03060
7



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MÉXICO**

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INTERPRETACIÓN GLOBAL DE ANOMALIAS
MAGNETICAS CORTICALES SATELITALES SOBRE LA
REPUBLICA MEXICANA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE :

MAESTRO EN CIENCIAS

(EXPLORACIÓN)

PRESENTA:

JUAN ESTEBAN HERNÁNDEZ QUINTERO

2002

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

**INTERPRETACION GLOBAL DE ANOMALIAS MAGNETICAS
CORTICALES SATELITALES SOBRE LA REPUBLICA MEXICANA**

... a la Dirección General de Bibliotecas de
UNAM a difundir en formato electrónico e impres.
contenido de mi trabajo recepcional

NOMBRE: Juan Esteban

Hernandez Quintero

FECHA: 18 de noviembre de 2002

FIRMA: 

J. ESTEBAN HERNANDEZ

MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA (EXPLORACION GEOFISICA)

A NORA ELIA

por estar conmigo siempre y motivarme a continuar

A MI MADRE

por el impulso inicial

A CADA UNO DE LOS MIEMBROS DE MI FAMILIA

porque parte de ellos se plasma en mi trabajo diario

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Oscar Campos Enriquez, por su valiosa asesoría para culminar este trabajo y porque me aportó muchos y nuevos conocimientos sobre la exploración geofísica. Gracias a sus sugerencias incursioné en nuevas áreas de conocimiento enriqueciendo mi experiencia y mi destreza en las herramientas utilizadas.

A los Dres. René Chávez Segura y Luis Alva Valdivia como miembros de mi comité Tutorial siempre fueron generosos en compartir sus ideas, sugerencias y comentarios que ayudaron a realizar este trabajo. Al Dr. Chávez en particular como miembro de mi jurado por su interés y seguimiento del desarrollo de este proyecto; así como sus valiosas sugerencias finales que enriquecieron el trabajo desde el punto de vista de la exploración geofísica.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por su siempre decidido apoyo a la superación del personal académico, y en particular por su apoyo y entusiasmo plasmado en sus sugerencias sobre la marcha para el buen término de esta tesis.

Al Dr. Dante Morán Zenteno por su tiempo y las sugerencias aportadas al trabajo desde el punto de vista geológico. Su evaluación de fondo y forma del presente trabajo enriqueció sustancialmente los capítulos pertinentes.

Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez quien concibió la posible existencia de Oaxaquia, revisó detalladamente los capítulos relacionados y sugirió cambios de algunas ideas que gracias a su experiencia se plasmaron de manera más clara y definida.

Al M. en C. Manuel Lozada Zumaeta, por su invaluable apoyo en el proceso de los mapas y por ende, los resultados gráficos más importantes de esta tesis.

Al Instituto de Geofísica que desde 1989 me ha formado en esta disciplina.

A la Universidad Nacional Autónoma de México que desde 1978 me ha educado como estudiante, profesor y en la actualidad como personal académico del subsistema de la investigación científica.

INDICE

RESUMEN

1	EL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE	
	• Definición	1
	• Elementos del campo magnético Terrestre	1
	• Variaciones del campo geomagnético	4
	• Campos de origen interno y modelos actuales	7
	• Campos de origen externo y modelos actuales	8
	• Campo magnético interplanetario	11
	• Magnetósfera de la Tierra	13
	• El campo geomagnético y el IGRF	15
	• El campo magnético litosférico	18
	• Propiedades magnéticas de la materia	20
2	FUNDAMENTOS DE MAGNETOMETRIA SATELITAL	
	• Desarrollo histórico de la magnetometría satelital	23
	• Misiones históricas	27
	• Instrumentación	32
	• Atributos orbitales	34
3	DATOS MAGNETICOS DE SATELITE Y OTROS ESTUDIOS QUE CONTEMPLAN EL AREA DE MEXICO	37
4	INFORMACION GEOLOGICA Y GEOFISICA REGIONAL RELEVANTE	
	• Aspectos relevantes sobre el origen de anomalías magnéticas satelitales	56
	• Espesor cortical	59
	• Sismología	70
	• Flujo de calor	73
	• Estudios paleomagnéticos	75
	• Geotraversas	79
5	CARACTERISTICAS DEL CAMPO MAGNETICO DE LA LITOSFERA Y DESCRIPCION DE LAS ANOMALIAS OBSERVADAS EN MEXICO DESDE SATELITE	
	• Identificación y descripción de las anomalías	82
	• Origen de las anomalías	86
	• Correlación con terrenos tectonoestratigráficos	89
6	INTERPRETACION CUALITATIVA	
	• Procesamiento digital de la información satelital	98
	• Resultados preliminares	98
7	INTERPRETACION CUANTITATIVA PRELIMINAR	
	• Selección y análisis de perfiles	111
	• Modelos propuestos	113
8	CONCLUSIONES	123
	BIBLIOGRAFIA	136

INDICE

RESUMEN

1	EL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE	
	• Definición	1
	• Elementos del campo magnético Terrestre	1
	• Variaciones del campo geomagnético	4
	• Campos de origen interno y modelos actuales	7
	• Campos de origen externo y modelos actuales	8
	• Campo magnético interplanetario	11
	• Magnetósfera de la Tierra	13
	• El campo geomagnético y el IGRF	15
	• El campo magnético litosférico	18
	• Propiedades magnéticas de la materia	20
2	FUNDAMENTOS DE MAGNETOMETRIA SATELITAL	
	• Desarrollo histórico de la magnetometría satelital	23
	• Misiones históricas	27
	• Instrumentación	32
	• Atributos orbitales	34
3	DATOS MAGNETICOS DE SATELITE Y OTROS ESTUDIOS QUE CONTEMPLAN EL AREA DE MEXICO	37
4	INFORMACION GEOLOGICA Y GEOFISICA REGIONAL RELEVANTE	
	• Aspectos relevantes sobre el origen de anomalías magnéticas satelitales	56
	• Espesor cortical	59
	• Sismología	70
	• Flujo de calor	73
	• Estudios paleomagnéticos	75
	• Geotraversas	79
5	CARACTERISTICAS DEL CAMPO MAGNETICO DE LA LITOSFERA Y DESCRIPCION DE LAS ANOMALIAS OBSERVADAS EN MEXICO DESDE SATELITE	
	• Identificación y descripción de las anomalías	82
	• Origen de las anomalías	86
	• Correlación con terrenos tectonoestratigráficos	89
6	INTERPRETACION CUALITATIVA	
	• Procesamiento digital de la información satelital	98
	• Resultados preliminares	98
7	INTERPRETACION CUANTITATIVA PRELIMINAR	
	• Selección y análisis de perfiles	111
	• Modelos propuestos	113
8	CONCLUSIONES	123
	BIBLIOGRAFIA	136

RESUMEN

En este trabajo se describen, para fijar un marco de referencia, aquellos estudios enfocados a obtener en particular, datos magnéticos satelitales. Los dos primeros capítulos se enfocan a dar un panorama general de la obtención de los datos que se estudian en este trabajo. Estos capítulos constituyen una reseña histórica de las misiones satelitales y una descripción breve de la instrumentación utilizada para la medición de campo magnético.

La información descrita y analizada en esta tesis comprende el área de México y sus alrededores (entre 10° y 35° de latitud norte, y 85° y 120° longitud oeste). Siguiendo principalmente los límites que nos indican seis anomalías magnéticas regionales encontradas en los datos satelitales y superficiales ya publicados.

Basándonos en tales resultados, se hace una descripción detallada de las anomalías magnéticas centrada en su extensión geográfica, sus intensidades, polaridades y origen.

Para tal efecto se obtuvieron mapas que acentúan y/o filtran en su caso, los rasgos magnéticos que estimamos importantes. El procesamiento digital incluyó reducción al polo, la primera derivada vertical de la reducción al polo y la segunda derivada vertical de la reducción al polo. Este procesamiento permitió determinar la naturaleza compuesta de las anomalías en estudio.

Se consideraron otros aspectos relevantes sobre el origen de las anomalías magnéticas satelitales al realizar un análisis comparativo con los estudios gravimétricos, geológicos, sismológicos, de flujo de calor, paleomagnéticos y de geotrasversas disponibles en México y el sur de los EE.UU. Esto dio por resultado un análisis más detallado y cuantitativo de tres perfiles regionales dentro del área estudiada; interpretación motivada por algunas correlaciones observadas entre las anomalías magnéticas satelitales y los terrenos tectonoestratigráficos en que se ha dividido México.

Los puntos más sobresalientes de nuestro análisis se resumen en 19 puntos presentados en las conclusiones. De éstos sobresalen, por ejemplo, la existencia de material magnético en la corteza a lo largo de las planicies costeras del Golfo de México, y coincidiendo con la provincia norte del terreno tectonoestratigráfico Maya.

La Faja Volcánica Trans-Mexicana se diferencia en una parte oriental más magnética, con un mayor espesor cortical, y un flujo de calor relativamente menor. En tanto que la parte occidental es menos magnética, con un menor espesor cortical, y un alto flujo de calor.

Se observó una correlación entre la naturaleza ultramáfica del terreno Cochimi y la anomalía magnética localizada al sur de la península de Baja California. Los terrenos Pericú y Yuma también contribuyen a esta anomalía.

Las componentes de la anomalía magnética situada en el Golfo de México se correlacionan muy bien con áreas donde existe corteza oceánica.

En forma general el terreno Maya está caracterizado por corteza de carácter magnético.

Así mismo, la megacizalla Mojave Sonora parece coincidir con el límite sur de una anomalía situada al oeste del estado de Texas. Sin embargo en el mapa de segunda derivada vertical esto es menos aparente.

Los procesos aplicados a la información muestran que la parte sur de los terrenos Mixteco, Zapoteco, y Cuicateco están subyacidas por material magnético.

Las anomalías magnéticas situadas en la Península de Baja California y en la Trinchera Mesoamericana, parecen asociarse con segmentos de corteza oceánica heredados de la extinta placa de Guadalupe.

El trabajo aquí esbozado sienta las bases de un modelado 3-D con topografía e incluyendo la curvatura terrestre, con cuerpos que simulen diferentes niveles corticales en un mismo terreno tectonoestratigráfico.

Estas tareas futuras deberán ser emprendidas en el marco, por ejemplo, de una tesis doctoral.

En general podemos decir que nuestras inferencias parecen apoyar la existencia del terreno Oaxaquia.

Pero las consecuencias en cuanto a las reconstrucciones de la evolución tectónica deberán ser abordadas en el desarrollo de esta línea de investigación que acabamos de iniciar.

1 EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

Definición.

"Magnus Magnes Ipse est Globus Terrestris" así describía William Gilbert al campo magnético terrestre en el primer tratado científico del magnetismo terrestre y que dio origen al Geomagnetismo. Desde los tiempos de William Gilbert, entre los siglos XVI y XVII, se verificaron cambios dramáticos en esta disciplina que sentaron las bases del conocimiento actual que tenemos sobre nuestro planeta y su campo magnético.

Simplificando el campo magnético de la Tierra, éste puede describirse como parecido al de una barra de imán, supuestamente localizada cerca del centro de la Tierra (Figura 1.1). El eje a lo largo de la barra de imán se conoce como eje magnético, el cual si lo extendemos hasta que corte la superficie terrestre lo hará en dos puntos conocidos como polos magnéticos. El polo que se encuentra en el hemisferio norte se llama polo magnético norte; el del hemisferio sur polo magnético sur. El eje magnético está inclinado 11° con respecto al eje geográfico de la Tierra, de manera que el polo magnético norte se encuentra en el Ártico a aproximadamente 75.6° N y 101° W, mientras que el polo magnético sur está en la Antártida a 66.3° S y 141° E. La posición de estos polos tiene pequeños corrimientos diarios y estacionales, debido principalmente a las variaciones transitorias del campo magnético terrestre, de ahí que las posiciones indicadas sean aproximadas al año 2000.

Si se localizan estos puntos en un globo terráqueo, veremos que los puntos no son antípodas y que el eje magnético, por lo tanto, no pasa por el centro de la Tierra. Se trata entonces, de un dipolo excéntrico. El eje magnético pasa por un punto que se encuentra directamente por debajo del Océano Pacífico medio, a unos 340 kilómetros del centro de la Tierra. El plano que se encuentra formando un ángulo recto con el eje geomagnético contiene lo que se conoce como Ecuador magnético.

Elementos del Campo Magnético Terrestre.

Cuando se habla de campos, algunas veces de lo que se habla es de las llamadas "líneas de campo" ya que su número por unidad de área y su dirección representan gráficamente la

intensidad y dirección del campo magnético. La intensidad del campo geomagnético, o su fuerza, en cualquier punto de la superficie terrestre es costumbre especificarla por medio de las componentes rectangulares X, Y, Z, de la intensidad total F. Definiéndose a X como la componente sobre el plano horizontal hacia el norte. Y es la componente horizontal hacia el este; Z es la componente hacia abajo (vertical), todas en coordenadas geográficas, como se ilustra en la Figura 1.2. Cabe señalar que F puede representarse por B, o T significando la misma cantidad vectorial. Otra forma de especificar la intensidad del campo magnético, es por medio de los elementos magnéticos, simbolizados por H, D, e I, en donde H es la magnitud de la componente horizontal, considerada como positiva cualquiera que sea su dirección y a la cuál se le llama componente horizontal; D es el ángulo azimutal de la intensidad horizontal, positiva del norte geográfico hacia el este, llamada declinación magnética; e I es el ángulo formado por la dirección de la intensidad magnética total con la horizontal, positiva cuando la dirección de la intensidad se inclina hacia abajo y se llama inclinación magnética. La línea horizontal a lo largo de la intensidad magnética horizontal, H, se le llama meridiano magnético. Las componentes de la intensidad (X, Y, y Z) o los elementos magnéticos (H, D, e I) tienen una simple relación trigonométrica que se pueden deducir de la misma Figura 1.2.

Las intensidades F (fuerza total), H, Z (intensidad o fuerza horizontal y vertical) así como X, Y se miden en gauss (Γ), gammas (γ), o Teslas (T). En particular, la unidad magnética en el sistema cgs es el Gauss, denotado por Γ , sin embargo, en geomagnetismo es común encontrar una unidad más pequeña, la gamma γ que es igual a $10^{-5} \Gamma$ (el Tesla es igual a $10^4 \Gamma$) y pertenece al sistema mks. En la actualidad es muy común reportar en Ciencias de la Tierra los resultados, mapas, y mediciones en nT (nanoTeslas). Por otro lado D e I (declinación e inclinación) son medidas de grados y minutos de arco.

La misma especificación de los elementos magnéticos puede ser usada para describir la magnitud y dirección de la intensidad de campo geomagnético en una posición a no demasiada altura sobre la superficie de la Tierra, digamos entre 100 y 300 km, donde es medida desde un avión o un satélite orbitando a baja altura.

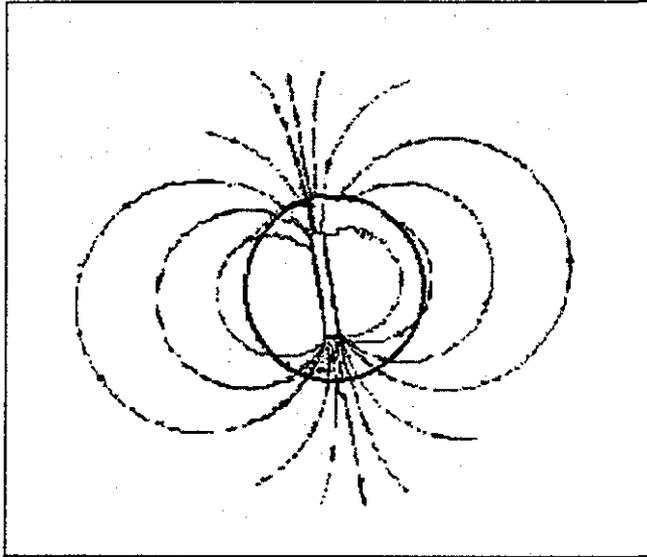
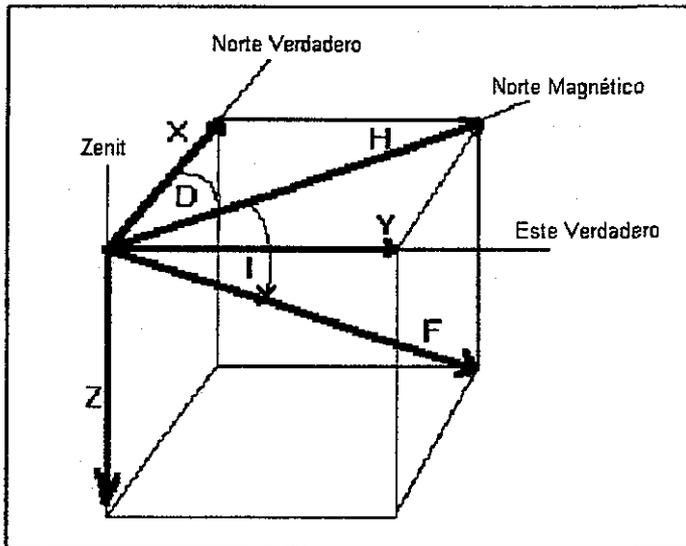


Figura 1.1 Representación esquemática del campo magnético terrestre como un gran dipolo posicionado en el núcleo del planeta y el efecto de las líneas de fuerza que lo rodean.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 1.2 Representación esquemática de los elementos del campo magnético terrestre proyectados en coordenadas cartesianas (D: Declinación Magnética, X: Componente Norte-Sur, H: Componente horizontal, I: Inclinación Magnética, Y: Componente Este-Oeste, Z: Componente Vertical, F: Intensidad Total).

En la actualidad, la intensidad del campo geomagnético se mide durante reconocimientos magnéticos de muy diversos propósitos en un gran número de puntos sobre la superficie, océanos, aire y espacio exterior. Sobre la totalidad de la superficie terrestre existen aproximadamente 150 observatorios magnéticos permanentes en los cuáles ciertas combinaciones de tres elementos magnéticos

son continuamente registrados. Los observatorios magnéticos más antiguos datan de 1840, donde al principio realizaban cada hora observaciones de los elementos magnéticos de manera manual. Desde 1878, México ha contado con un observatorio geomagnético que en sus primeras etapas operó en la azotea del Palacio Nacional en el Zócalo de la Ciudad de México. Posteriormente cambió de lugar en varias ocasiones debido a que las condiciones de medición se dificultaron para finalmente y a partir de 1914 emplazarse definitivamente en Teoloyucan, una población a 60 km al norte de la Ciudad de México.

Variaciones del campo Geomagnético

La intensidad geomagnética total en el Ecuador Geográfico y cerca de los polos de la Tierra es aproximadamente 30,000 y 70,000 nT respectivamente. Esta intensidad total geomagnética, sin embargo, cambia durante el transcurso del día entre 20 y 50 nT en el ecuador y los polos. Además de las variaciones temporales, como la variación diurna, la variación estacional y las perturbaciones esporádicas, la media anual de la intensidad geomagnética está sujeta a una variación secular no periódica, que llega a varios nT por año.

Siguiendo este razonamiento, podríamos agrupar las variaciones temporales del campo geomagnético en dos grandes grupos: a) variaciones de largo plazo y b) variaciones de corto plazo.

Las variaciones a largo plazo pueden abarcar periodos tan largos que inciden en escalas geológicas, sin embargo estas variaciones son tratadas por el paleomagnetismo que no es el objetivo del presente trabajo. Los valores medios anuales sucesivos de los elementos magnéticos

medidos en un observatorio, o los valores obtenidos en levantamientos magnéticos para diferentes épocas, han demostrado que el campo magnético terrestre experimenta un cambio secular, esto es, un cambio continuo en el mismo sentido mas quizás no al mismo ritmo. Esta es la llamada variación secular del campo magnético, y para un periodo largo el cambio total es muy considerable; lo que hace pensar que no puede cambiar así indefinidamente sin experimentar una inversión. En la práctica, esta variación puede definirse de la siguiente manera: para un determinado año "m", calculamos para cada elemento su valor promedio durante los años m-5 a m+5. Repitiendo esta operación en épocas sucesivas, de año en año por ejemplo, se notará en cada elemento una deriva fuerte y algunas veces irregular. Es a esta deriva que se le denomina variación secular; la cuál presenta una deriva regional de este a oeste, con una variación promedio de un grado por cada cinco o seis años. No hay hasta el momento, la certidumbre de que la variación secular es realmente periódica en cualquier estación, aunque existe cierta tendencia a reconocer una variación global y un periodo dominante.

La existencia de la variación secular en la declinación magnética fue descubierta en 1634 por Gellibrand en Londres. La declinación por sí misma ha sido conocida desde el siglo XVI. En 1576 Norman descubrió la inclinación magnética; la variación secular de la inclinación se pudo notar hasta el siglo XVIII. El conocimiento de la variación secular en F o en H es relativamente más reciente, debido a que las mediciones absolutas de estas intensidades datan de alrededor de 1832. Se cree sin embargo que se hicieron mediciones relativas a finales del siglo XVIII, realizando mediciones del producto **MH** en diferentes lugares y tiempos con el mismo imán (con un momento magnético **M** desconocido y probablemente no muy constante). De esta manera el conocimiento de la variación secular se remonta a tiempos más antiguos en cuanto a su dirección, mas no en cuanto a su intensidad.

Las mediciones seculares en diferentes estaciones dan por resultado para la declinación diferentes ritmos de variación, como es el caso por ejemplo del observatorio de Greenwich que en un periodo de 500 años ha cambiado más de 36°, lo que no se observa en otros observatorios.

La distribución del cambio anual en cada elemento en cualquier época puede ser representado por medio de mapas de líneas de igual variación llamadas isoporas, por lo que el mapa es llamado

mapa de isoporas. En tales mapas mundiales se ha logrado reconocer ciertas tendencias, por ejemplo se han encontrado regiones de decremento especialmente acelerado en los océanos en latitudes debajo de los 30° S; el área en donde se incrementa la intensidad es mucho más pequeña que aquella donde se evidencia el decremento, de donde se deduce que en general los ritmos de incremento son menores que los de disminución, por lo que el campo magnético de la Tierra está disminuyendo su intensidad en la actualidad. Esta disminución promedio parece haber tenido este ritmo desde hace un par de siglos, y se piensa que las regiones de cambios más acelerados podrían no haber sido siempre las mismas.

Se tiene entonces que el campo magnético de la Tierra como un todo tiene un carácter relativamente sencillo de entender (campo dipolar) pero la distribución de la variación secular es decididamente mucho más complicada. De hecho, el campo magnético es un fenómeno planetario, mientras que la variación secular es de carácter regional. Para tratar de explicar la variación secular sobre periodos de tiempo aún más prolongados – entre siglos y aún Eras geológicas – se han ideado varios caminos como lo son el análisis de medición de la intensidad e inclinación en ladrillos viejos y productos de alfarería, o depósitos lacustres antiguos, depósitos de lava, rocas volcánicas, y sedimentos marinos, lo que dio origen en la década de los sesenta a la teoría de la tectónica de placas. Es bien sabido que justo antes de llegar al punto de Curie durante el enfriamiento, el lodo (terracota), la lava o magma adquieren una magnetización inducida debida al campo magnético de la Tierra que puede preservarse. De la misma manera, la caída lenta de sedimentos pequeños, si están magnetizados, pueden orientarse en dirección del campo magnético local.

De esta manera, en la época actual, se piensa que el origen de esta variación se debe a la existencia de una decena de dipolos regionales dispuestos más o menos verticalmente en la frontera núcleo-manto.

Sin embargo esta representación no constituye más que una equivalencia, ya que desde el punto de vista matemático, ésta representa un obstáculo importante. Para que, tanto el campo dipolar

principal como el que originaría la variación secular, sean compatibles o analíticamente independientes la resultante de los momentos regionales debe ser nula. De no ser así, la resultante necesariamente interviene en la representación analítica del dipolo de Gauss, y el campo geomagnético que resulta no es correcto.

El campo dipolar parece ser relativamente estable en el curso de los siglos. Después de Gauss, una decena de análisis han sido efectuados, dando para diferentes épocas la latitud y longitud del polo geomagnético y el valor del campo ecuatorial. Lasfargues (1995) reporta uno de los análisis históricos más recientes utilizando valores recientes del campo (datos de 1945) en los 84 puntos utilizados por Gauss, este estudio permitió inferir que :

- a) La deriva del eje geomagnético es muy pequeña
- b) El momento magnético terrestre habría disminuido, entre 1835 y 1945, aproximadamente 0.05% por año. Este resultado debe ser relacionado con aquellos que Thellier (1959), cuyas medidas arqueomagnéticas así como los datos experimentales de los últimos siglos, están a favor de una disminución más o menos regular de la intensidad del campo magnético desde hace 2000 años.
- c) Si el campo debido al dipolo de Gauss parece ser relativamente estable en el tiempo, no es lo mismo en lo que respecta a aquel asociado a los dipolos regionales, el cuál se ve modificado lentamente en el tiempo, y al que se le imputa la llamada variación secular.

Campos de origen interno y modelos actuales.

Aunque Gauss concluyó que la existencia de mecanismos internos al planeta pueden explicar el origen del campo magnético promedio, no formuló ninguna hipótesis acerca de estos mecanismos. La teoría más aceptada es la teoría magneto-hidrodinámica (o Teoría de la Dínamo) del campo magnético terrestre cuyo promotor fué Sir J. Larmor, quien en 1919 sugirió que el campo magnético del Sol podía ser conservado por un mecanismo análogo al de una dínamo de autoexcitación. Esta idea fue retomada, principalmente por W.M. Elsasser y Sir Edward Bullard, quienes efectuaron trabajos importantes desde el punto de vista de las aplicaciones al campo magnético terrestre. En un principio, la teoría de la dínamo sugería que el campo magnético

terrestre es a fin de cuentas creado y mantenido por un proceso de inducción, en el cuál la energía magnética es tomada de la energía cinética de los fluidos en movimiento en el núcleo terrestre. Se sabe que este último es buen conductor eléctrico y que es lo suficientemente fluido para permitir movimientos de materia mediante convección térmica como lo es la fuerza de Coriolis. Estos movimientos, cuando se efectúan transversalmente a las líneas de campo ya existentes, permiten la formación de corrientes inducidas. Este fenómeno recuerda una dínamo autoexcitada.

Campos de origen externo y modelos actuales.

Existen, como se afirmó anteriormente, las variaciones temporales de corto plazo, que en ocasiones se les refiere también como campo suplementario instantáneo, el cuál puede considerarse como el campo vectorial de pequeña magnitud que hay que agregar en cada instante al campo promedio secular para obtener el campo observado, es decir, la resultante de dos campos con variaciones pseudo-periodicas, tales como el campo de variaciones diurnas, que da origen a variaciones lentas y de poca amplitud en el campo magnético observado. También existen campos magnéticos de difícil previsión, con fuertes variaciones, los cuáles en los casos extremos están representados por las llamadas tormentas magnéticas (Lasfargues, 1995).

Para el caso de la variación diurna, se sabe actualmente que es de dos clases, y corresponde a días magnéticamente calmados o perturbados. Los primeros tienen un comportamiento regular caracterizado por un gradiente débil y una pequeña amplitud. Se les puede analizar en dos componentes, la variación diurna solar y lunar, con pseudo - periodos respectivos de 24 horas (solar) y de 25 horas (lunar).

En el transcurso de las variaciones diurnas la mayor parte de los elementos del campo magnético terrestre varían simultáneamente, pero el sentido de estas variaciones es opuesto de un hemisferio a otro.

En las regiones ecuatoriales se observa en la variación diurna de la componente horizontal, un gradiente y una amplitud más elevados que en las regiones llamadas "templadas"; el máximo de amplitud tiene lugar en el ecuador magnético. La componente vertical puede igualmente presentar fuertes variaciones. Durante levantamientos magnetométricos se registran variaciones diurnas más

o menos regulares con gradientes suaves que pueden también ser severos (hasta 10 nT por hora), con una amplitud total de entre 70 y 100 nT entre las 6 y las 14 horas. Cerca de los polos parece que la actividad D (día) alcanza su máximo de intensidad en la componente Z, mientras que la actividad N (noche) se refleja intensamente sobre todo en la componente H. De una manera muy general, estos fenómenos tienen una intensidad netamente marcada sobre la parte "día" en el planeta (hemisferio iluminado). Sobre la parte "verano" y cuando se mantienen constantes los otros factores, en el transcurso de aquellos años en donde la actividad solar es máxima. Es el caso principal del ciclo de actividad solar que ocurre aproximadamente cada 11 años.

Es importante hacer notar a este respecto, que la amplitud de la variación lunar no es sino una quinta parte aproximadamente de la amplitud de la variación correspondiente a la variación diurna solar.

Las variaciones diurnas correspondientes a los días perturbados tienen un comportamiento menos regular y pueden estar asociadas a las perturbaciones llamadas "Tormentas Geomagnéticas". En estos casos podemos encontrar perturbaciones que pueden alcanzar y sobrepasar las 2000 nT.

Bajo el efecto de la atracción solar y de su acción térmica, por un lado, y de la atracción lunar por el otro lado, los estratos de la alta atmósfera fuertemente ionizados, por lo tanto conductores – el máximo de ionización tiene lugar a una altitud de 300 kilómetros -, se desplazan siguiendo trayectorias predominantemente horizontales, al igual que en la baja atmósfera. Estos vientos ionosféricos que cortan las líneas de fuerza del campo magnético terrestre son el sitio donde se generan las corrientes eléctricas inducidas, cuya variación periódica repercute en la evolución de los diversos elementos de este campo.

El papel del Sol en la producción de estas corrientes es primordial. En efecto, por su doble influencia gravitatoria y térmica, el Sol provoca la formación de vientos ionosféricos, y los convierte en conductores mediante su acción ionizante. La luna no tiene sino poder gravitatorio, y se puede concluir que la variación diurna lunar del campo magnético terrestre es una consecuencia de la "marea atmosférica".

El campo de los "estratos de corriente", creado por la ionosfera, es perturbado por el conductor "Tierra". Consecuentemente se establecen, en este último, corrientes con las mismas frecuencias.

Se admite en la actualidad, que estas corrientes son aquellas que se miden en los estratos superficiales de la Tierra bajo el nombre de corrientes telúricas.

Observaciones precisas han demostrado que si bien el campo telúrico promedio es nulo, sus variaciones continuas están relacionadas directamente con las variaciones magnéticas.

Las tormentas magnéticas constituyen perturbaciones cuya duración puede ser muy variable (desde días hasta algunos minutos) y cuya amplitud puede ser muy fuerte (hasta 1000 nT en las latitudes comprendidas entre el Ecuador y los paralelos 60°). En las regiones polares estas amplitudes pueden ser mayores, especialmente en el momento de formación de las auroras boreales.

Las investigaciones recientes han demostrado que las tormentas geomagnéticas intensas se producen cuando llega a la magnetopausa un viento solar que contiene un campo magnético con una componente sur intensa, la cuál dura varias horas. La presencia de este tipo de campos se ha tratado de explicar mediante procesos tanto solares como interplanetarios, pero aún no está del todo claro cuál es su origen. Se ha discutido el problema general del pronóstico de tormentas geomagnéticas intensas con base en observaciones solares, concluyendo que en general las evidencias apuntan hacia la ocurrencia de eventos solares explosivos (ráfagas o erupciones de protuberancias) junto a un hoyo coronal y cerca del meridiano central del Sol como los eventos que potencialmente pueden producir perturbaciones geomagnéticas importantes. Además han aparecido nuevas herramientas que pueden ayudar a explicar este tipo de fenómeno como las imágenes de rayos X de los eventos solares, simulaciones magneto-hidrodinámicas numéricas de la generación y propagación de los eventos transitorios en el medio interplanetario y el rastreo de las perturbaciones que viajan en el viento solar por medio de centelleo interplanetario de fuentes celestes (Kivelson and Rusell, 1995; Bravo, 1997).

El escenario exterior está modulado y dominado por el viento solar, que no es más que la expansión supersónica de la atmósfera más alta del Sol (la corona), tiene una velocidad que aumenta hasta alrededor de 400 km/s a una altura de un millón de kilómetros sobre la superficie solar (comparado con los alrededor de 30 km/s con que se mueve la Tierra en su órbita alrededor del Sol), y se mantiene aproximadamente constante hasta los límites de la heliosfera. De esta

manera, el viento solar transporta parte de la energía del Sol hacia el espacio. No obstante que esta energía sólo es de alrededor de una diez mil millonésima de toda la energía que emite el Sol en forma de radiación, la cuál es del orden de 2×10^{33} ergs, pequeñas perturbaciones en el flujo del viento solar tienen consecuencias apreciables en el entorno terrestre. El viento solar está representado por partículas cargadas eléctricamente que normalmente se encuentran atrapadas por el Sol a causa de su gravedad, escapa de éste debido a la altísima temperatura que alcanza la corona, por arriba del millón de grados, y se precipita hacia afuera a velocidades supersónicas. En ocasiones, la velocidad del viento solar puede alcanzar los 1000 km/s o más a la distancia de la órbita de la Tierra. Este flujo de alta velocidad envuelve nuestro planeta y perturba su campo magnético. El plasma del viento solar es tan poco denso que sus partículas atraviesan la distancia del Sol a la Tierra (una unidad astronómica) casi sin colisiones; en contraste, las moléculas del aire de nuestro alrededor se mueven apenas unas millonésimas de centímetro cuando chocan unas con otras. A la distancia de la órbita de la Tierra el viento solar tiene una densidad de 10 partículas por centímetro cúbico. Aunque fluye continuamente, su densidad y velocidad cambian constantemente. El origen de estas fluctuaciones parece estar asociado con los hoyos coronales, como ya se mencionó en el mecanismo de generación de las tormentas geomagnéticas.

Gracias a las misiones como Voyager y Pioneer, se sabe que la región del espacio que controla el Sol a través del viento solar, la llamada heliosfera, se extiende más allá de 50 unidades astronómicas.

A medida que el Sol rota, cada partícula que escapa de su dominio gravitacional se lleva consigo una pequeña fracción de movimiento angular de la estrella. La acción combinada de todas las partículas del viento solar hace más lenta la rotación solar (Bravo, 1997).

El Campo magnético interplanetario.

Debido a que el plasma de viento solar tiene una conductividad eléctrica muy alta, el campo magnético del Sol se desplaza con el viento, siguiéndolo en su expansión por el medio interplanetario, como si se encontrara "pegado" a este. Por esto, el campo magnético llega a la

Tierra junto con el viento solar. Lo que se conoce como campo magnético interplanetario, no es más que la extensión del campo magnético del Sol.

El campo magnético general del Sol es de tipo dipolar. El viento solar expande este campo de tal manera que, a grandes distancias del Sol, las líneas del campo magnético que salen del hemisferio norte del Sol están separadas de las que regresan a éste, en el hemisferio sur, por una delgada hoja de corriente – una capa magnéticamente neutra a lo largo de la cuál puede fluir libremente una corriente – que se encuentra cercana al plano ecuatorial del Sol. Debido a la rotación del Sol, las líneas de campo se deforman para dar lugar a lo que se conoce como espirales de Arquímedes. Las primeras observaciones de esta estructura también mostraron que el campo magnético interplanetario presentaba sectores de polaridad diferente, los cuáles variaban según la época de observación a lo largo del ciclo solar.

Ahora sabemos que esta simple estructura sectorial tiene una forma tridimensional mucho más interesante. Si el flujo del viento solar fuera uniforme e igual en ambos hemisferios, la hoja de corriente se encontraría cercana al plano de la eclíptica. Sin embargo, debido a que los ejes magnético y de rotación del Sol no coinciden, la hoja de corriente no es plana sino que se encuentra ondulada hacia arriba y hacia abajo según se extiende en el medio interplanetario. Como resultado, el campo en cualquier punto en el plano de la eclíptica no es una espiral plana, sino que puede estar dirigida hacia arriba o hacia abajo en ángulos tan grandes como 30° con respecto a la eclíptica. Esta hoja de corriente ondulada pasa entonces a través de la Tierra como la falda ondulante de una bailarina (Otaola et al., 1993).

La estructura sectorial del campo magnético interplanetario se deriva ahora del paso de la hoja de corriente ondulada por la Tierra cada 27 días, es decir, un periodo de rotación del Sol. En cada cruce, la polaridad magnética cambia de positiva a negativa o viceversa, dependiendo de que la Tierra se encuentre por arriba o por debajo de la hoja de corriente. De una rotación a la siguiente, el tamaño de cada sector puede variar al igual que la inclinación u ondulación de la hoja. No obstante las diferencias con el punto de vista anterior, los efectos del cruce de la hoja de corriente por la Tierra, o sea de un sector magnético a otro, siguen siendo los mismos. Durante el mínimo de manchas, el doblamiento de la hoja de corriente se deforma apreciablemente de tal manera que en

ocasiones alcanza latitudes de hasta 60 grados. Cada once años, pasando el máximo solar, la polaridad del dipolo solar se invierte e igualmente la heliosfera se ve modificada.

A medida que el viento solar se lleva consigo los campos magnéticos del ecuador solar hacia el espacio interplanetario, la rotación se encarga de darles forma de espiral. En los polos solares, en donde no existe el efecto de la rotación los campos magnéticos son probablemente radiales. El patrón de campo magnético que se encuentra en un volumen de espacio interplanetario está determinado por dos factores: los patrones presentes en el Sol (que dependen fuertemente de la latitud solar) y la manera en que estos patrones son arrastrados por el viento solar.

Finalmente el campo magnético interplanetario no es uniforme sino que contiene irregularidades de diferentes tamaños e intensidades. Estas irregularidades también difieren según la época dentro del ciclo solar y son de suma importancia porque controlan la llegada de los rayos cósmicos a la Tierra, y son también agentes importantes en la interacción del viento solar con los campos magnéticos de los diferentes objetos planetarios (Otaola et al. 1993).

La Magnetosfera de la Tierra

A su paso por el medio interplanetario ese plasma magnético que es el viento solar encuentra un obstáculo en el campo magnético de la Tierra, al cuál no puede penetrar, por lo que sufre una deflexión que deja una cavidad en forma de cometa. En condiciones normales, el frente de la cavidad se encuentra a una distancia de alrededor de diez radios terrestres (tomando al radio terrestre como de 6371 km) medidos desde la Tierra y su cola se extiende más allá de la órbita de la Luna, unos mil radios terrestres.

La cavidad del campo geomagnético o magnetosfera, es una región de plasma que contiene partículas cargadas en un gran rango de energías, desde cientos hasta millones de eV (un electrón-Volt es la energía cinética que adquiere un electrón al ser acelerado en un campo eléctrico producido por una diferencia de potencial de un Volt). Frente a la magnetosfera se localiza una región muy extensa en la que la densidad, velocidad y presión, del gas y del campo magnético, sufren un salto brusco: una onda de choque. Esta es una discontinuidad generada por el hecho de que el mismo viento solar se mueve a velocidades supersónicas.

La magnetosfera de hecho nunca está en un verdadero estado de equilibrio. A veces estimulada por perturbaciones en el viento solar, y en otras ocasiones respondiendo de manera caótica al exceso de energía acumulada en la cola magnetosférica, sufre cambios globales en los que se reestructura su distribución de plasma y de campo magnético. Estos procesos son los que dan lugar a diversos fenómenos que se detectan en la superficie terrestre y que se conocen desde tiempo atrás; entre ellos los principales son: la actividad geomagnética, las auroras y las perturbaciones ionosféricas.

Uno de los principales problemas en la década de los años sesenta fue explicar de qué manera la energía del viento solar podía ser transferida al interior de la magnetosfera terrestre. Hoy en día es conocido que es el campo magnético interplanetario el que desempeña el papel más importante en dicha transferencia. En particular, el físico inglés J.W. Dungey propuso que si el campo magnético interplanetario tiene una componente dirigida hacia el sur, éste puede conectarse con las líneas de alta latitud del campo dipolar de la Tierra, al frente de la magnetosfera. Una vez que esto sucede las líneas así unidas son arrastradas por el viento solar hacia la parte posterior formando una especie de cola abierta, lo cuál ha sido corroborado por observaciones en satélites.

Otras investigaciones ampliaron este concepto sugiriendo que las líneas de campo de la cola magnetosférica pueden reconectarse y regresar de nuevo a la configuración de líneas de campo dipolar interno que existía antes de la conexión, liberando en ese momento la energía magnética que había estado almacenándose en la cola y transfiriéndose en forma de energía cinética al plasma magnetosférico.

Ahora bien, mientras que la componente norte-sur del campo magnético interplanetario desempeña un papel importante en la transferencia de energía a la magnetosfera, ésta no es el principal parámetro físico en esta serie de eventos. El parámetro importante es la cantidad de flujo magnético dirigido hacia el sur que es llevado al frente de la magnetosfera por unidad de tiempo, y el cual depende de la velocidad del viento solar. Este parámetro representa la componente de un campo eléctrico que está en el plano de la eclíptica y que es transversal a la línea Tierra-Sol. Es importante hacer notar que cuando el campo magnético interplanetario está dirigido hacia el sur, el campo eléctrico está dirigido a través de la magnetosfera de lado de la mañana hacia el lado del

atardecer. Son las variaciones en este campo eléctrico, a través de la cola magnetosférica, las que regulan el flujo convectivo (transporte) de plasma de la cola magnetosférica hacia el lado noche de la magnetosfera cercana. Este flujo convectivo, por otro lado, parece ser el proceso dominante en la aceleración e inyección de plasma moderadamente energético a la magnetosfera. Las auroras, las perturbaciones magnéticas polares y los cinturones de radiación atrapada (cinturones de Van Allen) están directamente controlados por la convección inducida por el viento solar en el interior de la magnetosfera. Aunque el campo eléctrico interplanetario se hace sentir en el interior de la magnetosfera en unos cuantos minutos (de 1 a 5), el tiempo que le tome a la magnetosfera responder a cambios en las condiciones del medio interplanetario se ha estimado que es del orden de 20 a 50 minutos. Este retraso implica que la magnetosfera (cola magnetosférica más campo dipolar interno) debe acumular cierta cantidad de energía antes de que se inicien las perturbaciones ya señaladas (Otaola et al., 1993).

El campo geomagnético y el IGRF.

Actualmente el pronóstico del comportamiento del campo geomagnético se logra por medio de las relaciones establecidas por J.C. Maxwell; cuya contribución más importante al electromagnetismo fue demostrar que todas las mediciones y leyes de un medio influido por algún campo se derivan de unas cuantas expresiones matemáticas compactas conocidas como leyes o ecuaciones de Maxwell.

El planteamiento del problema de describir analíticamente el campo geomagnético comienza al considerar que en el espacio exterior a la superficie de la Tierra, y asumiendo la ausencia de un medio magnético, las ecuaciones de Maxwell que describen este medio son:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J}$$

En donde \mathbf{B} representa la inducción magnética, densidad de flujo o simplemente campo magnético en Teslas. \mathbf{J} representa la densidad de corriente en el medio expresada en Amperes por metro cuadrado (A/m^2) y μ_0 es conocida como la permeabilidad en el espacio vacío, y es una constante que vale $4\pi \times 10^{-7}$ Henrys por metro (H/m) en el sistema internacional de unidades SI.

Si no existe corriente, el rotacional de \mathbf{B} es cero ($\nabla \times \mathbf{B} = 0$) y entonces puede ser descrito como el gradiente de una función potencial digamos ψ

$$\mathbf{B} = -\nabla\psi$$

Ya que por definición el rotacional de un gradiente es cero, por definición podemos sustituir $\mathbf{B} = -\nabla\psi$ en $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$, de lo cuál:

$$\nabla^2 \psi = 0$$

La cuál representa la ecuación de Laplace aplicada a una función escalar. Esta función llamada función potencial será válida sobre una superficie esférica a través de la cuál no existe ningún flujo de corriente ($J=0$). La ecuación de Laplace desarrollada en coordenadas esféricas es:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \Psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \Psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi^2} = 0$$

En esta ecuación r, θ , y ϕ son coordenadas geográficas referidas al centro de la Tierra (coordenadas geocéntricas) que representan distancia radial, colatitud y longitud respectivamente. La solución de esta ecuación fue resuelta por Gauss en 1838 por medio del método de separación de variables, llegando a la serie convergente:

$$\Psi = a \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^i \right]$$

En esta solución a representa el radio de la Tierra. La solución en series significa que para cada valor de n , las leyes del electromagnetismo se cumplen como si el término en cuestión fuese la única contribución al campo. Se observan dos series; La primera está en términos de r^n , mientras r se incrementa, los términos se harán más y más grandes, esto significa que nos aproximamos a una fuente de corriente de un campo exterior en la dirección del incremento de r , por esta razón Gauss utilizó el superíndice "e" (la fuente externa de la función potencial) mientras que para la segunda serie el término $(1/r)^n$ crece más y más mientras r toma valores más pequeños cada vez, lo cuál significa una aproximación a una fuente de corriente de un campo interno en la dirección en que r disminuye, por lo cuál se tiene el exponente i (la fuente interna de la función potencial).

