

03092 3  
ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO  
Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de  
Posgrado  
del Colegio de Ciencias y Humanidades  
Posgrado en Geofísica  
Instituto de Geofísica

Paleomagnetismo y Neotectónica de la  
Región Acambay-Morelia,  
Faja Volcánica Mexicana

T E S I S  
que para obtener el Grado Académico de  
DOCTOR EN GEOFISICA  
(Sismología y Física del Interior de la Tierra)

presenta  
ANA MARIA SOLER ARECHALDE

Ciudad Universitaria

Agosto 1997

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.

## **Agradecimientos**

Mi muy especial agradecimiento al Dr. Jaime Urrutia, quien a lo largo de todos estos años me ha apoyado. A los Dres. Suter y Zuñiga, miembros de mi Comité Asesor por el tiempo que me dedicaron. A los miembros del Jurado: Dres. Alva, Astiz, Bandy, Quintero, Morán, Osete, quienes realizaron una revisión exhaustiva, que mejoró notablemente la calidad del trabajo.

También agradezco a los miembros del Departamento de Geomagnetismo y Exploración por su compañerismo y franco espíritu de ayuda que hace muy agradable el trabajo.

A Santos, Silvia, Odranoel, Max, Gerardo, Jaime y Eduardo por su compañía y ayuda en el Trabajo de Campo.

Este trabajo fue financiado por los proyectos:

- 1) Paleomagnetic constrains and structural block rotations in orogenic zones from Mexico and Spain. Proyecto de la Comunidad Económica Europea, en conjunto con la Universidad Complutense de Madrid y de Newcastle, Inglaterra.
- 2) Proyecto PADEP 30345. Paleomagnetismo y Tectónica de la región Acambay-Morelia, Faja Volcánica Transmexicana.
- 3) Paleomagnetismo y Neotectónica del Centro de México. Proyecto Interno del Instituto de Geofísica.

# Indice

## Resumen

### Capítulo 1

Introducción y Objetivos 1-1

### Capítulo 2

Geología Regional 2-1

### Capítulo 3

Posible discontinuidad cortical en el lineamiento Querétaro-Taxco.  
Interpretación de anomalías gravimétricas y aeromagnéticas.

3.1 Resumen	3-1
3.2 Datos Magnetométricos	3-1
3.2.1 Reducción de datos	3-1
3.2.2 Resultados	3-1
3.3.2.1 Descripción de las anomalías	3-1
3.3.2.2 Procesado	3-4
3.3 Datos Gravimétricos	
3.3.1 Reducción de datos	3-13
3.3.2 Modelado	3-13
3.3.3 Resultados	
3.3.3.1 Descripción de las anomalías	3-24
3.3.3.2 Procesado	3-24
3.3.3.2a Modelo de Cuenca	3-26
3.3.3.2b Modelo de Geosutura	3-26
3.4 Discusión	3-31

### Capítulo 4

Paleomagnetismo Regional

4.0 Resumen	4-1
4.1 Paleomagnetismo	4-1
4.2 Otras Rasgos que apoyan la sectorización propuesta	4-3
4.3 Discusión	4-9

### Capítulo 5

Geología y Magnetoestratigrafía Local

5.1 Marco Estructural	5-1
5.1.1 Margen norte	5-1
5.1.2 Zona central	5-2
5.1.3 Margen sur	5-2
5.2 La estratigrafía del límite sur del graben	5-3
5.3 Estratigrafía del límite norte del graben	5-9

## Capítulo 6

### Estudio Paleomagnético

6.0	Resumen	6-1
6.1	Introducción	6-2
6.2	Descripción del Método de Obtención de datos	6-5
6.3	Resultados	6-8
6.3.1	Sitios en el sector sur del graben de Acambay	6-8
6.3.2	Sitios en el sector norte del graben de Acambay	6-17
6.3.3	Dominios Tectónicos	6-24
6.3.4	Modelos de rotaciones de bloques sobre ejes verticales	6-27
6.3.5	Análisis de las fallas de acuerdo a los resultados de Schereus (1994)	6-35
6.4	Discusión de Resultados	6-35

## Capítulo 7

### Conclusiones Generales

7-1

Anexo 1. Análisis Espectral en Gravimetría y Magnetometría

Anexo 2. Paleomagnetismo. Bases Teóricas

Anexo 3. Rotaciones Paleomagnéticas. Aplicaciones Tectónicas.

## Resumen

Se presenta aquí un modelo cinemático para el área de Acambay-Maravatío, en el centro de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), que explica las rotaciones determinadas mediante paleomagnetismo. La zona está constituida por una serie de fallas normales con dirección aproximada E-W, que forman una depresión de alrededor de 15 km de ancho por 60 km de largo y hasta 400 m de altura. La región muestra rasgos característicos de intensa actividad neotectónica: escarpes de falla con facetas triangulares, alineamiento de estructuras volcánicas, sismicidad y cuencas tensionales. Otra importante estructura que afecta al área en su parte central es el sistema Querétaro-Taxco de orientación NNW-SSE. El análisis de mecanismo focal de los sismos de 1912 y 1979, con la presencia de una componente lateral izquierda, despertaron nuestro interés por la aplicación del método paleomagnético con el fin de determinar su existencia y cuantificar su magnitud.

La configuración geométrica dada por la intersección de los sistemas de fallas E-W con el NNW-SSE constituye los parámetros del modelo, y la incidencia de la placa de Cocos se presenta como el motor generador de las mismas. El modelo explica las desviaciones sistemáticas de las declinaciones magnéticas, tanto en contra como a favor de las manecillas del reloj, mediante rotaciones de cuerpo rígido sobre ejes verticales en zonas sujetas a esfuerzos de cizalla, que posiblemente se relacionan con esfuerzos regionales y transtensión dentro del arco magmático.

El modelo se encuentra enmarcado en la FVM, la cual presenta características morfológicas y geoquímicas distintas que se han tratado de explicar como el resultado de varios dominios tectónicos creados por el movimiento diferencial de bloques de corteza sobre una zona de producción de magma. Esta deformación tectónica está organizada de manera coherente, formando zonas de falla cuya orientación y ubicación coincide con la de la FVM, lo que indica que la deformación dentro de la capa superior de la corteza juega un papel significativo en el control de la orientación y ubicación de la faja relativa a la trinchera como también a las zonas de adelgazamiento cortical formadas durante los grandes eventos tectónicos cenozoicos que han sido reactivadas y expresadas ahora en sistemas de falla.

Con esta base se modeló la gran anomalía gravimétrica (-250 mGals) que se encuentra en el centro de la región mediante Talwani-2D. Se aplicaron dos modelos no excluyentes entre sí: 1) modelo de cuenca y 2) modelo de geosutura. Con el modelo de cuenca se obtiene una profundidad de 6.5 km para la misma. El modelo de geosutura es muy similar a otros donde se ponen en contacto dos provincias de distinta edad y un adelgazamiento de la corteza del orden de 5 km que corresponde bien con la compensación isostática que debe existir dada la gran altitud de la FVM. Por último se propone una segmentación de la FVM en tres grandes sectores, con base en el parámetro R (anomalías en las declinaciones), división complementada con otras evidencias como el análisis de las anomalías gravimétricas (Bouguer) y aeromagnéticas, diferencias en espesor cortical, topografía, patrones estructurales y tectónicos y tipo de vulcanismo. El área se presenta como un límite entre dos de estos sectores.

El modelo constituye una aportación al conocimiento de la FVM tanto en el marco geodinámico regional: relaciones con los procesos de subducción, transtensión, "rifting", fallamiento lateral, etc., como también en el marco local. Contribuye a mejorar la información estratigráfica; propone la configuración del área en pequeños dominios tectónicos y posibilita inferir su relación con el marco geodinámico regional.

## Abstract

A cinematic model is presented here for the Acambay-Maravatio area, in the center of the Mexican Volcanic Belt (MVB), that explains the rotations determined by paleomagnetism. The Acambay-Maravatio zone, is in the central part of the MVB and is the eastern border of the Chapala-Tula fault system. The zone is made up of a series of normal faults approximately of E-W direction that form a depression of about 15 Km wide by 60 km long and up to 400 m high. The region shows characteristic evidence of an intense neotectonic activity: fault scarps with triangular facets, volcanic alignments and pull-apart basins. Another important structure that affects the central part of the area is the NNW-SSE Queretaro-Taxco system. The analysis of the focal mechanism of the earthquakes of 1912 and 1979, with the presence of a left lateral component, was of such interest, that a paleomagnetic method was applied to determine its existence and magnitude.

The geometric pattern shown by the intersection of the E.W and NNW-SSE fault systems constitute the parameters of the model, and the incidence of the Cocos Plate acts as the generator of the rotations. The model shows the systematic deviations of the magnetic declinations, clockwise as well as counterclockwise, by rigid block rotations on vertical axis in zones subject to shear stresses, that are possibly related with regional stresses and transtension with in the magmatic arc.

The model is exemplified in the MVB, wich presents distinct morphological and geochemical characteristics that had been attempted to be explained as being the result of tectonic domains created by the differential movement of crustal blocks over a magma producing zone. This tectonic deformation, organized in a coherent manner, is forming fault zones whose direction and location coincide with that of the MVB. This indicates that the deformation with in the upper layer of the crust plays a significant role in the control of the direction and location of the belt relative to the trench, as well as in the zones of crustal thinning formed during the great mesozoic tectonic events that has been reactivated and expressed today as fault zones.

Based on the above the great anomaly (-250 mGals) was modeled by spectral methods. Two models, not mutually exclusive, were developed: a basin model with 6.5 km depth, and a geosuture model. The geosuture model is very similar to others that place two provinces of distinct age in contact, and a 5 km of crustal thinning. This corresponds with the isostatic compensation that must exist given the high altitude of the MVB. Finally, based on the R supported by other evidences such as: the analysis of gravimetric and magnetometric anomalies, differences in crust wide, topography, tectonic and structural patterns and type of vulcanism. The studied area was presented as a limit between two of these sectors.

This model contributes advancement to the knowledge of the MVB, not only in regional geodynamics level: relationships between processes such as subduction, transtension, rifting, lateral slip faults, etc.; but also in local level, contributing to improvement of stratigraphic information; proposing the presence of small tectonic domains and permitting inference to its relation with the Regional Geodynamics level..

## Capítulo 1 . Introducción y Objetivos

### Antecedentes

La Faja Volcánica Mexicana (FVM), es un arco volcánico miocénico, de naturaleza generalmente calcialcalina, típica de las provincias continentales y de arcos de isla. Es de tendencia WNW-ESE y corta a la República Mexicana entre los paralelos 19° y 20°N. Se le asocia genéticamente con la subducción activa de la placa de Cocos debajo del margen continental del sur de México a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. Pero algunas de sus características como por ejemplo la falta de paralelismo entre ella y la trinchera y la contemporaneidad de magmas alcalinos y calcoalcalinos, continúan incitando al desarrollo de nuevos modelos tectónicos y petrológicos, tanto relacionados como no relacionados a la subducción.