Cuando la función Ψ es expresada para mediciones del campo magnético de la Tierra, el análisis demuestra esencialmente que la mayor contribución viene de la parte interna de la expansión de la función potencial, sin embargo la expresión que se utiliza para describir ambas fuentes para realizar los llamados análisis en Armónicos Esféricos en la actualidad es:

$$\Psi = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \operatorname{sen} m\varphi) P_n^m(\theta) + a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{r}{a} \right)^n \sum_{m=0}^n (q_n^m \cos m\varphi + s_n^m \operatorname{sen} m\varphi) P_n^m(\theta)$$

en donde: r, θ, φ son las coordenadas geocéntricas fijadas en la Tierra. "a" es el factor escalar tomado normalmente como el radio medio de la tierra (6371.2 Km).

$$g_n^m, h_n^m$$

Son los coeficientes armónicos esféricos o de Gauss (fuente interna de la función potencial)

$$q_n^m, s_n^m$$

Son los coeficientes armónicos esféricos o de Gauss (fuente externa de la función potencial)

$$P_n^m(\theta)$$

Funciones esféricas semi-normalizadas de Schmidt asociadas a los polinomios de Legendre.

El campo **B** contiene contribuciones por lo tanto del núcleo de la Tierra, de su litosfera, y de manera secundaria de corrientes inducidas tanto en la ionosfera como en la litosfera.

Aunque esta ecuación en principio nos provee una descripción del campo, en la práctica resulta demasiado complicado representarla completamente; se toma el máximo grado de los elementos internos (n) y se escoge de tal manera que represente el campo del núcleo solamente y otras descripciones alternativas se escogen para describir el campo litosférico. Se ha demostrado que el campo litosférico aparecerá con $n=14$ y valores P_n^m mayores. Se considera en general que el campo magnético medido en la superficie terrestre y en levantamientos aéreos no son adecuados para determinar coeficientes mayores que 10. Sin embargo, los datos de alta calidad de satélite se han utilizado para derivar modelos para una "n" mayor a 63 (Cain et al., 1989), aunque en realidad los coeficientes tienen sentido físico hasta los $n = 55$ o 60. Estos modelos representan tanto las fuentes en el núcleo como en la litosfera.

La Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA por sus siglas en inglés) ha tomado la tarea de publicar modelos estandar de campo, llamado Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF por sus siglas en inglés). Uno de los propósitos del IGRF es proporcionar un modelo uniforme y global de campo principal que concuerde para la reducción de datos tomados en la superficie y datos aeromagnéticos de anomalía. El IGRF se compone de una serie de modelos individuales con épocas definidas cada cinco años (esto es 1940, 1945, etc.). El modelo es actualizado regularmente. Esto evidencia que cuando un modelo para una época en particular puede ser significativamente mejorado en fechas posteriores, el modelo adoptado para esa época es llamado "definitivo" o DGRF. Actualmente existen 10 modelos DGRF para épocas de cinco años de duración, comenzando en 1945 y terminando en 1990 (Barton, 1997). Para aquellos datos entre dos épocas, el DGRF se define mediante una interpolación lineal del modelo de coeficientes, evaluando el tiempo para el cuál el campo se calcula. Para años mayores a 1995, el IGRF incluye a modelos para la época 2000, designado como IGRF 2000, con coeficientes de variación secular extrapolados hasta este año. Todos los modelos DGRF tienen un grado máximo de 10 (Langel and Hinze, 1998).

El IGRF y el DGRF podrían o no ser los modelos más precisos para una época dada ya que se debe considerar que para las épocas en las que existen datos de satélite disponibles, el desarrollo de una solución con un grado de n mayor a 10 es posible, y altamente probable que los modelos de orden alto sean más precisos que cualquier versión del IGRF sin datos de satélite. Más aún, el más reciente modelo de IGRF es siempre un modelo predictivo. Los datos utilizados en el modelo pronostican el campo geomagnético de uno a dos años antes, con una extensión que puede ir entre los seis y siete años. Esto significa que los modelos que se derivan después de la última versión del IGRF y antes de la siguiente tienden a ser más precisos cada vez.

Los modelos de IGRF generalmente no se usan en la reducción de datos de satélite. Estos modelos se basan en modelos mucho más precisos que el mismo DGRF y generalmente se extienden hasta el 13vo grado ($n=13$) por lo que los residuales que resultan de modelos para valores bajos de n , retienen una porción significativa del campo principal.

Campo magnético litosférico

Los campos magnéticos originados en la litosfera, son llamados campos anómalos y se obtienen al hacer una estimación del mismo y sustraer tal estimación al campo observado quedando así un campo residual.

Si r es el vector de posición, $B(r,t)$, el campo magnético medido en un lugar r y en el tiempo t , se puede expresar como:

$$B(r,t) = B_m(r,t) + A(r) + D(r,t) + e(t)$$

Donde $B_m(r,t)$ es el campo originado en el núcleo (el campo principal), $A(r)$ es el campo de la litosfera terrestre, $D(r,t)$ es el campo que se origina en la magnetosfera y la ionosfera, incluyendo porciones inducidas en la Tierra, y e es el error de medida. La porción inducida de A varía directamente con $B_m(r,t)$ pero este efecto puede ser despreciado; otras variaciones de A son a escala geológica.

Para poder definir tanto $A(r)$ como $D(r,t)$ se requiere separar de este modelo una estimación del campo $B_m(r,t)$, incluyendo el cambio en el tiempo (variación secular) en $B(r,t)$, la diferencia, o campo residual será entonces:

$$\Delta B(r,t) = B(r,t) - \underline{B}_m(r,t) = A(r) + D(r,t) + \eta(t)$$

Donde $\underline{B}_m(r,t)$ es la estimación de $B_m(r,t)$ y η es una combinación de e y la estimación del error en \underline{B}_m . El campo residual escalar (ΔB) es definido como sigue:

$$\Delta B(r,t) = |B(r,t)| - |\underline{B}_m(r,t)|$$

que es diferente a $|\Delta B(r,t)|$. Entonces:

$$|B| = [(\Delta B + \underline{B}_m) \cdot (\Delta B + \underline{B}_m)]^{1/2} = [\Delta B \cdot \Delta B + 2\Delta B \cdot \underline{B}_m + \underline{B}_m \cdot \underline{B}_m]^{1/2}$$

Bajo todas estas consideraciones de interés, el producto $\Delta B \cdot \Delta B$ en la ecuación anterior es muy pequeño comparado con los otros términos, por lo que puede ser despreciado. Más aún, la raíz cuadrada puede ser bien aproximada por los dos primeros términos de su expansión en series de Taylor:

$$\Delta B = \frac{\Delta B \cdot B_m}{B_m}$$

la cuál representa una buena aproximación, por lo que la expresión para $B(r,t)$ usando este último resultado será:

$$\Delta B = A^S(r) + D^S(r,t) + \eta^S(r,t)$$

en donde:

$$A^S(r) = \frac{A(r) \cdot B_m}{|B_m|}$$

$$D^S(r,t) = \frac{D(r,t) \cdot B_m}{|B_m|}$$

$$\eta^S(r,t) = \frac{\eta(r,t) \cdot B_m}{B_m}$$

representan el campo de anomalía escalar, el campo externo escalar y el ruido escalar respectivamente. Por definición las cantidades A y A^S son el campo de anomalías. Dada una base de datos una de las tareas más difíciles es aislar $A(r)$ a partir de $B(r,t)$ y de $D(r,t)$, así como $A^S(r)$ y $D^S(r,t)$ a partir de ΔB . En la práctica, la aplicación de los métodos de aislamiento del campo de anomalías resulta con una estimación de A o de A^S , cuando es posible también estimar con cierta precisión el error. Los mapas resultantes de este tipo de procesos son llamados Mapas de Anomalía.

Propiedades magnéticas de la materia.

Colocados en un campo magnético, los diversos cuerpos se magnetizan, es decir se comportan como si estuvieran constituidos por una infinidad de pequeños imanes elementales (dipolos) cada uno caracterizado por un momento magnético dM orientado como el dipolo en la dirección $-m+m$ y con un valor mdl . En un punto cualquiera del cuerpo, la magnetización M está definida por un vector en forma tal que para un elemento de volumen dv que englobe a este punto se tiene que :

$$dM = Jdv$$

En algunos casos (los cuerpos ferromagnéticos) la magnetización sobrevive, al menos parcialmente, a la acción que la creó y puede así, en ciertos casos, ser independiente del campo aplicado. Es el caso especial de los aceros utilizados en la fabricación de imanes permanentes.

Por otra parte, un cuerpo ferromagnético no magnetizado hasta su saturación puede presentar en cada uno de sus puntos un momento magnético variable, tanto en magnitud como en dirección, de acuerdo al punto. Esta última puede formar un ángulo cualquiera con la dirección del campo magnético.

Pero fuera de estos casos bastante excepcionales, la magnetización de un cuerpo isotrópico está definida por la igualdad vectorial $J = kF$, donde k es un coeficiente llamado susceptibilidad magnética y F representa la magnitud del campo total, que es la suma del campo aplicado F_1 y del campo desmagnetizante F_2 creado por las masas magnéticas libres situadas sobre la superficie del cuerpo.

En la mayoría de los casos, la susceptibilidad es independiente de F y tiene un valor muy pequeño (desde 10^{-6} hasta 10^{-5} o máximo hasta 10^{-4}) de manera que para realizar estimaciones se puede reemplazar F únicamente por el campo aplicado F_1 .

Cuerpos Ferromagnéticos. Son a la vez, los menos abundantes y los más importantes. Se caracterizan por los valores muy grandes que pueden alcanzar sus magnetizaciones bajo campos magnéticos con intensidades muy débiles, además del hecho de que por lo menos conservan una parte de su magnetización si se suprime el campo magnetizante.

Estos cuerpos son poco numerosos, todos ellos son sólidos. Aquí cabe mencionar como ejemplos al Fe, Ni y Co, sus aleaciones y el gadolinio. El cromo y el magnesio, paramagnéticos en estado libre, forman combinaciones ferromagnéticas con numerosos metaloides. Por ejemplo el MnBi, CrO_2 , $CrTe$. Igualmente son ferromagnéticas la magnetita Fe_3O_4 , la ilmenita $FeTiO_2$, la pirrotita hexagonal (a temperaturas ordinarias), la maghemita Fe_2O_3 y. La hematita roja $Fe_2O_3 \alpha$ (oligisto) o café $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ es paramagnética en granulometría inferior a una micra, siendo ferromagnética por arriba de este límite.

La magnetización es positiva en estos cuerpos; aparecen polos positivos en los puntos de salida de las líneas de fuerza del campo magnético.

Sin embargo la magnetización no es proporcional a este campo, y aún más, por lo general no tiene la misma dirección, excepto al acercarse a la saturación, según Weis y Foex: Varía con el campo de una manera complicada y tiende hacia un límite, la magnetización de saturación, cuando el campo alcanza un valor suficiente. Más aún, la magnetización no es una función definida a partir del campo que actúa, ya que también depende de los campos que han actuado anteriormente y más generalmente de todos los tratamientos magnéticos, mecánicos y térmicos que ha sufrido la muestra. Estas consecuencias de la historia anterior son designadas con el nombre de fenómenos de histéresis, un ejemplo de magnetización remanente que subsiste cuando el campo exterior ha cesado de actuar.

Cuerpos paramagnéticos. Para estos cuerpos la magnetización, proporcional al campo inductor, es positiva; hay aparición de polos positivos en los puntos de salida de las líneas de fuerza del campo. Estos cuerpos pierden su polarización en el instante que el campo inductor desaparece. Pueden ser sólidos y a veces gaseosos. Principalmente se cita a los metales alcalinos, al platino y al paladio, la piritita ordinaria, muchas sales derivadas de los metales ferro y paramagnéticos y consecuentemente la mayoría de las rocas.

Cuerpos Diamagnéticos. Son extremadamente numerosos. Los cuerpos diamagnéticos sufren una magnetización denominada negativa; ellos presentan polos positivos en los puntos de entrada de las líneas de fuerza del campo exterior. Estos cuerpos "dilatan" las líneas de fuerza y son repulsados de las regiones de más fuerte intensidad del campo, pero estas acciones mecánicas son muy poco intensas y pasan desapercibidas en la práctica.

A esta categoría pertenecen la mayor parte de los gases (salvo el oxígeno), el agua, los óxidos, muchos metales: el oro, el mercurio, la plata, etc., y las sales de estos últimos, las sales de los metales alcalinos y casi la totalidad de los compuestos orgánicos. Para todos estos cuerpos $J = kF$ con $k < 0$; pero k tiene un valor muy pequeño, el cuál no hay que tomarlo en cuenta generalmente en la prospección. Al igual que los paramagnéticos, estos cuerpos pierden su polarización desde que el campo magnetizador desaparece.

2 FUNDAMENTOS DE MAGNETOMETRÍA SATELITAL

Desarrollo Histórico de la Magnetometría Satelital

El primer intento por crear un modelo del campo geomagnético a partir de mediciones satelitales lo hizo Cain et al. (1962) analizando datos del satélite Vanguard 3. Usó técnicas de mínimos cuadrados no lineales, en donde el error cuadrático medio (rms) entre el modelo y los datos era de sólo 20 nT. Se notó que tal modelo basado en datos muy esparcidos no era muy real, particularmente sobre áreas remotas donde no había una buena cobertura.

Ya que entonces no existían datos confiables de satélites, los esfuerzos subsecuentes se enfocaron a tratar de combinar datos de satélites y observaciones realizadas en superficie. Las técnicas utilizadas consistieron esencialmente en hacer correcciones iterativas a un conjunto inicial de armónicos esféricos tratando de minimizar las desviaciones cuadráticas medias entre las observaciones y el modelo. Se utilizó una técnica que consideraba que la ponderación apropiada para un análisis de residuales de mínimos cuadrados es inversamente proporcional a la raíz del error de medición. Ya que el error cuadrático medio cerca de la superficie debido a anomalías corticales varía entre 200 y 400 nT - en donde los datos de satélite son de buena calidad (hasta 50 nT incluyendo la imprecisión causada por las variaciones temporales), los datos de satélite son ponderados por un factor al menos $(200/50)^2 = 16$ veces mayor con relación a una medida superficial. Así en una combinación de datos, las observaciones superficiales tienen un peso relativamente bajo y pueden contribuir poco en el modelo resultante. Ciertamente, las observaciones superficiales del campo total contribuyen muy poco. Sin embargo, puede haber algún efecto estabilizador en las observaciones en su componente superficial tomando en cuenta su poca contribución.

El problema de la variación secular fue abordado expandiendo los coeficientes g y h en una serie de potencias en tiempo y obteniendo simultáneamente las derivadas con respecto al tiempo. Esta técnica no puede eliminar el problema de los datos faltantes y de la distribución irregular. Ignorar áreas grandes de la Tierra tiene que afectar estos resultados (como Cain indicó, mientras más grande sea el número de términos usados en el análisis, mayor será el error posible en áreas sin información).

Las mediciones del campo magnético estuvieron entre los primeros experimentos que se realizaron con instrumentos montados en satélites y cohetes. Estos datos se obtuvieron con el fin de medir el campo magnético originado en el núcleo exterior del planeta, su extensión en el espacio, y su perturbación por campos debidos a corrientes en el espacio que rodea a la Tierra. Se dio poca importancia al uso de estos satélites para la medición del campo magnético debido a rocas corticales. El primer intento para determinar los campos magnéticos litosféricos en datos de satélite, permitió realizar los primeros mapas de los Estados Unidos (que se derivaron del satélite Cosmos 49). Este trabajo fue hecho por Ziets et al. (1970). Sin embargo, los datos obtenidos en estos levantamientos estuvieron particularmente contaminados por campos originados en la nave espacial, y los mapas resultantes no se usaron de manera generalizada. Los datos de varios satélites llamados en conjunto Polar Orbiting Geophysical Observatories (POGOs), estudiados por el Dr. Joseph Cain y sus asociados del Goddard Space Flight Center (GSFC), fomentaron un mayor interés por los estudios litosféricos. Estos datos mostraron claramente los efectos de una corriente llamada corriente de chorro ecuatorial, en la ionosfera por debajo de los satélites. Esta corriente está concentrada cerca del medio día local, y presumiblemente ausente cerca de la media noche. Esta corriente resultó en un decremento en la intensidad del campo de entre 5 y 12 nanoTeslas (nT) mientras los satélites atraviesan latitudes ecuatoriales. Este decremento se observó en todas las longitudes, y la posición de su máximo caía casi exactamente en el lugar geográfico correspondiente al ecuador magnético. Una excepción sin embargo, se observó en la República Centro Africana, donde los decrementos se observaron en la media noche. En esta región también, el mínimo estaba ligeramente desplazado del ecuador magnético, aún en el mediodía local. Regan y Cain (1975) encontraron, con datos de satélites, que la anomalía magnética era causada por rocas de la corteza y actualmente es conocida como la anomalía de Bangui (por la capital del país en donde se encuentra centrada la anomalía).

Así comenzó el estudio de los campos magnéticos originados en la corteza terrestre, o anomalías magnéticas corticales, usando datos de satélite. Las anomalías registradas son espacialmente más grandes que aquellas registradas por levantamientos aéreos o marinos. Logísticamente, el estudio de estas anomalías a una escala global es mejor utilizando los

satélites. Una consecuencia del descubrimiento de anomalías corticales con base en los datos de POGO fue el desarrollo de la misión de la NASA conocida como Magsat. Este satélite fue lanzado en noviembre de 1979, y diseñado para extender los descubrimientos de los datos que POGO obtuvo de dos formas principales: primero, Magsat midió la dirección del campo así como su magnitud. La tecnología que existía durante el proyecto POGO no permitió una medición completamente vectorial. En segundo lugar, Magsat orbitó a la Tierra a altitudes menores que POGO (más cerca de las fuentes de las anomalías), con el fin de incrementar la habilidad para realizar mediciones magnéticas para reconocer anomalías individuales. Magsat operó hasta mediados de 1980, cuando reingresó a la Tierra. Los datos que los satélites adquieren en la actualidad corresponden a órbitas tan bajas como 350 km, y en principio, pueden ser calculados a altitudes tan bajas como 150 km. Los datos de satélite no son regidos por fronteras políticas, tienen una precisión, exactitud y una distribución espacial uniforme, y pueden adquirirse en un tiempo lo suficientemente corto como para que las variaciones del campo geomagnético tales como la variación diurna, sean un factor limitante.

En la actualidad, se sabe que los magnetómetros a bordo de los satélites de las misiones POGO o Magsat han registrado anomalías que nos proporcionan una perspectiva única sobre el régimen térmico, y la naturaleza, espesor y evolución de la litósfera terrestre. Como resultado, estas anomalías ayudan en la identificación de provincias geológicas de interés en la exploración petrolera y minera. Los datos con un promedio de 400 km de altitud tienen una cobertura casi global y nos dan información muy útil en longitudes de onda largas (entre los 500 y 3000 km). De esta manera, los datos aeromagnéticos y de satélite, pueden combinarse más eficientemente dentro de un espectro para describir mejor las anomalías; más aún, el advenimiento de los satélites de baja altitud permitirá registrar las anomalías con mucho mejor resolución y amplitudes significativamente mayores.

Los datos que generaron las misiones POGO y Magsat pueden ser descritas en términos de propiedades magnéticas de la litósfera. Las susceptibilidades estudiadas así como sus variaciones se han interpretado como efectos magnéticos globales causados posiblemente por la naturaleza de las provincias tectónicas de gran escala asociadas a rasgos tectónicos tal como las zonas de subducción (Trinchera Mesoamericana por ejemplo) y a variaciones de flujo de calor (por ejemplo en el oeste de los Estados Unidos). Algunas regiones de gran

susceptibilidad podrían corresponder a depósitos minerales magnéticos regionales (formaciones de hierro). Aunque los depósitos conocidos son sólo una fuente que contribuye a las propiedades magnéticas anómalas o a la intensidad de las anomalías observadas. Las regiones con anomalías magnéticas pequeñas, por otra parte, reflejan grandes acumulaciones de rocas pobremente magnetizadas o sin magnetización, es el caso de regiones en donde la corteza es muy delgada, y se puede incluir áreas de gran flujo térmico. Existen muchas opiniones encontradas que generan controversia ya que en algunos casos no se acepta esta interpretación directa de altas y bajas susceptibilidades asociadas con determinados rasgos geológico-tectónicos; es preciso obtener por un lado mayor información de este tipo, así como realizar estudios en distintas zonas geográficas para acumular evidencias en una u otra dirección; siendo precisamente éste, uno de los objetivos del presente trabajo.

Se han hecho esfuerzos para disminuir este tipo de controversias, por ejemplo comprobando si las anomalías magnéticas obtenidas por satélites y por levantamientos aéreos son realmente compatibles. Grauch (1993) realizó un análisis extenso sobre la compilación de datos aeromagnéticos combinados con anomalías de satélites encontrando en principio, cierto tipo de errores; por ejemplo, la compilación de los datos aeromagnéticos en los Estados Unidos continentales presentaron un error menor en longitudes de onda que se aproximan a los 500 km en contraste con las anomalías de MAGSAT que presentaron una mayor razón señal-ruido en longitudes de onda mayores a 500 km (Ravat y Purucker, 1999).

De esta manera, concluyó que en lugar de verificar anomalías (que significaría asumir a una de ellas libre de errores), es mejor encontrar cuál es el grado de compatibilidad de una con respecto a la otra.

Para evaluar esta compatibilidad se usó un método de inversión llamado "Fuente Conjunta Equivalente" (Ravat y Purucker, 1999) tanto en los datos de MAGSAT como en levantamientos aeromagnéticos de gran altitud sobre Canadá. La compilación de los datos mostró que la comparación entre las anomalías observadas de gran longitud de onda y las anomalías calculadas de un conjunto de dipolos derivados de la inversión es realmente sobresaliente tomando en cuenta que los datos están separados por una elevación de 400 km.

Cabe señalar que también se encontraron regiones de gran disparidad que se sitúan al este y al oeste en las costas de los Estados Unidos (aunque hay otras disparidades relativamente

pequeñas); lo cual puede deberse a que los datos de satélites son recolectados de manera más homogénea que aquellos obtenidos por levantamientos aeromagnéticos de escala continental.

El procesamiento e interpretación de este tipo de levantamientos (gran longitud de onda) deberá ciertamente tratarse aún con mucha cautela. Sin embargo, estas compilaciones podrían ser de gran utilidad para nuevas aplicaciones como en el estudio de la continuación a gran escala de provincias geológicas de una región a otra. Además, la mayor ventaja cuantitativa de los datos aeromagnéticos de onda larga, es el control sobre materiales magnéticos más profundos en la litósfera terrestre. Un ejemplo de esta perspectiva útil en el estudio de la génesis de recursos podría ser el posible control de las profundidades a la isoterma de Curie. La planeación de misiones futuras de satélite de baja altitud será tal que se podrían registrar longitudes de onda aún más cortas aproximadamente hasta los 250 km, dependiendo de que tan bien se pueda remover el ruido ionosférico.

El panorama internacional referente a los estudios de datos magnéticos de satélite experimenta grandes avances, sin embargo aún queda un largo camino por recorrer para poder describir y modelar no sólo la morfología de la corteza terrestre marina y continental; sino también de las propiedades reológicas y termodinámicas de la litósfera en general.

Misiones Históricas

A partir de la primera misión exitosa de satélites artificiales durante el Año Geofísico Internacional, varios autores recomendaron el equipamiento de éstos con magnetómetros para realizar la exploración magnética mundial durante los años internacionales de Sol quieto (1964-1965). Los esfuerzos por realizar levantamientos magnéticos totales han sido grandes, pero han dejado áreas completamente carentes de datos y muchas otras con solamente una serie de observaciones de las cuáles sería imposible obtener el cambio secular. Al parecer, un satélite de órbita polar podría lanzarse para obtener valores en una red mundial uniforme de observaciones en un periodo de sólo unas semanas. En esta etapa se le daba más peso al problema de adquisición misma de las observaciones que a su uso para definir modelos geomagnéticos.

Este desarrollo fue muy importante ya que debió considerar que en los futuros experimentos de satélites se mediría el campo geomagnético a bajas altitudes (menores a 1,500 km) siendo estos primeros proyectos determinantes para contemplar nuevos modelos numéricos del campo geomagnético interno.

El primer y único intento para hacer mediciones del campo en dirección e intensidad fue con el Sputnik 3 en 1962 (Dolginov et al., 1962) con magnetómetros fluxgate. Debido a varios problemas, la dirección nunca fue determinada y sólo se pudo hacer un análisis muy vago sobre la intensidad. Como se muestra en la Tabla 2.2, los levantamientos magnéticos fueron realizados con magnetómetros de precesión protónica y bombeo óptico (vapor alcalino). Dada la carencia de instrumentos de grabación a bordo, los datos del Vanguard 3 y del 1964-83c no se pudieron obtener más que cuando la nave se encontraba en una posición adecuada de transmisión. Todos los satélites Cosmos y POGO llevaron tales sistemas y pudieron así adquirir datos para las órbitas completas. Cada uno obtuvo una cobertura geográfica sobre la Tierra hasta donde se lo permitía su propia inclinación. Exceptuando al Sputnik 3, la precisión promedio de los sensores de los magnetómetros era de unas cuantas nT. Es interesante que para el satélite 1964-83c se utilizó un imán intenso para orientarse así mismo aproximadamente paralelo al campo geomagnético resultando incertidumbres en la calibración de ± 20 nT.

Para los magnetómetros absolutos la incertidumbre en la posición normalmente sobrepasa los errores debidos al instrumento y a los efectos de campos producidos por el propio vehículo espacial. La incertidumbre en la posición resulta de errores del conocimiento del tiempo absoluto de una observación y las coordenadas asumidas para ese tiempo. Estos factores influyen en los levantamientos escalares y en el campo predicho sobre la base de un modelo y la posición del vehículo. En un análisis preliminar realizado en 1960 para el Vanguard-3 se observaron en las gráficas de ΔF (F medida - F calculada) discontinuidades en los días en que se realizaban ajustes en la órbita del satélite. Cain et al. (1962) hicieron comparaciones entre varias órbitas de precisión para el Vanguard-3 y determinaron que el error fue del orden de 1 y 4 km vertical y horizontalmente respectivamente. Demostraron que los gradientes en el campo de la Tierra podrían producir errores rms de 9 nT y hasta 50 nT como máximo. Para el Sputnik-

3 se estimó la contribución del error orbital en aproximadamente 40 nT, llevando a un error total de 100 nT.

Parte del gran error de posición notado para el Cosmos-49 resultó de una incertidumbre de 0.5 segundos en la determinación del tiempo. En esta misión, el instrumento se montó en una nave con dispositivos de cardán de tal manera que podía orientarse en vuelo. Un eje se mantenía a lo largo del campo ambiental por re-orientación del instrumento hasta que los campos medidos por los otros ejes fuesen nulos. El eje paralelo al campo daría la magnitud del campo, y la posición del cardán daría la orientación de la nave relativa al campo; esto es, el magnetómetro fue utilizado para medir la posición de la nave, una práctica común en muchas misiones. La misión 1963-38C fue magnéticamente estabilizada hasta aproximadamente 6° del campo magnético ambiental por medio de un imán permanente. Los magnetómetros fluxgate dieron datos útiles solamente para el campo transversal al imán permanente. Esta información constituyó la primera evidencia de la presencia de campos magnéticos transversales debido a corrientes alineadas de campo en el cinturón auroral (Potemra, 1982).

El satélite Triad de la marina de los Estados Unidos, en operación desde fines de 1972 hasta principios de 1984, llevó consigo un fluxgate triaxial que obtuvo datos de mayor calidad que los de la misión 1963-38C y registró las características de los campos debidos a las corrientes alineadas.

Las misiones DE-2, ICB-1300, AUREOL-3, Hilat, DMSP F-7 y Polar Bear, tuvieron como objetivo estudiar el acoplamiento ionósfera-magnetósfera. El satélite DMSP F-7 se diseñó con la intención de proveer información de imágenes ópticas para registro del clima. El uso de la información que proporcionaron estos satélites relacionada con estudios de Tierra sólida fue mínima por ciertas razones. Exceptuando a la misión DMSP F-7, ningún otro satélite de los mencionados anteriormente tuvo realmente un control adecuado de la posición, ninguno llevó un magnetómetro de mediciones absolutas para calibrar el fluxgate; y exceptuando a la misión DE-2, ninguno llevó a bordo dispositivos de almacenamiento de información para cobertura amplia. Las misiones ICB-1300 y AUREOL-3 tuvieron dispositivos de almacenamiento muy limitados, de tal manera que los datos podían ser adquiridos por periodos relativamente largos, pero la cobertura orbital no era total. Aunque la nave DE-2 intentó medir en primera instancia

campos que se originan en las corrientes alineadas aurorales, la magnitud escalar del campo se utilizó en estudios del campo magnético principal de la Tierra.

Con excepción de la misión Magsat, el resto de misiones contemplaron magnetómetros de precesión protónica o de bombeo óptico, los cuáles sólo miden la magnitud. La carencia de dispositivos de almacenamiento a bordo limitó la cobertura del Vanguard-3 y del 1964-83C, mientras que los satélites Cosmos, POGO, Magsat, y DE-2 todos llevaron consigo grabadoras de cinta, cubriendo totalmente sus respectivas órbitas. El campo magnético en las naves estuvo por arriba del nivel de ruido para las misiones Sputnik 3, 1963-38C, Cosmos 49, 1964-83C, S3-2, ICB-1300, AUREOL-3, y DMSP F-7.

Desde el principio se ha encontrado que las mediciones vectoriales desde satélites serían difíciles de obtener ya que la altitud del instrumento debería ser conocida de una manera precisa. Para altitudes menores a los 1500 km donde la intensidad del campo geomagnético es del orden de 30000 nT, una incertidumbre de sólo un minuto de arco en la dirección corresponde a errores en las componentes de cerca de 9 nT.

El primer estudio que combinó una inclinación casi polar, dispositivos de almacenamiento de información, y alta precisión de medición se realizó en los satélites OGO-2, 4 y 6 (POGO) que operaron entre 1965 y 1971 (OGO es por Orbiting Geophysical Observatory). Se planificaron seis misiones OGO, de las cuáles tres fueron puestas en órbitas altamente excéntricas para el estudio de la magnetosfera. Tres satélites llamados Polar Orbiting Geophysical Observatories (POGO's), fueron puestos en órbitas cercanas a la Tierra. Magsat, lanzado en octubre de 1979, fue el primer satélite (y el único) en investigar las componentes vectoriales del campo con gran precisión. Los institutos de investigación daneses se asociaron con la industria europea espacial para construir la misión Oersted, que es un pequeño satélite orbitando actualmente y adquiriendo datos de campo magnético cercano a la Tierra así como datos de partículas cargadas. Los instrumentos que tiene este satélite a bordo incluyen dos magnetómetros escalares fluxgate y Overhauser respectivamente en el extremo de una extensión móvil del satélite de 8 metros de longitud. Un detector gráfico de campos magnéticos débiles de estrellas también acompaña a los otros dispositivos. El magnetómetro fluxgate está empacado en una bobina esférica que elimina el campo en el sensor (Nielsen et al., 1995). El Centre National d'Etudes Spatiales (CNES, la agencia espacial francesa) proporcionó el magnetómetro

Overhauser, y la posición del satélite es determinada por un sistema de posicionamiento global (GPS).

Misión	Altitud (km)	Duración	Magnetómetro	Cobertura	Resolución (nT)
Sputnik-3	440-600	V-VI, 58	Fluxgates	U.S.S.R.	100
Vanguard-3	510-3750	IX-XII, 59	Precesión Protónica	N.G.S.*	10
1963-38C	1,100	IX, 63-I, 74	Fluxgate	N.G.S.*	_____
Cosmos-26	270-403	III, 64	Precesión Protónica	Orbita completa	_____
Cosmos 49	261-488	X-XI, 64	Precesión Protónica	Orbita completa	22
1964-83C	1040-1089	XII, 64-VI, 65	Vapor Rubidio	N.G.S.*	22
OGO-2	413-1510	X, 65-IX, 67	Vapor Rubidio	Orbita Completa	10
OGO-4	412-908	VII, 67-I, 69	Vapor Rubidio	Orbita Completa	10
OGO-6	397-1098	VI, 69- VIII, 70	Vapor Rubidio	Orbita Completa	10
Cosmos-321	270-403	I-III, 70	Vapor Cesio	Orbita Completa	_____
Triad	750-832	XI,72-I,84	Fluxgate	N.G.S.*	≈ 200
SE-32	230-900	X,72- I,78	Fluxgate	Orbita Completa	> 300
Magsat	325-550	XI,79-V,80	Fluxgate y Cesio	Orbita completa	6 Flux, 3 Ce
DE-2	309-1,012	VIII,81-II,83	Fluxgate	Orbita completa	100 por c/eje 28 escalar
DE-1	570-3.6 RT**	VIII,81-III,91	Fluxgate	Orbita completa	30 en escalar
ICB-1300	825-906	X,81-VIII,83	Fluxgate	Orbita parcial	>75
AUREOL-3	408-2,012	Desde IX,81	Fluxgate	Orbita parcial	≈ 200
Hilat	800	VI,83-VII,89	Fluxgate	N.G.S.*	≈ 200
DMSP F-7	835	XI,83-I,88	Fluxgate	Orbita completa	>1,000
Polar Bear	1,000	XI,86-XII,89	Fluxgate	N.G.S.*	≈ 200
POGS	800	VII,90- VIII,93	Fluxgate	Orbita completa	50(?)
Ørsted	450-850	Desde I,99	Fluxgate y Overhauser	Orbita completa	<5 fluxgate 2 Overhauser

* N.G.S. : Estaciones cercanas a la Tierra

* RT: Radios terrestres

Tabla 2.1 Primeras misiones de satélite con magnetómetros a bordo para la medición del campo magnético terrestre entre 1958 y 1999 (Cain, 1970; Langel y Hinze, 1998)

Instrumentación

La Tabla 2.2 describe de manera general los magnetómetros que existen en la actualidad tomando en consideración el principio de funcionamiento, la resolución, así como los principios utilizados para su funcionamiento. Dependiendo de la misión que un satélite persiga, habrá de diseñarse la instrumentación para lograr los objetivos deseados.

La tabla no implica que todos los magnetómetros descritos sean utilizados en misiones satelitales, debido a razones tanto históricas como de diseño, algunos de estos no pueden montarse adecuadamente en la estructura del satélite.

Un satélite normalmente debe realizar operaciones de orientación, auto-suministro de energía, comunicaciones, entre otros aspectos. Es de suponer que el sensor de un magnetómetro a bordo de un satélite deberá permanecer fuera del cuerpo principal del mismo y la electrónica que controla el muestreo deberá distribuirse de manera eficiente compartiendo el espacio con el resto de los controles.

Los magnetómetros que en la actualidad se ponen a bordo de un satélite varían en diseño, sin embargo el principio físico que rige su desempeño, es un común denominador.

Por ejemplo los magnetómetros fluxgate que fueron introducidos en la década de los años 30 (Aschenbrenner y Guaubau, 1930) y tuvieron como primeras aplicaciones la detección de submarinos durante la segunda guerra mundial, ahora son montados en satélites con microsensores de una amplia respuesta a las variaciones del campo magnético fuera de la Tierra. Un instrumento en el espacio posee una ventana de 500 Hz con variaciones que van de las decenas de picoteslas hasta algunas decenas de nanoTeslas.

Primdahl en 1979 analizó de manera detallada de los sensores fluxgate utilizados en misiones satelitales con objetivos de reconocer la forma vectorial del campo magnético de nuestro planeta.

Por otra parte, el uso de magnetómetros de precesión protónica son preferentemente usados para medir la magnitud del campo magnético en satélites, aunque su uso fue diseñado para usarse en la superficie del planeta en donde los campos más grandes varían entre 3 y 7×10^{-4} nT con frecuencias entre 1.2 y 2×10^3 c/s, han demostrado ser muy útiles en misiones satelitales en donde se presentan variaciones más drásticas.

Tipo de Magnetómetro	Principio de Funcionamiento	Resolución (nT)	Utilidades y/o Aplicaciones
Variómetro clásico	<p>Imán suspendido por una fibra de cuarzo, en ocasiones se utiliza su período de oscilación para obtener B:</p> $B = \frac{\mu_0 I}{M} \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2$	10 ⁴	En la actualidad se utiliza en países en desarrollo que poseen observatorios magnéticos, es típicamente poco sensible, respuesta muy pobre a las pulsaciones geomagnéticas. Su diseño simple es adecuado para presupuestos bajos.
Magnetómetro de Precesión Protónica (ppm)	<p>Utiliza la propiedad de razón giro magnética escalar y por medio de la frecuencia de Larmor se obtiene el campo: $\omega_p = 2\pi \nu_p = \gamma H$, donde γ es:</p> $\gamma = \frac{m_p}{I_p}$	10 ⁻¹	Ideal para medición de campo total, pobre respuesta a micropulsaciones, es un instrumento de calibración en un Observatorio Magnético, se utiliza extensamente en levantamientos magnéticos de exploración.
Antena de Inducción	<p>La ley de Faraday rige este instrumento, variando el flujo magnético en el tiempo</p> $V = -N \frac{d\Phi}{dt}$	10 ⁻⁴ @ 1 Hz	Mide el ritmo de cambio del campo, es pobre su respuesta en señales con períodos mayores a un minuto, se utiliza en algunos satélites giratorios. Ideal para medición de micropulsaciones.
Sonda para Corrientes Telúricas	<p>Las ecuaciones de Maxwell nos dan una razón entre los campos a medir por medio de:</p> $\frac{E}{H} = \frac{\mu_0 \sigma}{\sigma} = \sqrt{\frac{\mu_0 \sigma}{\sigma}}$	10 ⁻⁵ @ 1 Hz	Es muy útil en sondeos geológicos, así como en mediciones de micropulsaciones, de construcción simple, pero tiene dificultades para calibrarse.
Spinner	<p>El voltaje de medición se relaciona directamente con B:</p> $ V = 2\pi f N A B_0$	10 ⁻³ nT/cm ³ @ 1 Hz	Es utilizado exclusivamente para especímenes paleomagnéticos con buenos resultados, presenta problemas de ruido de fondo debido a la rotación y a cargas electrostáticas.
Fluxgate	<p>La ecuación básica del fluxgate es un voltaje que depende de las propiedades del material, y el factor de demagnetización D:</p> $V_{sec} = nAB_{ex} \frac{d\mu_r}{dt} \left[\frac{1}{1 + D(\mu_r - 1)} \right]^2$	10 ⁻¹	Es utilizado en los observatorios geomagnéticos modernos, en satélites que miden campos magnéticos débiles, es sensible a los esfuerzos mecánicos y a la temperatura, precisa de calibrarse con un magnetómetro ppm existe una modalidad de bajo ruido para micropulsaciones.
Bombeo óptico	<p>Utiliza ciertas características de la mecánica cuántica para dar a los electrones de algunos tipos de gases el mismo efecto que en el ppm con la diferencia que la frecuencia se determina por la absorción de la luz de éstas.</p>	10 ⁻²	Mediciones de campo geomagnético total, usado comúnmente en satélites, con un diseño electrónico muy complejo, tiene una respuesta rápida y un amplio rango de frecuencias de medición.
Efecto Zeeman	<p>Utiliza la propiedad del espectro atómico sometido a campos magnéticos intensos cuyas líneas se separan proporcionalmente al campo aplicado (Efecto Zeeman)</p>	10 ⁴	Se utiliza sólo para campos muy intensos en el Sol, por ejemplo.
Superconducción Criogénica (SQUID)	<p>Aprovecha propiedades macroscópicas de conductores sometidos a temperaturas criogénicas, los cuales expulsan su campo magnético y se aprovecha la modificación de la conductancia del material para obtener un voltaje de salida.</p>	10 ⁻⁵	Se usa extensivamente en estudios de paleomagnetismo, con una electrónica compleja, presenta problemas de fugas por la evaporación del helio que utiliza.

Una variante del magnetómetro de precesión protónica es el conocido de efecto Overhauser, que permite que la frecuencia precesional del protón sea continuamente medida.

La sensibilidad de un magnetómetro de protón típico está limitada por la precisión de la determinación de la razón giromagnética, la integración temporal del contador de frecuencias, la duración de la señal detectable, y el gradiente de campo por medio del núcleo. Se puede obtener fácilmente una precisión del núcleo de 0.05 hasta 1 nT con el uso de sistemas espaciales. Los magnetómetros de bombeo óptico son similares a los de protón con la diferencia que a los átomos se les imprime un momento magnético que es posible medir. El magnetómetro mide la magnitud del campo magnético y las variaciones a lo largo de la dirección del campo total.

La ventaja de este tipo de instrumentación es que operan muy bien en campos magnéticos muy débiles y tienen un tiempo de respuesta rápido, lo que les ha dado un lugar preferente para montarlos a bordo de satélites. Su sensibilidad alcanza hasta 0.01 nT comercialmente.

Por el contrario, un magnetómetro de efecto Zeeman se restringe a campos magnéticos intensos como los del Sol con sensibilidades del orden de 10^4 nT.

Atributos Orbitales

Es importante observar algunas características que presentan en conjunto los datos de satélites obtenidos por sobre la superficie de la Tierra. Una de las principales contribuciones de la medición del campo geomagnético usando satélites ha sido hacer accesible una distribución global de datos a partir de la cuál se pueden obtener sub-conjuntos geográficos uniformes. Los datos de satélite pueden ser adquiridos en un corto tiempo. Estas características proporcionan distintas ventajas para la descripción del campo magnético principal del núcleo terrestre y para la descripción de anomalías de longitud de onda larga. Con los datos de satélite, se hace posible modelar el campo del núcleo con datos realmente globales sin comprometer la precisión impuesta por la necesidad de reducir la información adquirida en espacios amplios y tener que reducirlos simultáneamente a una misma época. Las anomalías regionales pueden ser estudiadas sin conjuntar estudios realizados en épocas diferentes y con diferentes

especificaciones, y que han sido reducidos usando diferentes modelos de campo para el núcleo.

Es importante comprender la naturaleza general de las órbitas de satélite y el impacto que estas pudieran tener sobre el mapa de anomalías. Un satélite que orbita la Tierra toma una trayectoria elíptica, con el centro de masa en la Tierra localizado en uno de los focos de la elipse. Mientras el satélite completa esta trayectoria su altitud por encima de la superficie de la Tierra varía debido a la elipticidad orbital (excentricidad). Sus puntos más cercanos y lejanos de la Tierra son respectivamente el perigeo y el apogeo. Se consideran altitudes cercanas a la Tierra aquellas que tienen un apogeo entre los 200 y 2000 km. El tiempo que toma para realizar una órbita completa se define como el periodo orbital, el cuál varía entre 90 y 200 minutos. El ángulo del plano que contiene la órbita del satélite con respecto al plano ecuatorial de la Tierra se define como la inclinación i . La intersección entre el plano orbital y el ecuatorial, en el punto en el que el satélite va hacia el norte se llama nodo ascendente.

Como una primera aproximación, la órbita geométrica permanece fija en el espacio inercial, mientras, la Tierra gira abajo. La proyección de la posición del satélite sobre la superficie de la Tierra se llama Trayectoria de superficie (ground-track), o trayectoria sub-satelital, y esta trayectoria sobre un período de tiempo es una medida de la cobertura del planeta a partir de donde los datos pueden tomarse. Los datos se adquieren en latitudes norte-sur sólo cuando la inclinación $i=90^\circ$ logrando un 100% de cobertura. Una inclinación mayor que los 90° significa que la componente rotacional de la dirección del satélite es opuesta a la dirección en que la Tierra está rotando. A esta órbita se le llama órbita retrógrada. Las órbitas que tienen una componente de movimiento en la misma dirección que la rotación de la Tierra se llama progradas. En términos de cobertura, para órbitas retrógradas la inclinación efectiva es de 180° menos la inclinación verdadera. Para la misión Magsat por ejemplo, se tuvo una inclinación de 97.15° con un apogeo de 550 km y un perigeo de 325 km.

Además del rango de latitud del satélite, existen otros dos aspectos en la cobertura de datos que son muy importantes: el espaciamiento en longitud y en el tiempo local. El espaciamiento de los datos en longitud, depende de la forma en que las trayectorias sub-satelitales varían en longitud. Por ejemplo, es posible seleccionar los parámetros orbitales de tal manera que las trayectorias se repetirán después de un número fijo de órbitas, dejando vacíos en la cobertura

en longitud, o bien que las trayectorias nunca se repitan. El espaciamiento de los datos en longitud, es una función complicada de la altitud del satélite, la elipticidad de la órbita y su inclinación.

Debido a que la Tierra tiene una protuberancia ecuatorial, la órbita del satélite precesa suavemente en el espacio inercial e influye sobre su funcionamiento.

El rango de esta precesión depende de la geometría orbital (apogeo, perigeo, inclinación, elipticidad). Ya que la rotación de la Tierra posiciona cada longitud bajo el plano orbital, los datos están bien distribuidos globalmente. Sin embargo, todas las observaciones a una sola latitud podrían tener aproximadamente la misma hora local para un periodo extendido de tiempo. De hecho, los parámetros orbitales se pueden definir de tal manera que el plano orbital permanecerá fijo en su relación con el Sol y por lo tanto al tiempo local. Tal órbita es conocida como helio-sincrónica. El satélite Magsat siguió cercanamente una órbita de este tipo en el plano del meridiano día-noche de la Tierra.

De mayor importancia para obtener una cobertura óptima es la capacidad de guardar y transmitir los datos. En ausencia de dispositivos de almacenaje de datos a bordo, la adquisición de éstos puede realizarse sólo cuando el satélite puede transmitir directamente su información a una estación en Tierra, proceso conocido como adquisición de datos en tiempo real.

El tiempo total disponible para la adquisición de datos en altitudes cercanas a la Tierra mientras un satélite pasa sobre la estación terrestre varía de 3 a 15 minutos imponiendo límites nuevos de adquisición de datos en tiempo real y en la capacidad de cobertura. Para evitar este problema se debe incorporar un dispositivo de almacenamiento de datos (Langel and Hinze, 1998).

3 DATOS MAGNETICOS DE SATELITE Y OTROS ESTUDIOS QUE CONTEMPLAN EL AREA DE MEXICO

Los mapas magnéticos elaborados en México con datos superficiales tienen ya una larga tradición; por ejemplo se tienen las cartas magnéticas de la República Mexicana realizadas por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (i.e., Cañón et al. 1993).

Los datos usados para elaborar estas cartas fueron superficiales, es decir medidos a la altitud del sitio, por lo que también fueron corregidos para situarlos a un mismo nivel y tienen como característica principal que su obtención se dio en un periodo de tiempo largo. Por ejemplo, los cincuenta y un puntos distribuidos geo-estadísticamente (Hernández-Quintero et al., 1994; Flores-Ruíz et al., 2000) se redujeron a una misma época en el tiempo (por ejemplo la carta magnética para la época 1990.0 consideró datos obtenidos entre 1989 y 1993). Son cartas vectoriales, es decir se tiene una para cada uno de los elementos del vector campo magnético. Se publicaron en mapas a una escala de uno a cinco millones. En la Figura 3.1 se presenta el mapa de anomalías de campo total F resultante de las diferencias del campo magnético total y el modelo IGRF-1990 de campo magnético (Campos-Enríquez et al., 1994; Hernández-Quintero et al., 1994).

La carta aeromagnética de la República Mexicana (Ornelas-Valdés, 1999), representó un esfuerzo considerable por integrar una gran cantidad de datos de varias fuentes y obtenidos en varias épocas. La cobertura representa aproximadamente el 80% de la superficie de la República Mexicana. Desde el punto de vista analítico, esta información nos permite en teoría, establecer una continuidad, así como una correlación cualitativa con otras fuentes de información de la misma índole (Hernández-Pérez et al., 1998; Hernández-Pérez et al., 2001). El trabajo combina varias bases de datos magnéticos con diferentes escalas, diferentes alturas de vuelo, y diferentes épocas de obtención de datos. Estos fueron reducidos a una altura promedio de 3.2 km sobre el nivel medio del mar. Esta última tarea fue realizada mediante un proceso de continuación analítica ya sea ascendente o descendente. Esta información se desplegó en distintos mapas con código de colores que permite detectar gradientes de manera más sencilla (Figura 3.2).

En contraste con la información magnetométrica obtenida mediante satélites, los levantamientos antes mencionados, podrían considerarse como estudios superficiales, dado que en un estudio satelital, las altitudes pueden variar entre los 300 y 500 km.

Los datos aeromagnéticos, son susceptibles a errores originados por el posicionamiento de los datos obtenidos o bien por el control en la navegación aérea durante los levantamientos. Algunos de estos errores pueden aparecer en los perfiles magnéticos como anomalías magnéticas de gran longitud de onda y entonces pueden influir en los modelos propuestos. Si el campo regional no se elimina adecuadamente de manera consistente en los levantamientos individuales, pueden generarse longitudes de onda comparables a las dimensiones de los levantamientos en el conjunto final o en los modelos que no están relacionados con tales fuentes. Los errores de gran longitud de onda en datos aeromagnéticos pueden resultar especialmente acentuados cuando los datos se continúan analíticamente hacia arriba.

Otros trabajos se han enfocado a realizar una evaluación de los datos aeromagnéticos existentes en la actualidad (Finn et al., 2001; Hernández-Pérez et al., 1998). Por ejemplo el Servicio Geológico de Canadá (GSC), el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) así como el Consejo de Recursos Minerales (CRM) han compilado y actualizado bases de datos de anomalías magnéticas así como el mapa para América del Norte. Este proyecto que involucra a los tres países estará terminado para fines de el año en curso (2002). Este reemplazará al Mapa de Anomalías Magnéticas de América del Norte confeccionado como parte de la Década para América del Norte (DNAG) del programa de la Sociedad Geológica de América. La componente correspondiente a los Estados Unidos para el mapa del DNAG consiste de una versión digital de la primera versión magnética analógica del mapa magnético de los Estados Unidos producido por Zietz (1982). La parte Canadiense se basa en una cuadrícula de 2 km de densidad que cubre su parte continental. Desafortunadamente no se incluyeron datos para la parte de México en este mapa (Finn et al., 2001).

Dado el potencial minero de México, la magnetometría aérea permite reconocer los principales rasgos geológicos y estructurales en el subsuelo de las áreas de interés, ayudando además a seleccionar nuevas áreas de interés geológico y geofísico.

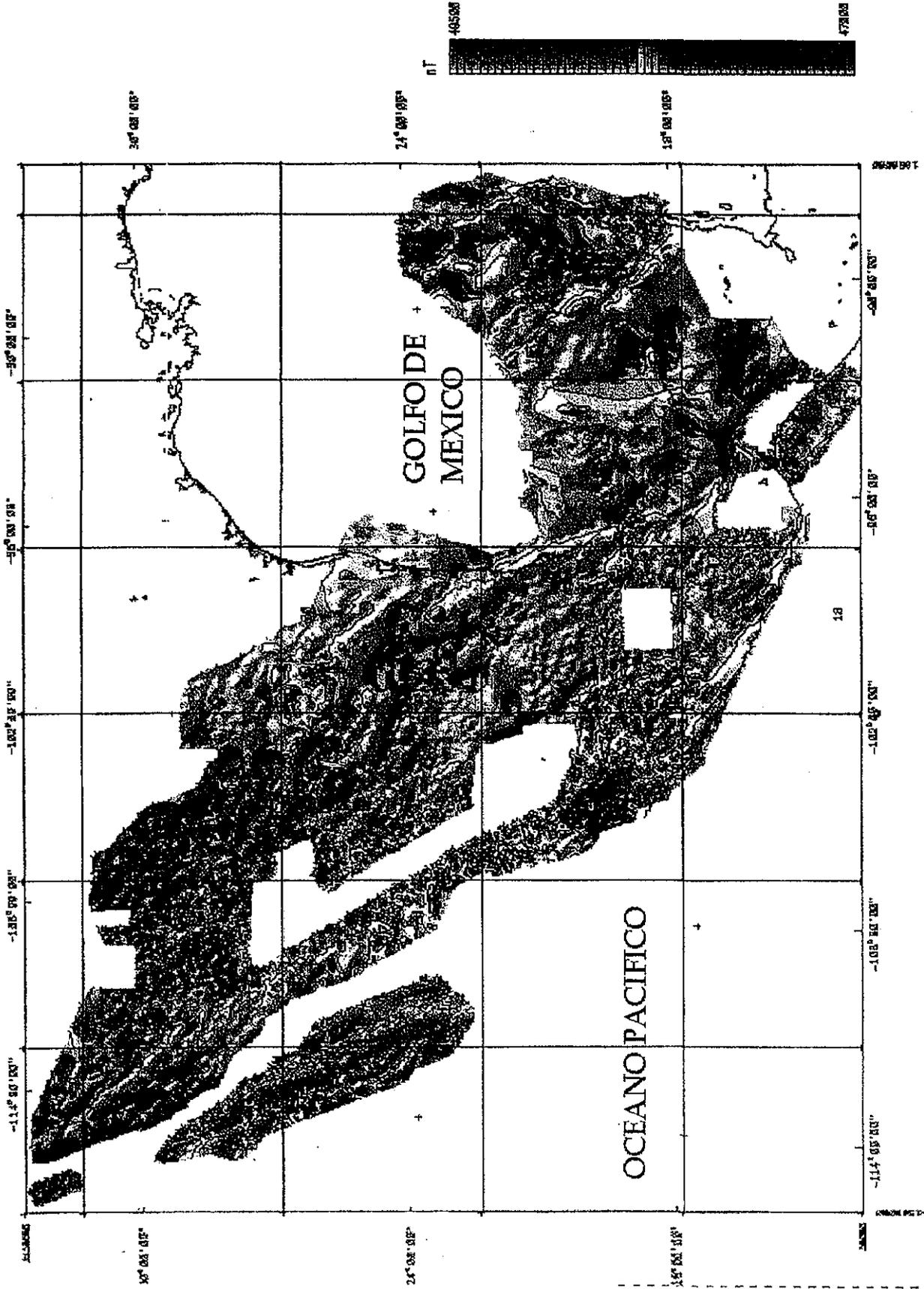


Figura 3.2 Carta aeromagnética de la República Mexicana reducida a 3.2 kilómetros de altitud. Los valores representan la intensidad total de campo magnético (F) en nanoteslas (Ornelas, 1999).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La magnetometría aérea es particularmente eficiente en zonas de difícil acceso cubiertas por aluvión o vegetación. A la fecha, el CRM genera mapas aeromagnéticos a escala 1:50 000 y 1:250 000. El objetivo principal de esta información es ubicar áreas potenciales en minería, sin embargo no se excluye su uso a aplicaciones en geotermia, búsqueda de agua, exploración petrolera, estudios de tectónica regional, mapas de peligros geológicos, estudios de medio ambiente, así como aplicaciones en vulcanología (Hernández-Pérez et al., 1998).

A continuación vamos a describir los estudios satelitales del campo magnético del planeta que involucran el área de nuestro país.

Langel y Hinze (1998) realizaron un estudio amplio y detallado de los mapas de longitud de onda larga basado en la información magnética de satélites disponibles hasta 1998. Esa compilación resumió las características principales de aquellos mapas, así como los procesos de reducción. Se analizó cómo se seleccionaron los datos de acuerdo a la actividad magnética, el tipo de modelo de campo principal utilizado, la forma en que se realizaron las correcciones de longitud de onda asociada. Se hizo énfasis en el modelo de campo originado en la ionosfera.

Por sus características los mapas analizados se dividieron en tres grandes grupos: (I) mapas de latitudes medias y bajas, (II) mapas de regiones polares, (III) mapas globales que contemplaron una combinación de latitudes altas, medias, y bajas, y (IV) mapas regionales cubriendo regiones o países específicos. Se consideran latitudes medias las áreas entre los $\pm 50^\circ$ de latitud. Los mapas considerados en este trabajo corresponden a las clasificaciones (I), (III) y (IV). Nuestra vecindad con los Estados Unidos de América y Canadá, países que han contribuido a la mayor parte de los estudios magnéticos satelitales, ha hecho posible que el área de México se encuentre cubierta en estos documentos.

Históricamente, estos mapas fueron el resultado de varias misiones, comenzando por el satélite Cosmos 49. Después los satélites del programa POGO, y finalmente el proyecto Magsat. Las alturas promedio para POGO varían entre 250 y 500 km en tanto que para Magsat fue de 400 km.

El primer mapa publicado fue para los Estados Unidos, basado en los datos del satélite Cosmos 49. Debido a que el modelo de campo principal utilizado fue de orden y grado 9, resultó ser una combinación de campos originados en la litosfera y en el núcleo (Carle y Harrison, 1982).

Aunque ya se ha mencionado, en el tema del desarrollo histórico del magnetismo satelital, cabe reiterar que un punto importante en la historia de la interpretación y procesamiento de los mapas ocurrió cuando Reagan y Cain (1975) demostraron que los campos magnéticos relacionados con la corteza pueden ser detectados y desplegados en mapas utilizando datos satelitales. Los mapas mostraban una clara contaminación de ruido con una tendencia sistemática norte-sur, pero sin embargo permitían reconocer claramente anomalías regionales.

Los contrastes laterales en la magnetización y por ende las fuentes de las anomalías magnéticas ocurren en la corteza terrestre como resultado de una amplia variedad de procesos geológicos que operan en el planeta, tales como las fuerzas horizontales y verticales, intrusiones y extrusiones de magma desde el manto o en la corteza, metamorfismo termal y variaciones en la temperatura y presión, así como la alteración de los minerales magnéticos a no-magnéticos debido a procesos químicos, principalmente la oxidación entre los más conocidos. Las medidas de magnetización y estudios petrológicos de muestras de rocas traídas a la superficie de la Tierra desde el manto por procesos estructurales e ígneos han demostrado que los minerales ferromagnéticos, que son la fuente de la mayoría de las anomalías magnéticas, generalmente no se observan en el manto (Wasilewski et al., 1979; Wasilewski y Mayhew, 1992) al menos en regiones continentales.

Otra fuente muy importante de contrastes en la magnetización lateral consiste en la variación de la profundidad de la isoterma de Curie. Esta isoterma es la profundidad a la cuál la temperatura terrestre alcanza los 580° C, en donde la magnetita pierde todas sus propiedades ferromagnéticas y así su alta magnetización. La isoterma de Curie generalmente se localiza dentro del manto superior por debajo de continentes y océanos. Sin embargo, el incremento en la transferencia de calor desde el manto hacia la corteza en regiones tectónicamente activas produce ciertas variaciones en la isoterma de Curie, y a su vez se reduce la profundidad del basamento magnético para originar una anomalía magnética.

Se infiere que la mayoría de las anomalías magnéticas en levantamientos cercanos a la superficie terrestre son causadas por inducción, debido al carácter consistente con la dirección del campo magnético de la Tierra sin dejar de considerar que también existen anomalías originadas por

magnetismo remanente, observándose que éstas predominan en rocas asociadas a cuencas oceánicas.

La elaboración de mapas a mayores altitudes ha sido difícil, y de hecho todavía, es objeto de investigación y desarrollo en el marco de las misiones actuales. Las dificultades se asocian principalmente a la presencia de campos originados en las zonas aurorales y en la ionosfera así como a las corrientes alineadas. El primer mapa a altitudes mayores se realizó para el este de Canadá (Langel y Hinze, 1998).

Es claro que las misiones Magsat y POGO proporcionaron una gran cantidad de información que fue ampliamente difundida durante la década posterior al lanzamiento de Magsat en 1979. Como se mencionó, el primer mapa publicado con anomalías corticales escalares fue posible gracias a los satélites POGO. Sin embargo, estos mapas presentaron para latitudes medias y bajas, en la parte de la media noche local, una fuerte influencia del Electrojet Ecuatorial (EE), por lo que fueron descartados. En contraste en los mapas basados en datos de Magsat, no se observó esta influencia gracias a la técnica de promediar la información de varias horas locales (Langel y Hinze, 1998).

En la Figura 3.3 se presenta un mapa de anomalías escalares resultantes de la misión POGO. Aunque se tuvieron problemas como los anteriormente mencionados, se logran observar rasgos muy regionales en el mapa mundial presentado. En el área de México y de Norteamérica se registran como se puede ver, un gran número de anomalías regionales.

Debido a que Magsat realizó sus mediciones a menores altitudes y más cerca de la corteza (450 km en promedio) que en las campañas POGO, presentan mayor resolución. Sin embargo, el satélite estuvo también más cercano a la región E de la ionosfera (más cerca que a la litosfera terrestre). Además de estos mapas, la combinación de la información de las misiones POGO y Magsat, dio por resultado otros mapas que ciertamente tenían problemas en cuanto al espectro que abarcaron cada uno de ellos por la gran diferencia de altitudes. Estos estudios reflejaron, por ejemplo, que en un modelo de grado 40 las anomalías de POGO contienen más energía que las de Magsat, conteniendo el resultado final una mayor información del programa POGO tanto para los datos de medianoche como de mediodía.

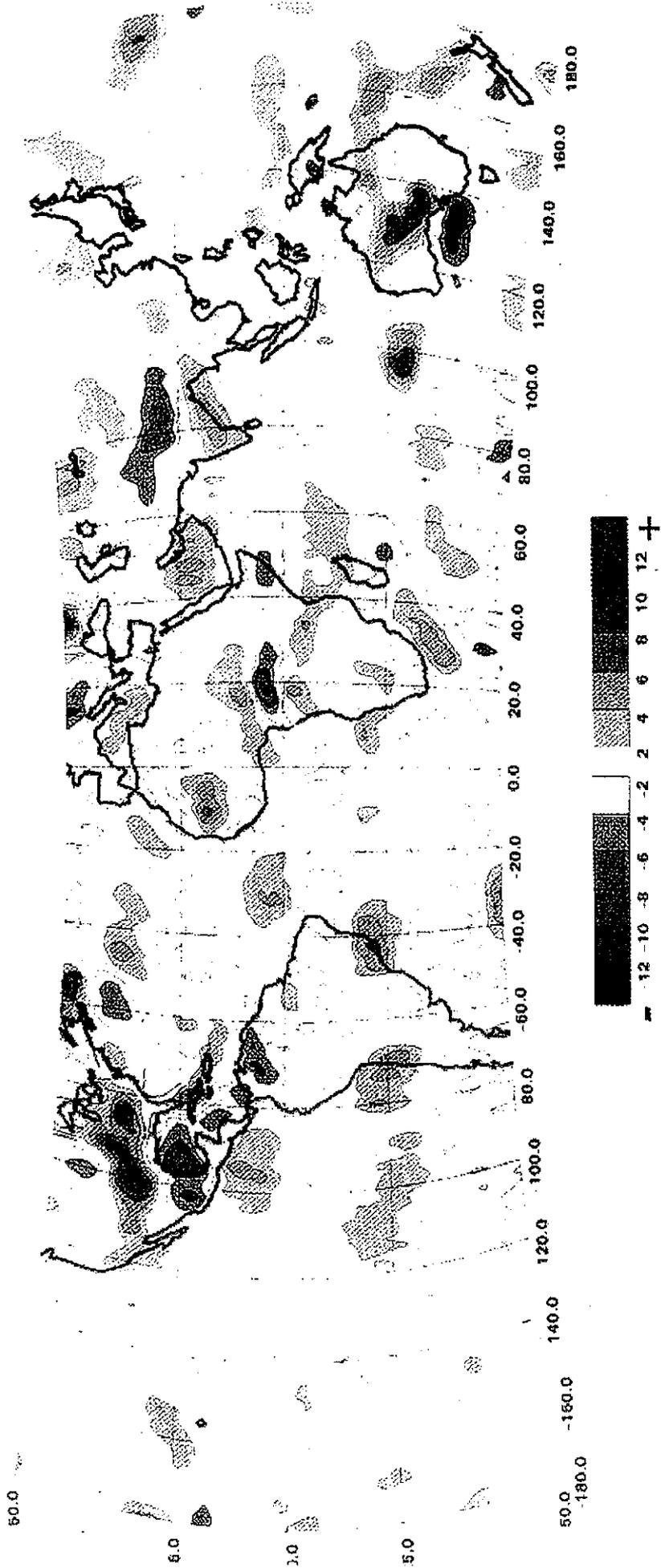


Figura 3.3 Mapa escalar de anomalías magnéticas obtenido a partir de la misión satelital POGO publicado en noviembre de 1981. La escala gráfica de anomalía se expresa en nanoteslas y la proyección del mapa es la de Van der Grinten (Langel et al., 1982a).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

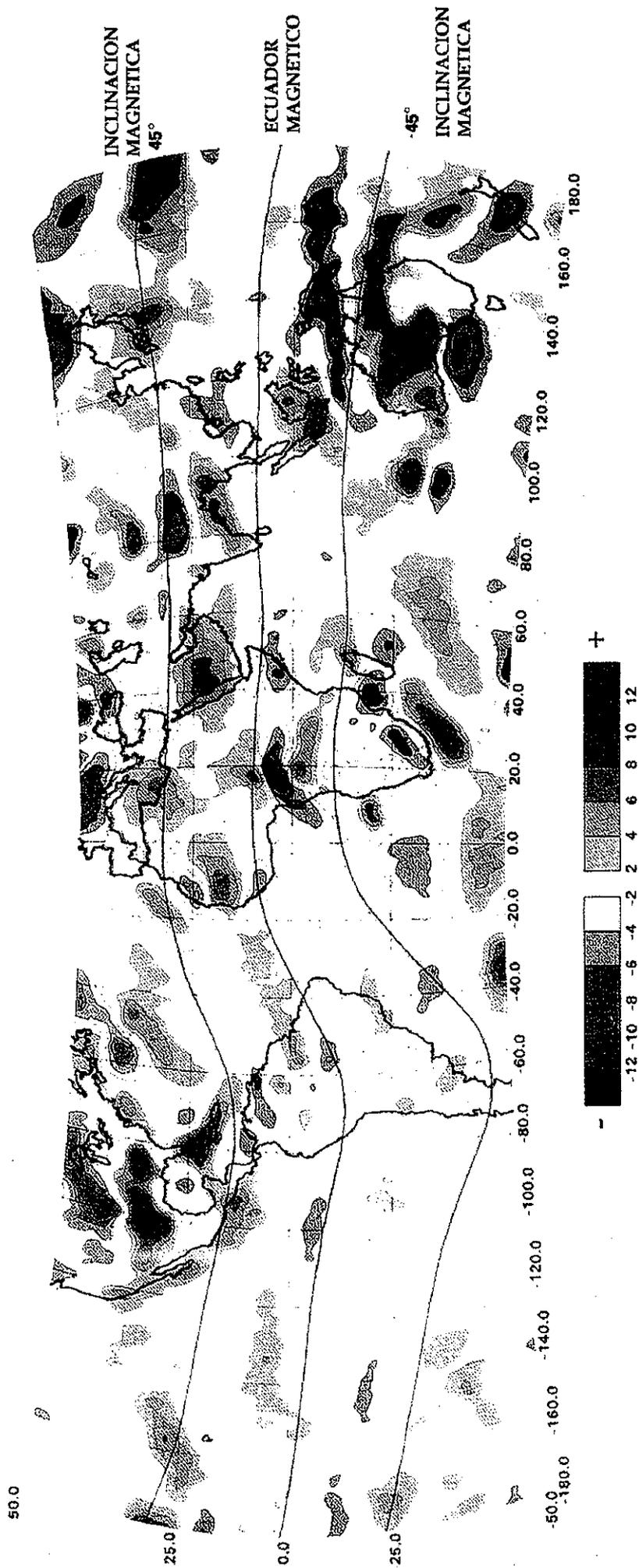


Figura 3.4 Mapa escalar de anomalía magnética correspondiente a los datos obtenidos por la misión satelital Magsat a una altitud promedio de 404 km publicado en 1981. La escala gráfica de anomalía se expresa en nanoteslas y la proyección del mapa es la de Van der Grinten (Langel et al., 1982)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Estas diferencias en energía probablemente reflejaron la pobre contribución de la señal de la litosfera en los primeros grados del modelo de campo principal usado para Magsat (Langel y Hinze, 1998). La Figura 3.5 presenta un mapa de anomalías magnéticas resultante de la combinación de los datos de las misiones POGO y Magsat. Estos se redujeron a una altitud de 400 km. A pesar de las dificultades mencionadas anteriormente se lograron encontrar anomalías de gran extensión alrededor del planeta que en los mapas anteriores no resultaban muy claras, o quizás ni siquiera eran significativas. Estas misiones proporcionan información vectorial así como información escalar del campo magnético cortical, para nuestra área de estudio.

Cabe señalar que si los datos obtenidos en la superficie de la Tierra comprendieran información de idéntica longitud de onda, sería posible realizar una continuación analítica para compararlos directamente con los datos de satélite. Las dificultades para llevar a cabo este ejercicio radica en tres puntos: a) casi en todos los casos, el grado con el que el campo magnético principal es eliminado no es el mismo en estudios superficiales y satelitales; b) como ya se mencionó, en los datos obtenidos en la superficie, es común observar información espuria de gran longitud de onda que se introduce como ruido a este tipo de datos; c) cuando se integran superficies de diferentes tamaños en grandes levantamientos, la información de gran longitud de onda presenta distorsiones.

Los doce mapas analizados presentan anomalías magnéticas comunes en el área de interés; aunque ciertas diferencias se presentan con los mapas (Figuras 3.1 a 3.12) que obedecen a la componente medida, a la altura a la que fue adquirida la información, al carácter vectorial y/o escalar de la información entre otras variables. La exhaustiva investigación bibliográfica que se realizó en este estudio de los trabajos de magnetometría satelital y en particular de los mapas de magnetometría cortical satelital publicados que incluyeron a nuestra área de estudio se resume en la Tabla 3.1. La tabla-resumen se elaboró siguiendo la filosofía de Langel y Hinze (1998) y sólo presenta los datos técnicos de interés más general. Las características que se reportan son el nombre de la misión, el tipo de datos (vectorial o escalar), la altitud y la figura correspondiente. Cada uno de los mapas fue analizado cualitativamente. Se determinó el número de anomalías magnéticas corticales. Estas anomalías son descritas detalladamente en el siguiente capítulo.

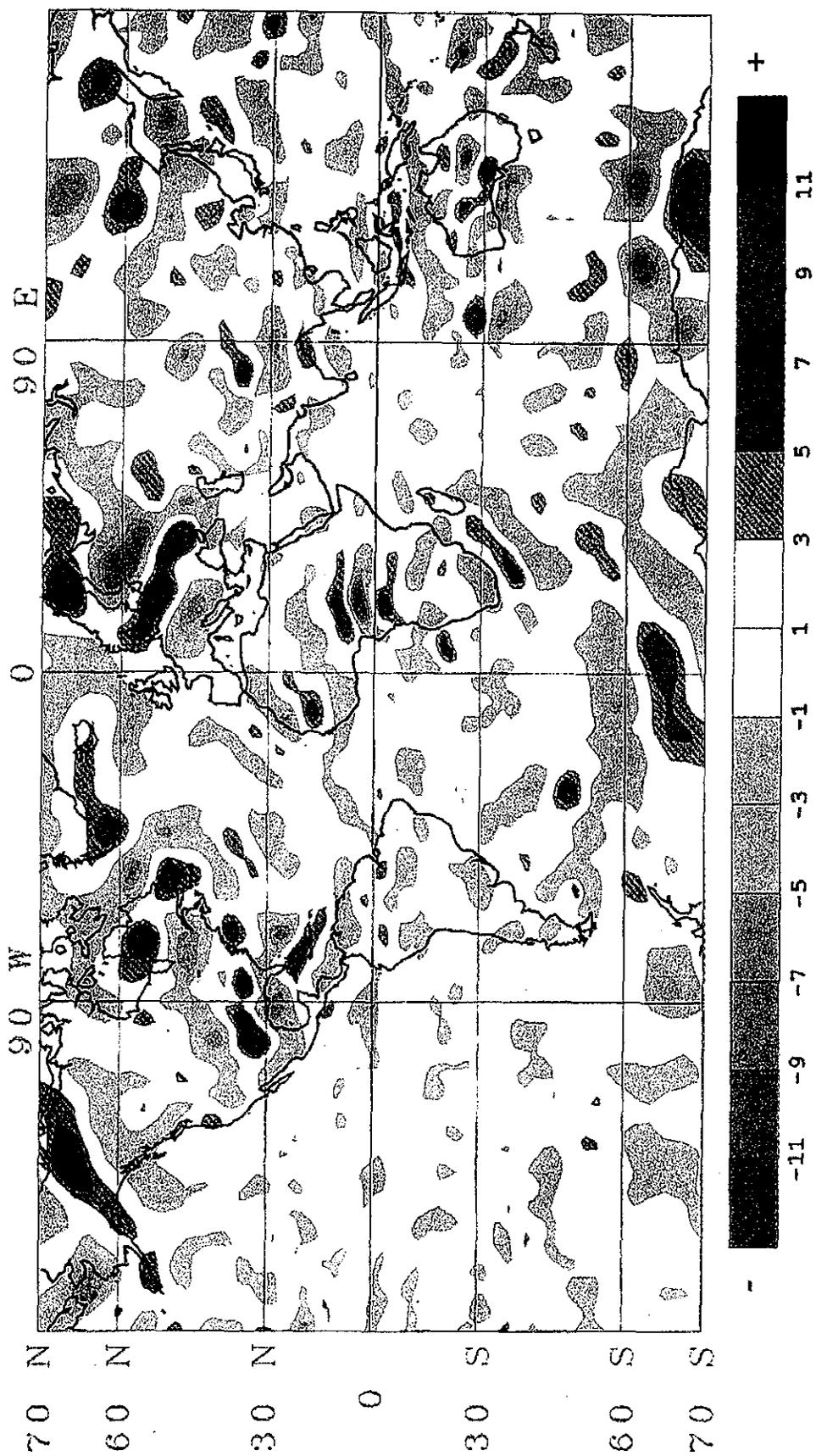


Figura 3.5 Mapa escalar de anomalías magnéticas obtenido a partir de las misiones satelitales POGO y Magsat a una altitud promedio de 400 kilómetros. La escala gráfica de anomalía se expresa en nanoteslas y la proyección del mapa es la de Van der Grinten (según Langel y Hinze, 1998).

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

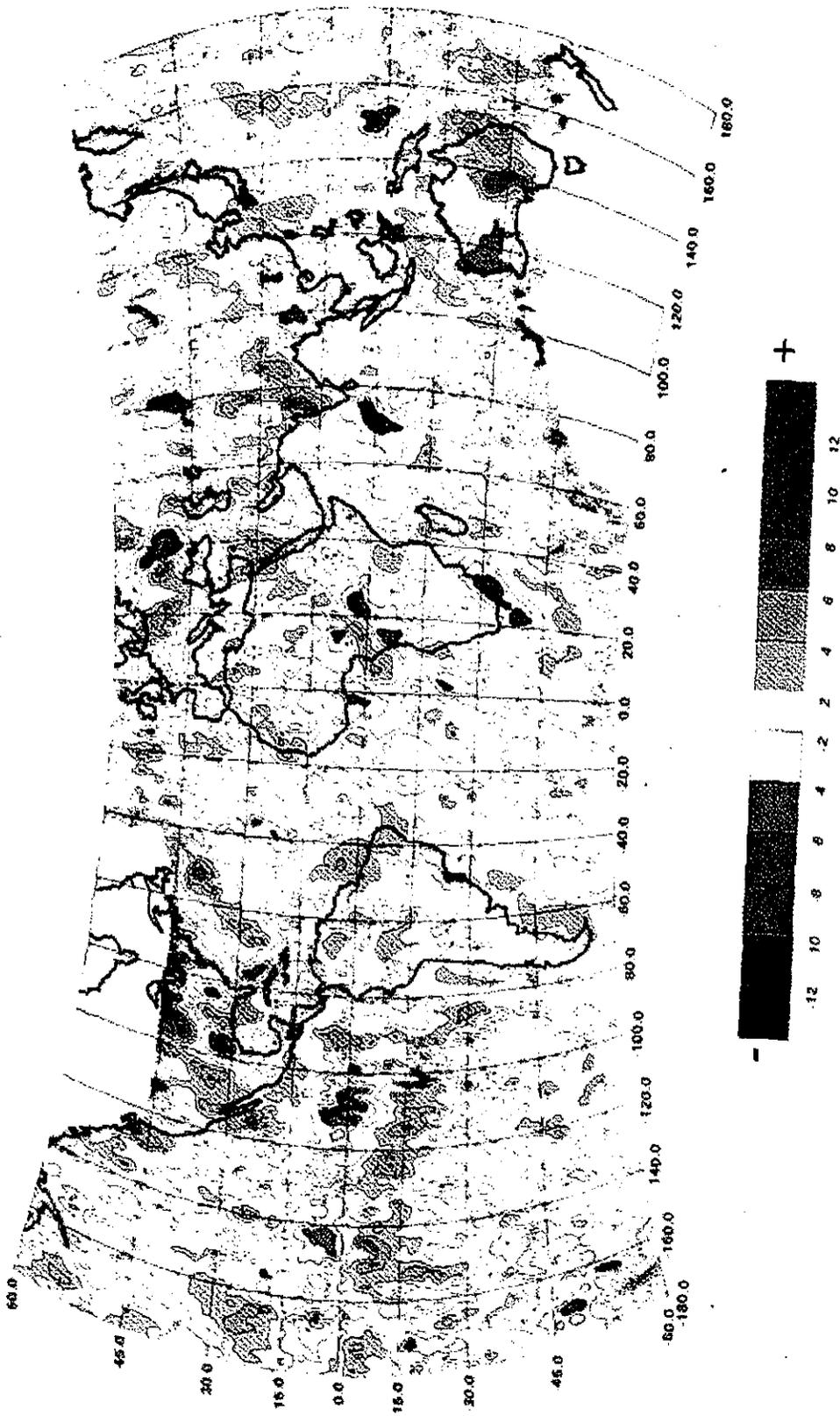


Figura 3.6 Mapa de contornos de anomalía magnética de la componente Y (Este-Oeste) obtenido a partir de la misión Magsat (publicado en 1981). Las anomalías se reportaron en nanoteslas en proyección Van der Grinten (según Langel et al., 1982b).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

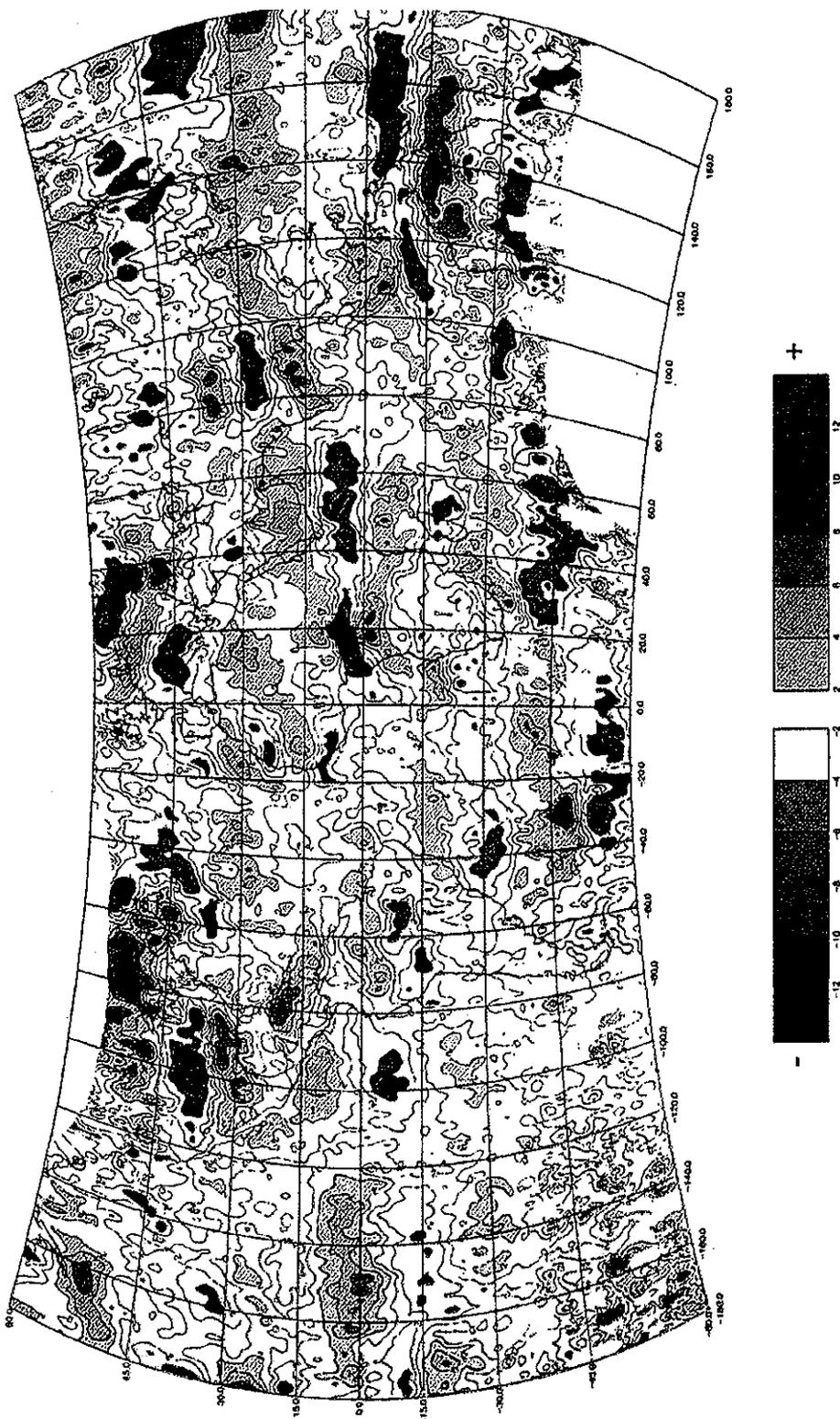


Figura 3.7 Mapa de contornos de anomalía magnética de la componente X (Norte-Sur) obtenido a partir de la misión Magsat (publicado en 1981). Las anomalías se reportaron en nanoteslas en proyección Van der Grinten (según Langel et al., 1982b).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

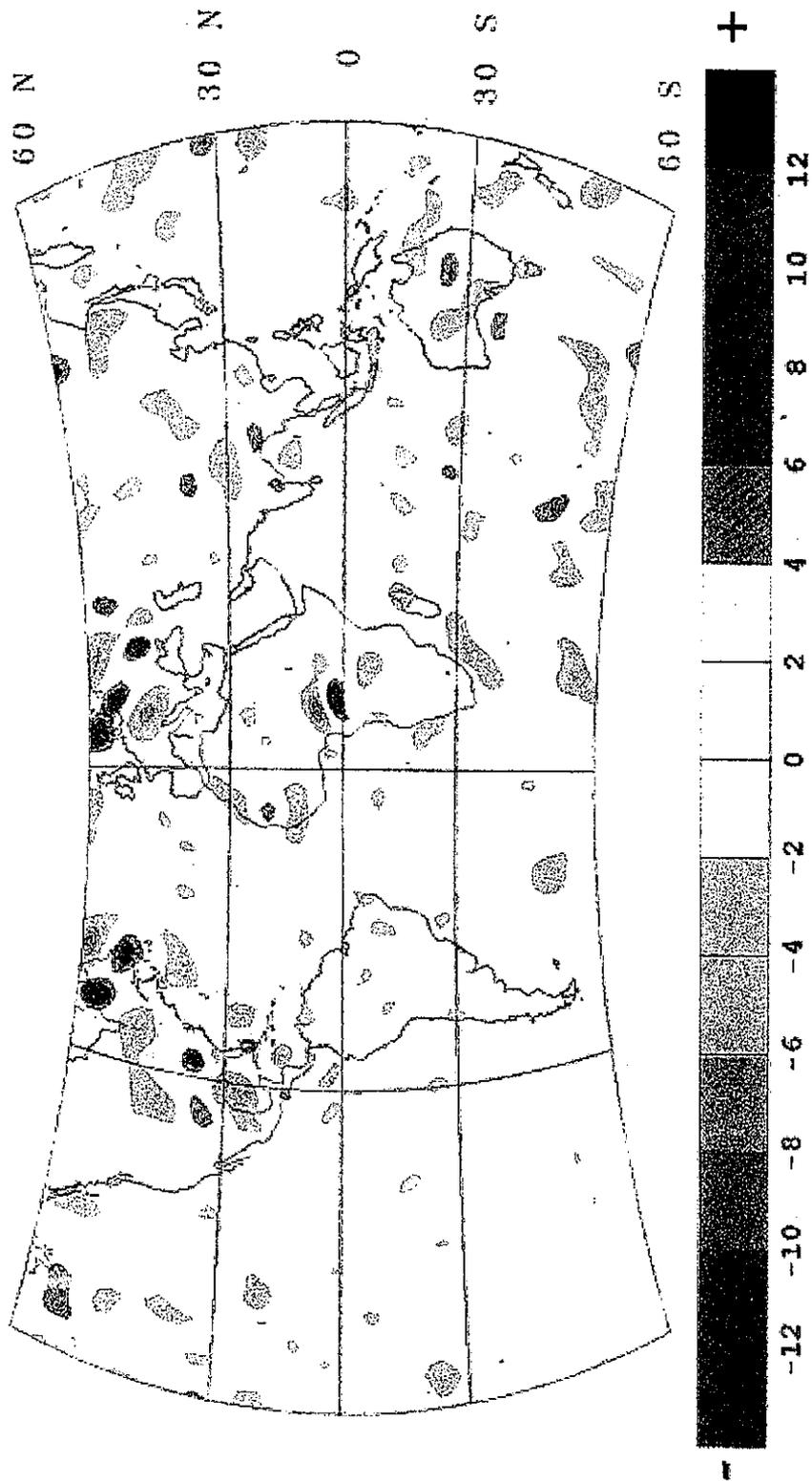


Figura 3.8 Mapa residual resultado de la combinación de mapas de anomalía magnética de la componente "día" y la componente "noche" corregidos por medio de análisis de armónicos esféricos de entre 15 y 65 coeficientes expresados para la componente Z (según Langel y Hinze, 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

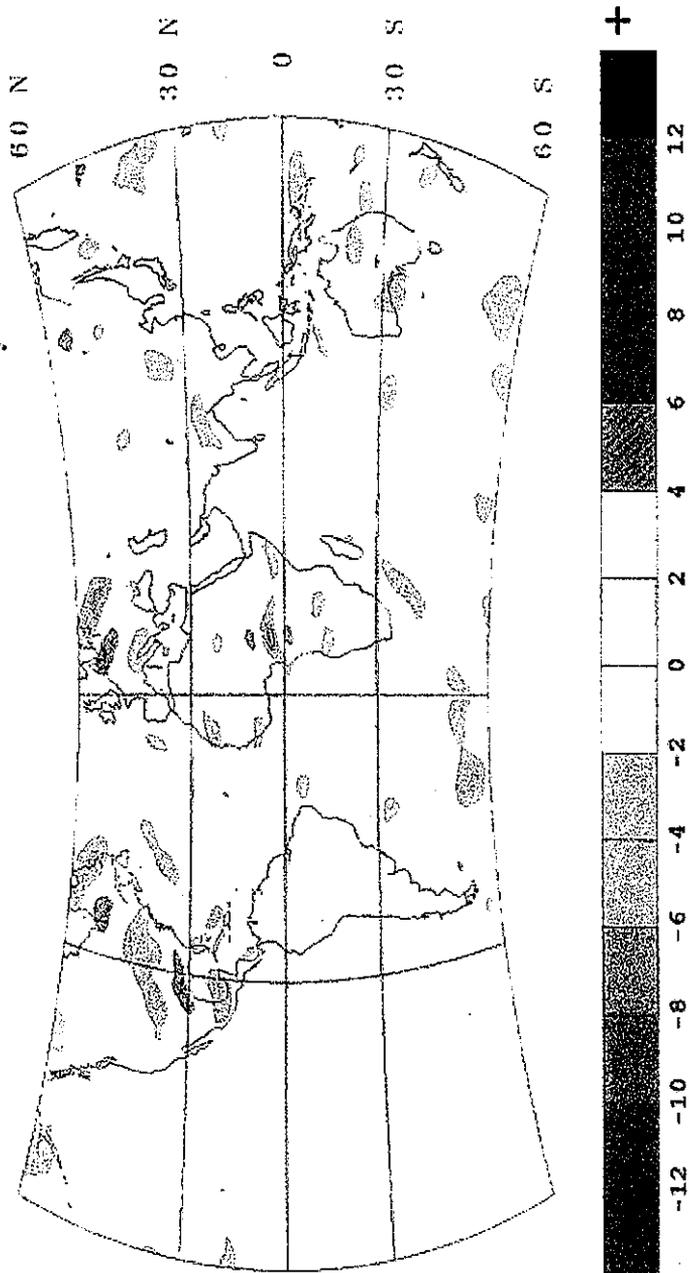


Figura 3.9 Mapa residual resultado de la combinación de mapas de anomalía magnética de la componente "día" y la componente "noche" corregidos por medio de análisis de armónicos esféricos de entre 15 y 65 coeficientes expresados en nanoteslas para la componente X (según Langel y Hinze, 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