La FVM se ha dividido en dos regiones con características morfológicas y geoquímicas distintas: la porción oeste más estrecha y de tipo alcalino, lo que denota un régimen tectónico en extensión a consecuencia del ángulo y diferente velocidad de subducción entre las placas Cocos y Rivera. En cambio la parte centro-este que muestra variaciones espaciales (andesitas ricas en Mg asociadas a basaltos ricos en Ni en la zona de la cuenca de México y Pico de Orizaba y pobres en la zona de Michoacán), que de acuerdo con Demant (1978), se podría asociar a variaciones en edad y espesor de la placa de Cocos.

Del análisis de imágenes Landsat (Johnson, 1987) se infiere que la orientación oblicua de la FVM no se debe únicamente a variaciones en la geometría y velocidad de la placa subduciente, pues el vulcanismo aparece controlado por la tectónica tanto a nivel local como regional.

La gran variedad de estilos eruptivos se ha podido explicar como el resultado de varios dominios tectónicos creados por el movimiento diferencial de bloques de corteza sobre una zona de producción de magma. Estando esta deformación tectónica organizada de manera coherente formando zonas de falla cuya orientación y ubicación coincide con la de la FVM. Lo anterior indica que la deformación dentro de la capa superior de la corteza juega un papel significativo en el la orientación y ubicación de la faja relativa a la trinchera, como también sobre las zonas de adelgazamiento cortical formadas durante los grandes eventos tectónicos cenozoicos que han sido reactivadas y expresadas ahora en zonas de falla.

Como puede observarse de lo antes expuesto, se deduce que las generalizaciones sobre la FVM son altamente especulativas.

La medición de esfuerzos en el centro de México, presenta una dirección de esfuerzo máximo horizontal N-S, con muy baja dispersión (Suter, 1990). Y en la parte oeste, esta dirección es paralela a la tendencia de los grabenes de Colima y Tepic-Zacoalco, mientras que en la parte este se puede hipotetizar una transición gradual de su dirección N-S a una WNW-ESE característica de la cuenca Tampico Misantla.

Las direcciones N-S de la parte central de México, obtenidas mediante medición de estrías denotan una deformación distensiva, así como la ausencia de una componente lateral importante. Esta última se vería reflejada en una divergencia de hasta 30° en alineamientos volcánicos de las fallas activas. Como el campo regional de esfuerzos que actúa en el centro y sur de México es una compleja interacción de pequeñas placas oceánicas en el Pacífico oriental formadas por la fragmentación y reorganización de unas mayores, se debe concentrar especial atención en sistemas de fallas como el Chapala-Tula (paralelo a la FVM) y el Chapala-Oaxaca (paralelo a la trinchera), pues en ellas se puede llevar a cabo el transporte y la deformación asociada a la interacción de las placas Rivera, Cocos, Pacífica y Norteamericana (Johnson y Harrison, 1990; De Mets y Stein, 1990).

De los resultados paleomagnéticos (Urrutia, 1986, Soler y Urrutia, 1994) se sugiere que el centro de México está sujeto a desplazamiento lateral izquierdo a escala regional y por lo tanto sufre rotaciones y muy poco desplazamiento hacia el norte con respecto al cratón de Norteamérica.

Con base en lo señalado hasta aquí consideramos que el estudio de esta región es particularmente interesante desde el punto de vista científico, ya que puede aportarse información con respecto al marco geodinámico regional como son las relaciones con los procesos de subducción, transtensión, "rifting", fallamiento lateral, etc.

La zona Acambay-Maravatio, se encuentra en la parte central de la FVM, y es el límite este del sistema de fallas Chapala-Tula. La zona es una serie de fallas normales casi paralelas (Venta de Bravo, Pastores, Acambay-Tixmadejé, Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro), con dirección aproximada E-W, que cortan secuencias volcánicas terciarias, en su mayoría andesíticas y que forman una depresión de alrededor de 15 km de ancho por 60 km de largo y hasta 400 m de altura. La región muestra una diversidad de rasgos característicos de una intensa actividad neotectónica, como escarpes de falla, alineamiento de estructuras volcánicas, sismicidad (cortical), cuencas tensionales ("pull-apart") (Johnson y Harrison, 1990 y Suter et al., 1992).

La actividad tectónica se ha hecho manifiesta sísmicamente. Se tiene conocimiento de dos importantes (1912 y 1979), en los que tanto Astiz (1980) como Suter et al. (1992) reportan una componente lateral izquierda, probablemente debida a esfuerzos de campo lejano causados por cargas aplicadas en la frontera de las placas de Cocos y Norteamérica, que junto con los esfuerzos intraplaca locales debidos a la gran elevación de la FVM sean la causa de las fallas normales que buzan paralelamente al eje del arco volcánico W-E.

Desde un punto de vista social también es importante un estudio de la región ya que en ella se ubican importantes centros de población, industriales, mineros y de generación de energía, los cuales podrían sufrir daños debido a la actividad volcánica y tectónica. De hecho muchos de los poblados y vías de comunicación (Autopista a Morelia) están localizados sobre la zona de falla.