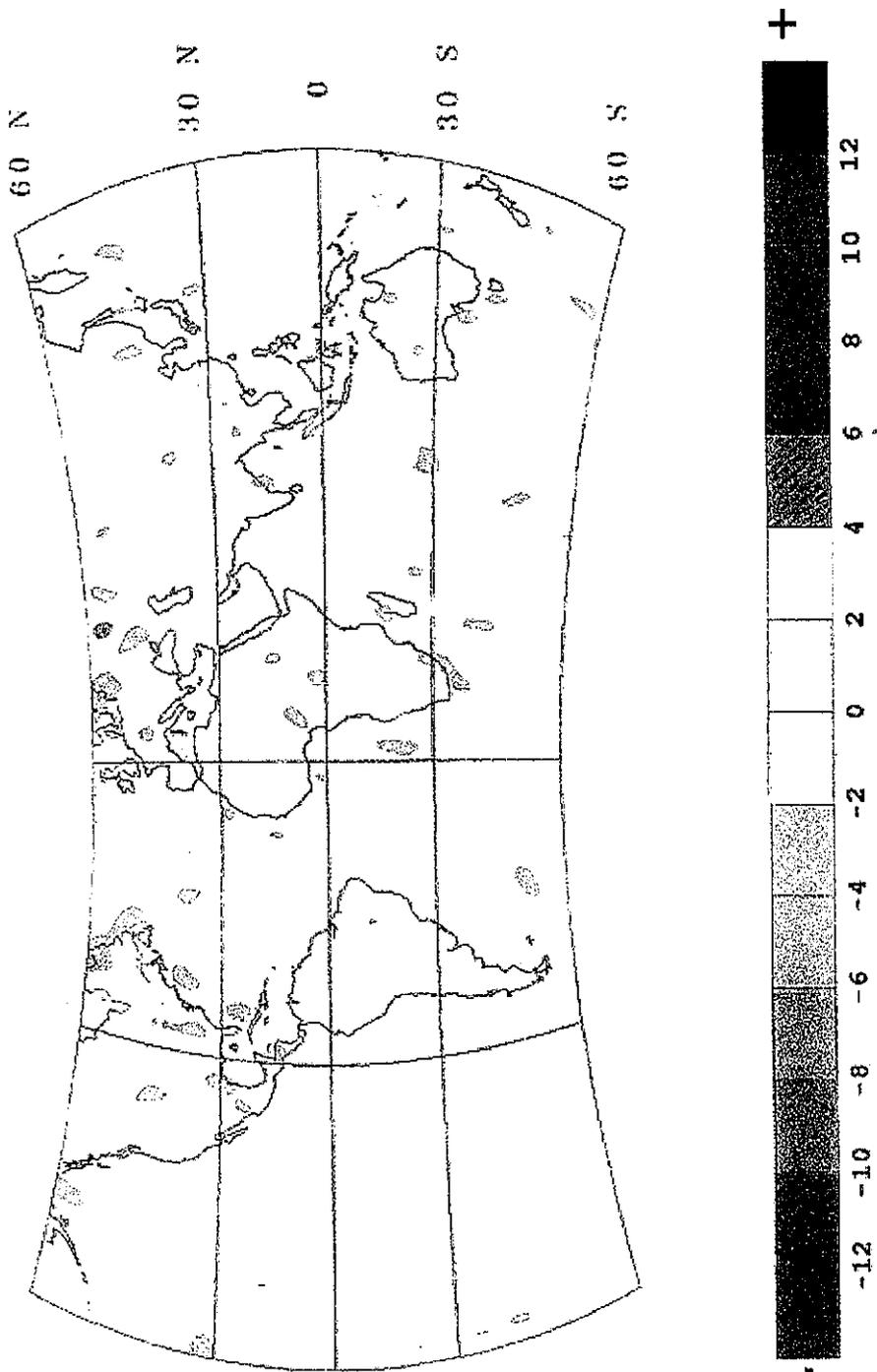


Figura 3.10 Mapa residual resultado de la combinación de mapas de anomalía magnética de la componente "día" y la componente "noche" corregidos por medio de análisis de armónicos esféricos de entre 15 y 65 coeficientes expresados en nanoteslas para la componente Y (según Langel y Hinze, 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

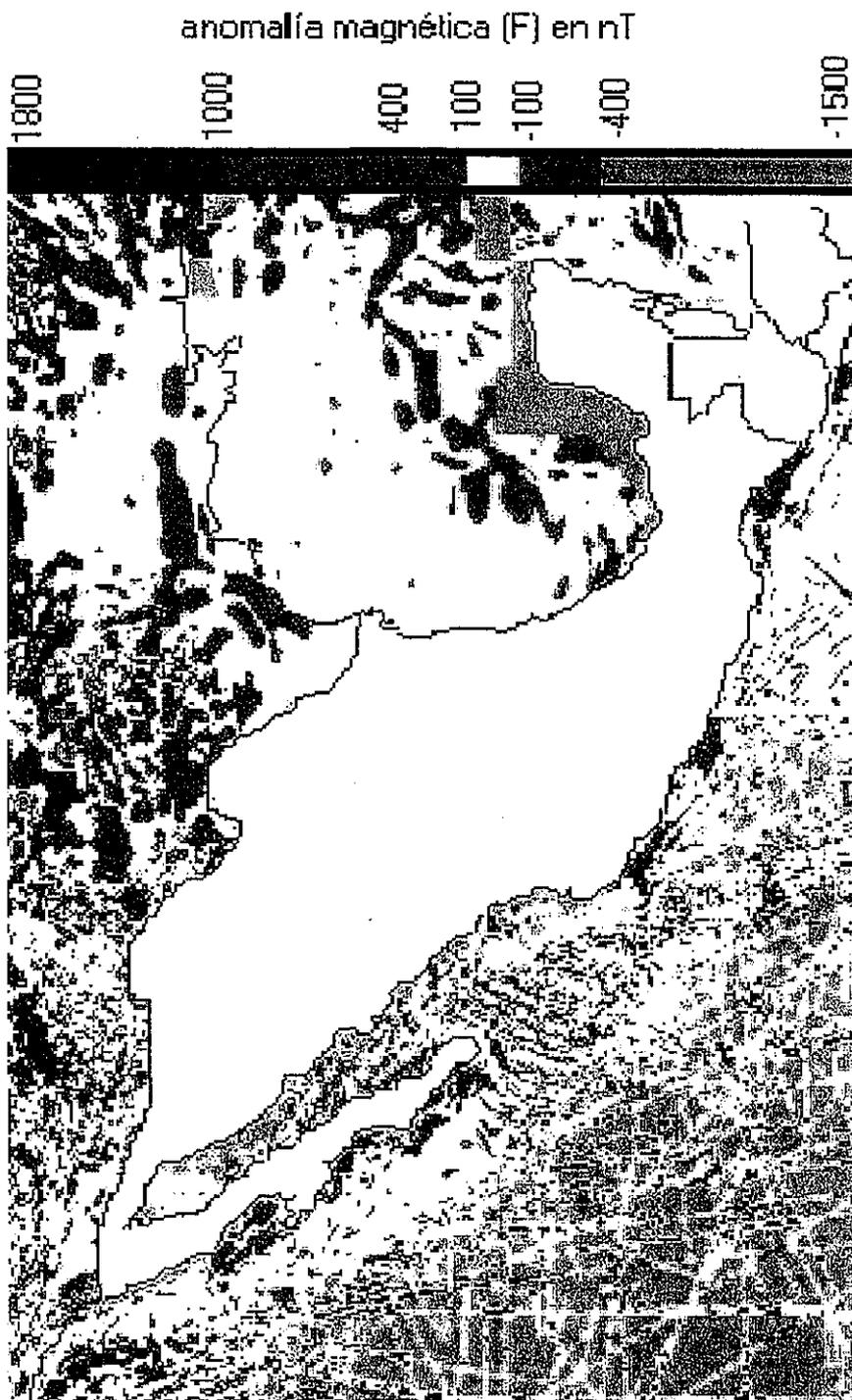


Figura 3.11 Mapa de anomalía magnética en zonas marinas y en los Estados Unidos a partir de datos recopilados por NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) bajo el programa "Geophysics of North America" (NOAA, 1994).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

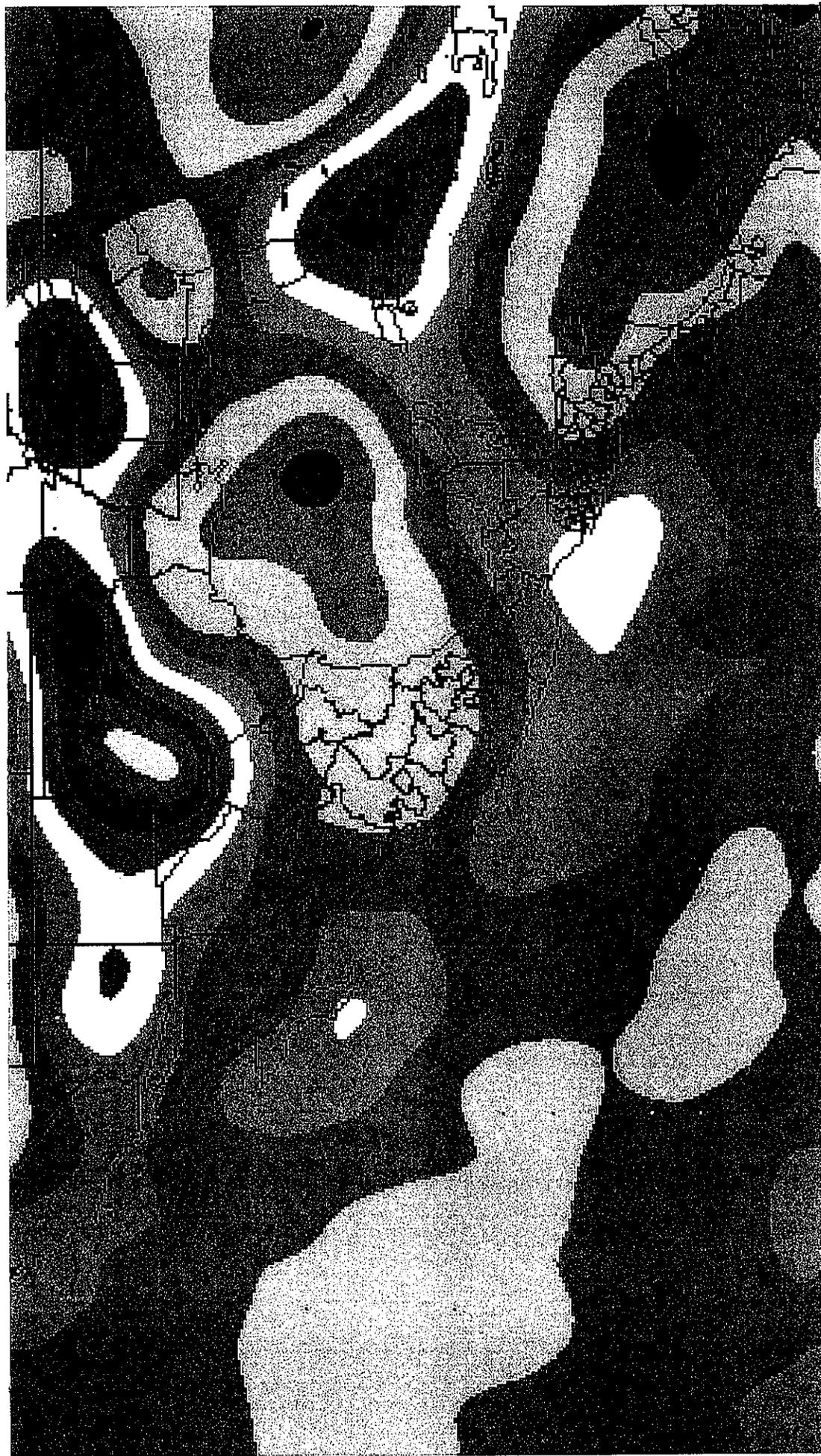


Figura 3.12 Mapa de anomalía magnética escalar a partir de los datos de la misión Magsat con altitud de entre 300 y 900 kilómetros obtenido para el área geográfica en la que se basa este trabajo. Los valores de anomalía están reportados en nanoTeslas (NOAA, 1994).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Nombre del mapa	Fuente	magnetómetro	Altitud de la misión (Km)	Altura de reducción (Km)	Figura
1. CMRM	Carta Magnética de la República Mexicana (Hernández-Quintero et al., 1994)	Vectorial (H) y Escalar (D y F)	0	0	3.1
2. AEROMAG	Carta Aeromagnética (Ornelas-Valdes, 1999)	Escalar	3.2	3.2	3.2
3. POGO	Polar Orbiting Geophysical Observatories (Langel et al., 1982a)	Escalar	250-500	0	3.3
4. MAGSAT-ESC	Magsat_Escalar (Langel et al., 1982a)	Escalar	404	0	3.4
5. MAG-POG	Misiones Magsat-POGO (Langel y Hinze, 1998)	Escalar	400	0	3.5
6. MAGSAT-Y	Magsat_Componente_y (Langel y Hinze, 1998)	Vectorial, comp. Y	404	0	3.6
7. MAGSAT-X	Magsat_Componente_x (Langel y Hinze, 1998)	Vectorial, comp. X	404	0	3.7
8. MAGRES-Z	Magsat_Residual_z (Langel y Hinze, 1998)	Vectorial, comp. Z	400	0	3.8
9. MAGRES-X	Magsat_Residual_x (Langel y Hinze, 1998)	Vectorial, comp. X	400	0	3.9
10. MAGRES-Y	Magsat_Residual_y (Langel y Hinze, 1998)	Vectorial, comp. Y	400	0	3.10
11. DNAG	Década de Geología en Norte América (NOAA, 1994)	Escalar	0	0	3.11
12. GNA	Geophysics of North America (NOAA, 1994)	Escalar	400	0	3.12

Tabla 3.1 Datos magnéticos satelitales y estudios magnéticos superficiales publicados y disponibles sobre el área de México.

4 INFORMACION GEOLOGICA Y GEOFISICA REGIONAL RELEVANTE

El objetivo del capítulo es resumir la información geofísica más relevante que ayude a la interpretación cuantitativa de las anomalías magnéticas satelitales.

Antes de realizar una modelación cuantitativa de las anomalías magnéticas satelitales, es importante describir cualitativamente los resultados de otros trabajos enfocados al mismo objetivo, basados en el estudio del espesor cortical, la naturaleza de los diferentes niveles corticales, y la ubicación de la isoterma de Curie.

Aspectos relevantes sobre el origen de anomalías magnéticas corticales

La relación entre el campo magnético y la corteza terrestre, es un tema lleno aún de controversias. Existen muchas incógnitas sobre la intensidad de la magnetización en la corteza profunda; sobre la importancia relativa entre la magnetización remanente y la inducida, sobre cuáles son los minerales magnéticos más importantes; también sobre la relación entre los rasgos tectónico-geológicos con las anomalías magnéticas satelitales observadas.

Por otra parte aún no se ha definido el comportamiento detallado de la magnetización y su relación con la temperatura, o su relación con el grado de metamorfismo presente en las rocas y la profundidad.

La fuente de las anomalías satelitales son combinaciones complejas de características litosféricas. Hasta la fecha no se ha encontrado una asociación universal de causa-efecto. Por un lado, se piensa que en la corteza continental el Moho es el límite inferior de la litósfera magnetizada en áreas donde la isoterma de Curie yace por abajo del Moho (Wasilewski et al., 1979; Wasilewski y Mayhew, 1982; Mayhew et al., 1985), y por el otro, que la corteza inferior es la fuente de las anomalías de gran longitud de onda (Hall, 1974; Wasilewski y Mayhew, 1982). Por esto es importante conocer el espesor, y composición de la corteza, así como la ubicación de la isoterma de Curie. En esta tarea es muy importante la información sísmica, gravimétrica, y sobre el estado térmico y edad de la corteza. Cabe señalar que existen modelos de corteza que intentan explicar estas anomalías proponiendo ondulaciones en la frontera corteza-manto, o en las mismas interfases entre la parte media y baja

de la corteza, así como ondulaciones en la isoterma de Curie, o en general variaciones laterales.

También se considera que las anomalías magnéticas observadas a altitudes satelitales sobre los continentes reflejan variaciones laterales de la profundidad al Moho, el grado de metamorfismo en la corteza inferior, o bien la estructura térmica de la litósfera (Wasilewski et al., 1979; Wasileski y Fountain, 1982; Schlinger, 1985; Williams et al., 1986).

Entre otras, las fuentes del campo geomagnético observadas en satélite se localizan principalmente en dos regiones: en la corteza por encima de la isoterma de Curie (estas anomalías son causadas por magnetización espontánea de la titanomagnetita) y en el núcleo exterior, causadas por efectos magnetohidrodinámicos. La región entre la isoterma de Curie y la interfase manto-núcleo se piensa que es relativamente no-magnética excepto por algunos campos magnéticos menores causados por corrientes eléctricas (Fountain et al., 1992).

El origen de las anomalías de longitud de onda larga sobre el océano es menos clara, ya que no se ha establecido aún si el Moho es una frontera magnética. LaBrecque y Raymond (1985) propusieron un modelo magnético de la litósfera oceánica en donde la magnetización remanente en la corteza basáltica es la principal fuente del campo magnético reportado por Magsat sobre áreas oceánicas. Sin embargo, restringir las fuentes magnéticas a la corteza superior, lleva a valores de magnetización que son difíciles de reconciliar con las mediciones de laboratorio, y algunos autores han demostrado que la magnetización inducida y viscosa en las capas gabroicas de la corteza podrían contribuir a las anomalías reportadas por Magsat (Dunlop y Prévot, 1982; Swift y Johnson, 1984; Hayling y Harrison, 1986; Smith y Banerjee, 1986; Thomas, 1987). Opuestos a estos modelos, Arkani-Hamed y Stranway (1986a, 1987) (ver también Arkani-Hamed, 1988) sugieren que la magnetización inducida en el manto superior contribuye de manera significativa a las anomalías de longitud de onda larga. Otro aspecto intrincado de los mapas globales de Magsat es la carencia de anomalías sistemáticas asociadas con márgenes pasivos, como sería de esperarse si la distribución de las fuentes de las anomalías magnéticas fuese diferente en la corteza oceánica y continental.

El hecho de que la forma y la amplitud de las anomalías medidas en la superficie terrestre dependen críticamente de la profundidad de sus fuentes respectivas podría conducir a creer que el

reconocimiento de las fuentes en la corteza y en el núcleo puede ser directa. Por el contrario, uno de los problemas más difíciles en la determinación de la magnetización de la corteza a partir de datos magnéticos satelitales es la discriminación entre las anomalías de larga longitud de onda causadas por fuentes dentro de la corteza de las anomalías causadas u originadas en el núcleo de la Tierra; desafortunadamente los métodos de procesamiento, no eliminan las anomalías de larga longitud de onda en el núcleo (Carle y Harrison, 1982).

Por el lado de las propiedades de las rocas de la corteza inferior, para el análisis de anomalías magnéticas de longitud de onda larga hay dos fuentes principales de información: los estudios de laboratorio de los xenolitos, y los cortes geológicos que fueron alterados y llevados a la superficie de la Tierra. Aunque en estos cortes no es posible ver las capas más antiguas, son aún de gran utilidad. Por otro lado el metamorfismo retrógrado puede destruir las asociaciones mineralógicas que estuvieron presentes cuando estos cortes yacían a profundidad. Debido a esto, existe una gran variedad de modelos de corteza profunda para explicar las anomalías magnéticas de longitud de onda larga y es más complicado aún determinar qué modelo se aplica a un área en particular debido a la no-linealidad inherente en los datos potenciales (Fountain et al., 1992).

Aunque esto es verdadero, no se deberá perder de vista un punto esencial, el cuál se refiere al modelo correcto que debemos escoger, y requiere de fuentes con magnetizaciones de alrededor de 5 A/m. Esto se considera una magnetización relativamente elevada. En la corteza superior de la Tierra las magnetizaciones con estas intensidades se restringen generalmente a cuerpos de rocas metamórficas y rocas ígneas básicas que tienen 5% o más de magnetita por volumen. Con estas bases, la evidencia petrológica observada (cualitativa), apunta a que la magnetita es el medio dominante de magnetización en la corteza profunda. Aunque ciertamente no se pueden excluir otras aleaciones que pueden ser importantes en la corteza inferior y el manto superior. Este tipo de fases mineralógicas que pudieran producir una magnetización de 5 A/m no han sido observadas en la superficie continental en muestras que se derivan de la corteza profunda.

Por otra parte, uno de los parámetros más importantes en los modelos de corteza es la temperatura; en general, también es la que menos se toma en cuenta. La estimación de la profundidad a la isoterma de Curie usa métodos de inversión buscando determinar la profundidad

del fondo magnético, asumiéndolo como el lugar donde se verifica la temperatura de Curie (Mayhew, 1985; Campos-Enríquez et al., 1989; 1990).

El gradiente geotérmico promedio, indica que existen temperaturas por encima de los 580 °C (la temperatura de Curie para la magnetita (Fountain et al., 1992), que se asume en este caso como el mineral más abundante en la corteza inferior) por abajo de los 40 km de profundidad en promedio (Fountain et al., 1992).

Como ya se mencionó, también el Moho ha sido sugerido como la base magnética en la corteza continental a 40 kilómetros de profundidad en promedio.

Counil et al. (1989) interpretaron anomalías satelitales con la suposición de que la magnetización con base en estos datos, es de origen inducido. Utilizando este razonamiento demostraron que la dirección de magnetización en la corteza oceánica no difiere significativamente de la dirección de magnetización en el núcleo de la Tierra, exceptuando áreas muy bien definidas.

Para hacer un modelo fino sobre el origen de las anomalías magnéticas en la corteza terrestre, sería deseable tomar en cuenta ambos tipos de magnetización, tanto la remanente como la inducida (en este ejemplo sólo para la corteza oceánica). Se propuso por ejemplo eliminar la componente remanente y trabajar sólo con las anomalías residuales hipotéticamente inducidas. Sin embargo, para lograrlo se han encontrado grandes dificultades, como el desconocimiento de la posición de paleo-polos en grandes áreas oceánicas como en el Océano Pacífico occidental. Además debido a que la dirección de tal magnetización no difiere del campo magnético principal del núcleo, se asume que la magnetización en la corteza oceánica es inducida (Counil et al., 1989). Cuando se interpretan mapas de anomalías magnéticas de Magsat, deben tenerse en cuenta tales cuestionamientos, así como carencia de unicidad en los modelos interpretativos. Esto resulta de las propiedades físicas de campos potenciales, de la gran altitud de las mediciones (ver Mayhew, 1985) así como de los errores intrínsecos en las mediciones.

Espesor cortical

En los últimos años el conocimiento sobre la naturaleza y espesor de la corteza terrestre en nuestro país ha aumentado. Urrutia-Fucugauchi (1986) elaboró un plano de espesor cortical a partir

de trabajos aislados de refracción sísmica y estudios de ondas superficiales. Considerando que la mayor parte de México está cubierta por rocas ígneas relacionadas con arcos magmáticos, estudios geoquímicos fueron utilizados para complementar los estudios sísmicos. De esta manera, estimó el espesor de la corteza terrestre (Figura 4.1a).

Las isopacas siguen aproximadamente la línea de la costa del Océano Pacífico y del Golfo de México. La corteza es más gruesa (mayor a 35 km) en la porción central-sur del Altiplano y en la porción central-este de la Faja Volcánica Mexicana (Urrutia-Fucugauchi, 1986).

La Figura 4.1b presenta un modelo cortical a lo largo de un transecto que atraviesa longitudinalmente a México desde el Océano Pacífico por Acapulco, Taxco, y Tuxpan hasta el Golfo de México. El modelo está basado en datos gravimétricos. Trabajos más recientes aportan detalles a esta imagen global. Entre otros ejemplos, y de gran trascendencia, tenemos los estudios gravimétricos en zonas específicas como el Graben de Colima y la parte sur de la Sierra Madre del Sur. Basados en estudios gravimétricos, Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza (1992) proponen que el espesor cortical se incrementa del margen continental del Océano Pacífico hacia el interior, con los valores mayores bajo las provincias volcánicas de la FVM y de la Sierra Madre Occidental (SMO) (entre los 40 y 46 kilómetros).

La región se encuentra en equilibrio isostático regional (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992). Se concluye que los resultados del estudio gravimétrico no parecen apoyar los modelos en términos de secuencias de arcos de isla construidos sobre litósfera oceánica ya que el arreglo de densidades y espesores derivados sugiere una corteza inferior gruesa y de naturaleza continental a sub-continental. Estas observaciones aplican al sector occidental del terreno Guerrero.

Hacia el sur, en Colima y Jalisco la corteza se adelgaza y las secuencias volcano-sedimentarias corresponden a ignimbritas y andesitas tipo arco. La corteza inferior hacia el norte podría corresponder a una corteza granulítica probablemente compuesta de residuos y metasedimentos ricos en granate, o bien a una corteza de carácter ígneo (diorítica o gabro-diorítica). Según este trabajo, los modelos corticales bidimensionales son compatibles con la ocurrencia de una capa de densidad baja a intermedia en la base de la corteza, la cuál podría representar una zona de fusión parcial que estaría relacionada a mecanismos de levantamiento regional.

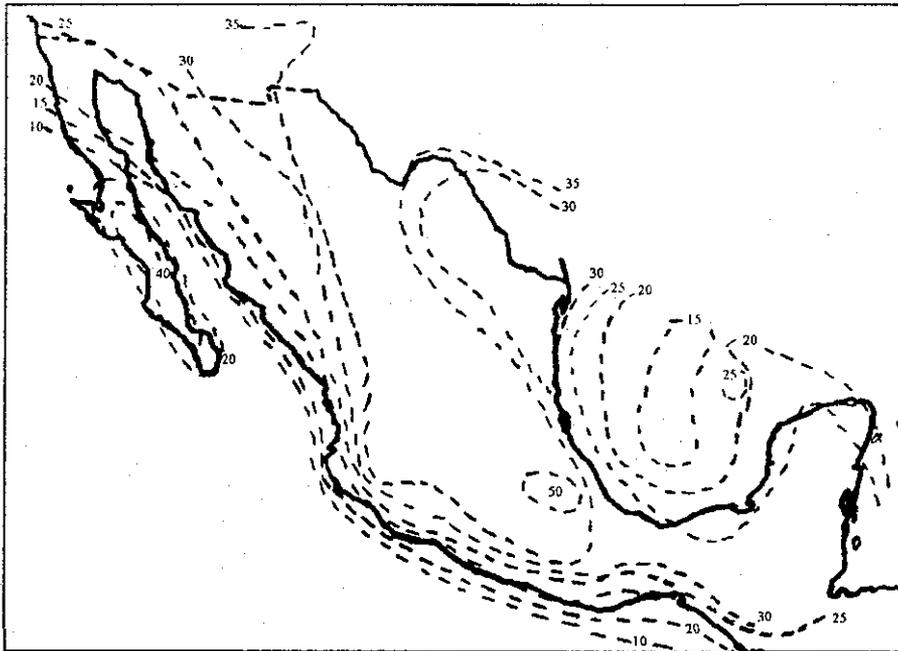


Figura 4.1a. Mapa esquemático de los espesores de corteza terrestre por debajo de la República Mexicana según el trabajo de Urrutia-Fucugauchi (1986). Las isopropfundidades se presentan en kilómetros.

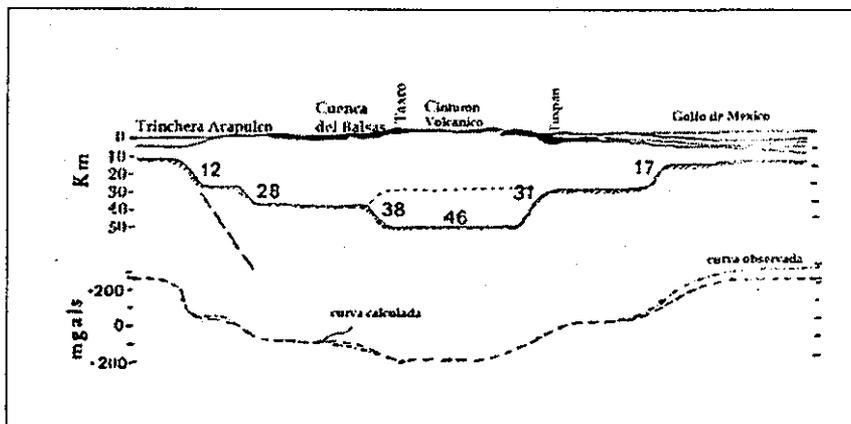


Figura 4.1b. Modelo esquemático de los espesores de corteza terrestre por debajo de la República Mexicana utilizando un transecto gravimétrico que la atraviesa longitudinalmente (Urrutia-Fucugauchi, 1986).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Esto explicaría la generación de actividad volcánica cercana a la trinchera y el levantamiento regional, asociado a la subducción de ángulo bajo y rápida de litósfera muy joven como es el caso en el segmento de la zona de subducción de Jalisco y Colima (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza; 1992). En estudios más recientes (Urrutia et al., 1999) se reportan resultados del análisis de la estructura del rift de Colima a partir del modelado de dos perfiles de gravedad con longitudes de 250 y 280 km con orientación ESE-WNW. Usando dos distintos tipos de modelado (uno asume anomalías debidas a fuentes profundas y otro a la combinación de fuentes profundas y someras en una corteza estratificada, se propone una estructura para el sector sur del rift de la región costera que consiste en un graben de 80-90 km de ancho por 7-9 km de profundidad. El Moho, se reporta, es más somero en la zona, donde se ubica a una profundidad de 17-18 km (Figura 4.2). Los modelos propuestos presentan algunas diferencias con el escenario previo en la zona, básicamente por la existencia de un ridge que separa a dos grábens (Urrutia et al., 1999).

Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998) realizaron un estudio gravimétrico para reconocer la estructura cortical de una zona más al norte que la anterior: el graben de Tepic, en su área adyacente a la ciudad de Guadalajara. Considerando que esta estructura no es simétrica con fallas bien definidas, sino una zona de transición más bien compleja. Se analizan dos grupos de perfiles. En el primer grupo el basamento granítico es relativamente somero, mientras que en el segundo grupo de perfiles que se localizaron cerca de la frontera entre la Sierra Madre Occidental y el bloque de Jalisco el basamento granítico se sumerge hacia el norte suavemente, y en su dirección noreste presenta un buzamiento más severo (Figura 4.3). Las profundidades en este estudio no fueron mayores a 5 km (Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998).

Kerdan (1992) estableció la estructura de la corteza y del manto superior en el norte de México a lo largo de un transecto que coincide con el Trópico de Cáncer ($23^{\circ}27'$ de latitud Norte) desde la Península de Baja California (110° W) hasta el Golfo de México (92°) y con una longitud total de 1860 kilómetros. Su modelo está constreñido por la información geofísica y geológica existente (estudios sísmicos, gravimétricos, isostáticos, y de flujo de calor). La estructura de la litósfera a lo largo del transecto se dividió en corteza oceánica (Golfo de California y Golfo de México, entre 5 y 6 kilómetros de espesor) y corteza continental.

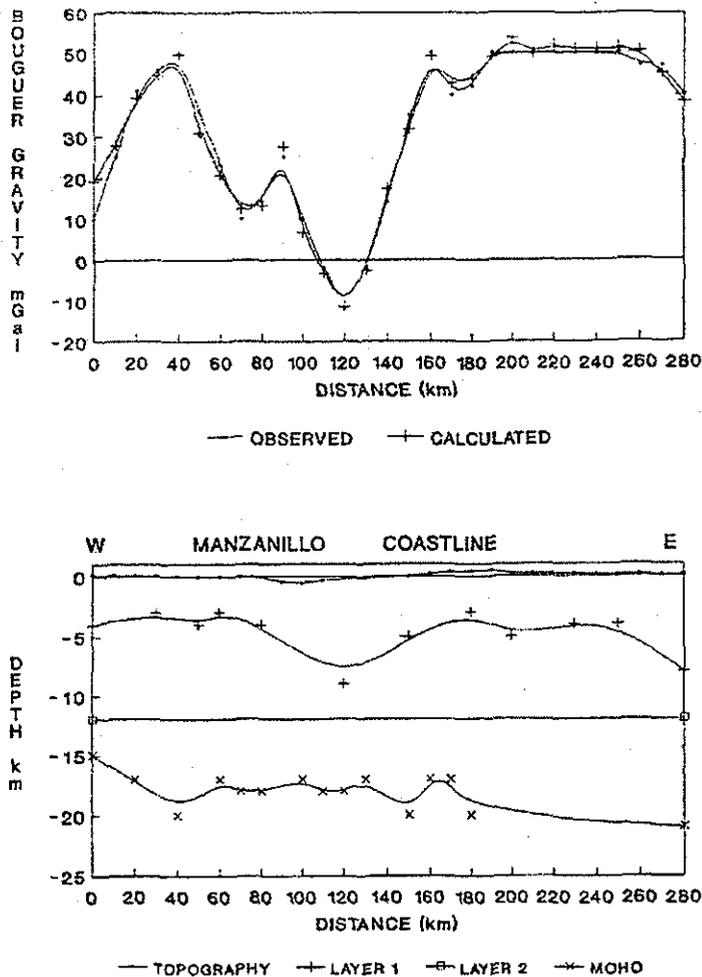


Figura 4.2 Modelo de corteza propuesto por Urrutia et al. (1999) para la zona del graben de Colima

Aunque la corteza del Golfo de México es del tipo transicional (con espesores entre 6 y 20 kilómetros). El espesor máximo de la cubierta sedimentaria del Golfo de México es de 9 kilómetros. La corteza continental contempla la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental con espesores documentados por Fix (1975), Rivera y Ponce (1986) y Hales et al. (1970) entre 30 y 40 kilómetros. En el Golfo de California se propone un adelgazamiento en correspondencia con la zona de esparcimiento del piso oceánico, por lo que se tiene la cubierta sedimentaria y enseguida la corteza oceánica (Kerdan, 1992).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

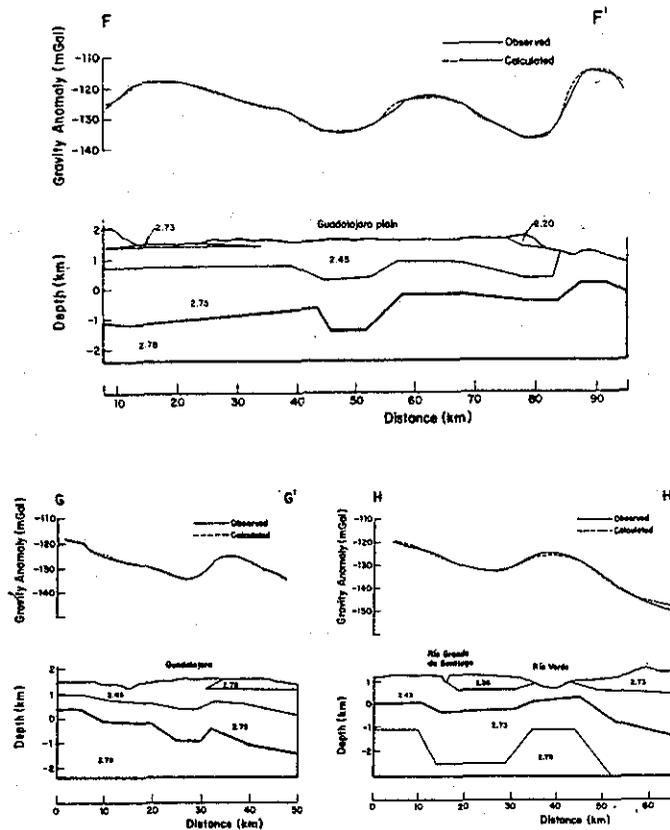


Figura 4.3 Modelo de corteza propuesto por Campos-Enrriquez y Alatorre-Zamora (1998) para la zona occidental de México.

En otro estudio regional sobre la corteza terrestre y su espesor en la parte central del país, Campos-Enrriquez y Garduño-Monroy (1995) presentan un modelo cortical a lo largo de un transecto que corre desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México con una orientación NE-SW. Este comienza a 300 kilómetros al suroeste de la Trinchera Mesoamericana. En el continente, cruza el cinturón orogénico de la Sierra Madre del Sur. Posteriormente atraviesa el sector central de la FVM (por el lago de Cuitzeo) la Meseta Central o Altiplano, la Sierra Madre Oriental y las Planicies Costeras extendiéndose hasta 250 kilómetros dentro del Golfo de México. En las Planicies Costeras y la Meseta Central se propone un espesor cortical de entre 30 y 35 kilómetros respectivamente. Por otro lado se propone que la placa de Cocos buza con ángulo suave por debajo de la Placa de Norteamérica a una profundidad aproximada de 40 kilómetros, desde donde

la placa tiende a "flotar" y seguir una trayectoria sub-horizontal. La corteza continental tiende a engrosarse desde las costas (Océano Pacífico y Golfo de México) hacia la parte central de México. Bajo la FVM y la Mesa Central la profundidad del Moho se estimó en alrededor de los 38 kilómetros. Sin embargo de acuerdo al modelo de corteza presentado en este trabajo, la parte central de la FVM se encuentra en un área de corteza relativamente más delgada. La Sierra Madre del Sur también presenta esta corteza relativamente delgada. Basados en el patrón regional de la anomalía de Bouguer de los sectores oeste y central de la FVM se generaliza este adelgazamiento hacia toda la parte occidental de la FVM (Figura 4.4). Este adelgazamiento se relacionó con la tectónica extensional que influye de manera importante desde el Mioceno tardío sobre la parte central y occidental de la FVM (el rift Tepic-Chapala y, su extensión hacia el oeste, la depresión Chapala-Querétaro (pero no en el sur de México) (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995).

Los trabajos más recientes se enfocan a afinar y detallar las bases desarrolladas anteriormente. Es importante señalar como se han utilizado nuevos datos (perfiles marinos de gravedad) en los que se analiza la naturaleza de las placas. Se determina un espesor elástico de 30 kilómetros para la placa litosférica oceánica (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). De acuerdo a estudios anteriores de refracción sísmica no existen mayores diferencias en la estructura de la corteza a ambos lados de la zona de Fractura O'Gorman. Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000) interpretan un transecto gravimétrico que va desde el Océano Pacífico (enfrente de Acapulco) pasando por el Valle de México y hasta el Golfo de México. Se interpretaron altos gravimétricos hacia el océano en función de una flexión incipiente de la placa de Cocos y del espesor de la misma.

Los bajos gravimétricos encontrados a lo largo del eje de la Trinchera Mesoamericana se explicaron por el incremento de la profundidad del océano y la existencia de sedimentos poco consolidados o bien sedimentos de origen continental. La corteza presenta un espesor de 42 kilómetros bajo de la FVM en el sector del Valle de México pero se adelgaza bajo la Planicie Costera y en la plataforma continental del Golfo de México (Figura 4.5).

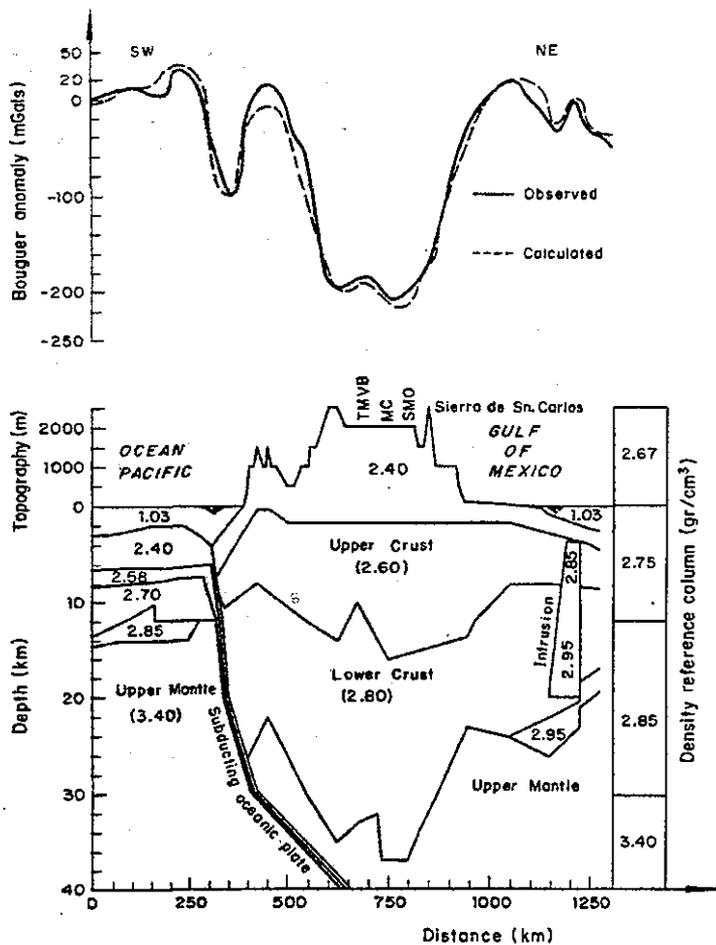


Figura 4.4 Modelo de corteza según Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1995) mostrando su geometría a lo largo de la FVM.

Los altos gravimétricos encontrados en la Sierra de Tamaulipas se interpretaron en términos del relieve de la corteza como cima a la corteza inferior. Teniéndose basamento somero en varias localidades (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000).

Un modelo característico de la estructura cortical de la zona de subducción de Jalisco se ha determinado por la comparación de anomalías gravimétricas a lo largo de un perfil perpendicular a la zona de Jalisco cerca de Barra de Navidad con la anomalía calculada de una sección geológica transversal restringida por datos de sismicidad (Figura 4.6). El espesor de la corteza continental del bloque de Jalisco es en promedio de 38 km aproximadamente, y aumenta gradualmente hacia el este hasta un espesor máximo de 44 km. La densidad de la parte superior de la litósfera en

subducción aumenta a una profundidad de 30 km, reflejando quizá una transición de fase de basalto a eclogita como se ha propuesto para la zona de subducción de Chile. El manto superior al oeste de la trinchera muestra densidades menores relativamente al resto del manto superior. Esta zona de baja densidad es más gruesa cerca de la Cordillera del Pacífico (EPR por sus siglas en inglés) y disminuye hacia el este en dirección de la Trinchera Mesoamericana, y esto puede reflejar una zona extensa de magma emplazada a lo largo del EPR, similar a la observada en el EPR a los 16°S (ver Klitgord y Mammerikx, 1982; Bandy et al., 1999; Bandy et al., 2000).