Todo lo antes mencionado presentaba a la región como un reto, y se consideró que un estudio paleomagnético ayudaría a aclarar y discernir entre modelos geológicos propuestos para la zona. Así mismo las investigaciones paleomagnéticas podrían aportar información nueva que permitiera subsanar algunos errores y deficiencias de información existentes en esta región. Por ejemplo:

- a) Se aseguraba que muchos de los productos volcánicos eran muy jóvenes. Sin embargo este estudio demuestra, como se muestra en la tabla 6.1, que es notable la abundancia de polaridades reversas. Lo que implica edades mayores a los 7 Ma.
- b) Los modelos que proponían que el centro de México estaba sujeto a desplazamiento lateral izquierdo han sido muy disentidos. En parte debido a la escasez de datos paleomagnéticos. Los resultados de este trabajo apoyan este modelo, ya que es necesario un movimiento con una componente lateral izquierda para poder explicar las anormales declinaciones paleomagnéticas observadas.

Por otra parte, con objeto de conocer la estructura cortical de esta región se ha llevado a cabo un estudio de interpretación de las anomalías gravimétricas y magnéticas.

La integración de los resultados paleomagnéticos y geofísicos obtenidos en este trabajo y la información tectónica existente, nos ha permitido elaborar un modelo cinemático contrastado para esta región.

**Objetivos:**

En esta investigación se persiguen los objetivos que anoto a continuación en forma esquemática:

- 1) Realizar un análisis del magnetismo de las muestras
  - a) medición de magnetización remanente natural (NRM)
  - b) desmagnetización mediante campos alternoscon el fin de :
  - I) obtener las componentes de la NRM
  - II) determinar las anomalías en declinación e inclinación
  - III) obtener la columna magnetoestratigráfica con los fechamientos disponibles
- 2) Determinar un modelo de estructura cortical mediante análisis de Fourier de las anomalías magnetométricas y gravimétricas y de Talwani en dos dimensiones para las últimas.
- 3) Realizar un modelo cinemático que describa la tectónica local de la zona con los resultados de los puntos anteriores.
- 4) Con base a los datos anteriores establecer la relación del área estudiada con el marco tectónico regional.

## Capítulo 2 . Geología Regional

La corteza continental mexicana está formada por un ensamble de terrenos geológicos de distinta naturaleza. Las grandes cubiertas volcánicas como la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Faja Volcánica Mexicana (FVM) ocultan las relaciones entre los terrenos. De la misma forma afecta la actividad geodinámica relacionada a la apertura del Golfo de California, la falla de San Andrés, la extensión tectónica en la provincia de "Basin and Ranges" y el sistema de fallas Polochic-Motagua.

La Fig. 2.1 muestra en forma general las estructuras principales del Mesozoico y Cenozoico de México (Aubouin et al. , 1982). Ahí se puede observar la FVM, arco volcánico sobrepuesto a las ignimbritas oligocénicas y rocas asociadas de la Sierra Madre Occidental, el cinturón plegado mesozoico de la Sierra Madre Oriental, terrenos del sistema cordillerano y el basamento paleozoico.

El volcanismo activo actual en México se encuentra principalmente concentrada a lo largo de la FVM, provincia volcánica que cruza el país desde el océano Pacífico hasta el golfo de México. Su extensión alcanza más de 1200 km de largo y entre 20 km y 150 km de ancho. La FVM es asociada a la subducción activa de la placa de Cocos a través de la trinchera Mesoamericana. La naturaleza de sus productos es calcoalcalina, característica de las provincias continentales y de arco de isla (Molnar y Sykes, 1969; Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977). La FVM incluye conjuntos de estratovolcanes de gran altitud, grandes campos de monogenéticos y calderas. Y productos alcalinos en los extremos este y oeste (Allan et al., 1991; Wallace et al., 1992; Nelson y González-Caver, 1992)

Demant (1978) divide a la FVM en base a sus características volcánicas y estructurales, en cinco partes principales (Fig. 2.2):

- a) la fosa tectónica Tepic-Chapala, que se caracteriza por su orientación NW-SE
- b) la fosa tectónica de Colima de orientación N-S
- c) el campo de conos cineríticos de Michoacán-Guanajuato
- d) los grandes valles de Toluca, México y Puebla
- e) la cadena N-S del Pico de Orizaba-Cofre de Perote, que limita la FVM en su parte oriental

Demant (1978) no incluye a la Provincia de la Llanura Costera del Golfo dentro de la FVM, debido a su afinidad química alcalina y la asocia a procesos de distensión tectónica que ocurren en la región del Golfo de México. Sin embargo Negendank et al. (1985) consideran, basados en estudios geoquímicos y petrológicos, que es una continuación de la FVM dada el predominio de los productos calcoalcalinos.

Otros autores como Mooser (1972) y Nixon et al. (1987) han dividido a la FVM en únicamente dos segmentos para los cuales se ha establecido como límite la zona de Chapala y el Graben de Colima, respectivamente.

En general, el origen del volcanismo de la FVM ha sido asociado a diversos procesos como se muestra en la Tabla 2.1 (Delgado, 1994).

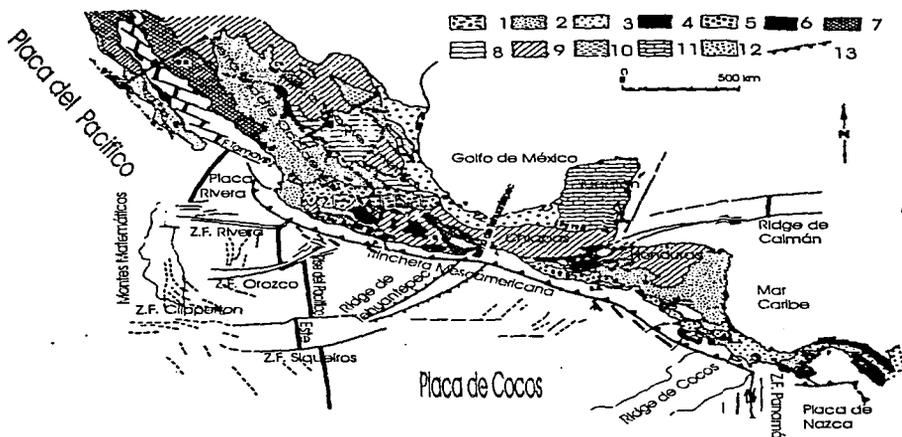


Fig. 2.1. Mapa Geológico generalizado de las principales estructuras mesozoicas y cenozoicas de México y América Central (Auobouin at al.,1982)

Rocas Volcánicas: 1) pliocuaternarias 2) oligomiocénicas  
 Molasa: 3) Marinas: cretácicas a cenozoicas (Baja California)  
 4) Continentales, eocénicas a miocénicas (Altiplano Mexicano y regiones del Sur de la FVTM) 5) Marinas, eocénicas a miocénicas (Golfo de México)  
 6) Complejos mesozoicos oceánicos 7) Rocas volcanoclásticas del Triásico y Cretácico Temprano (sistema Sierra Madre Oriental)  
 8) Terrenos alóctonos 9) Plataforma autóctona con basamento paleozoico (incluyendo rocas precámbricas cerca de Oaxaca) 10) Cuenca de Sabinas  
 11) Plataforma cenozoica de Yucatán 12) Formaciones cenozoicas de América Central

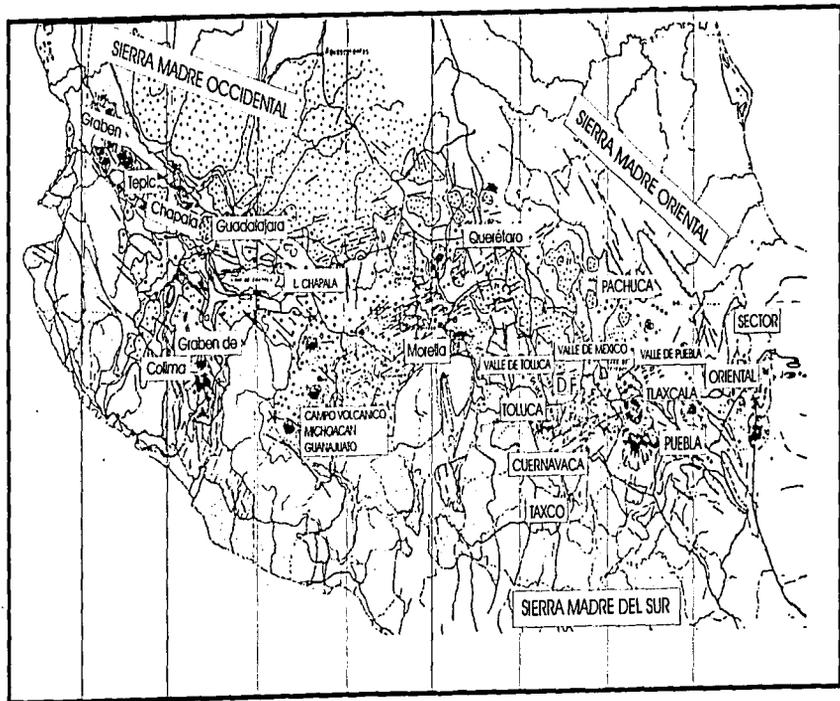


Fig. 2.2. Mapa geológico del centro de México (Demant, 1978).

Proceso	Autor/es
Subducción	Molnar y Sykes, 1969 Thorpe, 1977 Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977 Suárez y Singh, 1986 Urrutia-Fucugauchi-Böhnel, 1988
Geosutura o adelgazamiento cortical	Carey, 1958 Bullard et al., 1965 Mooser, 1969 y 1972 Cebull y Shurbet, 1987
Extensión del Golfo de California	Mooser et al., 1974
Paleoshear reactivado	Le Pichon y Fox, 1971
Zona de desplazamiento lateral	Gastil y Jensky, 1973 De Cserna (1970, 1976) Anderson y Schmidt, 1983 Walper, 1980
Esfuerzo lateral o transtensión cortical	Shurbet y Cebull, 1984 Urrutia-Fucugauchi, 1984 Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1988 Ferrari et al., 1990
Rift	Luhr et al., 1985 Allan, 1986 Allan et al., 1991
Transtensión asociada a tectónica "sliver"	De Mets y Stein, 1990

Tabla 2.1. Procesos asociados al origen del vulcanismo de la FVM (Delgado, 1994)

La mayoría de las reconstrucciones de los continentes del borde Atlántico para el Paleozoico tardío - Mesozoico Temprano muestran un gran traslape de Sudamérica sobre Centroamérica y el Sur de México (Carey, 1958; Bullard et al., 1965). Esto implica que estas porciones que contienen rocas Precámbricas y Paleozoicas no se ubican con respecto al cratón de Norteamérica.

De acuerdo a la división de terrenos tectono-estratigráficos para México de Campa y Coney (1983), la FVM está sobreyaciendo de oeste a este los terrenos: Guerrero, Sierra Madre, Mixteca, Oaxaqueño y Maya (Fig. 2. 3).