Otros trabajos se han abocado a la descripción particular de algunas regiones de México. Estos trabajos se basan principalmente en datos sísmicos y gravimétricos. La información magnética se ha utilizado a escalas menores, por ejemplo, García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi (1997) estudiaron la estructura cortical de una región del sur de México (Complejo Arteaga) utilizando datos gravimétricos y campo magnético total. De acuerdo a este trabajo, el espesor de la corteza se incrementa hacia el N y NE a medida que aumenta la distancia del margen continental, y variando entre 28 y 32 kilómetros. En estudios más detallados (Campos-Enríquez et al., 2000) se ha propuesto la existencia de una depresión orientada norte-sur de aproximadamente 50-70 km de ancho en una zona limitada por el Valle del mezquital y la zona de fallas de Querétaro en el sentido este-oeste, mientras que en el sentido norte-sur está limitada por la Sierra Madre Oriental.

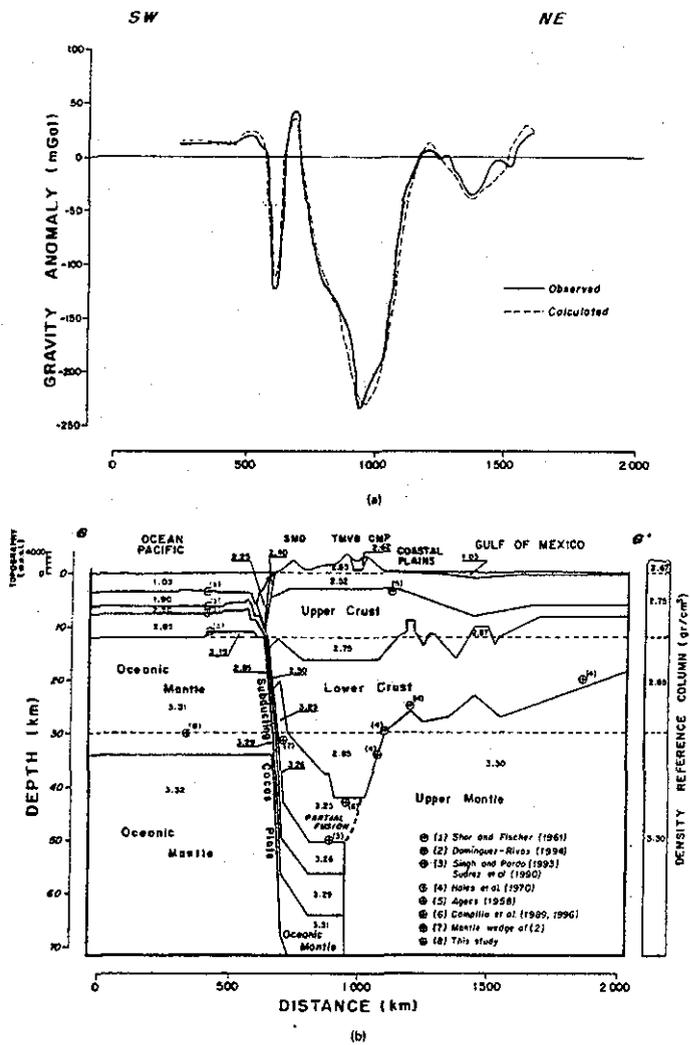


Figura 4.5 Modelo de corteza según Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora (2000) para el transecto Acapulco-Veracruz.

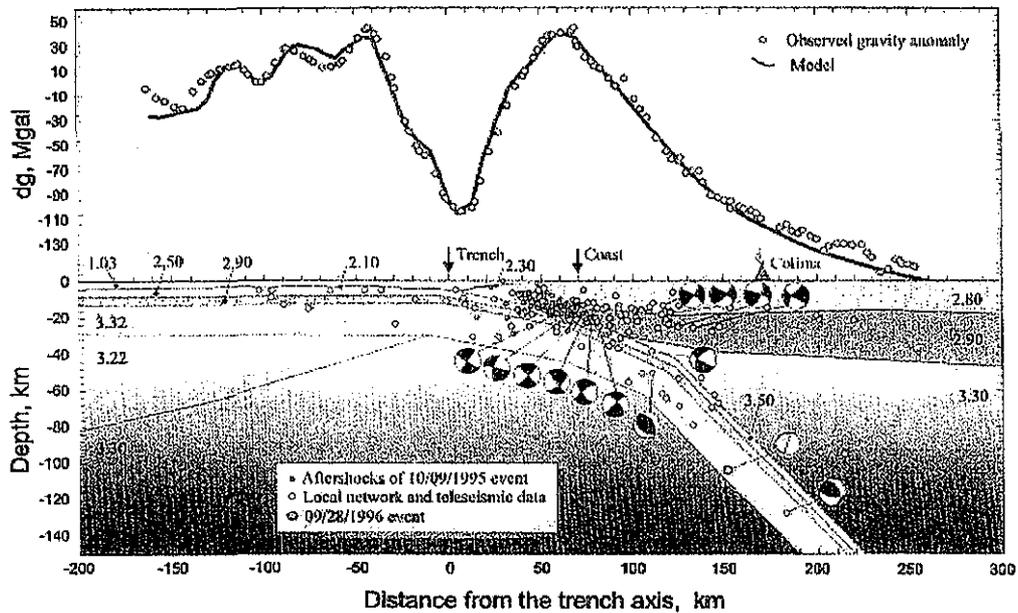
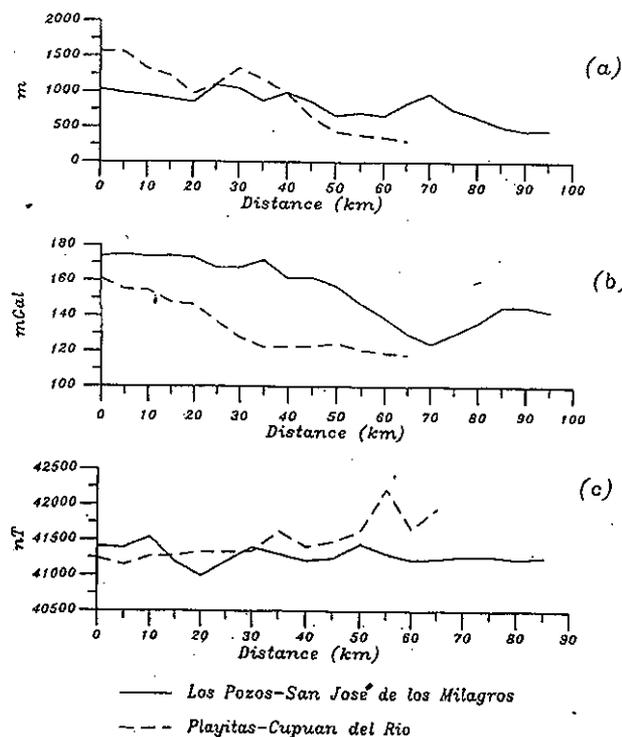


Figura 4.6 Sección transversal para anomalía corregida por aire libre (lado marino) y Bouguer (lado continental) de un perfil sobre el área de Barra de Navidad de acuerdo a Bandy et al. (1999).



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Figura 4.7 Modelo comparativo de topografía (a), anomalía de Bouguer (b) y campo magnético total (c) para la zona del complejo de Arteaga en el estado de Michoacán al sur del país (según García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997).

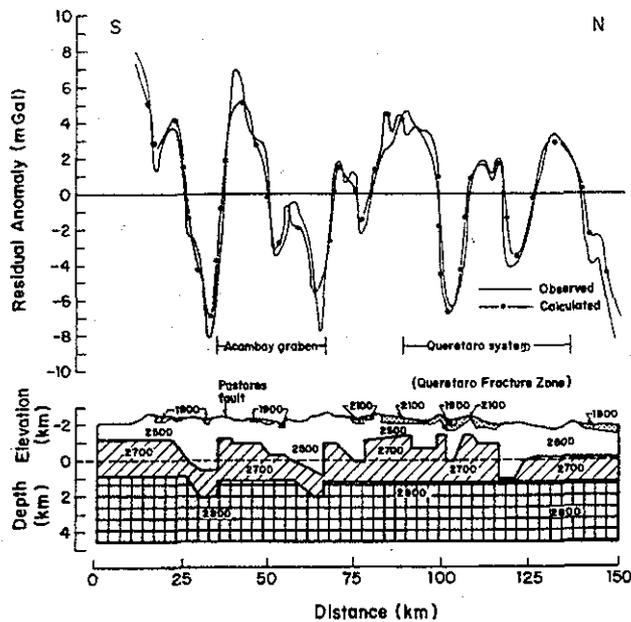


Figura 4.8 Modelo de corteza según Campos-Enriquez et al. (2000) en la zona de fallas de Querétaro.

Sismología

Al hacer un análisis visual cualitativo de los mapas de actividad sísmica en el área comprendida en este trabajo podemos ver claramente que la mayor parte de esta actividad se concentra en las costas del Océano Pacífico. La gran cantidad de información sísmica que se ha obtenido, y teorías de la tectónica global desarrolladas en los últimos cincuenta años permiten describir en detalle esta zona desde el punto de vista tectónico. Pardo y Suárez (1995) utilizaron datos de hipocentros de telesismos, así como de datos de sismos locales, para definir los planos de subducción de las placas Rivera y de Cocos.

Gracias a los datos sísmicos utilizados, se logró deducir que las placas de Cocos y Rivera muestran una rápida variación lateral en su echado a profundidades mayores que 30 km. En la parte central de México, la geometría de la placa se hace más sub-horizontal a distancias entre los 110 y los 275 km desde la trinchera y se profundiza hasta aproximadamente 50 km. Sin embargo hacia la parte norte a distancias mayores de 300 km de la trinchera, se observa una virtual desaparición de los eventos sísmicos, por lo que por debajo de la parte central de México, no es

posible definir contornos de profundidades focales más allá de los 80-100 km.

Los resultados confirman que la placa de Cocos tiene profundidades de 80 a 100 km por debajo del frente sur de la FVM. A esta profundidad se localiza el llamado plano de Wadati-Beniof (ó plano de Beniof) bajo un arco volcánico a aproximadamente 100 km que es característico de la mayoría de las zonas de subducción en el mundo.

Las variaciones en el ángulo de subducción a profundidades mayores que 30 km sugieren entonces que el sur de México se puede dividir en cuatro regiones limitadas aproximadamente por rasgos batimétricos mayores identificados en el océano: 1) La región de Jalisco en donde la placa Rivera subduce de manera aguda a la placa de Norteamérica, que está limitada al este por la subducción del Graben "El Gordo"; 2) la región de Michoacán que representa una zona de transición entre la subducción en un ángulo agudo de la placa Rivera y la subducción sub-horizontal hacia el este; 3) la región de Guerrero-Oaxaca que muestra una franca geometría horizontal, y que está geográficamente definida por las zonas de fracturas de Orozco y O'Gorman, y 4) el Sur de Oaxaca, que representa una zona de transición entre la geometría plana de subducción debajo de Guerrero y la subducción en un ángulo más agudo de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe hacia el este (Figura 4.9).

Kerdan (1992) hace una síntesis de varios estudios sísmicos desarrollados en varias partes de México. Analiza los trabajos de Walck (1984), Thatcher y Brune (1973) para la Península y Golfo de California. Para la Sierra Madre Occidental, los de Rivera y Ponce (1986) y trabajos más antiguos como los de Mayer (1986) o Wollard y Monges-Caldera (1956). La parte norte de México está descrita en los trabajos de Gomberg et al. (1988), en tanto que para la Mesa Central y Golfo de México tenemos los estudios de Fix (1975), Hales et al. (1970).

Según estos estudios, el Golfo de California es un área actualmente activa. La estructura de la corteza y del manto superior es muy complicada y heterogénea. Bajo la zona de la dorsal, la transición entre la corteza y el manto es gradual (Walck, 1984), pero además indican una diferencia significativa en la estructura de la corteza y el manto superior entre el Golfo de California y las regiones adyacentes. El Golfo de California comprende corteza continental adelgazada y bloques corticales unidos (Thatcher y Brune, 1973).

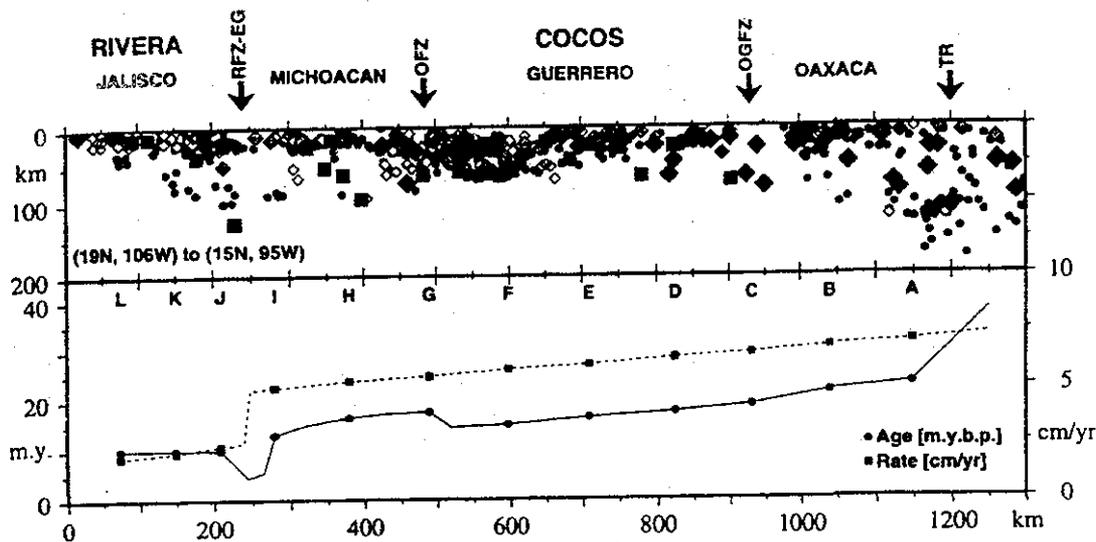


Figura 4.9 Modelo de corteza según Suárez y Pardo (1995) en la zona de subducción del sur del país.

Para la Sierra Madre Oriental, el modelo de velocidades obtenido por Rivera y Ponce (1986) sugiere que la estructura de su flanco oriental es del tipo transicional (entre tipo Alpino y "Basin and Range"). Según los trabajos de Gomberg (1988), en el norte de México, el espesor promedio de la corteza terrestre varía entre los 38 y los 45 km. En particular se confirma un estrato de alta velocidad en el manto superior. El espesor de este estrato varía entre 30 y 40 km y las velocidades V_p en promedio están alrededor de los 7.8 ± 0.2 km/s, en tanto que las velocidades V_s son mayores a 4.4 km/s. A 300 km por debajo del manto superior existe una zona de baja velocidad para las ondas S (entre los 4 y los 4.2 km/s). Se concluye que muchos de los rasgos estructurales determinados para el norte de México son similares a aquellos del SW de los Estados Unidos: velocidades de ondas sísmicas P_n (7.8 km/s) y S_n (4.5 km/s); el espesor de la tapa sólida del manto superior entre 30 y 50 km, un flujo de calor moderado a alto, así como una compensación isostática, además de una elevación promedio de 1.5 a 3 km. Las altas velocidades de las ondas P

a 300 km de profundidad de esta área son típicas de regiones tectónicamente activas.

Otros trabajos confirman que la estructura geológica de México representa la continuación de la estructura general del oeste de los Estados Unidos (Fix, 1975). Para la Mesa Central, se ha hecho notar que el espesor encontrado es menor de lo que se esperaba según su elevación. La estructura de la corteza en la Mesa Central se asemeja a la del área del oeste de los Estados Unidos en que se experimenta extensión cortical como es la provincia de "Basin and Range" (Hales et al., 1970).

Flujo de Calor

La gran actividad tectónica en México se refleja en el flujo de calor superficial. La mayoría de las determinaciones de flujo de calor en el continente fueron obtenidas de manera indirecta o por medio de técnicas empíricas. En el continente se han realizado 53 mediciones directas de flujo de calor en minas o en pozos exploratorios (Ziagos et al., 1985; Prol-Ledesma y Juárez, 1986). Las mediciones de flujo de calor son más numerosas en el Océano Pacífico, Golfo de California, Golfo de México, y Mar Caribe (Epp et al., 1975; Lawver y Williams, 1979; Ziagos et al., 1985). Otros estudios se basan en la estimación indirecta de flujo continental usando parámetros geoquímicos (geotermómetros de sílice y cocientes de isótopos de Helio). Prol-Ledesma y Juárez (1986) presentan una revisión de los datos de flujo de calor disponibles tomando en cuenta estas diferentes fuentes. En este último estudio se confirma la existencia de anomalías regionales presentes en los tres tipos de estudios. Por ejemplo, se reportan valores promedio comunes al área de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) entre 13 y 191 mW/m² y en la parte norte de México entre 23 y 174.7 mW/m².

Las mediciones oceánicas de flujo de calor cerca de México se han obtenido especialmente en los centros activos de expansión, principalmente en la dorsal del Pacífico Oriental. Estos estudios han confirmado la existencia de anomalías térmicas asociadas a las dorsales oceánicas. Algunas anomalías térmicas en los centros de expansión podrían ser explicadas por la interacción entre las placas oceánicas; donde algunas partes de la litósfera oceánica antigua colindan con corteza más joven, resultando en un contraste entre regímenes térmicos con grandes variaciones (de 30 a más

de 250 mW/m²). Una variación aún mayor puede ser observada en los valores reportados para la zona de la Trinchera Mesoamericana: desde un mínimo de 14 mW/m² en su parte más meridional a un máximo de 250 mW/m² en su parte norte (cerca de las Islas Marias). Este tipo de variación tan grande de flujo de calor es común en los centros activos de expansión, y está generalmente asociado a circulación hidrotermal. Sin embargo, este escenario no es común en trincheras por lo que en la de Acapulco este fenómeno puede deberse a diferentes edades de la placa que subduce a lo largo de la frontera activa.

El Golfo de California se caracteriza por valores de flujo de calor mayores a 80 mW/m², relacionados principalmente a la continuación hacia el norte de la dorsal del Pacífico Oriental y los procesos asociados a las fallas de transformación que se asume como resultado de la formación del Golfo de California (Larson et al., 1969).

En la parte norte del Golfo de México los altos gradientes geotérmicos se correlacionan con recursos geotérmicos presurizados. Se tienen gradientes de temperatura mayores a 50 °C/km observados en pozos exploratorios con profundidades mayores a 2 km.

Se ha demostrado que el flujo de calor en el Mar Caribe es consistentemente mayor en la zona abisal de Cayman (entre 88.2 a 94.9 mW/m²), que en la cuenca de Yucatán y en la dorsal Cayman (ambas con 60 mW/m²). La anomalía positiva observada en la zona abisal Cayman puede deberse a la combinación de movimientos de corteza tipo fallas de transformación y procesos de gran extensión lateral (Erickson et al., 1972).

Dentro de la FVM (i.e, Ziagos et al., 1985) se realizaron 22 mediciones por estimación indirecta. Todos los puntos representan valores mayores a 60 mW/m² (valor medio en el planeta). Una comparación entre el flujo de calor obtenido por isótopos de Helio y las formaciones geológicas permiten observar que los valores más bajos corresponden a cuerpos rocosos más antiguos y los más elevados se encuentran generalmente relacionados a volcanismo reciente (Polak et al. 1985).

Al configurar más resultados estimativos se observaron a escala regional ó continental tres grandes anomalías de flujo de calor, con valores que sobrepasan los 100 mW/m². Estos máximos se relacionan con tres provincias tectónicas diferentes: el Rift del Río Grande, la Faja Volcánica Mexicana, y el Cinturón Volcánico Centro Americano. Los patrones obtenidos correlacionan bien

con las provincias tectónicas con volcanismo activo, y se puede inferir una íntima relación entre los rasgos superficiales y las fuentes de flujo de calor.

La provincia tectónica con el mayor flujo de calor corresponde a la FVM (Figura 4.10). Valores más bajos que el promedio se observan en las áreas al norte y al sur de la misma FVM, en donde existen formaciones geológicas más antiguas; un poco más altas que el promedio de datos de flujo de calor se esperarían en la Sierra Madre Occidental (Ziagos et al., 1985; Prol-Ledesma y Juárez, 1986).

Actualmente, la Península de Yucatán es objeto de estudios de flujo de calor. Recientemente Flores-Márquez et al. (1999) y Matsui et al. (1998) reportaron un alto flujo de calor asociado con el cráter de impacto de Chicxulub en el norte de la península.

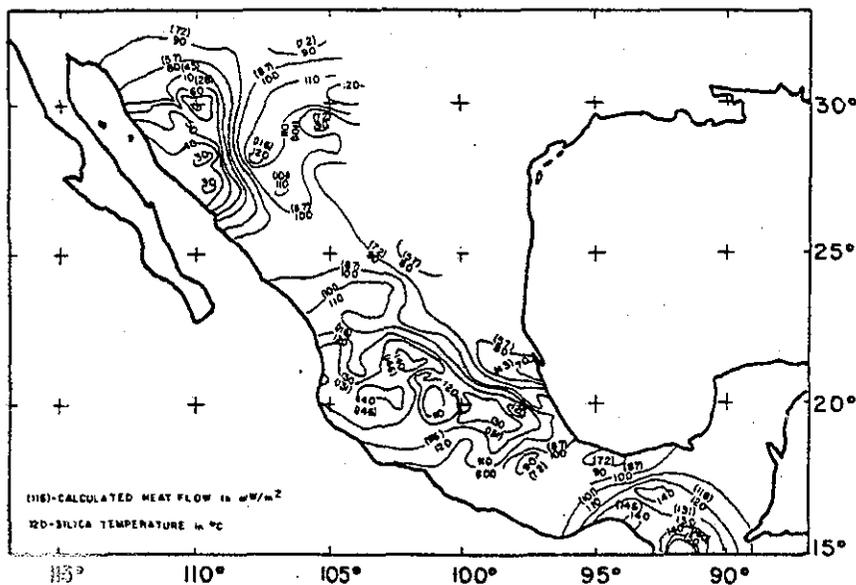


Figura 4.10 Carta de flujo de calor de la República Mexicana según Prol-Ledesma y Juárez (1986).

Estudios Paleomagnéticos

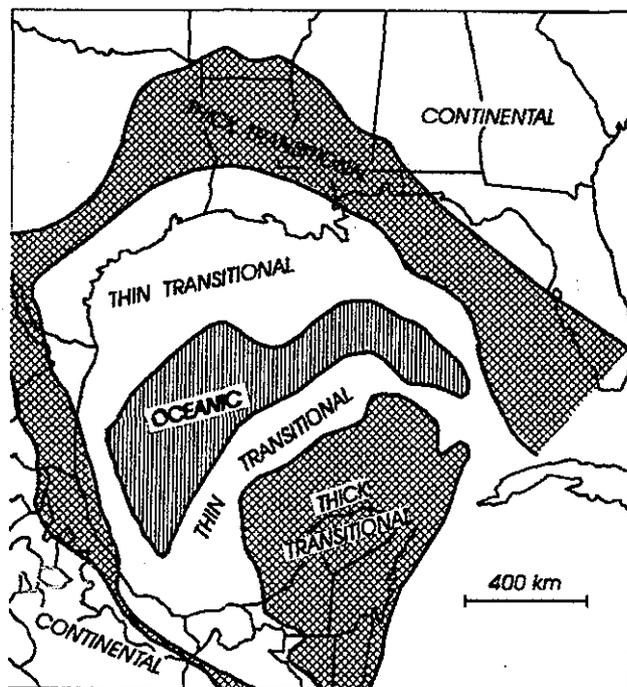
En México se han realizado muchos y muy variados estudios paleomagnéticos. Los datos paleomagnéticos así obtenidos, que cubren desde el Cámbrico-Ordovícico hasta el Neógeno, se han revisado y discutido en términos de modelos tectónicos regionales propuestos para la evolución de México.

Los estudios paleomagnéticos han apoyado el conocimiento de la historia tectónica de México y sus áreas cercanas. Ahora se sabe que México es la porción continental más meridional de la placa de Norteamérica. Sus límites tectónicos incluyen el sistema de fallas de Molochic-Motagua y la trinchera de Caimán, que constituye la frontera con la placa Caribeña en América Central. El límite occidental lo forma un segmento de la trinchera Mesoamericana y el centro de expansión o transformación del Golfo de California, separándolo de las placas de Cocos, Rivera y del Océano Pacífico. El límite al noroeste es el segmento sur del sistema de fallas de San Andrés. La historia tectónica y los modelos actuales sugieren una evolución tectónica compleja, con deformación a gran escala, acreción de terrenos, etc. Los datos Paleomagnéticos han sido revisados por Urrutia-Fucugauchi (1984) y Urrutia-Fucugauchi et al. (1987). La mayoría de los polos paleomagnéticos para localidades en México se muestran desplazados de los polos de referencia cratónicos en Norteamérica, apoyando movimientos tectónicos interiores al continente (Bocanegra et al., 1999).

Grandes áreas de nuestro país fueron cubiertas por rocas ígneas de edades terciarias y cuaternarias, incluyendo las provincias de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Faja Volcánica Mexicana (FVM). Tales provincias representan la presencia de arcos magmáticos relacionados con largos periodos de subducción a lo largo del margen occidental. La mayor parte del país presenta deformación a gran escala relacionada con la orogenia compresiva Laramide, que formó la Sierra Madre Oriental (SMO). Los afloramientos de basamentos Paleozoicos y Precámbricos son muy escasos, y tal tipo de provincias están restringidas a áreas muy pequeñas al noroeste de Sonora y sur de México; especialmente el complejo Grenvilliano Oaxaca y el complejo Paleozoico Acatlán (Bocanegra et al., 1999). La península de Yucatán, con un basamento posiblemente Pan-Africano, se formó por una plataforma de rocas carbonatadas y no experimentó deformación tectónica durante el Mesozoico y el Cenozoico, siguiendo a esto un desplazamiento y rotación con la consecuente apertura del Golfo de México a mediados del Mesozoico. Los datos Paleomagnéticos son en general concordantes con los modelos tectónicos que proponen movimientos laterales-izquierdos regionales con tendencias E-W o NW-SE y zonas de deformación y afallamiento activo. Existen problemas en la reconstrucción de la cuenca del Golfo de México debido a la carencia de datos de anomalías magnéticas marinas, el seguimiento de la evolución de la corteza oceánica y

su extensión dentro de la cuenca, también la evolución tectónica de las márgenes del Golfo que incluyan el movimiento del bloque de Yucatán y otras unidades tectónicas. La información que ha apoyado el conocimiento de la corteza oceánica, transicional y continental en el Golfo de México es la refracción y reflexión sísmicas, así como datos gravimétricos y magnetométricos (i.e. Sawyer et al., 1986; ver Figura 4.11).

La transformación del bloque de Yucatán pudo haber ocurrido desde el Triásico Tardío al Jurásico Medio, posiblemente a lo largo de una falla de transformación al este de México. La información paleomagnética reporta que un paleopolo del movimiento del bloque de Yucatán se localiza al sureste de la zona del Golfo de México, región activa durante el Calloviano al Barresiano (Bocanegra et al., 1999).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.11 Distribución de la corteza terrestre según Buffler y Sawyer, 1985.

Gose (1983) ha interpretado los resultados paleomagnéticos en términos de movimientos de gran escala de la parte norte de Centro América (bloque de Chortis) dentro del área del paleo-Pacífico y argumenta un amalgamiento de la placa del Caribe como una unidad rígida e independiente. Otra

corriente (Mac Donald, 1978; 1980) apela a las rotaciones tectónicas aparentes de dominios tectónicos pequeños, para explicar las direcciones paleomagnéticas discordantes en esta región. La evolución tectónica del Bloque de Chortis ha sido examinada en algunos estudios usando datos geológicos y geofísicos independientes. En general se propone que este bloque ocupó posiciones más al norte hacia el sur de México y experimentó desplazamientos al sur paralelamente al movimiento de las placas oceánicas (Morán-Zenteno et al., 1996).

Las relaciones paleogeográficas y tectónicas posicionan a la placa del Caribe sobre el paleo-Pacífico en el Campaniano temprano y moviéndose al este durante el Eoceno medio, con la formación del arco de las Antillas Menores y algunas partes de América Central. Durante el Mioceno temprano con América Central cerrando el paso entre el Pacífico y el Atlántico Central, producto de la colisión Panameña, se conformó la configuración actual (Bocanegra et al., 1999).

Los datos paleomagnéticos de localidades distribuidas en México, América Central, la parte norte de Sudamérica y el Caribe, pueden resumirse y discutirse en términos de sus implicaciones paleogeográficas. Grandes colisiones continentales entre norte y sur América, involucraron a varios terrenos los cuáles pueden servir en la actualidad para reconstruir el borde de las masas continentales del Océano Atlántico.

Los datos paleomagnéticos para áreas cratónicas en norte y sur América se han interpretado en términos de reconstrucciones paleogeográficas. Tales reconstrucciones (Bocanegra et al., 1999) implican diferencias con Bullard et al. (1965) ; por ejemplo en los ajustes continentales entre América del norte y sur en el área central de México. Los análisis paleomagnéticos implican un acercamiento con una cuenca del Golfo de México cerrada sin relación con el resto de México, o una localización de Sudamérica más al norte y al este.

La mayoría de las paleorreconstrucciones para México, América Central y el Caribe, implican una naturaleza alóctona. Su evolución durante el Mesozoico y el Cenozoico temprano estuvo dominada por la separación de las grandes placas de norte y sur América siguiendo un rompimiento supercontinental de este acoplamiento (Ladd, 1976; Urrutia-Fucugauchi, 1984). La separación de norte y sur América y la apertura de la parte central del Océano Atlántico Norte permitió el desarrollo de la cuenca del Golfo de México y la deriva al este de la placa proto-

Caribeña. Se han establecido diferentes modelos tectónicos para la evolución y el acoplamiento de México, América Central y el Caribe (Bocanegra et al., 1999).

Anteriormente al Mesozoico, las relaciones paleogeográficas de algunos terrenos Precámbricos y Paleozoicos presentan afinidades con la orogenia Appalachiana y con la provincia Grenville. Este es el caso del terreno Oaxaca en el sur de México con un basamento Grenvilliano y paleolatitudes compatibles con una localidad cercana a la provincia Grenville de Québec, Canada (Ballard et al., 1988; Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

La mayoría de las áreas en Yucatán, el bloque de las Bahamas y algunas partes del norte de Sudamérica han sido esencialmente estables. Hacia mediados del Mioceno la placa del Caribe se alejó hacia el este, con un desplazamiento total para el Eoceno medio de alrededor de 1100 km. Esto desencadenó actividad magmática en el arco de las Antillas Menores. Durante el Mioceno y Cuaternario, la placa del Caribe se traslada 400 km más, desplazamiento que en la actualidad continúa hacia el este con respecto a América (Bocanegra et al., 1999).

Geotraversas.

En este mismo tenor, el programa de geotraversas ha tenido por objeto facilitar la comparación directa de la estructura de la corteza y de la litósfera en varias partes del mundo. En este contexto se citan programas como el "General Geotransverse Project" (que forma parte a su vez del Programa Internacional para la Litósfera) que han implicado grandes perfiles continentales y gran cantidad de información geológica, sísmica, gravimétrica, magnética, y de flujo de calor. Es claro que la sismología y la gravimetría han sido determinantes en estos trabajos ya que gracias a ellas en particular se han podido determinar modelos de corteza continental y oceánica de las principales provincias geológicas de México (como por ejemplo la Península de Baja California, el Golfo de California, la parte Continental del norte de México o el Golfo de México). En particular en nuestra zona de estudio tenemos dos geotraversas publicadas (Mitre-Salazar y Roldán, 1990; Ortega Gutierrez et al., 1990) así como una geotraversa no publicada. Los transectos a lo largo del trópico de Cáncer ubican el Moho a profundidades a 42 km en la Sierra Madre Occidental, a 30 km

en la Mesa Central y a 36 km en la Sierra Madre Oriental (Mitre-Salazar y Roldán, 1990; Kerdan,1992).

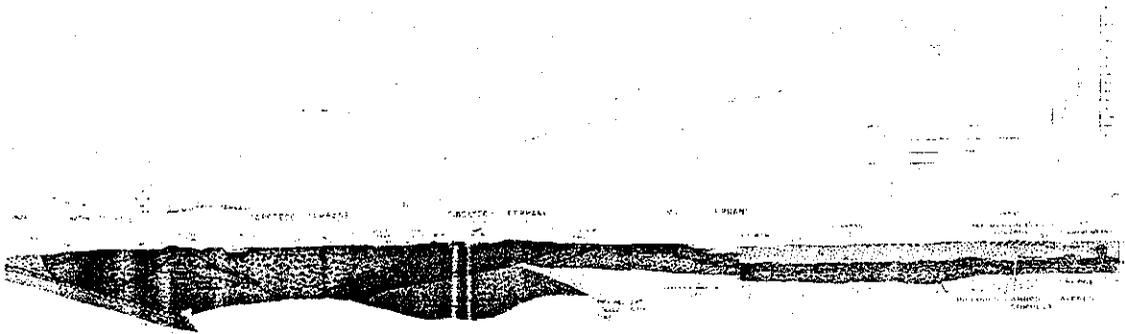


Figura 4.11 Modelo de corteza propuesto por Ortega et al. (1990) para la parte sur de México.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5 CARACTERISTICAS DEL CAMPO MAGNETICO DE LA LITOSFERA Y DESCRIPCION DE LAS ANOMALIAS OBSERVADAS EN MEXICO DESDE SATELITE.

En una primera fase, el análisis de las anomalías mapeadas por los diferentes estudios satelitales que cubren México. Se identificaron las anomalías regionales que aparecieron en cada uno de los doce mapas estudiados.

Algunas anomalías de dimensiones pequeñas no se encontraron en todos los mapas. A cada anomalía se le asignó un código de letras. Se identificaron seis anomalías regionales comunes a los levantamientos satelitales sobre la República Mexicana. Estas anomalías se enlistan en la Tabla 5.1 (ver también Tabla 3.1). En la Figura 5.1 se muestra la ubicación geográfica aproximada de las anomalías magnéticas analizadas en este capítulo. Cabe señalar que el mapa base de esta figura es una ampliación de la Figura 3.12 sobre el área de interés sin especificar la magnitud de las anomalías magnéticas.

Nombre	Identificación	Misiones que la reportaron
Faja Volcánica Mexicana	FVM	Pogo, Magres-X, GNA, Mag-Pog (Figuras 3.3,3.5, 3.9, y 3.12)
Golfo de México	GM	Pogo, Magsat-esc, Magsat-x, Magsat-y, Magres-y, Magres-z, Mag-Pog, GNA, DNAG (Figuras 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.10, 3.11, y 3.12)
Península de Baja California	PBC	Magsat-esc, Magres-x, Mag-pog, aeromag, GNA, CMRM, DNAG (Figuras 3.1, 3.2, 3.4, 3.5, 3.9, 3.11, y 3.12)
Península de Yucatán	PY	Magsat-esc, Magres-x, Mag-Pog, aeromag, GNA, CMRM (Figuras 3.1, 3.2, 3.4, 3.5, 3.9, y 3.12)
Trinchera Mesoamericana	TM	Pogo, Magsat-x, Magsat-y, Magres-x, Magres-z, Mag-Pog, GNA, CMRM, DNAG (Figuras 3.1, 3.3, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 3.11, y 3.12)
Oeste de Texas	WT	Pogo, Magsat-esc, Magsat-x, Magsat-y, Magres-x, Magres-y, Magres-z, Mag-Pog, aeromag, GNA, CMRM (Figuras 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 3.10, y 3.12)

Tabla 5.1 Anomalías regionales comunes a los 8 mapas de anomalías magnéticas satelitales consultados y a otros estudios superficiales.

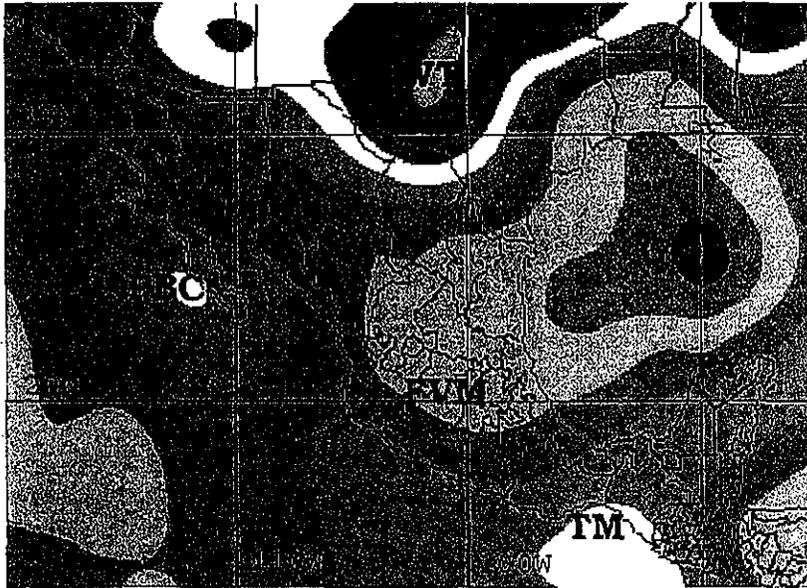


Figura 5.1 Diagrama que muestra la posición aproximada de las anomalías magnéticas regionales satelitales sobre el área de México localizadas en los datos magnéticos satelitales y superficiales publicados (no se consideran las magnitudes de las anomalías en esta figura).

Identificación y descripción de las anomalías.

Se puede observar que las anomalías regionales corticales de Magsat sobre México presentan el siguiente patrón: un mínimo que abarca el Golfo de México y la parte central del país limitado por anomalías positivas. Al norte tenemos la anomalía WT, al occidente y al sur tenemos las anomalías PBC y TM. Al este tenemos un alto relativo sobre la Península de Yucatán y una anomalía positiva sobre el sur de la península de Florida y la Plataforma Bahamas-Cuba-La Española.

A continuación vamos a describir someramente la forma, extensión, magnitud y los rasgos geográficos y geológicos más destacados asociados con estas anomalías.

Anomalía del Oeste de Texas, WT.

El área de estudio está delimitada entre los paralelos 35° y 13° de latitud N y entre los meridianos 85° y 120° de longitud W. La anomalía WT está al norte de esta área (West Texas) que como puede observarse, está constituida por un alto de gran extensión en su parte central (Figura 3.12); se encuentra alrededor de las coordenadas 32° en latitud N y 101° en longitud W. Está separada

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

por dos bajos relativos de dos altos (uno al este y otro al oeste respectivamente). La anomalía al oeste es relativamente de mayor extensión y magnitud que aquella ubicada al oeste de la anomalía central. Esta anomalía cubre parcialmente los estados de Texas, Oklahoma y marginalmente a Missouri y Arkansas. En la carta aeromagnética de Norteamérica (Tanner y el comité DNGA, 1988) (Figura 3.11) esta anomalía se correlaciona con la presencia de anomalías intensas y locales más dispersas, pero en general presentan una tendencia muy bien definida que se puede asociar con la forma de la anomalía central.

La anomalía positiva al oriente de la anomalía central es relativamente de menor extensión geográfica. Cubre el estado de Tennessee, y parcialmente a Kentucky. Se ubica al oeste del frente Apalaches-Ouachita. La anomalía occidental (la de menor extensión y magnitud) se asocia con la Meseta del Colorado (en el estado de Arizona).

El mínimo relativo que separa las anomalías central y occidental se asocia al rift del Río Grande. El mínimo relativo oriental corresponde a la cuenca del Mississippi y su prolongación hacia el norte.

Cuando se inició la disgregación de la parte occidental de Pangea con la formación del océano Atlántico y el Golfo de México (0.8 a 0.6 Ga) varios alaucógenos se desarrollaron a lo largo del margen donde se daba la separación. Uno de tales alaucógenos fue la cuenca del Mississippi (una entrante amplia de rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas). Su eje es paralelo al río Mississippi, y hacia el norte llega a la zona sísmica de Nueva Madrid (Burke y Dewey, 1973; Ervin y McGinnis, 1975; Keller et al., 1983). Estas anomalías se ubican en el cratón norteamericano sobre terrenos Proterozoicos (con edades entre 1.8 y 1.6 Ga).

Anomalía Golfo de México, GM.

En el Golfo de México otra gran anomalía magnética negativa regional (GM) está centrada en una posición geográfica aproximada de 26° de latitud N y 90° de longitud W.

La anomalía GM se extiende asimétricamente hacia el oeste. En algunos mapas es posible reconocer su influencia hasta la Mesa Central en México (Figuras 3.3, 3.7, 3.8, 3.9, 3.11 y 3.12).

En la Figura 3.11 presenta una tendencia hacia el sur sur-este. La resolución de la información en

la parte continental no nos permite concluir nada sobre su continuación hacia la parte continental en el oeste. Dada la extensión de esta anomalía, es posible que enmascare otras grandes anomalías asociadas, por ejemplo, a rasgos tectónico-geológicos de la Faja Volcánica Mexicana (FVM; ver Figuras 3.3 y 3.12). Esta cubre la parte norte de la porción oriental de la FVM, así como a la Sierra Madre Oriental, las planicies costeras del Golfo de México, y parte de la Sierra Madre Oriental. Los rasgos característicos de la porción mayor de esta anomalía se pueden explicar en cierta medida debido a la influencia de la corteza oceánica, de transición delgada y parcialmente corteza de transición gruesa que se ha reportado en tal área (Counil et al., 1989; Sedlock et al., 1993).

El Golfo de México se pudo haber formado por la separación de norte y sudamérica (Walper y Rowett, 1972; Gaxiola et al., 1991; Camargo y Quezada, 1991) o por rotación de bloques como la Península de Yucatán (Freeland y Dietz, 1972; Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

Anomalía Península de Baja California, PBC.

Al sur de la Península de Baja California, aparece otra gran anomalía positiva. Esta anomalía abarca un área mucho menor que las anomalías WT o GM. El valor máximo de esta anomalía se encuentra geográficamente a los 24° de latitud N y los 112° de longitud W aproximadamente en la región de las islas Magdalena y Margarita y al sur de la fosa de Cedros, que constituye una trinchera inactiva (Atwater, 1970; Mammernickx y Klitgord, 1982; Urrutia y Bohnel, 1988). La anomalía abarca exclusivamente la parte sur de la Península de Baja California y se extiende simétricamente de forma radial hacia el Océano Pacífico – en donde se encuentra su máximo – dejando sentir su influencia en la parte sur del Golfo de California. Hacia el este alcanza al vecino estado de Sinaloa con una amplitud muy pequeña (Figuras 3.1, 3.2, 3.4 y 3.6). La provincia geológica correspondiente a esta anomalía es la Península de Baja California. Cabe señalar que en la magnetometría superficial, se tienen una serie de anomalías magnéticas intensas y locales que siguen prácticamente la línea occidental de la costa de la península acentuándose hacia el sur

(Figura 3.11) (Tanner y el comité DNGA, 1988). También se observa un máximo relativo que sólo aparece en este mapa sobre la Bahía del Vizcaino.

Es posible observar sobre el estado de Nayarit (Figura 3.10) una anomalía negativa de muy baja intensidad (entre 4 y 6 nT) entre los 22° de latitud N y los 105° de longitud W. Pudiendo considerarla como una anomalía independiente, se decidió apoyar la hipótesis que esta anomalía es una continuidad o un brazo de la anomalía FVM dada su polaridad. En la carta aeromagnética se presenta difusamente (Ornelas-Valdes, 1999).

Anomalía Faja Volcánica Mexicana, FVM.

En algunos mapas (Figuras 3.2, 3.3, 3.9 y 3.12) encontramos una anomalía regional negativa de gran extensión sobre la parte central de México. Esta anomalía se extiende sobre los estados centrales del país desde el oriente del estado de Jalisco y Michoacán pasando por Hidalgo, Querétaro, Guanajuato, Puebla, Tlaxcala y la parte norte del estado de Veracruz en su parte más oriental. Algunos mapas sugieren que esta anomalía es la continuación de la anomalía GM. En la parte norte de México se puede distinguir que alcanza la parte sureste de Coahuila y los estados de Nuevo León y Tamaulipas en su totalidad.

Dada la forma y posición geográfica de esta anomalía magnética, consideramos que el principal rasgo geológico que contribuye a ésta, es la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVM).

La parte norte de las provincias geológicas como la Sierra Madre Occidental y la continuación hacia el sur de las provincias de Sierras y Cuencas están asociadas a un mínimo relativo (se ubica entre las anomalías WT al norte, y PBC al sur).

Anomalía Península de Yucatán, PY.

En la Península de Yucatán se observa (Figura 3.1) una anomalía de longitud de onda intermedia. En la figura 3.2 hay varios dipolos a lo largo de la línea de costa de la península. La parte occidental de la península, presenta un brazo positivo que se interna en la parte continental. Una

pequeña anomalía puede verse en la misma figura en la costa norte que hipotéticamente se asocia parcialmente con el cráter de impacto de Chicxulub, es positiva y abarca una porción relativamente amplia de la costa norte de la península (con posición 21.5° de latitud N y 89° de longitud W). En algunos mapas de satélite es posible inferirla (Figuras 3.7 y 3.9). Su ubicación sobre la península corresponde a lo que geológicamente es la plataforma de Yucatán que comprende corteza transicional gruesa.

Anomalía Trinchera Mesoamericana, TM.

La más meridional de las anomalías reportadas en los mapas publicados se observó en la costa de los estados de Oaxaca y Chiapas con su máximo centrado en el Golfo de Tehuantepec (Figuras 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 3.10, 3.11, 3.12). Después de la anomalía WT, esta anomalía es la de mayor magnitud dentro de la región, y se encuentra aproximadamente centrada en las coordenadas 14° N de latitud, y 93° W de longitud. Incluye parcialmente a la Sierra Madre del Sur y a la Sierra de Chiapas. Algunos autores la relacionan directamente con la subducción de la placa de Cocos (Counil et al., 1989). De hecho incluye en su mayor parte corteza oceánica de la placa de Cocos. El máximo está limitado por la cresta de Tehuantepec. Se extiende desde las costas de Chiapas hasta el estado de Colima. Disminuye en intensidad a lo largo de la costa hacia el norte. Esta anomalía tiene una forma elipsoidal.

Origen de las Anomalías

Hasta este punto, se ha buscado una explicación por medio de asociación de la anomalía magnética de longitud de onda larga con los principales rasgos geológicos y tectónicos de la zona en estudio. La aplicación de las teorías desarrolladas para explicar las anomalías magnéticas satelitales a los datos observados en el área estudiada no es directa. La explicación de estas anomalías se debe ajustar a los problemas que se presentan en muchas de las anomalías observadas alrededor del mundo.

El hecho de que las anomalías de longitud de onda larga se relacionen con fuentes ubicadas en la corteza implica que (a) la magnetización de la corteza superior puede contribuir de manera

importante en estas anomalías y/o (b) que las estructuras profundas pueden reflejarse en la geología superficial.

Los patrones de las anomalías con fuentes en la corteza superior frecuentemente son consistentes con las provincias geológicas; sin embargo, no en todos los casos se presenta esta correlación y de la misma manera, a mayores altitudes estos patrones pueden interpretarse como anomalías de gran longitud de onda cuyo origen es por inducción.

De este análisis cualitativo, vemos que las anomalías magnéticas satelitales existentes, no presentan una relación directa con los rasgos geomorfológicos de México. La extensión de algunas de las anomalías presentes es mucho mayor que las provincias geológicas o con tendencias diferentes en su forma, como es el caso de la GM o la FVM. En otros casos vemos que el área geográfica que ocupa la anomalía es mucho menor que la provincia como en el caso de la anomalía PY. Podemos ver también que los rasgos geológicos pueden incidir sobre la forma de una anomalía como es el caso de WT, pero no hay una regla directa que las relacione. Como un ejemplo se podría pensar que TM se asocia directamente con la Trinchera Mesoamericana. Sin embargo al momento de analizar detalladamente esta afirmación observamos que otros rasgos geomorfológicos podrían influir para conformar esta anomalía como a la presencia de la Sierra Madre del Sur, el Macizo de Chiapas. Por esta razón es importante buscar posibles correlaciones con otro tipo de rasgos como el flujo de calor, espesor y naturaleza de la corteza o la presencia de los terrenos tectonoestratigráficos que conforman a México.

Sabemos por ejemplo que provincias geológicas como la Sierra Madre oriental están sobrepuestas a varias unidades tectonoestratigráficas (Sedlock et al., 1993). Debido a esto vemos la conveniencia de analizar las anomalías magnéticas satelitales en función de los terrenos tectonoestratigráficos.

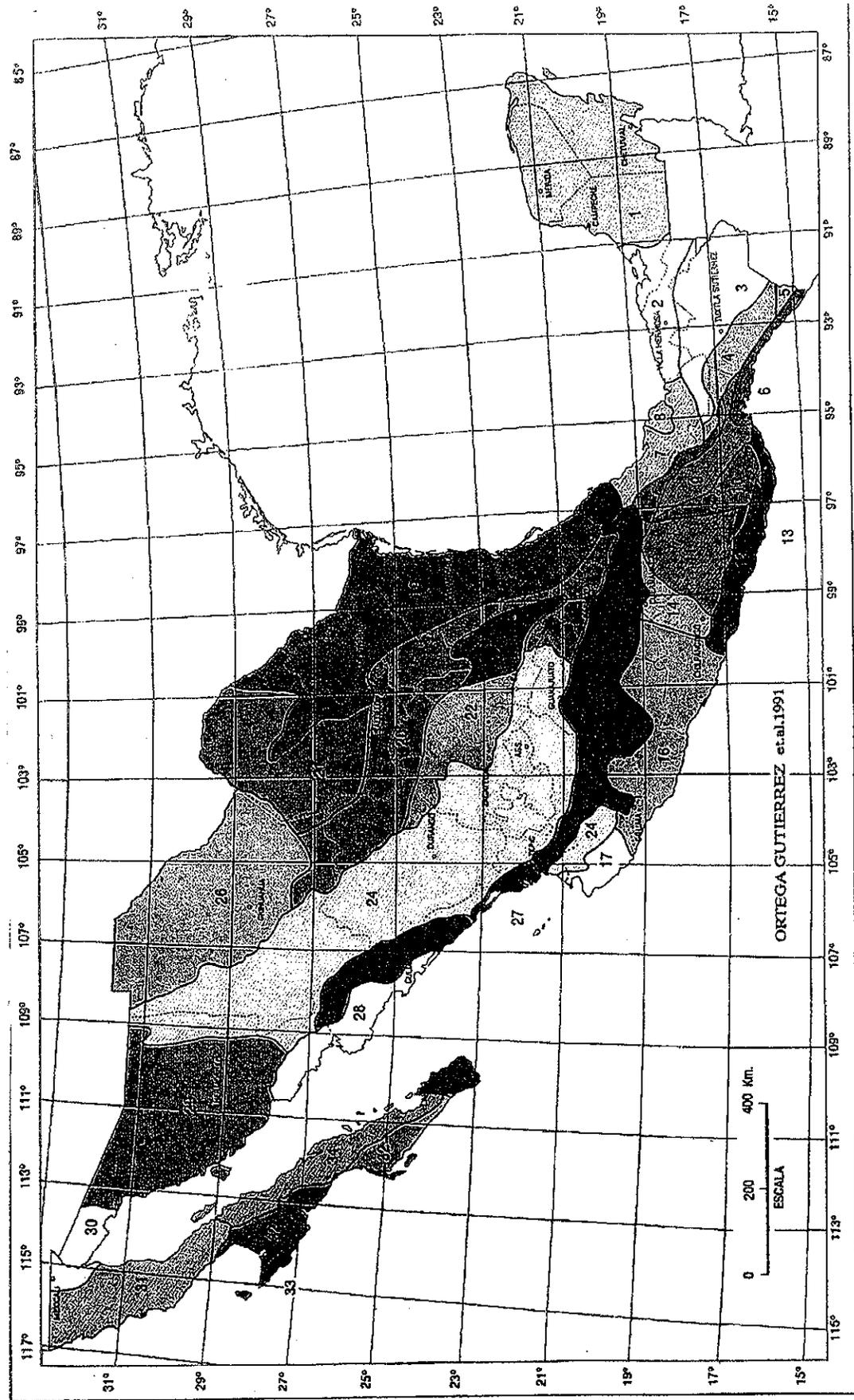


figura 5.2. Mapa que muestra las provincias geológicas de México. 1, Plataforma de Yucatán; 2, Cuenca Deltaica de Tabasco; 3, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y fallas; 4, Batolito de Chiapas; 5, Macizo ígneo del Soconusco; 6, Cuenca Deltaica de Veracruz; 7, Cuenca Deltaica de Veracruz; 8, Macizo Volcánico de los Tuxtles; 9, Juchateca; 10, Zapoteca; 11, Mixteca; 12, Chatina; 13, Juchateca; 14, Plataforma de Morelos; 15, Faja Volcánica Transmexicana; 16, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima; 17, Batolito de Jalisco; 18, Macizo ígneo de Palma Sola; 19, Miogeosinclinal del Golfo de México; 20, Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas; 21, Plataforma de Coahuila; 22, Zacatecana; 23, Plataforma de Valles-San Luis Potosí; 24, Faja Igneíbrítica Mexicana; 25, Cinturón Orogénico Sinaloense; 26, hihuahuense; 27, Cuenca de Nayarit; 28, Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa; 29, Sonorense; 30, delta del Colorado; 31, Batolito de Juárez-San Pedro Mártir; 32, Cuenca de Vizcaino-Purisima; 33, Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita; 34, Faja volcánica de La Giganta; 35, Complejo Plutónico de La Paz (tomada del "Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la república Mexicana escala 1: 2'000,000", Ortega-Gutierrez et al., 1991)

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

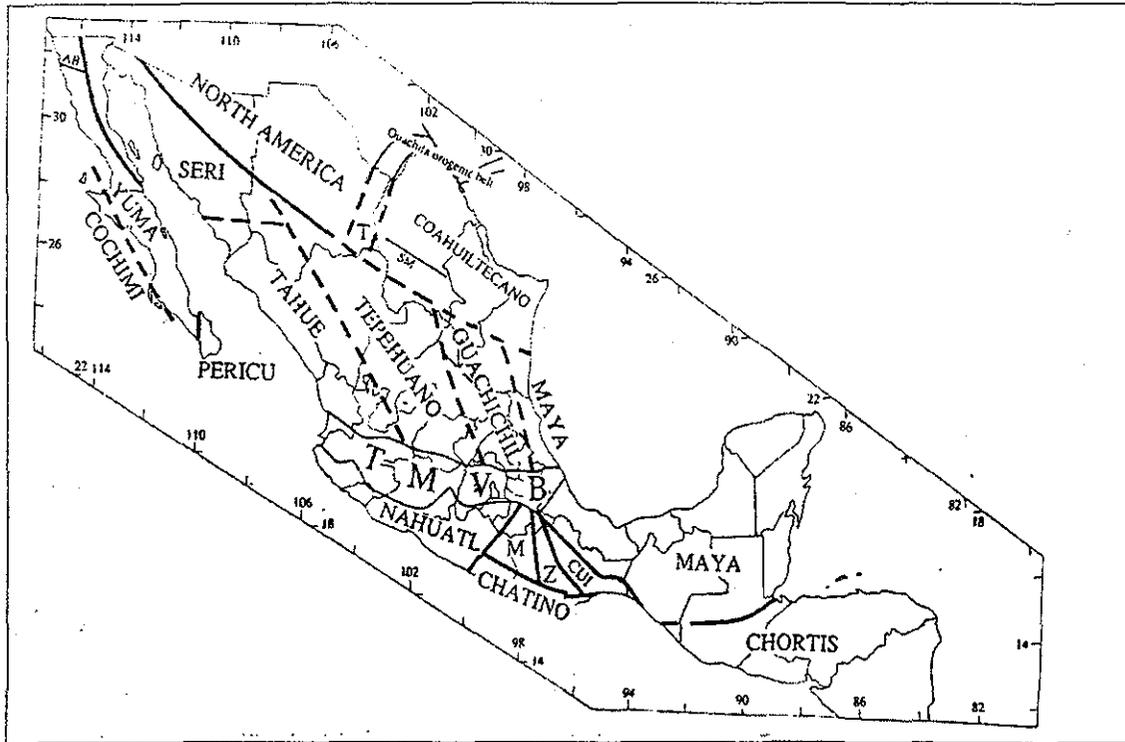


Figura 5.3 Los terrenos tectonoestratigráficos de México y de la parte norte de América Central. Se presentan con líneas continuas los límites de los terrenos. Las líneas discontinuas son límites inferidos por los autores. Abreviaturas: CUI, Cuicateco; M, Mixteco; T, Tarahumara; Z, Zapoteco; AB, falla Aguablanca (Baja California); SM, falla San Marcos (Coahuila); TMBV, Faja Volcánica Trans-Mexicana (por sus siglas en inglés), según Sedlock et al. (1993).

Correlación con terrenos tectonoestratigráficos

Hemos constatado que no existe una correlación directa entre las provincias fisiográficas y las anomalías satelitales (Figura 5.2). Por ejemplo parte del Eje Neovolcánico se asocia a la porción continental de la anomalía GM y la otra parte a la FVM. También la parte norte de las planicies costeras del Golfo de México se asocian con las anomalías GM, en tanto que su porción sur se asocia a valores positivos.

También sabemos que la Sierra Madre Oriental, comprende diferentes unidades tectonoestratigráficas (o terrenos tectonoestratigráficos).

En busca de una mayor correlación entre los datos satelitales con la geología, a continuación comparamos los terrenos tectonoestratigráficos (Figura 5.3) y las anomalías satelitales. En este ejercicio haremos énfasis en la naturaleza de la corteza.

La anomalía PBC, ubicada frente a la costa sur de la Península de Baja California, se asocia con los terrenos Cochimi, parcialmente con Yuma y Pericú, y con el piso oceánico del Golfo de California. Esta anomalía se correlaciona con aquella parte de la península caracterizada por una amplia plataforma marina. Rocas volcánicas de ofiolitas mesozoicas, ofiolitas, arcos de islas, melanges y terrenos de esquistos azules subyacen esta plataforma. Estructuralmente se tienen tres unidades: una unidad superior constituida por rocas ofiolíticas y de arco, una placa inferior de esquistos azules metamorfizados regionalmente y en medio se tiene melange de matriz serpentínica. La parte más positiva de esta anomalía magnética coincide con la región de las islas Magdalena y Margarita del terreno Cochimi, donde se tienen afloramientos complejos de subducción, ofiolitas y de arco.

Las rocas ofiolíticas de la unidad superior incluyen rocas ultramáficas metamorfizadas, gabro, diabasa, rocas máficas volcánicas. El gabro se da masivo o laminado; se tiene también un complejo de diques y sills de composiciones máfica a intermedia. El complejo de subducción y el melange de matriz de serpentinita afloran únicamente en las islas Santa Margarita y Cedros. Las rocas de cuenca de pre-arco, arco, ofiolitas y anfibolitas graníticas afloran en ambas islas (Crouch, 1979; Normark et al., 1987; Legg et al., 1991; Sedlock y Hamilton, 1991).

En resumen podemos decir que se tiene presencia de rocas de composición básica máfica, y ultramáfica en la corteza superior. Una de las características del terreno Yuma, de importancia para el estudio de esta misma anomalía, es la cadena de plutones de batolitos de las sierras peninsulares que intrusieron al ya existente arco volcánico (Jurásico-Cretácico) y a la cuenca de edad Triásico-Jurásico. La parte occidental del cinturón batolítico es típico de arcos de islas primitivas formados sobre una litosfera oceánica. El batolito en sí parece ser un ejemplo de formación de corteza continental en un área previamente carente de litosfera continental. Los granitoides al oeste de este terreno son del tipo I (más magnéticos) (Silver, 1979; Hill et al., 1986; Gromet y Silver, 1987).

El terreno Pericú consiste en metasedimentos y en menor proporción de rocas metaígneas intrusionadas durante el Cretácico Temprano por plutones máficos a intermedios. Sufrió deformación y en el Cretácico Tardío fue nuevamente intrusionado por granitos que probablemente

se formaron en el arco magmático a lo largo del margen occidental de México. Los complejos metamórficos y granitoides están cortados por diques y cuellos andesíticos del Terciario medio. Podemos resumir que la corteza de estos terrenos es de naturaleza básica a máfica y que muestra una correlación con la anomalía PBC (Sedlock et al., 1993)

El área correspondiente a la anomalía central de WT está caracterizada por una corteza gruesa (40 km aproximadamente) y por velocidades V_p anormalmente altas (6.6 km/s), indicativas de una composición más máfica (Braile et al., 1989). La presencia de la WT es compatible con el hecho de que las rocas máficas tienen un mayor magnetismo.

El máximo oriental de esta anomalía también se asocia con corteza continental gruesa (45 km aproximadamente), y de manera semejante a la otra está caracterizada por velocidades V_p anormalmente altas (6.7 km/s) (Braile et al., 1989).

La anomalía occidental (la de menor extensión y magnitud) se asocia con la meseta del Colorado (en el estado de Arizona) caracterizada por una corteza relativamente gruesa (35-45 km). Sin embargo, en esta zona las velocidades V_p son relativamente bajas (menores a 6.2 km/s). El flujo de calor es menor que el promedio observado para el área (Mayhew, 1985).

La anomalía que denominamos TM se extiende desde el norte-noroeste de Guatemala y hasta el estado de Jalisco. Esta anomalía está asociada con la placa de Cocos que subduce a la placa de América del Norte a lo largo de la trinchera mesoamericana. Es decir, gran parte de esta anomalía se asocia con corteza oceánica. De hecho la anomalía tiene un máximo (de mayores extensiones que el asociado con la anomalía PBC) ubicado en el Golfo de Tehuantepec. Este máximo se encuentra al sureste de Oaxaca y al suroeste del estado de Chiapas. De hecho incluye las planicies costeras y una porción del macizo de Chiapas.

Hacia el W esta anomalía cubre porciones mínimas de los estados de Colima, Michoacán y Guerrero. La anomalía TM tiene una rama continental de dirección NE-SW que la pone en contacto con la anomalía positiva asociada con la isla de Cuba, y el sur de la península de Florida, y La Española. Este ramal cubre una pequeña franja del sureste de Guerrero, las dos terceras partes más meridionales de Oaxaca, y el sur de Veracruz. Los estados de Chiapas, Tabasco, Campeche, y Quintana Roo están cubiertos completamente.

La estructura geológica subterránea de Chicxulub ha sido inferida por los rasgos gravimétricos y magnetométricos (anomalía PY) descubiertos y explicados como un cráter de impacto (Penfield y Camargo, 1981). Se han realizado estudios de otra naturaleza (geoquímicos o magnetotéluricos, por ejemplo) que han apoyado asimismo la teoría que relaciona a este cráter de impacto con la inducción de cambios climáticos globales así como la extinción masiva de la biota en nuestro planeta durante la transición del Cretácico al Terciario (Espíndola et al., 1995; Campos-Enríquez et al., 1997; Keiffer, 1998; Hildebrand y Pilkington, 1998). Los modelos de corteza propuestos para esta zona aún presentan varias controversias relacionadas con la morfología de la estructura. Espíndola et al. (1995) sugieren que la estructura del Chicxulub corresponde a un cráter con un alto estructural central con un pico gemelo en su cima. De acuerdo con la teoría de formación de cráteres, esta se debió formar en una litosfera moderadamente delgada que permitió únicamente la formación de uno o quizás unos cuantos anillos. Por otra parte, la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo y estudios gravimétricos indican en la actualidad una estructura anular de 190 km de diámetro (Campos-Enríquez et al., 1997). Los valores bajos de resistividad indican el alcance de niveles profundos de la corteza de impacto. La información gravimétrica indica también la ausencia de equilibrio isostático de la Plataforma de Yucatán (Espíndola et al., 1995; Hildebrand et al., 1995).

Como ya se mencionó, en su parte marina la anomalía TM está asociada a la litosfera de la placa de Cocos que subduce a la placa de Americana del Norte a lo largo de la trinchera mesoamericana. En su porción continental la anomalía incluye a los terrenos Chatino, el sur de los terrenos Mixteco, Zapoteco, y Cuicateco. Del terreno Maya cubre el sur de la provincia norte, la provincia de la plataforma de Yucatán y la provincia del sur. El máximo de esta anomalía está delimitada aproximadamente al noroeste por la cresta (dorsal) de Tehuantepec.

La trinchera mesoamericana la divide en dos porciones aproximadamente iguales. La mitad noreste incluye la plataforma continental y una franja NW-SE de la Sierra de Chiapas. Cabe mencionar que gran parte de la plataforma está caracterizada por importantes anomalías

aeromagnéticas (con magnitudes de hasta 500 nT) que posiblemente se continúan en la Sierra de Chiapas (Tanner y el comité DNAG, 1988).

El macizo de Chiapas es un ensamble complejo de rocas metaplutónicas, metasedimentarias y plutónicas. Los protolitos de las rocas metamórficas fueron rocas sedimentarias y plutónicas de edades que van desde el Proterozoico Tardío al Paleozoico Temprano. Están cubiertas discordantemente por estratos carboníferos a pérmicos. Porciones de la corteza de la provincia sur del terreno Maya son consideradas como corteza continental perteneciente a Gondwana encallado durante la ruptura de Pangea (Sedlock et al., 1993).

El brazo NE-SW (parte continental) de la anomalía TM cubre la provincia Plataforma de Yucatán y el sur de la provincia norte del terreno Maya. El basamento de la Plataforma de Yucatán está caracterizado por rocas metavolcánicas cuarcita y esquistos (López-Ramos, 1983) de edades Paleozoicas. Se sugiere que la Plataforma de Yucatán está subyacida por los grupos Chuacús o Santa Rosa que afloran al norte de la falla de Motagua en Guatemala central (esquisto de cuarzo y mica, y cuarcita derivada de rocas clásticas, carbonatos granitoides, y una menor proporción de rocas volcánicas) (Viniestra-Osorio, 1981).

Como ya se ha mencionado, al norte de este máximo y en la parte continental tenemos un mosaico de terrenos (Chatino, Mixteco, Zapoteco, y Maya). A continuación se describe la naturaleza de la corteza de las porciones de estos terrenos asociados a la prolongación de la anomalía. En el extremo sureste del terreno Mixteco rocas clásticas marinas deformadas y metamorfizadas del Paleozoico tardío, rocas pelágicas, rocas máficas, volcánicas y granitoides (Complejo Acatlán) se encuentran acunados entre los terrenos Zapoteco y Chatino. El Complejo Acatlán comprende a los subgrupos Pletlalcingo, Acateco y Tecomate. La parte media superior del subgrupo Petlalcingo (Formaciones Chazumba y Cosoltepec) contienen metagrawackas intercaladas con metapelitas y metagabros. Los protolitos de estas unidades se derivaron de una fuente grenviliana (Ruiz et al., 1990; Yañez et al., 1991).

El subgrupo Acateco comprende a la Formación Xayacatlán y a los granitoides miloníticos Esperanza (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1981a y b). Peridotitas serpentinizadas, metabasitas eclogitizadas y anfibolizadas, esquistos pelíticos, y cuarcitas se encuentran en la Formación

Xayacatlán. Este conjunto de rocas es interpretado como una ofiolita desmembrada. Sobre este basamento se tiene una cobertura volcano-sedimentaria. Vemos que la corteza del terreno Mixteco contiene rocas magnéticas.

El terreno Zapoteco es un fragmento de corteza continental proterozoica con un basamento cristalino (Complejo Oaxaqueño) suprayacido discordantemente por estratos cratonales raros del Paleozoico temprano. Se infiere que estas rocas Precámbricas y del Paleozoico temprano formaron parte de la provincia grenviliense del sureste de Canadá. El Complejo Oaxaqueño es un ensamble de metaanortositas, orthogneis cuarzo-feldespático, paragneiss, rocas metasedimentarias calcosilicatadas y charnoquita. Los protolitos de estas rocas experimentaron metamorfismo pico de facies de granulita.

Puede afirmarse que este basamento (terrenos Zapoteco, Mixteco y Cuicateco) si se correlaciona con el terreno Maya, ya que puede verse como una franja más o menos continua de basamento magnético desde el norte hasta el sur del país. Correlacionándose con el propuesto terreno Oaxaquia.

Orthogneises y rocas metasedimentarias constituyen al terreno Chatino. El basamento (Complejo Xolapa) está constituido por migmatitas de facies anfíbolita, orthogneiss, anfíbolita, esquistos pelíticos, esquistos de biotita, y marmol (Ortega-Gutiérrez, 1981a; Alaníz-Alvarez y Ortega-Gutiérrez, 1988). El Complejo Xolapa está ampliamente intrusionado y deformado por granitoides terciarios, pegmatitas graníticas y enjambres de diques máficos.

A lo largo del transecto H-3 (Ortega-Gutiérrez et al., 1990), el terreno Cuicateco está constituido por tres unidades estructurales buzando suavemente hacia el occidente. En la unidad estructural inferior se tiene un conjunto de rocas interpretado como una ofiolita desmembrada (greenstone, lentes de gabro y serpentina, metatoba, y grawacka) (Carfentan, 1983) y una cubierta sedimentaria. La unidad intermedia es la más voluminosa (flysch fuertemente deformado pero débilmente metamorizado, toba, pizarra negra, caliza) (Carfentan, 1981; Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, 1985). En la unidad superior tenemos orthogneiss milonítico máfico a silíceo. Las metatobas contienen cuerpos tabulares de serpentina derivados de harzburgita o piroxenita de olivino que probablemente ascendieron diapíricamente de niveles profundos de la corteza.

En la parte este de la Sierra de Juárez (noreste de Oaxaca) en una área cortada por el transecto H-3, el terreno Maya incluye un sub-terreno sin nombre. Este subterreno incluye rocas meta-ígneas y meta-sedimentarias facies de esquisto verde polideformadas que incluyen filita, esquisto, gabro, metagabro y serpentinita (Ortega-Gutiérrez et al., 1990). El máximo magnético (TM) en su parte oriental cubre una franja del Macizo de Chiapas (provincia sur del terreno Maya).

Recordemos que los afloramientos de rocas metamórficas precámbricas y paleozoicas son interpretados como corteza continental de Gondwana que encalló durante la ruptura de Pangea. Resumimos que la corteza de la parte continental de esta anomalía contiene rocas básicas y magmáticas así como una naturaleza cristalina afectada por un metamorfismo de facies avanzado. Estos elementos apuntan a un carácter magnético. Otra vez vemos una correlación entre la naturaleza máfica de la corteza de estos terrenos y la parte continental de la anomalía positiva TM. La anomalía GM tiene su valor negativo más acentuado al N de la península de Yucatán (Figuras 3.3, 3.4 y 3.12). La parte sur del mínimo de esta anomalía se asocia a corteza oceánica. El apéndice norte del mínimo se asocia a corteza de transición delgada. La prolongación de este apéndice hacia el norte cubre el estado norteamericano de Luisiana. La corteza oceánica en el Golfo de México se asocia a la apertura del Golfo de México durante el Jurásico y el Cretácico (Dillon et al., 1972; Sawyer et al., 1991).

La anomalía GM se continúa hacia el W sobre el territorio continental de México, cubriendo la porción oriental del Eje Neovolcánico. Cubre la provincia norte del terreno Maya, el terreno Guachichil. Cubre también la parte sureste del terreno Tepehuano. La porción sureste del terreno Coahuiltecano igualmente está cubierta por la prolongación continental de esta anomalía. La esquina sureste del terreno Tahue está cubierta por esta anomalía.

El basamento de la provincia norte del terreno Maya ha sido estudiado gracias a numerosos pozos exploratorios. Muchos pozos han terminado en basamento granítico y rocas metamórficas con edades entre el Carbonífero y el Jurásico. La cubierta sedimentaria a lo largo del sistema montañoso de la planicie costera llega a totalizar 10 km de espesor (Jurásico Tardío- Paleógeno). Rocas volcánicas afloran desde el sur de Tamaulipas hasta San Andrés Tuxtla en el sureste de Veracruz, posiblemente derivadas de magmas relacionados con subducción (López-Infazón y

Nelson, 1990; Nelson et al., 1991). Se infiere que esta área era subyugada por rocas ultramáficas o complejos gabroides (Wollard y Monges-Caldera, 1956; Ortega-Gutiérrez et al., 1990, Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora, 2001).

El basamento de las partes norte y sur del terreno Guachichil incluye gneiss de edad grenvilliana, rocas sedimentarias de miogeosinclinal (Paleozoico); metabasaltos y rocas intrasedimentarias paleozoicas formadas en un complejo de subducción (Esquisto Granjeno) y flysch (Pérmico Temprano). Estas rocas pre-mesozoicas están cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias y rocas volcánicas en menor proporción (Formaciones Huizachal y Huayacocotla).

Con base en estudios de xenolitos se infiere que el terreno Tepehuano está subyugado parcialmente por corteza continental Proterozoica. Afloramientos dispersos y ampliamente separados parecen indicar el desarrollo de parte de un arco magmático cordillerano Jurásico, uno o varios complejos de subducción incluyendo fragmentos de rocas paleozoicas y una o más cuencas de retro-arco incluyendo corteza máfica. Al sur de León, Guanajuato, se tienen rocas máficas y ultramáficas interpretadas como un complejo ofiolítico (Servais et al., 1982) o remanentes de un arco oceánico (Monod et al., 1990). Se tienen basaltos masivos y en almohadilla, complejos de diques de diabasa, estratos de tonalita, instrusionados por diques máficos, gabro masivo y estratificado parcialmente serpentinizado, harzburgita serpentinizada, wehrilita y piroxenita. Algunas interpretaciones indican que estas rocas máficas ultramáficas son corteza oceánica de una cuenca de retroarco (Servais et al., 1982; Sedlock et al., 1993).

Para esta anomalía no observamos una correlación con la naturaleza cortical de los respectivos terrenos. Esto se puede deber a que las anomalías satelitales no resuelvan las anomalías más elementales que constituyen a la anomalía GM que pudiesen existir. Más aún, la hipótesis de que GM se funde con una anomalía negativa que cubre gran parte del territorio continental, no es de descartarse; sin dejar de considerar además otras variables como el flujo de calor y el espesor cortical que limiten el efecto magnético de estas cortezas respectivas.

El terreno Seri está caracterizado en su totalidad por valores positivos. Este terreno se encuentra entre dos anomalías positivas (la WT y la PBC). El Cratón norteamericano se encuentra en la margen sureste de la anomalía WT. La parte norte del terreno Tarahumara se ubica en la parte sur

del mayor máximo que constituye a la anomalía WT. La parte norte de este último terreno está caracterizada con valores positivos y se localiza entre las anomalías WT y GM.

La porción suroeste del terreno Coahuiltecano también se caracteriza por valores positivos. Su porción sureste junto con la porción norte del terreno Tarahumara se asocian a la prolongación hacia el sur del gran máximo de la anomalía WT. El terreno Tahue se encuentra entre la anomalía positiva PBC y la negativa GM. Sólo su porción sureste está comprendida por la anomalía GM. Casi todo el terreno Náhuatl está asociado con valores positivos. Este terreno se encuentra entre las anomalías GM y TM.

El límite sur de la anomalía WT (Figura 3.12) es paralelo a la porción noroeste de la megacizalla Sonora-Mojave. La falla de San Marcos de dirección NW-SE que posiblemente está relacionada a la megacizalla Sonora-Mojave, corresponde a una porción del límite entre las anomalías WT y GM. La frontera sur de la porción este de la Faja Volcánica Trans-Mexicana corresponde al límite sur de la anomalía GM.

Igualmente la frontera entre los terrenos Maya y Chortis parecen corresponder con la frontera entre la anomalía positiva TM y una anomalía negativa que comprende centroamérica.

De este análisis vemos que existe en el noroeste de México, una mayor correlación entre los terrenos tectonoestratigráficos y las anomalías magnéticas satelitales observadas. Al sur esta correlación es más pobre. En algunos casos, esta correlación se da a través de la naturaleza de la corteza de estos terrenos. Por ejemplo donde tenemos una corteza de carácter máfico (como lo es el terreno Cochimi) tenemos una anomalía positiva.

Sin embargo esta correlación no es siempre directa como se vió anteriormente analizando otros parámetros geofísicos tales como el espesor cortical (obtenido a través de estudios sismológicos, gravimétricos) y el flujo de calor por ejemplo.

Debido a que las anomalías satelitales antes descritas tienen un carácter compuesto, se habrán de analizar con el fin de establecer sus componentes.

Una vez establecidos los límites de estas anomalías veremos si los límites de los terrenos se observan mejor. Esto se realizará mediante el procesado digital de las anomalías magnéticas satelitales que se describen en el próximo capítulo.

Procesamiento digital de la información satelital.

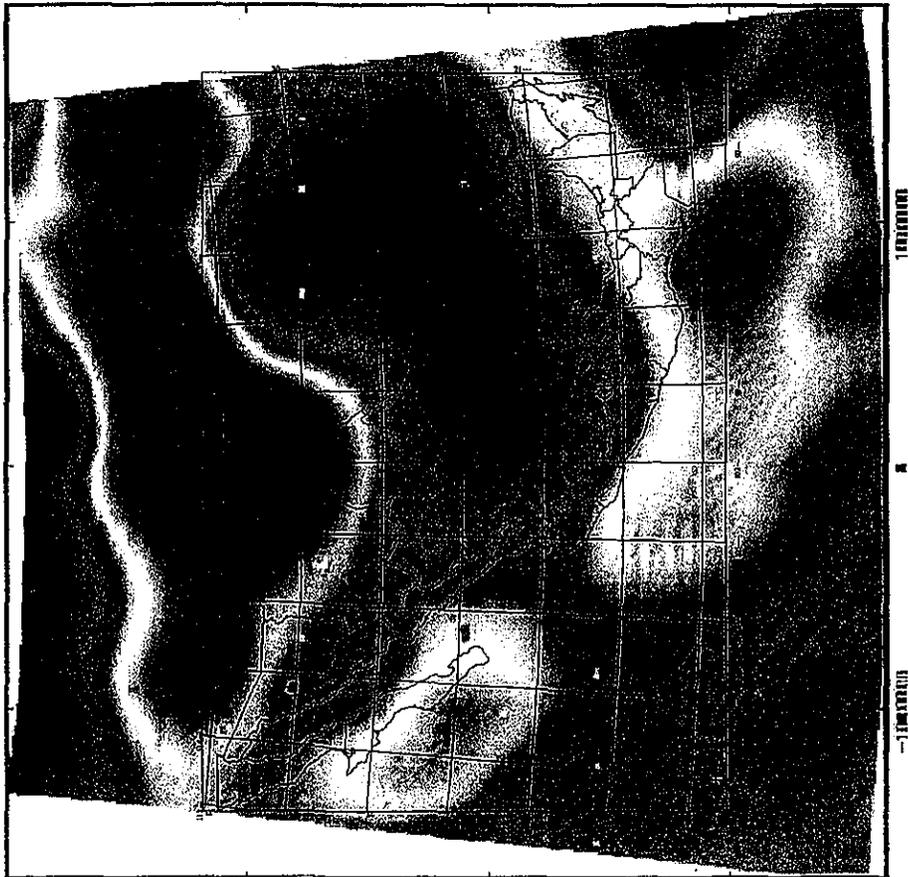
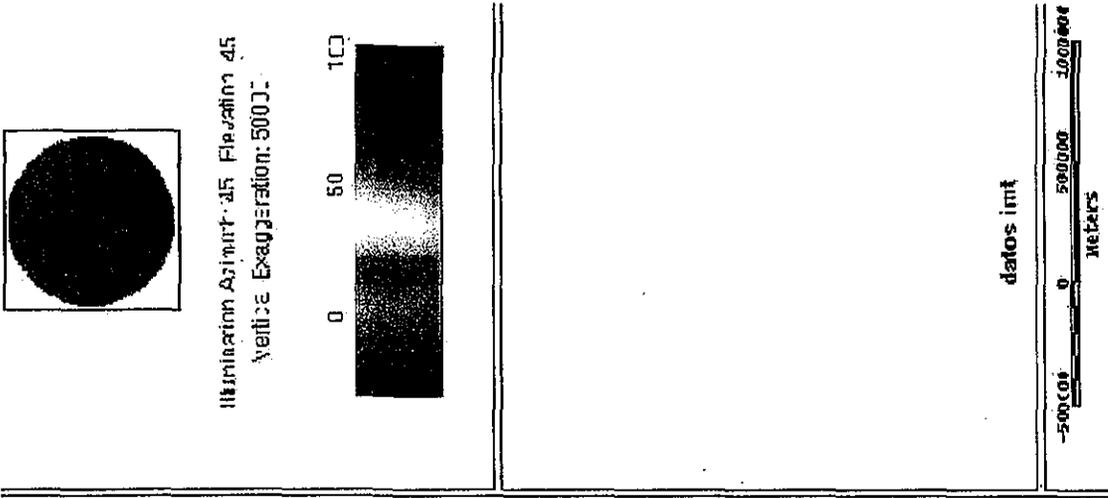
Durante más de una década, científicos, asociaciones profesionales, y los gobiernos del subcontinente Norteamérica trabajaron en una colección de datos geofísicos tanto marinos como continentales. Esta información está disponible en el NGDC (National Geophysical Data Center por sus siglas en inglés). De esta base de datos se obtuvo la matriz de datos magnéticos satelitales de 128 por 128 que cubre el área de nuestro interés con muestras a cada 2.5 minutos de arco. Esta matriz contiene las anomalías magnéticas que el satélite Magsat mapeó sobre la región como ya fue descrito en el capítulo correspondiente. Los datos publicados fueron corregidos por la variación diurna que la ionosfera induce sobre el campo geomagnético. Las anomalías se redujeron a la superficie terrestre y se eliminaron tendencias relacionadas con la inestabilidad del campo geomagnético originadas en la ionosfera (variaciones entre 40 y 60 nT), y en el exterior (variaciones entre 100 y 350 nT). De estos datos originales se obtuvo el regional, la reducción al polo, la primera y la segunda derivadas (ver Sheriff, 1991; Blakely, 1996; Mendonça and Silva, 1993; Lu, 1998; Li y Oldenburg, 2001).

El resultado de este proceso nos llevó a obtener cinco mapas que proporcionan información muy interesante. En ellos es posible determinar rasgos de gran longitud de onda relacionados con rasgos tectonoestratigráficos. Estos mapas se presentan en las Figuras 6.1 a 6.5 (Magsat_Original, regional_600k, reducción al polo, repol_dz200k, repol_2dz200k)

Resultados preliminares

1) Magsat_Original

Este mapa (Figura 6.1) representa los datos originales obtenidos de la misión Magsat en 1979 y sobre a los cuáles se aplicó el procesamiento digital. En los capítulos 2 y 5 se realizó un análisis detallado tanto de la misión como de las grandes anomalías observadas en esta Figura respectivamente. Baste recordar que se identificaron seis anomalías: anomalía del Oeste de Texas (WT), anomalía de la Península de Baja California (PBC), anomalía de la Faja Volcánica Mexicana



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Figura 6.1 Datos originales tomados de Magsat antes de procesarse

(FVM), anomalía de la Trinchera Mesoamericana (TM), anomalía del Golfo de México (GM) y anomalía de la península de Yucatán (PY).

2) Regional_600k

El regional se obtuvo mediante un filtrado pasabajas (con una longitud de onda de corte de 600 km). El efecto del regional es suavizar los datos, haciendo resaltar de esta manera a las anomalías regionales a expensas de las anomalías locales.

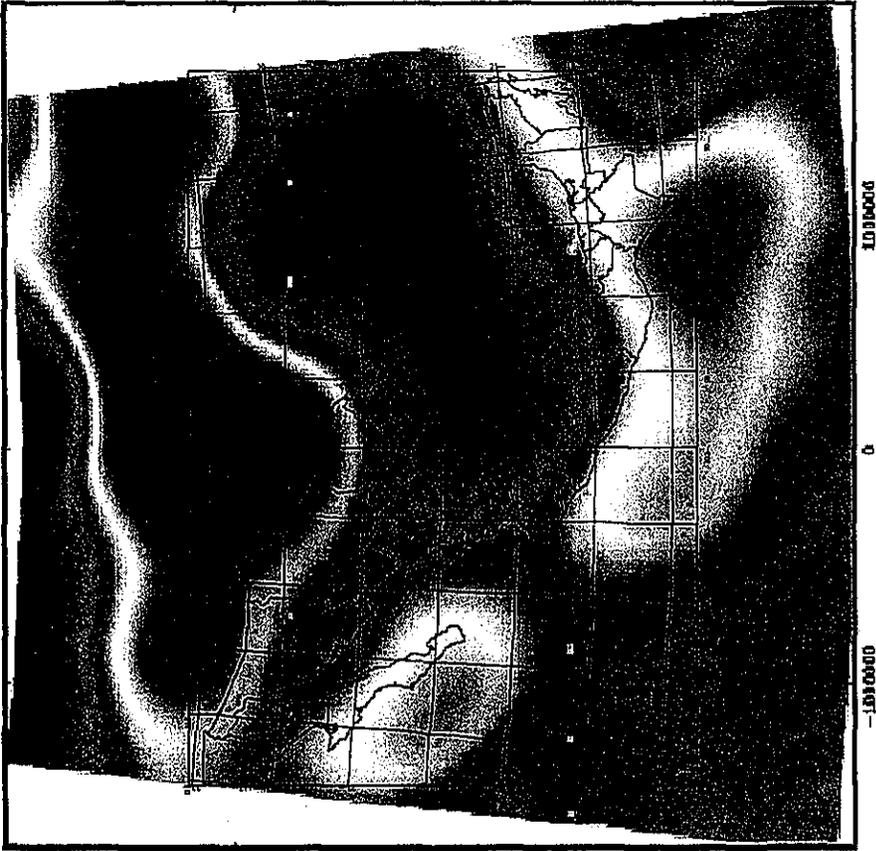
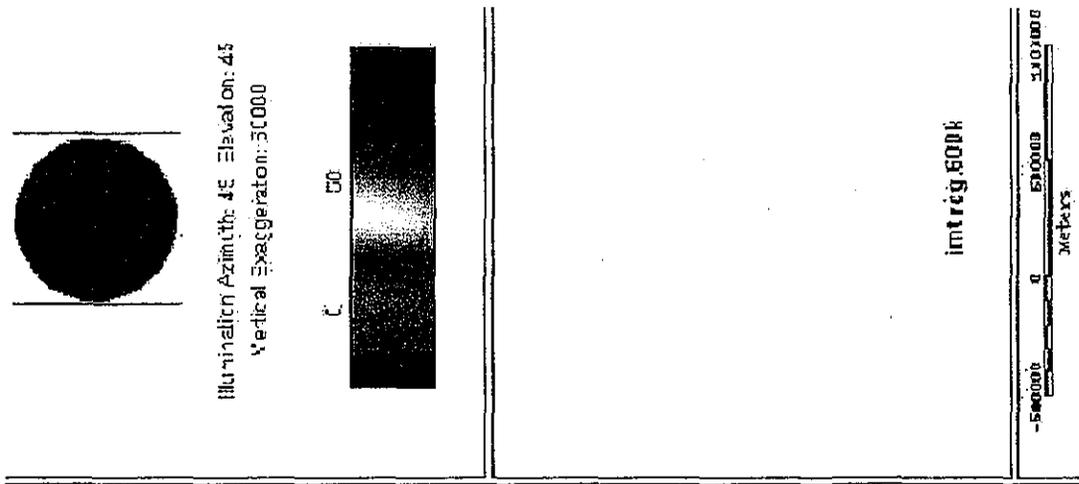
En el mapa correspondiente al campo regional (Figura 6.2) pueden apreciarse las mismas anomalías ya descritas en el capítulo 3. Sin embargo las anomalías presentan sus fronteras más suaves. Tal es el caso de la anomalía PBC. En el plano de intensidad total vemos una conexión entre esta anomalía y la anomalía WT. Sin embargo aquí casi desaparece esta conexión. Lo mismo sucede con la conexión con la anomalía TM. Esta última anomalía presenta su mayor máximo en el Golfo de Tehuantepec y se extiende hacia el norte a lo largo de la costa del Océano Pacífico; formando un brazo que se extiende hasta las costas de Colima y Jalisco. La anomalía sobre el estado de Nayarit se refleja como un mínimo relativo con una extensión de entre 800 y 900 km entre las anomalías PBC y TM.

Hacia el continente y con dirección NE esta anomalía magnética disminuye su efecto pero extiende su influencia por sobre la península de Yucatán, fundiéndose con la anomalía PY.

La forma de las anomalías WT, y GM se conservan en lo general invariables. El mínimo de la anomalía GM se ubica tal y en donde aparece en el plano original. La anomalía WT presenta la tendencia que tenía en el plano original. Al sur, esta gran anomalía está limitada aparentemente por la zona de megacizalla Mojave-Sonora.