En particular el área de interés (19-21°N y 99-101°W) está cubierta por los productos cenozoicos de la FVM y entre los terrenos Guerrero y Mixteca. El terreno Guerrero está compuesto por tres subterrenos (Telolapan-Ixtapan, Zihuatanejo y Huetamo) compuestos por secuencias volcánicas submarinas y sedimentarias del Jurásico-tardío y Cretácico Medio (Campa y Coney, 1983). El terreno Mixteca consiste de un basamento metamórfico yuxtapuesto tectónicamente con la intervención de un cuerpo ultramáfico, aparentemente Paleozoico (Ortega, 1978). En algunos lugares el basamento está cubierto por sedimentos terrígenos (Calderón-García, 1956; Silva, 1970) y en otros por rocas marinas del Jurásico Inferior al Medio. Como también esquistos y calizas del Neocomiano superior, calizas del Aptiano-Albiano y Cenomaniano y finalmente la secuencia de flysch del Cretácico-superior (Calderón-García, 1956).

En la zona de estudio sobreyaciendo el terreno Guerrero, se encuentra el campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Éste contiene del orden de 1200 volcanes de tamaño pequeño a mediano, principalmente cineríticos, de escudo, domos lávicos, conos de lava y maares. Su composición fundamental es calcoalcalina (Hasenaka et al., 1994). Su origen se relaciona a la subducción de la Placa de Cocos.

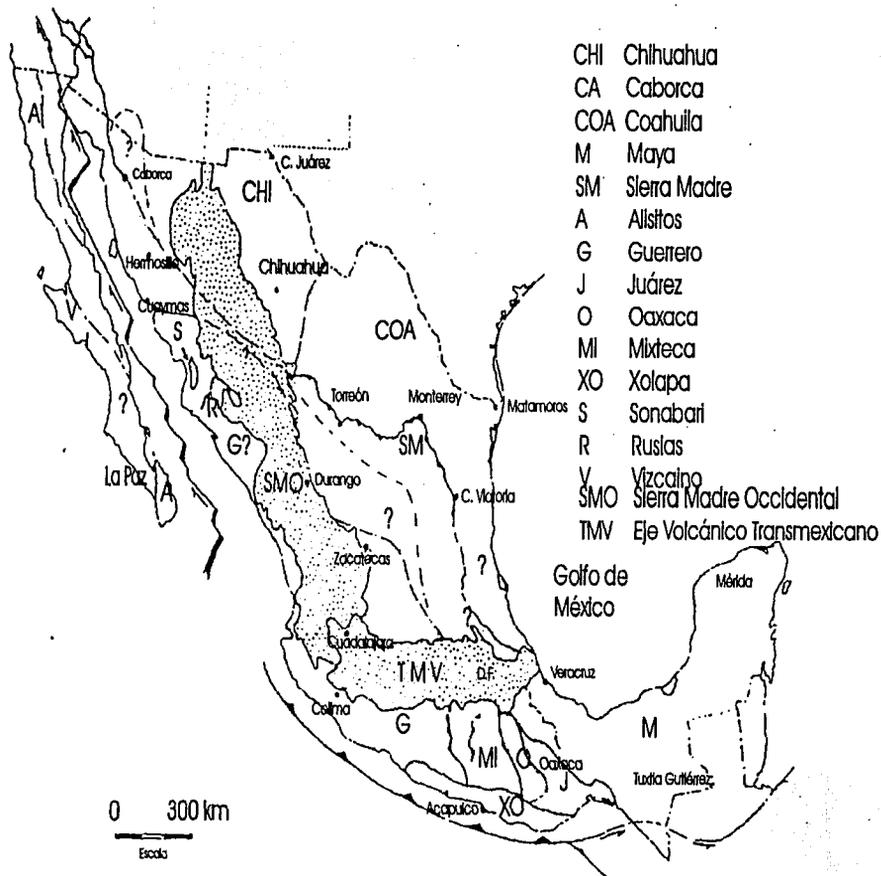


Fig. 2.3 Terrenos Tectonoestratigráficos de acuerdo a la clasificación de Camp y Coney (1983)

Del análisis de imágenes Landsat se ha caracterizado a la parte central de la FVM por un sistema de fallas con rumbo E-W que presentan desplazamientos máximos de 300 m.: El Sistema Chapala-Tula (Fig. 2. 4) (Johnson y Harrison,1990). La edad de estas fallas es Plio-Pleistocena ya que cortan conos de estas edades.

Otra importante estructura es el sistema Querétaro-Taxco (Demant,1976). Éste es el límite noreste del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Su ancho varía entre 20 y 40 km y su máximo desplazamiento vertical es de alrededor de 200 m al sureste de Querétaro. La mayoría de los bloques de falla están inclinados ya sea al NW o SE. Como estas fallas cortan depósitos volcánicos Pliocénicos su más reciente actividad no puede ser más vieja que estos, y por su estado de erosión su edad es tan vieja como Plio-Pleistocénica (Johnson,1987). Dos grandes edificios volcánicos han sido identificados a lo largo de la tendencia del sistema Querétaro-Taxco, la caldera de Amealco y el Nevado de Toluca.

En más detalle, Suter et al.(1992) proponen una segmentación neotectónica de la parte central de la FVM (Fig. 2. 5) en tres partes: 1) el segmento occidental, entre Morelia y Los Azufres, caracterizada por fallas normales con rumbo E-W, algunas hasta con 25 km de longitud y escarpes menores a los 100 m; 2) el central, entre Maravatio al oeste y el volcán Altamirano al este, definido por la falla Vental de Bravo, con escarpes hasta de 50 m y alcanzando longitudes hasta de 45 km; 3) el segmento oriental que incluye el Graben de Acambay, formado por el sistemas Acambay-Tixmadejé al norte y la falla Pastores al Sur que alcanza los 30 km de largo y escarpes hasta de 400 m. Un "jog" extensional entre las fallas Venta de Bravo y Pastores define la frontera entre los segmentos central y oriental. La morfología del salto de falla ("jog") indica desplazamiento lateral izquierdo, que es concordante con patrones de estrias (Suter et al.,1992), datos sísmicos del presente siglo (Astiz,1986) y datos paleomagnéticos de las rocas cuaternarias (Soler,1990).