3) Reducción al polo

La reducción al polo (Baranov, 1957) se hizo con la intención de centrar las anomalías bajo sus fuentes (Figura 6.3). Aunque en general observamos aproximadamente la misma forma y extensión podemos observar algunos cambios menores significativos. Por ejemplo el mínimo sobre Sonora y



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 6.2 Mapa regional obtenido mediante filtrado pasabajas con una longitud de onda de corte de 600 km.

entre las anomalías PBC (al sur) y WT (al norte) se ha desplazado más hacia el Golfo de California (al sur). Una posible extensión hacia el E de la parte sur de la anomalía WT igualmente se puede inferir.

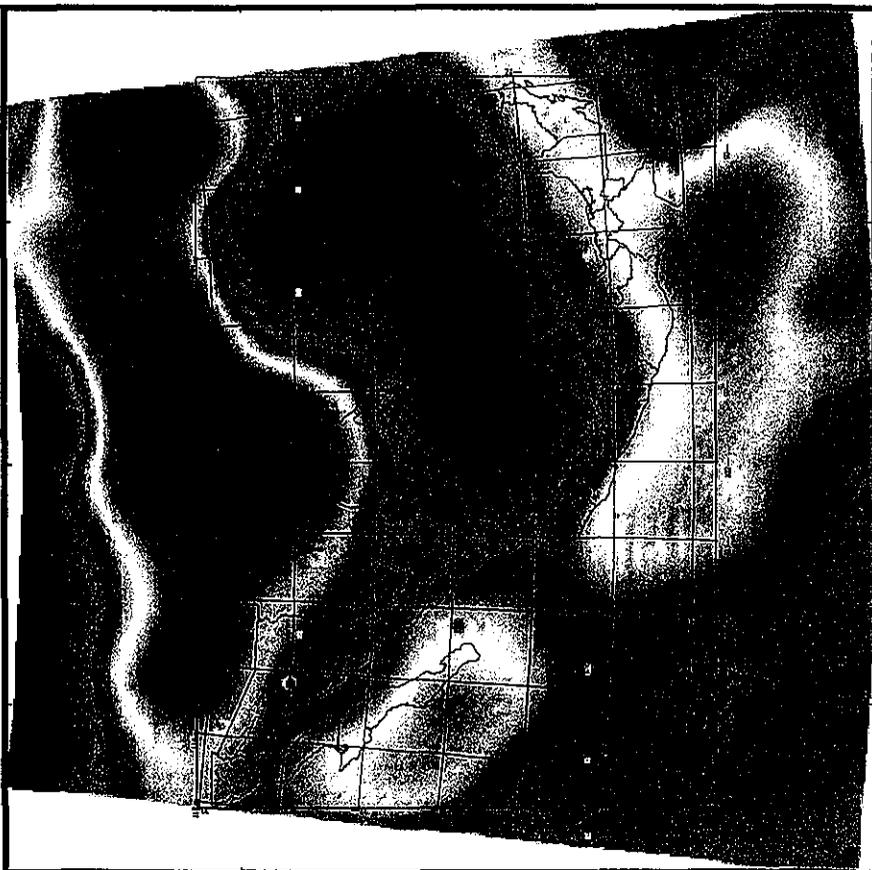
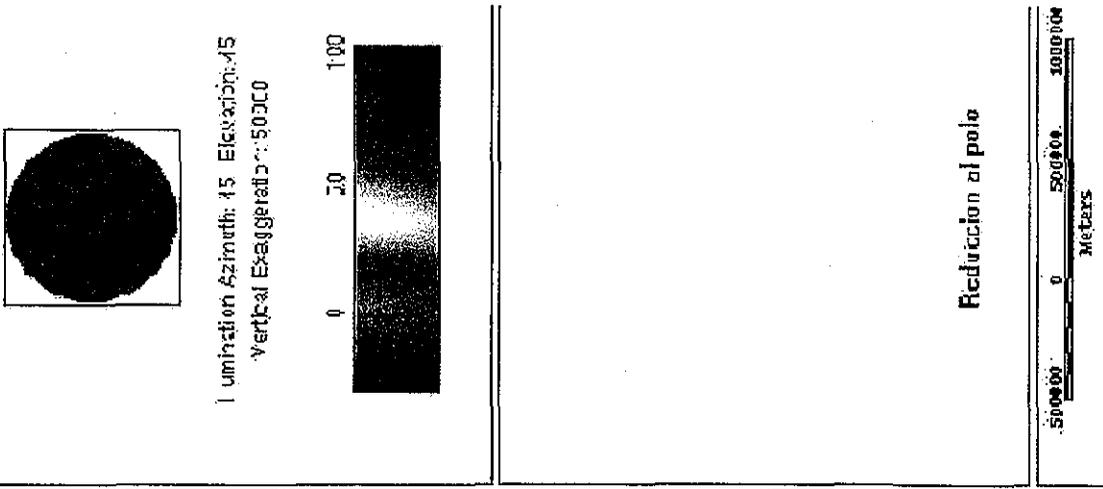
Es de llamar la atención la aparición de algunos puntos que podrían interpretarse como artefactos del proceso aplicado, ya que al analizar los datos originales, estos puntos no son evidentes. La interpretación que pudiera resultar de estos puntos, habrá que tomarse con todas las reservas del caso.

Cabe señalar que se adoptó una inclinación magnética promedio para toda el área con el objeto de aplicar el algoritmo. Este valor promedio podría reflejarse en cambios poco relevantes sobre la posición de las anomalías. La reducción al polo se realizó con el algoritmo de Baranov (1957).

4) Repol-dz200k

La combinación de procesos como la reducción al polo, la derivada vertical (Numerov, 1929) y un filtrado pasabandas contribuye con información muy importante (Figura 6.4). Se observa que se mantiene la forma básica del mapa original en general. Las anomalías, tanto positivas como negativas, se empiezan a separar en sus respectivas componentes que ya se inferían del análisis cualitativo de las anomalías originales de campo total.

Como se observa en la figura 6.4, la anomalía WT se descompone en tres anomalías de dimensiones menores. Las dos anomalías tanto oriental como occidental están separadas de la anomalía central por el rift del Rio Grande y por la Cuenca del Mississippi respectivamente. La anomalía central presenta cuatro prolongaciones hacia el suroeste, el sur franco, y el sur sureste. La primera pone en contacto las anomalías WT y PBC, y coincide aproximadamente con el terreno Tarahumara. La segunda extensión se prolonga de la parte central-sur en dirección sur franco y termina en un máximo ubicado en las fronteras de Durango, Zacatecas y Chihuahua (Zona del Silencio). De la parte sureste del gran máximo hay dos prolongaciones: una prolongación hacia el Golfo de México con una dirección este franco, y la otra tiene con una dirección sur franco y coincidiendo con las planicies costeras del norte de Tamaulipas.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 6.3 Mapa procesado con reduccion al polo.

La prolongación hacia el este parece coincidir con el terreno submarino Sabina en el norte del Golfo de México (U.S. Geodynamic Committee, 1989) que presentaría un remanente de la corteza continental de Gondwana. La prolongación hacia el sur correspondería al terreno Maya.

La anomalía GM en su parte marina se ha descompuesto en dos mínimos que coinciden con la posición de la corteza oceánica. Hacia el norte del Golfo de México, observamos una anomalía negativa sobre la zona petrolera de Texas y Luisiana, y que se asocia con el frente del orógeno Ouachita.

Vemos también que la anomalía TM se empieza a descomponer en tres componentes. Estas componentes están limitadas aproximadamente por la cresta oriental del Pacífico, las zonas de fracturas Orozco, O'Gorman, y la cresta de Tehuantepec.

La ocurrencia de anomalías magnéticas positivas sobre zonas de subducción fue reconocida por primera vez por Frey (1982) y posteriormente modelada por Clark et al. (1985) como fuentes magnéticas de la corteza. Arkani-Hamed y Strangway (1986a; 1987) posteriormente sugirieron que fuentes magnéticas también existen en el manto superior litosférico. La resolución de algunos mapas satelitales permite, por una parte, distinguir una alternancia de altos y bajos magnéticos alineados paralelamente a la trinchera. Este patrón se correlaciona evidentemente con la actividad sísmica en América Central (Counil y Achache, 1987). La distribución vertical promedio de los sismos permite observar algunas discontinuidades, o vacíos (brechas sísmicas), asociadas con cambios abruptos en el echado de la placa. No es claro si estos cambios en el echado están siendo acomodados por rompimientos o deformación continuos de la placa (ver Burbach y Fröhlich (1986) para una revisión). Counil y Achache (1987) han interpretado estos bajos magnéticos como una demagnetización bien definida de la placa asociada con las brechas sísmicas. Estos vacíos sísmicos y magnéticos también se asocian con –aunque sea en forma desplazada– vacíos volcánicos y crestas asísmicas (crestas de Tehuantepec y de Cocos; Mac Geary et al., 1985). Una interpretación alterna es sugerida por la coincidencia del máximo magnético de longitud de onda larga sobre el Golfo de Tehuantepec con una fuerte anomalía casi superficial (Committee for the

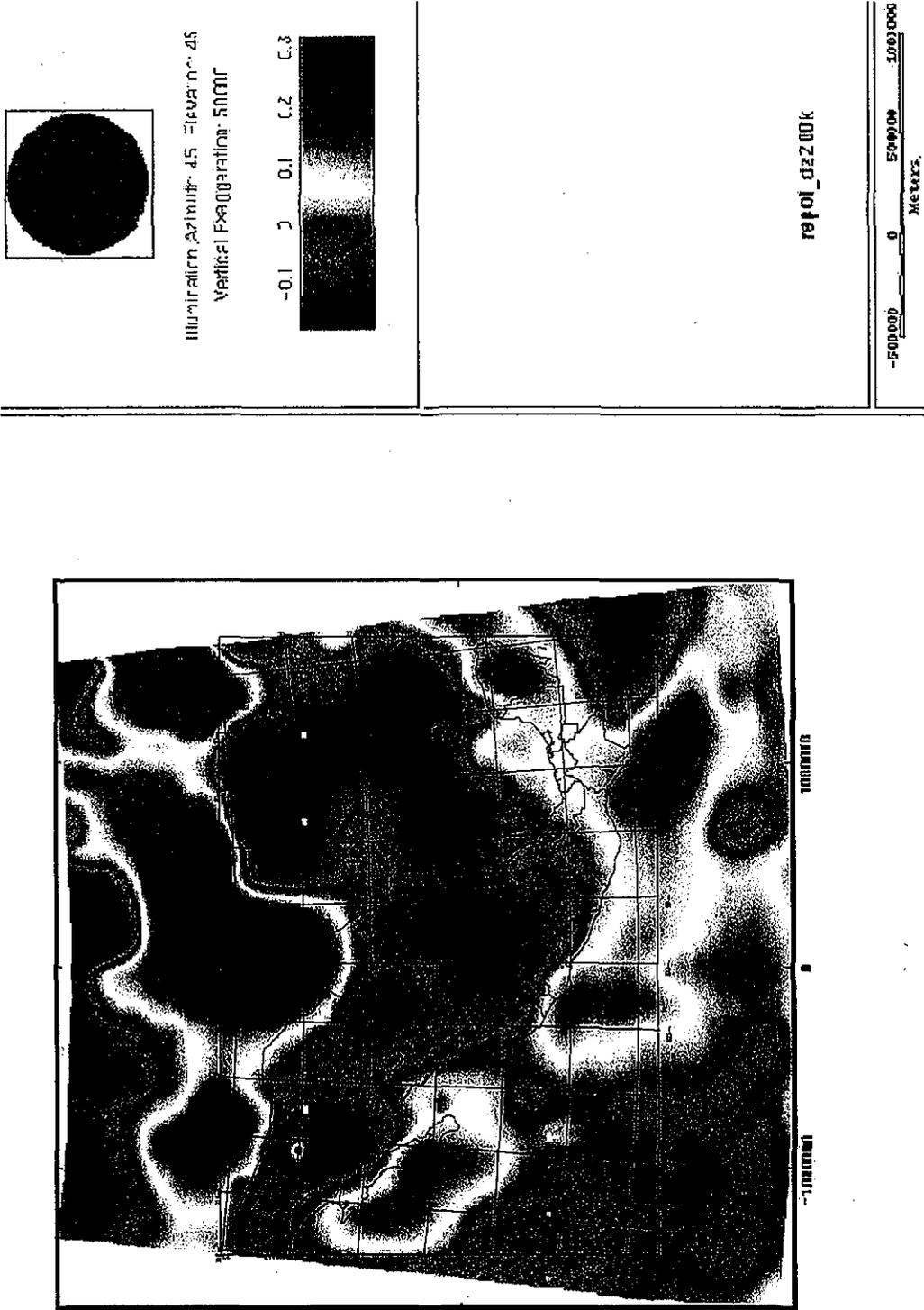


Figura 6.4 Mapa regional obtenido mediante filtrado pasabandas después de aplicar reducción al polo y derivada vertical.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Magnetic Anomaly Map of North America, 1987). Esta acumulación de rocas sedimentarias someras altamente magnetizadas son las responsables de las anomalías observadas en la superficie (Tanner y el Comité DNAG, 1988), en el Golfo de Tehuantepec, y pueden también contribuir a los altos en los mapas de satélite.

La Península de Yucatán y la zona de la Sonda de Campeche están caracterizadas por anomalías positivas. Se observa un mínimo incipiente que las separa al norte. La anomalía sobre la Sonda de Campeche se prolonga hacia el Norte y parece dividir en dos partes a la anomalía GM en su parte marina.

La anomalía compuesta Península de Yucatán-Sonda de Campeche se conecta, por un lado, hacia el suroeste con el máximo de la anomalía TM, y por el otro hacia el NE con el máximo asociado al bloque de las Bahamas-Cuba-península de Florida. En el último caso como ya se ha mencionado se trata de corteza continental interpretado como remanentes de Gondwana, y en el primero se trata de corteza oceánica.

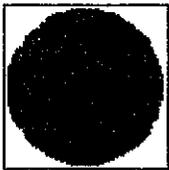
Se observa que la anomalía PBC se descompone en dos anomalías. Del sur de la península de Baja California observamos una extensión hacia el norte de esta anomalía que cubre la parte de Sinaloa.

En el continente observamos un mínimo sobre Sonora y sobre una porción del Golfo de California. Se observa un mínimo aproximadamente sobre la Mesa Central y el oeste del la Faja Volcánica Transmexicana.

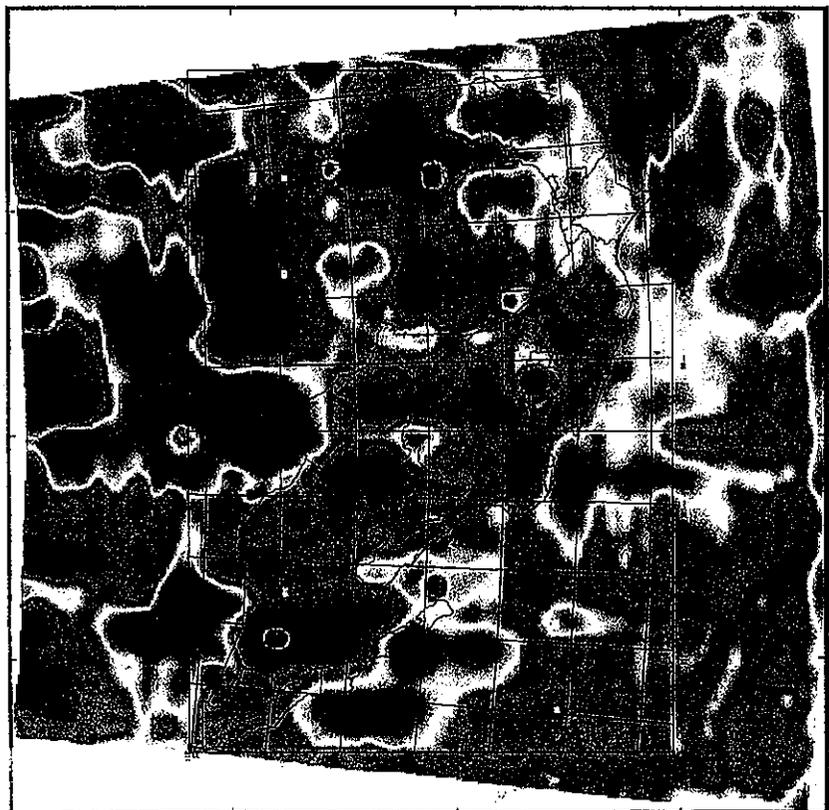
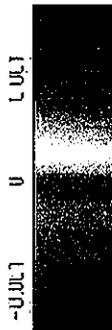
5) Repol_2dz200k

En este mapa se ha combinado la reducción al polo primero, con la segunda derivada vertical (Henderson y Zietz, 1949) y posteriormente un filtrado pasabajas (Figura 6.5). La anomalía WT se ha dividido en tres máximos principales, uno frente al cinturón Apalaches-Ouachita, otro asociado con el terreno Tarahumara en su componente oriental, y un tercero que se asocia con la plataforma de Colorado en su componente occidental.

El máximo asociado con el terreno Tarahumara presenta un brazo que se extiende hacia el sur y por el centro del estado de Coahuila hasta las fronteras de los estados de Zacatecas y Durango.



Iluminación Azimut: 45 Elevador: 45
Vertical Exaggeration: 5000C



1000000 1000000

repol_2dz200k



Figura 6.5 Mapa procesado con reducción al polo, segunda derivada vertical y un filtrado pasabajas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Este máximo puede situarse sobre de los terrenos Coahuiltecano y Tarahumara así como una pequeña parte al norte del Tepehuano.

De la parte sureste de la anomalía central surge un brazo magnético positivo que se conecta a su vez con una serie de máximos que siguen hacia el Golfo de México aproximadamente paralelos a la línea de costa del sur de los Estados Unidos. El otro brazo, hacia el sur franco, se asocia a la provincia norte del terreno Maya. Este cinturón lo podemos continuar a lo largo del terreno Maya hasta el estado de Tabasco.

En la anomalía GM se destaca ahora un mínimo principal confinado exclusivamente a la zona de corteza Oceánica. Ahora es posible interpretar a la anomalía GM como un mosaico de segmentos corticales con magnetizaciones ligeramente positivas y negativas. Son de llamar la atención los máximos que aparecen al sur de las zonas productoras de petróleo sobre Texas-Louisiana, y en la Sonda de Campeche. Podemos observar claramente estos máximos (de menores dimensiones) a lo largo de la planicie costera por toda la vertiente norte. Asimismo vemos que el oeste de la Faja Volcánica Transmexicana se asocia a valores negativos, mientras que la parte este está caracterizada por una franja de valores positivos. La corteza es más delgada en la parte occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). Este brazo anómalo tiende a unirse con la anomalía positiva enfrente de la Sonda de Campeche. No debe pasar desapercibido el punto positivo enfrente de la parte norte de Veracruz, que se nota en este mapa.

En la anomalía PY se acentúa la anomalía negativa que ya se mencionó. Este mínimo penetra hacia el sur franco hasta el norte del estado de Campeche. Como ya se comentó anteriormente, los elementos necesarios para asociar esta anomalía negativa con el cráter de Chicxulub son muy pobres, principalmente por su posición geográfica y su magnitud. Es clara su situación sobre lo que geológicamente es la plataforma de Yucatán que comprende la corteza transicional gruesa. Counil et al. (1989), basados en Pindell (1985), consideran a Yucatán similarmente al bloque de la plataforma de las Bahamas y al bloque de Chortis, bloques de origen alóctono continental pre-mesozoicos (presencia de basamento continental viejo en el Caribe). La disposición geométrica del brazo magnético referido anteriormente sobre el estado de Campeche podría proponerse como

una frontera magnética de la plataforma de Yucatán hacia el oeste.

Atendiendo a la Península de Baja California, es clara la naturaleza diferente en la parte norte y el límite inferido del terreno Cochimí que se encuentra al sur. Las secuencias geológico-magnéticas de la región de las islas Magdalena y Margarita y al sur de la fosa de Cedros deben considerarse en el origen de estas anomalías (una trinchera inactiva; Atwater, 1970; Mammerickx y Klitgord, 1982; Urrutia y Bohnel, 1988).

Cabe puntualizar que el origen de la anomalía magnética señalada sobre Nayarit, parece asociarse mejor con PBC como una continuación debido al brazo magnético positivo que va de la anomalía PBC al continente y se proyecta sobre las costas de éste estado.

Continuando paralelamente por la costa del Océano Pacífico la anomalía TM experimenta una separación que la proyecta como una cadena de máximos y mínimos.

En el norte del país pareciera que tenemos una relación entre las anomalías descritas y los terrenos tectonoestratigráficos: entre el terreno Cochimí y la anomalía PBC. Entre el terreno Pericú y una extensión, hacia el sur de La Paz, de la anomalía PBC. Igualmente entre el terreno Seri con la anomalía negativa entre la anomalía PBC y el máximo occidental, asociado a la meseta del Colorado, de la anomalía positiva compuesta WT.

De acuerdo a este análisis cualitativo el terreno Tahue estaría subyacido por corteza magnética (a excepción de su extremo sur).

El terreno Coahuiltecano en su porción correspondiente a la frontera entre Coahuila y Nuevo León estaría caracterizado por una corteza amagnética pero bordeada por corteza magnética.

Como ya lo mencionamos, el terreno Maya se encontraría caracterizado por corteza magnética. El terreno Tepehuano en su extremo norte tendría corteza de alta susceptibilidad magnética contrastando con su parte sur. Igualmente, las partes oeste y este del Eje Neovolcánico también contrastan. Teniendo una corteza más magnética al oriente que al occidente. Lo que se correlaciona con los espesores de esta provincia.

El análisis de la información no nos permite establecer correlaciones con los terrenos estratigráficos al sur de México. Al norte del país tenemos ciertos rasgos que sugieren correlaciones potenciales. Sólo podemos reiterar que por ejemplo la parte sur de los terrenos

Mixteco, Zapoteco y Cuicateco están subyacidos por material magnetizado hasta cierto grado. Aquí queda la duda de la posición de este material (en la corteza continental, o en la placa de subducción) aunque el modelado cuantitativo puede aportar información al respecto.

Este análisis cuantitativo pone en evidencia la pobre correlación entre los terrenos tectonoestratigráficos y las anomalías magnéticas satelitales mapeadas sobre México. En los casos donde se da una correlación es de esperar que el mecanismo sea a través de la naturaleza geológico-tectónica. Una división excesiva de terrenos tectonoestratigráficos puede no contribuir a una correlación directa.

No debe pasar desapercibido que la corteza de carácter máfico sobre el terreno Cochimí, se asocia claramente con la anomalía magnética positiva PBC; asimismo la megacizalla Mojave-Sonora presenta una correlación bien definida con la anomalía magnética sobre Texas (WT) cualquier interpretación a esta escala deberá considerar estos planteamientos.

7 INTERPRETACION CUANTITATIVA PRELIMINAR

En este capítulo realizamos una interpretación cuantitativa preliminar. El objetivo es corroborar la factibilidad de algunas de nuestras inferencias cualitativas.

No se pretende en el marco de esta tesis de maestría, emprender una interpretación cuantitativa exhaustiva, que debe ser tema de una tesis doctoral. Esta interpretación cuantitativa preliminar se basó en una modelación 2-D. Se escogieron tres perfiles que cubrieran el mayor número de terrenos tectonoestratigráficos y con direcciones perpendiculares a las anomalías magnéticas satelitales respectivas.

Selección y análisis de perfiles.

Para la realización del análisis cuantitativo preliminar se propusieron tres perfiles sobre el área estudiada (Figura 7.1). El primer perfil se propuso a lo largo del Trópico de Cáncer en el paralelo 24° N (perfil 24N). Con una longitud de 3,295.61 kilómetros, comienza en los 24° de latitud N, y los 116° de longitud W sobre el Océano Pacífico. El punto final del perfil corresponde a los 24° de latitud N y los 85° de longitud W en el Golfo de México.

La selección de este perfil se realizó considerando el hecho de que atraviesa varios de los terrenos tectonoestratigráficos propuestos por Sedlock et al. (1993) (Cochimí, Yuma, Pericú, Tahue, Tepehuano, Guachichil, Coahuiltecano y Maya) tomando en cuenta la geotravesa de Kerdan (1992) para aprovechar las profundidades de la corteza reportada en ésta (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Kerdan, 1992). Esto nos permitió asimismo correlacionar el flujo de calor analizado sobre este mismo perfil y asociarlo con la profundidad de la corteza. Dado que el perfil propuesto inicia geográficamente en el Océano Pacífico, y atraviesa la península de Baja California, el Golfo de California, la Sierra Madre Occidental, la Meseta Central, la Sierra Madre Oriental, y termina en el Golfo de México, nos permite analizar grandes contrastes en la respuesta magnética observada.

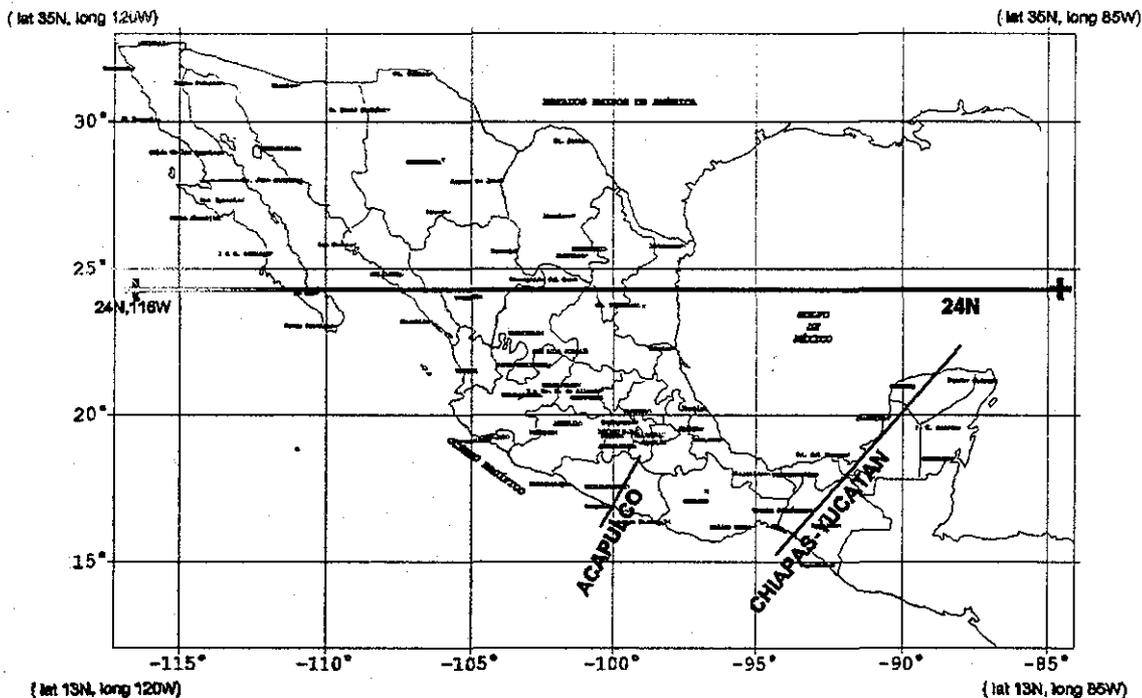


Figura 7.1 Mapa de localización de los tres perfiles seleccionados para su análisis cuantitativo

Es importante señalar que Kerdan (1992) no analiza el significado de los terrenos tectonoestratigráficos por lo que la información que analizó en su trabajo además de corroborarse fue actualizada.

El segundo perfil propuesto comienza en el Golfo de Tehuantepec a una longitud de 94.5° W y una latitud de 15° N. Atraviesa el estado de Chiapas en dirección noreste y alcanza el Golfo de México enfrente de Puerto Juárez en los 22.83° de latitud N y 87.75 de longitud W (perfil Chiapas - Yucatán). La respuesta magnética esperada para el extremo sur-oriental es la de una corteza típicamente oceánica. A continuación es de esperar una repuesta de corteza continental. También es importante analizar la incidencia que pudieran tener los terrenos que atraviesa. Para el caso particular, se observa la gran influencia que representa el terreno Maya (en el estado de Chiapas y la Península de Yucatán).

El tercer perfil propuesto se definió perpendicularmente al litoral del Océano Pacífico frente a las costas del estado de Guerrero. Las coordenadas geográficas correspondientes al punto inicial de este perfil son 18° N y 99° W y al final 15° N y 103° W. La interpretación de este perfil se puede correlacionar con los resultados obtenidos por Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000)

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

basados en un estudio gravimétrico regional para la parte sur de México. El perfil atraviesa parte del Océano Pacífico, el terreno Náhuatl de suroeste a noreste —entrando por Acapulco— alcanzando una pequeña porción al sur de la Faja Volcánica Mexicana.

Modelos Propuestos.

Perfil 24N

El modelado obtenido mediante la interpretación cuantitativa directa del perfil 24N se muestra en la Figura 7.2. La interpretación toma en cuenta las características de las provincias geológicas y de los terrenos tectonoestratigráficos. Los cuerpos que se incluyeron en este modelo corresponden a los terrenos tectonoestratigráficos que el perfil cruza (Tabla 7.1).

Los límites de estos cuerpos corresponden aproximadamente a la de los respectivos terrenos tectonoestratigráficos de acuerdo a Sedlock et al. (1993). Los otros cuerpos corresponden al Golfo de California, al Golfo de México, al Bloque de Bahamas-Península de Florida, así como Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al.; 1995). El espesor de cada uno de los diferentes modelos se basó en la naturaleza y en el conocimiento del espesor cortical y del flujo de calor en cada uno de los diferentes bloques.

La profundidad a la isoterma de Curie (Kerdan, 1992) se usó para delimitar la porción de la corteza que contribuye a la anomalía magnética observada. La susceptibilidad magnética asignada a estos cuerpos se basó en la naturaleza básica o máfica de los diferentes niveles corticales de los respectivos terrenos. Así por ejemplo, al cuerpo 9 se le asignó una susceptibilidad magnética igual a cero por corresponder a la cubierta sedimentaria en el Golfo de México. Cuando para un terreno se reporta la existencia de secuencias máficas, ultramáficas (por ejemplo para el terreno Cochimí) se le asignan valores elevados de susceptibilidad magnética.

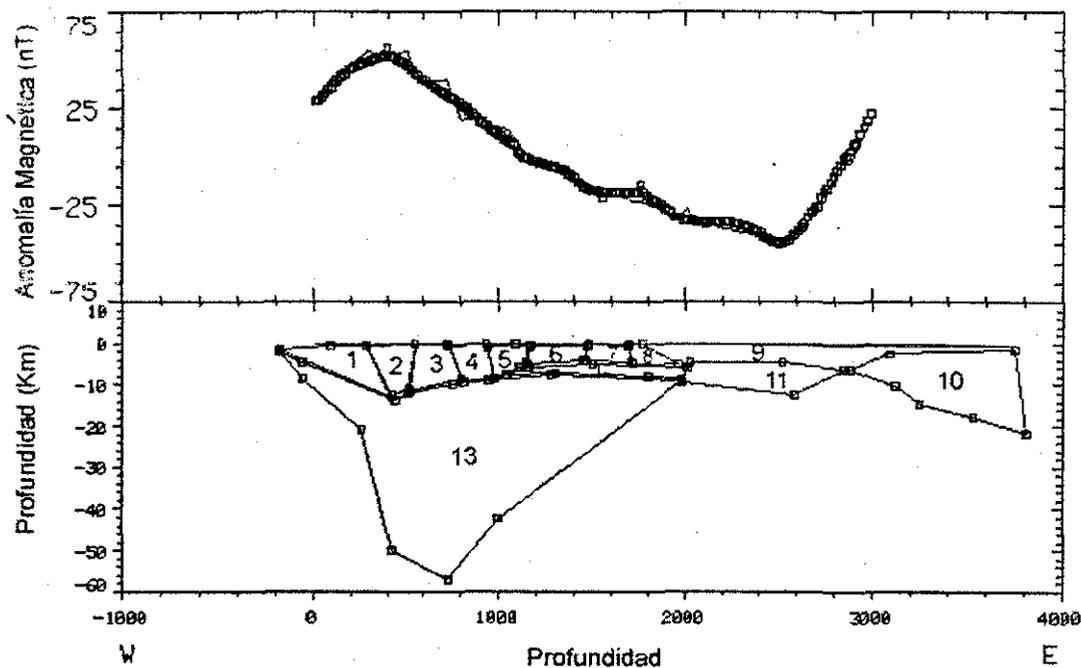


Figura 7.2 Modelo magnético satelital a lo largo del perfil 24N

Número de Cuerpo	Terreno o Provincia	Tipo de Corteza	Susceptibilidad Magnética (cgs)
1	Cochimí	oceánica	5.4×10^{-4}
2	Yuma-Pericú	transición	4.5×10^{-4}
3	Golfo de California	oceánica / transición	3.1×10^{-4}
4	Tahue	continental	1×10^{-4}
5	Tepehuano	continental	5.7×10^{-5}
6	Guachichil	continental	3.1×10^{-5}
7	Coahuiltecano	continental	2.5×10^{-5}
8	Maya / Planicies costeras	continental / transición	1×10^{-5}
9	Golfo de México	cubierta de sedimentos	0.0
10	Bloque Bahamas-Península de Florida	transición	1×10^{-3}
11	Golfo de México	oceánica	1.5×10^{-3}
12	Oaxaquia	continental	2.5×10^{-3}
13	Corteza Continental Profunda	continental	1.6×10^{-4}

Tabla 7.1 Resumen de las características de los trece cuerpos propuestos en el modelado del perfil 24N

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

En el capítulo 4 se hizo énfasis en la naturaleza básica/máfica de los terrenos tectonoestratigráficos.

Esta interpretación cuantitativa preliminar se basó en cuerpos homogéneos, donde la susceptibilidad magnética es un valor promedio representativo de la columna cortical.

El cuerpo número 1 representa al terreno Cochimi, para el cuál se ha reportado la presencia de rocas de un complejo ofiolítico (rocas ultramáficas, diabasas, rocas volcánicas máficas, gabro). Su espesor corresponde al de una corteza oceánica. En mapas aeromagnéticos (Tanner y el comité DNAG, 1988) se reportan anomalías positivas de gran magnitud, por lo que creemos que la fuente de esta anomalía es relativamente somera. El cuerpo número 2 representa a la Península de Baja California e incluye al terreno Yuma y en menor grado al terreno Pericú. Estamos asignando una profundidad de alrededor de 12 km y debajo, una corteza profunda hasta los 55-58 km. Suponiendo una corteza de transición y/o una isoterma de Curie elevada. En el Golfo de California (cuerpo número 3) estamos asumiendo una corteza de transición de acuerdo a Kerdan (1992). En la parte más septentrional del Golfo de Baja California, se verifica también una gran actividad tectónica.

Como se observa en las Figuras 6.1, 6.2, y 6.3 gran parte de la porción continental de nuestro transecto está caracterizado por valores magnéticos negativos. La excepción es el terreno Tahué que es parcialmente magnético (Figuras 6.1, 6.2, 6.3). Una explicación de esta característica en la porción continental del Terreno Tahué, es la presencia de una isoterma de Curie relativamente somera. De acuerdo a Kerdan (1992) este parece ser el caso. Las susceptibilidades de estos cuerpos varían entre 1×10^{-4} y 3.1×10^{-4} cgs.

Como ya se mencionó, el cuerpo número 9 tiene una susceptibilidad cero representando el paquete sedimentario de la cuenca del Golfo de México. El cuerpo 10 presenta una elevada magnetización y podría asociarse al bloque de las Bahamas (Counil et al., 1989; Lange y Hinze, 1998).

El cuerpo número 12 adapta los elementos propuestos por Ortega-Gutiérrez et al. (1995) sobre las facies de granulita de edad Grenvilliana en el sur, centro y noreste de México. Las cuáles presentan rasgos geológicos distintivos y sugieren un origen tectónico común. Las similitudes incluyen una tendencia estructural regional en el grano desde Oaxaca hasta Tamaulipas, anortosita

de tipo masivo, complejos de charnockita, protolitos ricos en rocas sedimentarias de facies de plataforma marina o arrecifes continentales desprovistos de rocas volcánicas calcoalcalinas. además se encuentra un metamorfismo común bajo condiciones de facies granulíticas. La historia de este bloque lo situó probablemente durante el Paleozoico tardío, en su posición actual. El concepto de un microcontinente Mesoproterozoico de aproximadamente 1000 km de extensión introducido por Ortega-Gutiérrez et al (1995) conocido como Oaxaquia está representado en el modelo como un basamento por debajo de la parte noreste de México.

Perfil Chiapas-Yucatán

La modelación final de este perfil, se muestra en la Figura 7.3. Su extensión es menor que la del perfil 24N. Se propusieron nueve cuerpos (Tabla 7.2) cuya conformación se basó en información reportada por varios autores (Prol-Ledesma y Juárez, 1986; Urrutia-Fucugauchi et al., 1986; Counil et al., 1989; Pardo y Suárez, 1995; por ejemplo) y siguiendo el modelo de subducción de placa. El punto más occidental del perfil se encuentra en el centro del Golfo de Tehuantepec. El modelo propuesto para esta parte contempla los cuerpos 1, 3 y 4, los cuáles representan la placa de Cocos que subduce a la placa del Caribe en esta zona. Estos cuerpos tienen susceptibilidades de 0.0065, 0.006 y 0.004 respectivamente. Al ir aumentando la profundidad la susceptibilidad disminuye por efectos de la temperatura. En la superficie, los mapas procesados presentan una evidencia de este comportamiento que propuso Counil et al. (1989). El cuerpo 2 corresponde a la parte continental de la corteza con una susceptibilidad de 0.005. Representa el contacto con el terreno tectonoestratigráfico Maya. Entre los kilómetros 200 y 400, es el cuerpo 5 el que manifiesta la presencia del Macizo de Chiapas en donde se observa un aumento en el espesor de la corteza continental hasta más de 30 kilómetros de profundidad. El cuerpo número 6 representa la corteza por debajo de la península de Yucatán en aquella dirección, con una susceptibilidad de 0.0033, y un espesor cortical bastante constante, de alrededor de 30 km. Su respuesta magnética es casi constante hasta encontrarse al norte de la península con el cuerpo número 7 a los 1700 km. En este punto se procedió a utilizar un cuerpo que involucra una corteza de aproximadamente 30 km y un levantamiento del manto de la isoterma de Curie en respuesta al impacto que dio origen al cráter del Chicxulub (i.e., Campos-Enríquez et al., 1997). La parte inferior de la corteza por debajo

de Yucatán se nota la presencia de una isoterma de Curie somera inferida de los altos valores de flujo de calor observados (Ziagos et al. 1985; Prol-Ledesma y Juárez, 1986). Esta característica del cuerpo 7 es necesaria para reproducir el gradiente negativo al final del perfil magnético. La parte más oriental del modelo (entre los 1700 y los 2000 km) presenta un decremento en el espesor de corteza. Esta parte del perfil es representada por el cuerpo 9, corteza de transición que está por debajo de un bloque de sedimentos como el que se observan en el perfil 24N. Esta corteza es más somera y disminuye su espesor hasta menos de 10 km en su parte más delgada, esta capa puede asociarse con la plataforma de Yucatán o con el Golfo de México. Este perfil tiene varias implicaciones. Por un lado una diferencia marcada de espesor cortical por debajo del Macizo de Chiapas y la Península de Yucatán implica que estas provincias del Terreno Maya son diferentes y que bien pudieran representar de hecho diferentes terrenos.

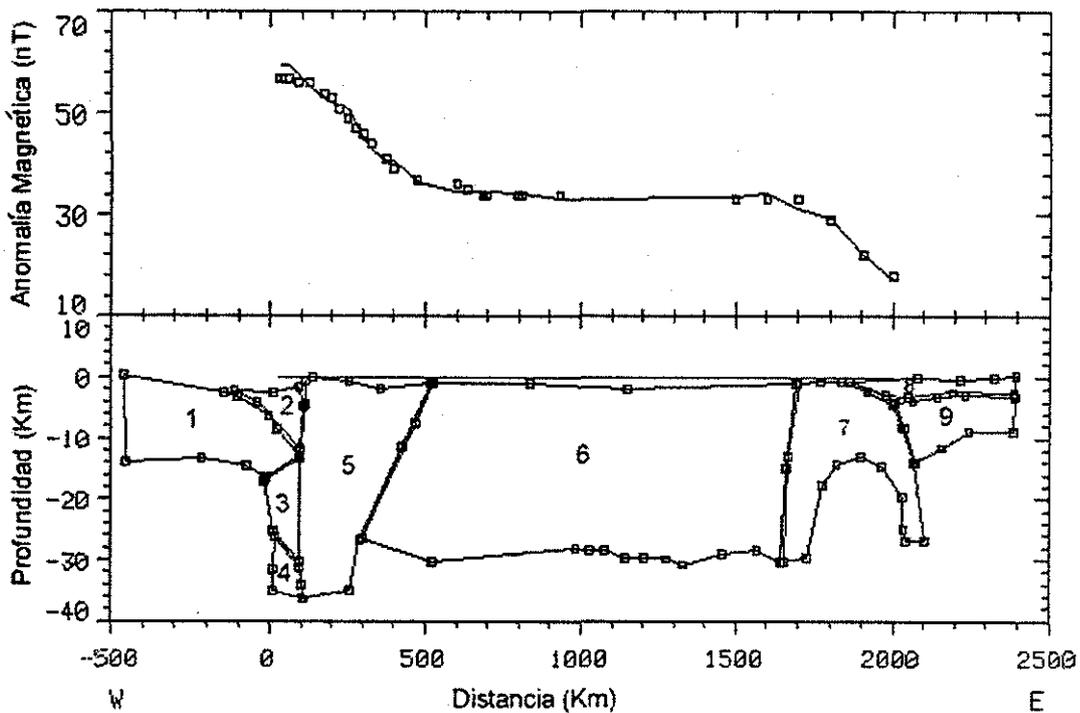


Figura 7.3 Modelo magnético satelital del perfil Chiapas-Yucatán

Número de Cuerpo	Terreno o Provincia	Tipo de Corteza	Susceptibilidad (cgs)
1	Placa de Cocos	oceánica	6.5×10^{-3}
2	Placa de Cocos	oceánica	5.6×10^{-3}
3	Placa de Cocos	oceánica	6.0×10^{-3}
4	Placa de Cocos	oceánica	4.6×10^{-3}
5	Maya (Macizo de Chiapas)	continental	5.0×10^{-3}
6	Maya (sur)	continental	3.3×10^{-3}
7	Maya (norte)	continental / transición	3.5×10^{-3}
8	Golfo de México	sedimentos	0.0000
9	Golfo de México	Transición	3.3×10^{-3}

Tabla 7.2 Resumen de las características de los nueve cuerpos propuestos en el modelado del perfil Chiapas - Yucatán.

Cabe señalar que algunas de las grandes anomalías positivas observadas cerca de zonas de subducción activas no mantienen ninguna relación clara. Este es el caso de la anomalía que se extiende desde las Bahamas hasta la parte occidental de Cuba (Figura 3.12). Las anomalías que se encuentran en la costa de América Central son aún más ambiguas (ver Ridway y Hinze, 1986). Hay evidencia de una anomalía sobre Yucatán (Figura 6.4) que podría reflejar la presencia del bloque de Yucatán. Las anomalías positivas parecen concordar muy bien con la posición del bloque del estrecho de Florida, y el bloque de Yucatán (Pindell, 1985), aunque en el segundo caso, la anomalía está suavemente desplazada hacia el sur. La influencia magnética del bloque de Chortis no se manifiesta en Centroamérica como los otros dos bloques alóctonos (Yucatán y Bahamas). Sobre esta área sólo podemos observar una anomalía magnética negativa que en principio es difícil asociarla al Chortis dada su polaridad y forma.

Estos tres bloques son considerados alóctonos y de origen continental pre-Mesozoico. Las anomalías observadas sobre ellos sugieren que son los únicos casos de paleo-basamento continental en el Caribe como lo propuso Pindell (1985). La naturaleza y la edad del basamento debajo de las Bahamas ha sido tema de controversia (Mullnis y Lynts, 1977; Pindell y Dewey,

1982; Klitgord et al., 1984). Hayling y Harrison (1986) interpretaron la anomalía magnética de las Bahamas como una magnetización remanente adquirida durante un postulado período de polaridad normal del Jurásico contemporáneamente a un episodio de engrosamiento de la corteza oceánica. Counil et al. (1989) sugieren por el contrario que el basamento subyacente de las Bahamas, puede ser similar al de los bloques de Yucatán y Chortis y de esta manera confirmar la interpretación de Ridway y Hinze (1986) de que el basamento de estos bloques presenta características de origen continental (Counil et al., 1989).

Este modelo apoya la existencia inferida mediante la primera y segunda derivadas verticales de la anomalía magnética satelital (Figuras 6.4 y 6.5) de rocas basamentales magnéticas a lo largo de la provincia norte del terreno Maya, o bien un reflejo de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

Perfil Acapulco

La Figura 7.4 representa el modelado final del perfil Acapulco. Se proponen nueve cuerpos para explicar la anomalía observada (Tabla 7.3). Siguiendo el trabajo de Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000) se propuso un modelo de subducción muy semejante al del perfil Chiapas Yucatán. Se observa la placa de Cocos subduciendo por debajo de la corteza continental. El perfil de 569.2 kilómetros de longitud, comienza en el Océano Pacífico y entra perpendicularmente al continente sobre el puerto de Acapulco. Los terrenos Chatino, Mixteco y una pequeña porción de la Faja Volcánica Mexicana son atravesados por este perfil.

El modelo propuesto hace notar la existencia de estos terrenos y su influencia sobre los datos satelitales observados. Counil et al. (1989) basa su modelo en la existencia de una placa seccionada. Siguiendo su criterio, hemos propuesto los cuatro primeros cuerpos como parte de la placa en subducción. Los cuerpos 1, 2, 3 y 4 alcanzan una profundidad de casi 50 kilómetros. Tomando en consideración la no unicidad de la interpretación, esta solución favorece algunos aspectos de las teorías geodinámicas que se han manejado. Nuevamente se utilizaron susceptibilidades entre 0.007 para el cuerpo 1 y 0.004 para el cuerpo 4, el más profundo. La susceptibilidad se asignó considerando el gradiente térmico y la posible profundidad de Curie. Los datos de flujo de calor lo sugieren de esa manera (Prol-Ledesma y Juárez, 1986). A continuación el

bloque 5 representa la zona de transición de la corteza oceánica a continental con una susceptibilidad de 0.0004.

Los terrenos tectonoestratigráficos Chatino, Mixteco y la Faja Volcánica Mexicana se modelaron con los cuerpos 6, 7 y 8 respectivamente.

Este modelo resulta sumamente parecido a aquel desarrollado en base a datos de gravimetría por Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000). El modelo más detallado de estos autores propone la existencia de la corteza continental a poco más de 50 kilómetros de profundidad. El perfil modelado sugiere una profundidad similar. Para la corteza oceánica se ha sugerido una profundidad promedio de entre 5 y 10 kilómetros, misma sugerida en el modelo referido (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). La longitud de casi 600 kilómetros de este perfil nos permite observar la influencia de la Faja Volcánica Mexicana la cuál está representada por el cuerpo 8. Cabe aquí señalar que en un primer trabajo Counil y Achache (1987) modelaron la distribución de la magnetización en la placa usando prismas rectangulares con magnetización uniforme. Posteriormente (ver por ejemplo, Mayhew et al. (1985) para una revisión), asumieron sólo magnetización inducida y/o viscosa y se tomó la dirección de la magnetización paralela al campo actual. Esto ilustra el hecho que a partir de un cierto umbral (unos pocos cientos de kilómetros) el ancho de las fuentes magnéticas no pueden ser constreñidas solamente por datos de satélite y que sólo la magnetización neta de una fuente dada puede ser determinada. Sin embargo, este parámetro se puede estimar a partir de datos en la superficie y otros datos geofísicos y, de esta manera, pueden utilizarse para calcular los contrastes de magnetización real o para ser más exactos, usando una magnetización vertical integrada ($VIM = \text{magnetización} \times \text{espesor}$). Counil et al. (1989) escogieron el espesor de los prismas correlacionándolos con los modelos térmicos de subducción, los cuáles toman en cuenta la edad de la placa subducida así como la velocidad de cambio del ángulo de echado de la subducción. La posición y ancho de cada prisma fue determinado en base a los gradientes y a la posición de los máximos del campo observado. El ancho de los bloques perpendiculares a la trinchera parece disminuir con el aumento del echado de la placa a lo largo de la zona de subducción pero excede por un factor de casi el doble el valor predicho por modelos térmicos de placas subducidas (ver Arkani-Hamed y Stranway, 1986). Los prismas que usaron estos autores están localizados más allá de la trinchera (hacia el continente) y

describen correctamente el exceso de magnetización producida por la placa que subduce. La intensidad de magnetización del modelo fuente se estimó ajustando los campos observados y modelados a la altitud satelital. El modelo propuesto por Counil y Achache (1987) asocia la respuesta magnética únicamente a la placa de subducción. En nuestro modelo también interviene la corteza continental.

La brecha sísmica observada al sur de México está mejor documentada que otras brechas. Más aún, la coincidencia entre esta brecha y los mínimos magnéticos se puede apreciar en las Figuras 6.4 y 6.5. En el modelo obtenido, el ancho de la zona demagnetizada es del orden de 100 km. Como lo publicaron Counil y Achache (1987), la difusión térmica lateral en una placa en la vecindad de una zona de subducción no es suficiente para explicar vacíos con anchos del orden de 100 km. Entonces existen procesos adicionales de demagnetización como son el calentamiento por fricción, trituración mecánica asociada con afallamiento, y/o lixiviación química debida a la circulación hidrotermal a lo largo de las fisuras también deben tener lugar.

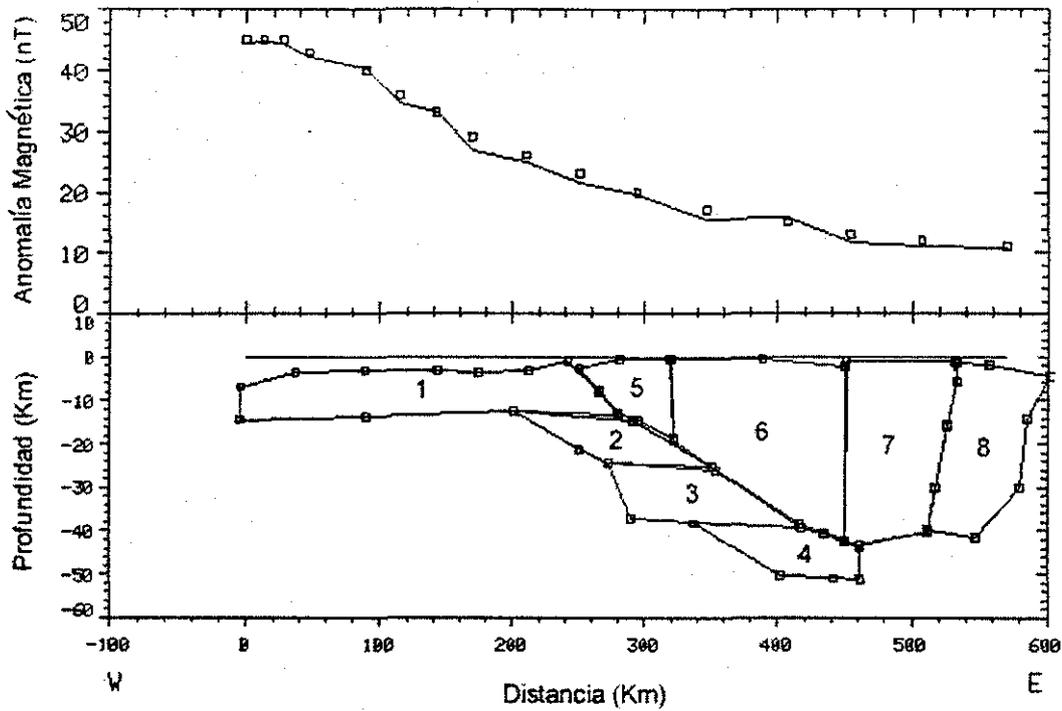


Figura 7.4 Modelo magnético satelital del perfil Acapulco.

Número de Cuerpo	Terreno o Provincia	Tipo de Corteza	Susceptibilidad (cgs)
1	Placa de Cocos	oceánica	2.8×10^{-3}
2	Placa de Cocos	oceánica	2.3×10^{-3}
3	Placa de Cocos	oceánica	2.0×10^{-3}
4	Placa de Cocos	oceánica	1.5×10^{-3}
5	Placa de Cocos	transición	4.0×10^{-4}
6	Chatino	continental	4.0×10^{-4}
7	Náhuatl	continental	3.5×10^{-4}
8	Faja Volcánica Mexicana	continental	3.5×10^{-4}

Tabla 7.3 Resumen de las características de los ocho cuerpos propuestos en el modelado del perfil Acapulco.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

8 CONCLUSIONES

Con base en un análisis bibliográfico y diversos procedimientos de tratamiento e interpretación, se analizaron las anomalías magnéticas satelitales aportadas en los mapas magnéticos satelitales para México y sus áreas vecinas. Se documentaron siete anomalías comunes a todos los mapas magnéticos satelitales (y también en planos aeromagnéticos existentes). La mayor parte del territorio nacional está caracterizado por valores negativos (anomalías FVM y GM). Esta área así caracterizada está bordeada por anomalías positivas (anomalías WT, PBC, TM, y YUC).

Se analizó la extensión geográfica, y la intensidad de cada una de las anomalías. También se analizó su posible relación con las provincias geológicas en México y el sur de los EE.UU. No se encontró correlación mayor y directa entre estas anomalías y las actuales provincias geológicas.

En una segunda etapa se procesó el mapa de intensidad magnética total que incluye a todas las anomalías documentadas. El procesamiento digital incluyó reducción al polo, la primera derivada vertical de la reducción al polo y la segunda derivada vertical de la reducción al polo. Este procesamiento permitió determinar la naturaleza compuesta de las anomalías en estudio.

Se encontró que hay una correlación entre estas anomalías y algunos de los terrenos tectonoestratigráficos que constituyen a México. En donde se encontró correlación, ésta se basó en el carácter ácido, básico, máfico, ultramáfico entre los diferentes niveles corticales y la distribución anomalías. Este análisis de correlación se vio apoyado por la información geofísica sobre la corteza terrestre en México y el sur de los EE.UU. (espesor y estructura cortical de acuerdo a estudios sísmicos, gravimétricos, estudios de flujo de calor, etc.).

Los puntos más sobresalientes de nuestro análisis son:

- 1) Se infiere la existencia de material magnético en la corteza a lo largo de las planicies costeras del Golfo de México, y coincidiendo con la provincia norte del terreno Maya. Esto sugiere por un lado que el Terreno Maya está constituido por corteza de carácter magnético y además hay una respuesta magnética diversa dentro del mismo, lo que apoya la naturaleza diversa que compone a este terreno.
- 2) La Faja Volcánica Trans-Mexicana se diferencia en una parte oriental más magnética asociada a un mayor espesor cortical, y a un flujo de calor relativamente menor. En tanto que la parte occidental

es menos magnética, con un menor espesor cortical, y un alto flujo de calor.

- 3) Existe una correlación entre la naturaleza ultramáfica del terreno Cochimi y la anomalía PBC. Los terrenos Pericu y Yuma también contribuyen a la anomalía.
- 4) La forma de la anomalía GM se correlacionan muy bien con áreas donde existe corteza marina.
- 5) La porción más meridional de la anomalía TM tiende a formar un cinturón con la anomalía YUC que se pone en contacto con el cinturón de anomalías positivas del bloque Península de Florida-Bahamas (corteza continental de afinidad Pan-africana).
- 6) Se infiere la presencia de un cinturón de porciones de corteza continental con dirección aproximada este-oeste y paralelo a la costa de los estados de Texas y Louisiana (corteza con afinidad Pan-africana o cratónica?)
- 7) El área del rift del Río Grande, como se debería esperar por su alto flujo de calor, está caracterizada por una corteza relativamente amagnética.
- 8) La zona de fallas Polochic-Motagua parece continuar con dirección este-oeste hacia la plataforma continental del Golfo de Tehuantepec.
- 9) La megacizalla Mojave Sonora parece coincidir con el límite sur de la anomalía WT.
- 10) Las componentes de la anomalía WT parecen extenderse hacia México y hacia el Golfo de México.
- 11) El terreno Seri estaría caracterizado por una corteza amagnética.
- 12) El terreno Tahué estaría subyacido por corteza magnética (excepto en el sur).
- 13) Los límites de las componentes de la anomalía WT nos permiten definir sus límites con el cratón norteamericano y el terreno Coahuiltecano
- 14) Se infiere que el terreno Tarahumara tiene afinidad cratonal.
- 15) La parte central del terreno Coahuiltecano sería de naturaleza amagnética contrastando con sus extremos oriental y occidental.
- 16) Se infiere que la corteza del terreno Guachichil es amagnética.
- 17) La corteza del terreno Tepehuano es menos amagnética.
- 18) La parte sur de los terrenos Mixteco, Zapoteco, y Cuicateco están subyacidas por material magnético.
- 19) Las anomalías PBC y TM parecen asociarse a segmentos de corteza marina heredados de la extinta placa de Guadalupe.

Los grandes rasgos geológicos descritos en la carta geológica de México (1992), los diferentes estudios gravimétricos (campos-Enríquez y Sanchez-Zamora, 2000), los datos de flujo de calor terrestre (Prol-Ledesma y Juárez, 1986), así como otros estudios de datos satelitales cerca o en el área de estudio (Counil et al., 1989, Langel y Hinze, 1998) fueron usados en cada una de las interpretaciones aquí descritas. Este ejercicio también tiende a confirmar la correlación puesta en evidencia en el análisis cualitativo de la mayoría de los casos; acentuando la relación directa entre los rasgos tectónicos, los terrenos tectonoestratigráficos y las anomalías magnéticas observadas.

Nuestro modelado apoya la división del terreno Maya en tres provincias: 1) la provincia norte que incluye Tamaulipas, Veracruz hacia el sur hasta el Istmo de Tehuantepec, se observa una corteza delgada de transición a lo largo del margen oriental del Golfo de México, 2) la plataforma de Yucatán que incluye Tabasco, Campeche, Quintana Roo y Yucatán, la parte norte de Belice, Guatemala, así como una corteza de transición delgada adyacente a las cuencas del Golfo de México y de Yucatán, y la provincia sur que incluye Guatemala central, el macizo de Chiapas y la parte nororiental de Oaxaca (Sedlock et al., 1993). En el caso de la anomalía TM, y a diferencia de Counil et al. (1989), inferimos que también la corteza de los terrenos del sur de México influyen en la anomalía.

Queda pendiente definir la causa del magnetismo cortical. Aquí hemos asociado el carácter magnético de la corteza a la presencia de material básico, máfico, ultramáfico (presencia de secuencias ofiolíticas), etc. Sin haber abordado cuestiones como el grado de metamorfismo y la naturaleza granítica de la corteza inferior. Tampoco se ha incluido el posible efecto del manto superior. El carácter amagnético de un terreno puede darse en una corteza inferior máfica granulítica con alto flujo de calor (rift del Rio Grande). El trabajo aquí esbozado deberá incluir un modelado 3-D con topografía e incluyendo la curvatura terrestre, con cuerpos que simulen diferentes niveles corticales en un mismo terreno tectonoestratigráfico. Estas tareas futuras deberán ser emprendidas en el marco, por ejemplo, de una tesis doctoral.

En general podemos decir que nuestras inferencias apoyan la existencia del terreno Oaxaquia. Pero las consecuencias en cuanto a las reconstrucciones de la evolución tectónica deberán ser abordadas en el desarrollo de esta línea de investigación que acabamos de iniciar.

REFERENCIAS

- Alaníz-Alvarez, S. y Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Constituye el Complejo Xolapa realmente las raíces de un arco?. *Unión Geofísica Mexicana*. Colima. GEOS. Número extraordinario. Epoca 2, FQIT 15/57.
- Antoine, J. and Ewing J. 1963. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf of Mexico. *Jour. of Geophys. Res.* 68 p 1966-1975.
- Aschenbrenner, H. and G. Gubaubau, 1936. Eine Anordnung zur Registrierung rascher magnetischen Störungen. *Hochfreq. Tech. Elektroakust.* 47, 177-181.
- Arkani-Hamed, J., and D.W. Strangway. 1985a. Intermediate scale magnetic anomalies of the Earth. *Geophysics*. 50, p2817-2830.
- Arkani-Hamed, J., and D.W. Strangway. 1985b. Lateral variations of apparent susceptibility of lithosphere deduced from Magsat data. *J. Geophys. Res.* 90, p 2655-2664.
- Arkani-Hamed, J., and D.W. Strangway. 1986. Band-limited global scalar magnetic anomaly map of the Earth derived from Magsat data. *J. Geophys. Res.* 91, p 8193-8203.
- Arkani-Hamed, J., and D.W. Strangway. 1986a. Effective magnetic susceptibility of the oceanic upper-mantle derived from Magsat data. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 999-1002.
- Arkani-Hamed, J. and D.W. Strangway. 1987. An interpretation of magnetic signatures of subduction zones detected by Magsat. *Tectonophysics*. 133, 45-55.
- Arkani-Hamed, J. 1988. Remanent magnetization of the oceanic upper mantle. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 48-51.
- Arkani-Hamed, J., R.A. Langel, and M. Purucker, 1994. Magnetic anomaly maps of Earth derived from POGO and Magsat data, *J. Geophys. Res.* 99, 24075-24090.
- Arkani-Hamed J. and Dymet J. 1996. Magnetic Potential and Magnetization contrasts of Earth's lithosphere. *Journal of Geophysical Research*. 101-B5, p11,401-425.
- Atwater, T. 1970. Implications of plate tectonics for the evolution of western North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3513-3536.
- Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359-383.
- Barton, C.E., 1997. International Geomagnetic Reference Field: the Seventh Generation, *J. Geomag. Geoelec.*, 49, 157-206.
- Braile, L.W., W.J. Hinze, R.R.B. Von Frese, and G.R. Keller. 1989. Seismic properties of the crust and uppermost mantle of the conterminous United States and adjacent Canada. In *Geophysical Framework of the Continental United States*. Ed. L.C. Pakiser and W.D. Mooney, pp 655-680. Society of America Memoir 172, GSA, Boulder.
- Bravo, Silvia. 1997. The Forecasting of intense geomagnetic storms. *Geofísica Internacional* 36-2, p127-135.

- Buffler, R.T., and D.S. Sawyer. 1985. Distribution of crust and early history. Gulf of Mexico Basin. *Trans Gulf Coast Geol. Soc.* 35. pp 334-344.
- Burbach, G. and C. Fröhlich. 1986. Intermediate and deep seismicity and lateral structure of subducted lithosphere in the Circum-Pacific regions. *Rev. Geophys.*, 24, 833-874.
- Richard Blakely. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. 441 pp.
- Burke, K., and J.F. Dewey. 1973. Plume-rated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geology*, 81, p 406-433.
- Cain, Joseph C., I.R. Shapiro, J.D. Stolarik, and J.P. Heppner. 1962. Vanguard 3 magnetic field observations. *J. Geophys. Res.* 67, 5055-69.
- Cain, Joseph C. 1970. *Geomagnetic Models From Satellite Surveys*. Goddard Space Flight Center. Greenbelt Maryland. Report X-645-70-263. NASA.
- Cain J.C., Z. Wang, C. Kluth, and D.R. Schmitz, 1989. Derivation of geomagnetic model to $n=63$, *Geophys. J.*, 97, 431-41.
- Campbell, W.C. 1997. *Introduction to Geomagnetic Fields*. Cambridge University Press. 290 p.
- Campos-Enríquez, J.O., Urrutia-Fucugauchi, J. Arroyo-Esquivel, M.A. 1989. Depth to the Curie isotherm from aeromagnetic data and geothermal considerations for the western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Int.*, 28, 993-1005.
- Campos-Enríquez, J.O., Arroyo-Esquivel, M.A. and Urrutia-Fucugauchi. 1990. Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172, 77-90.
- Campos-Enríquez, J.O., E. Hernández-Quintero, H. Nolasco-Chávez, A. Orozco-Torres, C. Cañón-Amaro, G. Alvarez-García, J. Urrutia-Fucugauchi. 1994. A Preliminary Assessment of IGRF-1990 for Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 82 p 105-111.
- Campos-Enríquez J.O., V.H. Garduño-Monroy, 1995. Los Azufres silicic center (Mexico): inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 67, pp 123-152.
- Campos-Enríquez, J.O., J.A., Arzate, J. Urrutia-Fucugauchi, O. Delgado-Rodríguez, 1997. The Subsurface structure of the Chicxulub crater (Yucatán, Mexico): Preliminary results of a magnetotelluric study. *The Leading Edge*, December 1997, p 1774-1777.
- Campos-Enríquez and M.A. Alatorre-Zamora, 1998. Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, 37-4, p. 263-282.
- Campos-Enríquez, J.O., Rodríguez, M., Delgado-Rodríguez, O. 2000. Contribution to the tectonics of northern portion of the central sector of the trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America*. Special paper 334.
- Campos-Enríquez, J.O., and O. Sánchez-Zamora. 2000. Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 13, 479-489.

Cañón A., J.E. Hernández, Nolasco H., Orozco A., 1993. Cartas Magnéticas de la República Mexicana para la época 1990.0, escala 1:5 000 000. Instituto de Geofísica UNAM. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, INEGI. México.

Carfentan, J.C., 1981 (1984), Evolución estructural del sureste de México: Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas. *Revista del Instituto de Geología*. Universidad Nacional Autónoma de México. 5. 207-216.

Carle H.M. and Harrison C.G.A. 1982. A problem in Representing the Core Magnetic Field of the Earth Using Spherical Harmonics. *Geophysical Research Letters*. 9(4) 265-268.

Carfentan, J.C. 1983. Les ensembles géologiques du Mexique meridional. Evolution géodynamique durante le Mésozoïque et le Cenozoïque. *Geofísica Internacional*. 22. p 9-37.

Clark, S.C., H. Frey, and H.H. Thomas. 1985. Satellite magnetic anomalies over subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 41-44.

Coles, R.L. and Currie, R.G. 1977. Magnetic anomalies and rock magnetizations in the southern Coast Mountains, British Columbia : possible relation to subduction. *Can J. Earth Sci.*, 14, 1753-70.

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America. 1987. Magnetic anomaly map of North-America, *Geol. Soc. Of Am.*, Boulder, Colo.

Counil J.L., J. Achache. 1987. Magnetization gaps associated with tearing in the Central America subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1115-1118.

Counil J.L., J. Achache and A. Galdéano. 1989. Long-Wavelength Magnetic Anomalies in the Caribbean: Plate Boundries and Allochthonous Continental Blocks. *Journal of Geophysical Research*. 94-86, p 7419-7431.

Crouch, J.K., 1979. Neogene tectonic evolution of the western Transverse Ranges and the California Continental Borderland. *Geological Society of America Bulletin*. 90, p 338-345.

Dengo, G. 1985. Mid-America: tectonic setting for the Pacific margin from southern México to northwestern Colombia, in Nairn, A.E.M., and Stehli, F.G., eds. *The Oceans Basins and Margins*. Vol. 7A : The Pacific Ocean, New York, Plenum Press, p 123-180.

Dillon, W.P., Vedder, J.G. and Graf, R.J., 1972, Structural profile of the northwestern Caribbean: *Earth and Planetary Science Letters*. 17, p 175-180.

Dolginov, Sh. Sh., L.N. Zhuzgov, N.V. Pushkov, L.O. Tyurmina, and I.V. Fryazinov, 1962. Some results of measurements of the constant geomagnetic field above USSR from the third artificial earth satellite. *Geomagn Aeron*. 2, p 877-889.

Dunlop, D.J. and M. Prévot. 1982. Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled intrusive rocks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 69, 763-802.

Epp, D., P.J. Grim y M.G. Langseth Jr. 1970. Heat flow in the Caribbean and Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*. 75(29) 5655-5669.

Ervin, C.P. and L.D. McGinnis. 1975. Reelfoot rift: reactivated precursor to the Mississippi embayment. *Geology Society of America Bulletin*. 86, p 1287-1295.

Espindola J.M., M. Mena, M. De la Fuente, J.O. Campos-Enríquez. 1995. A model of the Chicxulub impact structure (Yucatan, Mexico) based on its gravity and magnetic signatures. *Phys. of the Earth and Planetary Interiors*. 92, p 271-278.

Erickson, A.J., C. E. Helsley, and G. Simmons. 1972. Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman Trough and Yucatan Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1241-260.

Erwing J.I., Antoine J. and Erwing, R. 1960. Geophysical measurements in the western Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. *Jour. Geophys. Res.* 65. p 4087-4106.

Fix, J.E. 1975. The crust and upper mantle of Central Mexico. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, 453-499.

Flores-Ruiz J.H., Marines-Campos R., Hernández-Quintero J.E., Campor-Enriquez J.O., Urrutia-Fucugauchi J. 2000. Evaluación Geo-Estadística de la Red de Estaciones Magnéticas de la República Mexicana. *Revista Geofísica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*. No. 52-53. p 107-122.

Fountain, D.M., Arculus, R., Kay, R.W. 1992. *Developments in Geotectonics*. 23, Elsevier, Amsterdam, 485pp

Freeland, G.L., and Dietz, R.S. 1972. Plate tectonics evolution of the Caribbean -Gulf of Mexico region: *Nature*. 232, 20-23.

Frey, H., 1982, Magsat scalar anomaly distribution: the global perspective, *Geophys. Res. Lett*, 9, 277-280.

García-Pérez F., and J. Urrutia-Fucugauchi. 1997. Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern México, from gravity and magnetics. *Geofísica Int.*, 36-4, 235-244.

Gomberg, J.S., K.F. Priestley, T.G. Masters and J.N. Brune. 1988. The structure of the crust and the upper mantle of northern Mexico. *Geophys. Jour.*, 94, 1-20.

Grauch, V.J.S. 1993. Limitations on digital filtering of the DNAG magnetic data set for the conterminous US. *Geophysics*, 58, 1821-96.

Gromet, L.P. and Silver, L.T., 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*. 28, p 75-125.

Hales, A.L., C.E. Helsley and J.B. Nation. 1970. P travel times for an oceanic path. *Jour. Geophys. Res.*, 75(35), 7362-381.

Hall, D.H., I.A. Noble, and T.W. Millar. 1985. Crustal structure of the Churchill-Superior boundary zone between 80° and 98° W longitude from Magsat anomaly maps and stacked passes. *J Geophys. Res.* 90, 2621-30.

Hall, D.H. 1974. Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and northwestern Ontario, Canada. *J. Geophys.*, 40, 403-430.

Hayling, K.L., and C.G.A. Harrison. 1986. Magnetization modeling in the north and equatorial Atlantic Ocean using Magsat data. *J. Geophys. Res.*, 91, 12423-443.

Henderson, R.G. and Zietz I. 1949. The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*. 14, 508-516.

Hernández-Pérez, J. Lara-Sánchez, J.O. Campos-Enriquez, 1998. Aeromagnetic map to prove Mexico's mining potential. *The Leading Edge*, August 1998, p 1085-1086.

Hernández-Pérez, J.: A. Cuevas-Covarrubias; J.O. Campos-Enríquez; Urrutia-Fucugauchi, J. 2001. Aeromagnetic map of Mexico: an exploration approach for the new millenium. A progress report. *Revista Geofísica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*. 55. p 33-50.

Hernández-Quintero E., H. Nolasco-Chávez, J.O. Campos-Enríquez, C. Cañón-Amaro, A. Orozco-Torres, J. Urrutia-Fucugauchi y G. Alvarez-García. 1994. Evaluación preliminar del campo geomagnético de referencia internacional IGRF-1990 para México y anomalías magnéticas corticales. *Geofísica Internacional* 33-2, p235-241.

Hildebrandt, A. R., and M. Pilkington. 1998. Seismic studies of Chicxulub Crater. *Canadian Geophysical Union Meeting*. 23 p 78-79

Hill, R.L., Silver, L.T., and Taylor, H.P.Jr. 1986. Coupled Sr-O isotope variations as an indicator of source heterogeneity for the northern Peninsular Ranges batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 92, p 351-361.

Kieffer, S.W. 1998. Dynamics of the Chicxulub impact and implications for extinction mechanisms. *Canadian Geophysical Union Annual Meeting*. 23, p 91.

Keller, G.R., E.G. Lidiak, W.J. Hinze, and L.W. Braile. 1983. The role of rifting in the tectonic development of the midcontinent, U.S.A., *Tectonophysics*, 94. p 391-412.

Kerdan T. P. 1992. Estructura de La Corteza y Manto Superior en el Norte de México. Tesis de maestría en sismología y Física. Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades. Instituto de Geofísica, UNAM.

Kivelson, Margaret G. and Rusell, Christopher T. 1995. *Introduction to Space Physics*. Cambridge Press University. United States.

Krutikhovskaya, Z.A. and Pashkevich, I.K. 1977. Magnetic model for the Earth's crust under the Ukrainian shield. *Can. J. Earth Sci.*, 14, 2718-728.

LaBreque, J.L., and C.A. Raymond. 1985. Seafloor spreading anomalies in the Magsat field of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 90, 2549-64.

Ladd, J. W., and R.E. Sheridan, 1987. Seismic stratigraphy of the Bahamas, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 71, 719-736.

Langel R.A., J.D. Phillips, and R.J. Horner, 1982a. Initial Scalar Magnetic Anomaly Map From MAGSAT. *Geophysical Research Letters*. 9(4), 265-268.

Langel R.A., C.C. Schnetzler, J.D. Phillips, and R.J. Horner, 1982b. Initial Vector Magnetic Anomaly Map From MAGSAT. *Geophysical Research Letters*. 9(4), 273-276.

Langel, R.A. 1993. The use of low latitude satellite data bases for modeling of core and crustal fields and the separation of external and internal fields. *Surveys in Geophysics*, 14, 31-87, 121-7.

Langel, R.A. and Hinze W.J. 1998. *The Magnetic field of the Earth's lithosphere: the satellite perspective*. Cambridge University Press. U.K.

Larson, W., Ozima, M., Nagata, T. And Strangway, D., 1969. Stability of remanent magnetization of igneous rocks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 17, 263-292.

Lasfargues Pierre. 1995. *Magnetismo en Geología y Prospección Magnética Terrestre*. Traducción Oscar Campos E. Instituto Politécnico Nacional, SEP.

Lawver, L.A. y D.L. Williams, 1979. Heat Flow in the Central Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 84(B7), 3465-3478.

Legg, M.R., Wong O.V., and Suárez-Vidal, F. 1991. Geologic structure and tectonics of the inner continental borderland of northern Baja California. In Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists. Memoir 47*, p 145-177.

Li, Yaoguo and Oldenburg Douglas W. 2001. Stable Reduction to Pole at Magnetic Equator. *Geophysics* no. 66 (2).

López-Infanzón, M., 1986 (1989), *Petrología y radiometría de rocas ígneas y metamórficas de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 38, p59-98.

López-Infanzón, M., and Nelson, S.A. 1990. Geology and K-Ar dating of the Sierra de Chiconquiaco-Palma Sola volcanics, central Veracruz, México. *Geological Society of America. Abstracts with programs*. 22, A165.

López-Ramos, E. 1983. *Geología de México. Tomo III. 3ª edición, primera re-impresión. México D.F.* 453p.

Lu, Richard S. 1998. Finite Impulse Reduction to Pole Filter. *Geophysics*, no. 63 (6).

MacGeary, S., A. Nur, and Z. Ben Avraham. 1985. Spatial gaps in arc volcanism: The effect of collision or subduction of oceanic plateaus. *Tectonophysics*. 119, 195-221.

Mammerickx, J. And Klitgord, K.D. 1982. Northern east Pacific Rise evolution 25 my BP to present. *J. Geophys. Res.*, 87, 6751-6759.

Mann, P. and K. Burke. 1984. Neotectonics of the Caribbean. *Rev. Geophys.*, 22, 309-362.

Mayhew M.A., 1985. Curie Isotherm Surfaces Inferred From High-Altitude Magnetic Anomaly Data. *Journal of Geophysical Research*. 90-B3, p 2647-2654.

Mayer, L. 1986. Topographic constrains on model of lithospheric stretching of the Basin and Range province, western United States. *Geological Society of America, Special Paper*, 208, p 1-14.

Mendoça, Carlos Alberto and João B.C. Silva. 1993. A Stable Truncated Serier Approximation of the Reduction to pole Operator. *Geophysics* no. 58 (8).

Mitre-Salazar, L.M. and Q. Roldán. 1990. La Paz Saltillo northwestern and northern México/ Geotraverse H-1. *Geological Society of America*. 10 pp.

Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martínez, J., Calvet, P., Ortiz, E. And Zimmermann, J.L. 1990. Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: La séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *Comptes Rendus l'academie de Sciences*. 310, p 45-51.

Nelson, S.A., González-Caver, E., and Kyer, T.K., 1991. Constrains on the origin of Late Miocene to Recent alkaline magmas from the Tuxtla volcanic field, Veracruz, México. *Gologica Society of America. Absatracts with programs*. 23, A332.

Nielsen, O.V., J.R. Petersen, F. Primdahl, P. Brauer, B. Hernando, A. Fernandez, J.M.G. Merayo, and P. Ripka, 1995. Development, construction and analysis of the Oersted fluxgate magnetometer. *Meas. Sci. Technol.*, 6, 1099-1115.

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). 1994. Geophysics of North America CD-ROM. United States Department of Commerce. National Geophysical Data Center.

Normark, W.R., Spencer, J.E., and Ingle, J.C. Jr. 1987. Geology and Neogene history of the Pacific continental margin of Baja California Sur, México. In Scholl, D.W., Grantz, A., and Vedder, J.G., eds., Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California. Vol. 6. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. P 449-472.

Numerov, B. 1929. Interrelation between local gravity anomalies and the derivatives of the potential. *Zeitschrift für Geophysik*, 58-62.

Potemra, T.A., Birkeland currents: present understanding and some remaining questions, High-Latitude Space Plasma Physics, ed. B. Hultvist and T. Hagfors, p. 335, Nobel Symposium, vol.54, 1982.

Ornelas Valdés Ramiro, 1999. Elaboración de la Carta Aeromagnética de la República Mexicana. Tesis de maestría en ciencias (Geofísica). Programa de posgrado en ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica, UNAM.

Ortega-Gutiérrez, F. 1978a. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *Revista del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*. V2, 112-131.

Ortega-Gutiérrez, F. 1981a. Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*. 20, p 177-202.

Ortega-Gutiérrez, F. 1981b (1984). La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Revista del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*. 5, p 140-157.

Ortega-Gutiérrez, F., and González-Arreola, C., 1985. Una edad cretácica de las rocas sedimentarias deformadas de la Sierra de Juárez, Oaxaca. *Revista del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*. 6, p 100-101.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., and dela Fuente, M. 1990. H-3: Middle America Trench-Oaxaca-Gulf of Mexico. Geological Society of America. Centennial Continent/Ocean Transect #14.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., Centeno-García E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America During the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.

Otaola, J., B. Mendoza, y R. Perez-Enriquez. 1993. El Sol y la Tierra: una relación tormentosa. Fondo de Cultura Económica. Colección La Ciencia de desde México. 119pp.

Pacheco, G.C., and Barba, M. 1986. El precámbrico de Chiapas, un terreno estratotectónico. Sociedad Geológica Mexicana. VII Convención Nacional. Libro de Resúmenes.

Pantoja-Alor, J., Rincón-Orta, C., Fries, C. Jr., Silver, L.T., and Solorio_munguía, J., 1974. Contribuciones a la geocronología de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 26, p207-223.

Pardo, M. and G. Suárez. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100. B7. 12,357-12,373.

Penfield, G.T. and Camargo, Z.A., 1981. Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetism and gravity. In : Technical Program, Abstracts and Biographies, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 37 pp.

Pindell, J.L., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean, *Tectonics*, 4, 1-39.

Plak, B.G., Kononov, V.I., Prasolov, E.M., Sharkov, I.V., Prol, R.M., González, A., Razo, A. and Molina, R. 1985. First estimations of terrestrial flow in the Transmexican Volcanic Belt and adjacent areas based on isotopic composition of natural helium. *Geofísica int.*, 24-4, 465-476.

Potemra, T.A., 1984. Birkeland currents: present understanding and some remaining questions, In: *High-Latitude Space Plasma Physics*, ed. B. Hultqvist and T. Hagfors, p. 335, Nobel Symposium, vol. 54.

Primdahl F., 1979. The fluxgate magnetometer, *Jour. Sci. Instrum.*, 12, 241-253.

Primdahl, F., 1979. The Fluxgate Magnetometer. Danish Meteorological Institute, Geophysical Papers, R-55.

Prol-Ledesma, R.M. y G. Juárez M. 1986. Geothermal map of México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28, 351-362.

Purucker, M.E., T.J., Sabaka, R.A. Langel, and N. Olsen. 1997. The missing dimension in Magsat and POGO anomaly studies. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2909-2912.

Ravat, D.N., W.J. Hinze, and R.R.B. von Frese. 1991. Lithospheric magnetic property construct within the South American plate derived from damped least-squares inversion of satellite magnetic data. *Tectonophysics*, 192, 159-68.

Ravat, D.N., R.A. Langel, M. Purucker, J. Arjani-Hamed, and D.E. Alsdorf. 1995. Global vector and scalar Magsat magnetic anomaly maps. *J. Geophys. Res.* 100, 20111-20136.

Ravat, D. and M. Purucker. 1999. "The Future of Satellite Magnetic Anomaly Studies is Bright". *The Leading Edge* (Marzo, 1999). 326-329.

Rivera, J. y L. Ponce. 1986. Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad de grupo de las ondas Rayleigh. *Geofísica int.*, 25-3, 383-402.

Ruiz, J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1990. Proterozoic and Phanerozoic terranes of México based on Nd, Sr and Pb isotopes. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. V22, A113-114.

Regan, R.D., and J.C. Cain, 1975. The use of geomagnetic field models in magnetic surveys, *Geophysics*, 40, 621-629.

Sawyer, D.S., Buffler, R.T., and Pilger, R.H., Jr. 1991. The Crust under the Gulf of Mexico basin. In Salvador, A. Ed., *Decade of North America Geology. Volume J: The Gulf of Mexico Basin*. Geological Society of America. P 53-72.

Schlenger, C.M. 1985. Magnetization of the lower crust and interpretation of regional magnetic anomalies: Example for Lofoten and Westeralen, Norway. *J. Geophys. Res.*, 90, 11,484-11,504.

Sedlock, R. L., and Hamilton, D.H., 1991. Late Cenozoic tectonic evolution of southwestern California. *Journal of Geophysical Research*. V96, p 2325-2352.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez F., and Speed R.C. 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. Special Paper. 278. Geological Society of America. 153 pp.

Servais, M., Rojo-Yaíz, R., and Colorado-Liévano, D., 1982. Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato; Postulación de un paleogolfo de Baja California y de una digitación Tethysiana en México central. *Geomimet*, 115. p 53-71.

Sheriff, Robert E. 1991. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Geophysical Reference Series. 3th edition. Society of Exploration Geophysicist. 376 pp.

Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Johnson, E.H. and Alley, L.B. 1973. Aeromagnetism and the transition between the Colorado Plateau and Basin and Range provinces. *Geology*, 1, 107-110.

Silver, L.T., 1979. Peninsular Ranges batholith: A case study in continental margin magmatic arc setting, characteristics, and evolution. Geological Society of America. Abstracts with Programs. 11, p517.

Smith, G.M. and S.W. Barenjee. Magnetic structure of the upper kilometer of the marine crust at Deep Sea Drilling Project hole 504B, eastern Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 91, 10,337-354.

Stein, S., C. De Mets, R.G. Gordon, J. Brodholt, D. Argus, J.F. Engeln, P. Lungren, C. Stein, D.D. Wiens, and D.F. Woods. 1988. A test of alternative Caribbean plate relative motion models. *J. Geophys. Res.* 93, 3041-3050.

Swift, B.A. and H.P. Johnson. 1984. Magnetic properties of the Bay of Islands ophiolites suite implications for the magnetization of the ocean crust. *J. Geophys. Res.*, 89, 3291-308.

Tanner, J. And the DNAG Committee. 1988. Gravity anomaly map for North America: The Leading Edge. 7(11). p 15-18.

Thatcher, W. and J.N. Brune. 1973. Surface waves and crustal structure in the Gulf of California region. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 63(5), 1689-98.

Thellier E. et Thellier O. 1959. Sur L'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*. 15, 285-376.

Tivey, M.A., and H.P. Johnson. 1987. The central anomaly magnetic high: Implications for ocean crust construction and evolution. *J. Geophys. Res.* 92, 12,685-694.

Thomas, H.H. 1987. A model of ocean basin crustal magnetization appropriate for satellite elevation anomalies. *J. Geophys. Res.* 92, 11,609-613.

United States Geodynamics Committee. 1989. North American Continent-Ocean Transects Program: Washington, D.C., National academy Press, 87 p.

Urrutia-Fucugauchi, J. 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico- Preliminary Report. *Geofísica int.*, 25-4. 559-573.

Urrutia-Fucugauchi J.; Morán Zenteno D.J. ; Cabral-Cano E. 1987. Paleomagnetism and Tectonics of México. *Geofísica Internacional*. 26-3. 429-458.

Urrutia J.F. and Bohnel H., 1988. Tectonics Along the Trans-Mexican Volcanic Belt According to Paleomagnetic data. *Phys Earth Planet Inter*. 52. pp 320-329.

Urrutia-Fucugauchi J. and R.S. Molina-Garza. 1992. Gravity model of regional and upper mantle structure of the Guerrero terrane- 1. Colima graben and southern Sierra Madre occidental, western Mexico. *Geofísica int.* 31, 493-507.

Urrutia-Fucugauchi, J. And Flores-Ruiz, J.H., 1996. Bouguer gravity Anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Int. Geol. Res.*, 38, 176-194.

Urrutia-Fucugauchi, J., J.H. Flores-Ruiz, W.L. Bandy and C.A. Mortera-Gutiérrez. 1999. Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: gravity models revisited. *Geofísica Internacional*. 38 (4). p 205-216.

Viniegra-Osorio, F., 1981. Great carbonate bank of Yucatán, southern México. *Journal of Petroleum Geology*. 3, p 247-278.

Walck, M.C., 1984. The P-wave upper mantle structure beneath an active spreading centre; the Gulf of California. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 76, 697-723.

Walper, J.L., and Rowett, C.L. 1972. Plate tectonics and the origin of the Caribbean and Gulf of Mexico; *Transactions of the Gulf Coast Geological Society*. 22, 105-106.

Wasilewski, P.J. and Mayhew, M.A. 1982. Crustal xenoliths magnetic properties and long wavelength anomaly source requirements. *Geophys. Res. Lett.*, 9, 329-332.

Wasilewski, P.J., and D.M. Fountain. 1982. The Ivrea zone as a model for the distribution of magnetization in the continental crust. *Geophys. Res. Lett.*, 9, 329-332.

Wasilewski, P.J., Thomas, H.H. and Mayhew, M.A. 1979. The Moho as a magnetic boundary. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 541-544.

Weimer P., Rowan, M.G., Mc Bride C., and Kligfield M. 1998. Evaluating the petroleum system of the Northern Deep Gulf of Mexico through integrated basin analysis: *AAPG. Bull.* 82, 5B.p 865-877.

Williams, M.C., P.N. Shive, D.M. Fountain, and B.R. Frost. 1986. Magnetic properties of exposed deep crustal rocks from the superior province of Manitoba. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 176-184.

Wollard, G.P., and Monges-Caldera, J., 1956. Gravedad, geología regional y estructura cortical de México. *Anales del Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México*. 2, p 60-112.

Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., and Gehrels, G. 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern México: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*. 103, p 817-828.

Ziagos, John P.; Blackwell, David D.; Mooser, Federico. 1985. Heat Flow in Southern Mexico and the Thermal Effects of Subduction. *Journal of Geophysical Research*. 90(B7), 5410-20.

Zietz, I., G. E. Andreasen, and J.C. Cain. 1970. Magnetic anomalies from satellite magnetometer. *J. Geophys. Res.* 75, 4007-15.