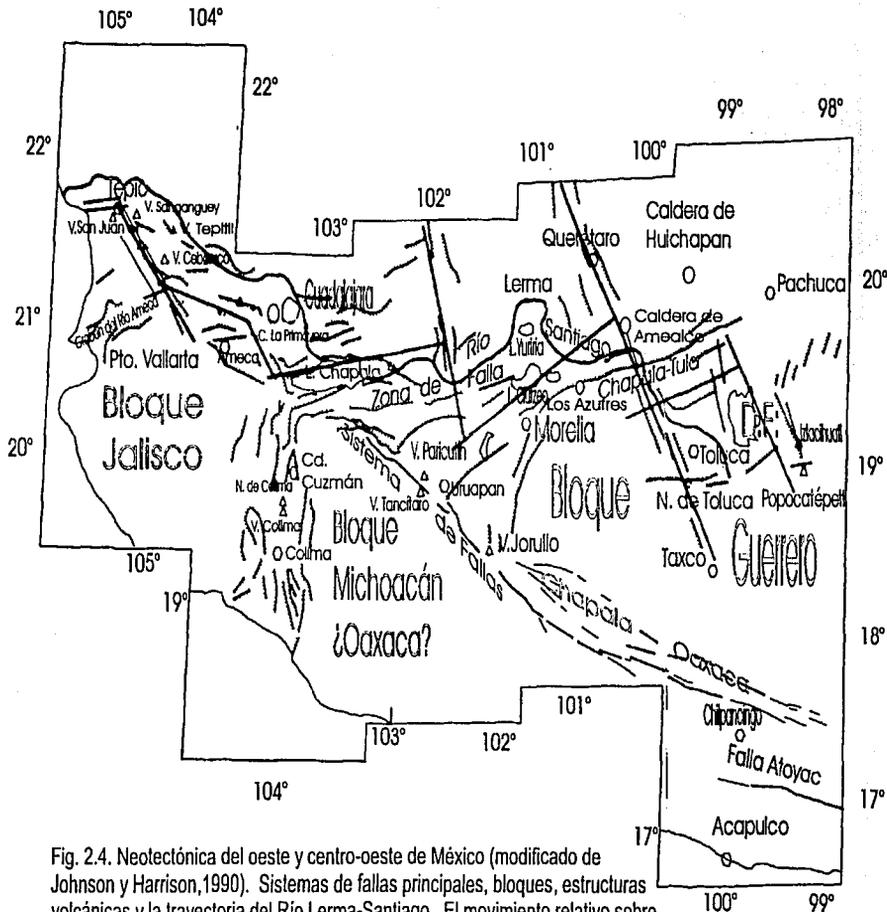


Fig. 2.4. Neotectónica del oeste y centro-oeste de México (modificado de Johnson y Harrison, 1990). Sistemas de fallas principales, bloques, estructuras volcánicas y la trayectoria del Río Lerma-Santiago. El movimiento relativo sobre centro y sur de México con respecto al cratón de Norteamérica puede ser distribuido a lo largo de los sistemas de fallas principales, incluyendo el Chapala-Tula y el Chapala-Oaxaca.

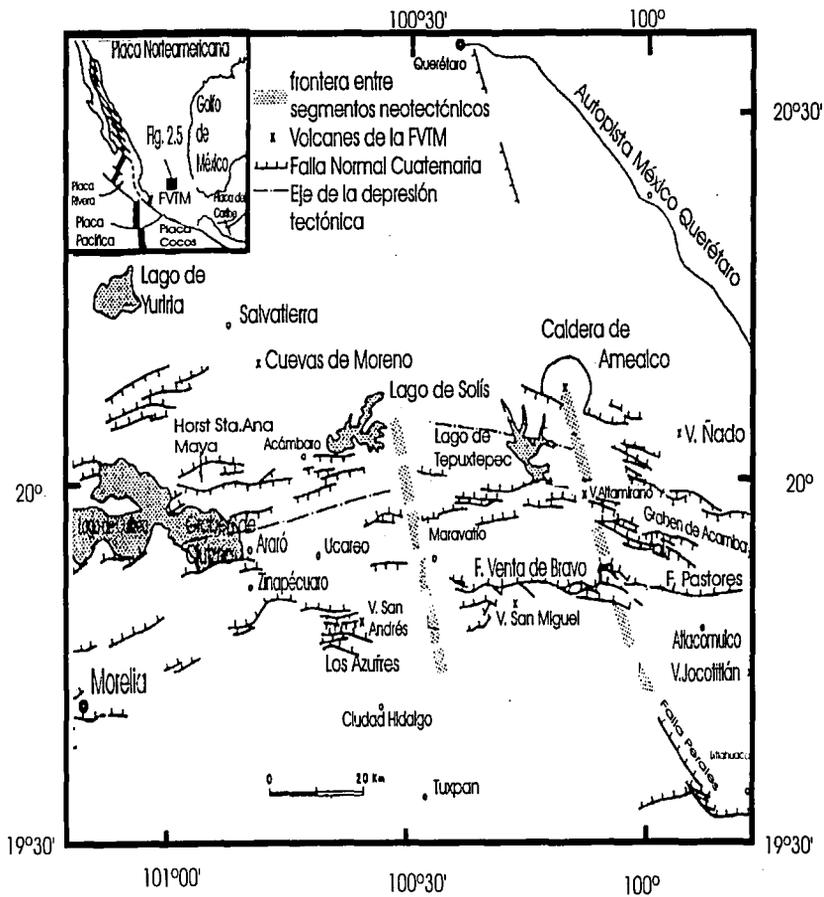


Fig. 2.5 Segmentación Neotectónica de la zona centro de la Faja Volcánica Mexicana (Suter et al., 1992)

Ferrari et al., (1990) con base en estudios estratigráficos y estructurales sobre el área comprendida entre los 19°30' a 21° N y 100°20' a 101°40' W, propone la existencia de tres grandes períodos de deformación. Estos períodos están caracterizados por diferentes mecanismos de deformación, que se resumen a continuación:

1) Plioceno Tardío. Este período está caracterizado por fallas de desplazamiento lateral inducidas por un esfuerzo principal máximo horizontal ( $r_1$ ) de dirección ENE-OSO y un esfuerzo principal mínimo ( $r_3$ ) NNO-SSE ( Fig.2.6)

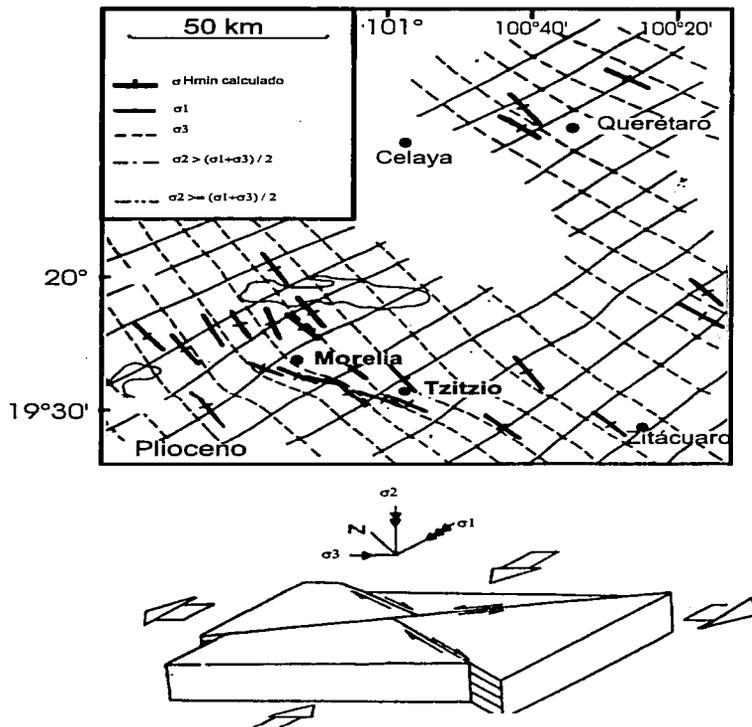


Fig. 2.6. Trayectorias de esfuerzos durante el Plioceno

2) Pleistoceno Temprano a Medio. Desarrollándose fallamiento normal izquierdo de acuerdo al mismo  $r_3$  y con esfuerzo principal máximo horizontal de dirección ENE-OSO correspondiente al esfuerzo principal intermedio ( $r_2$ ), que en este caso se aproxima al valor de  $r_1$  ( Fig.2.7).

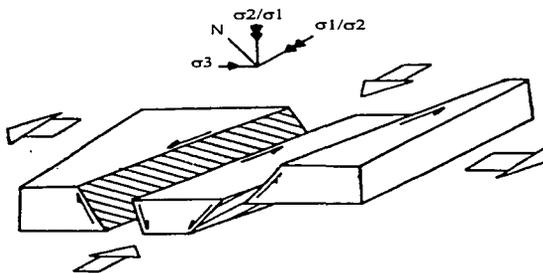
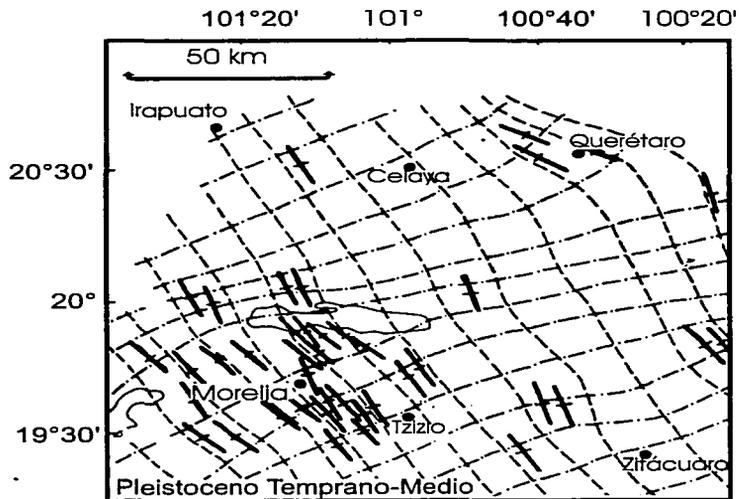
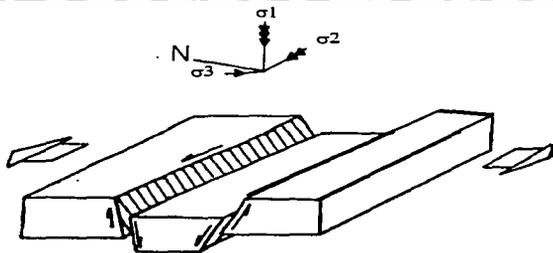
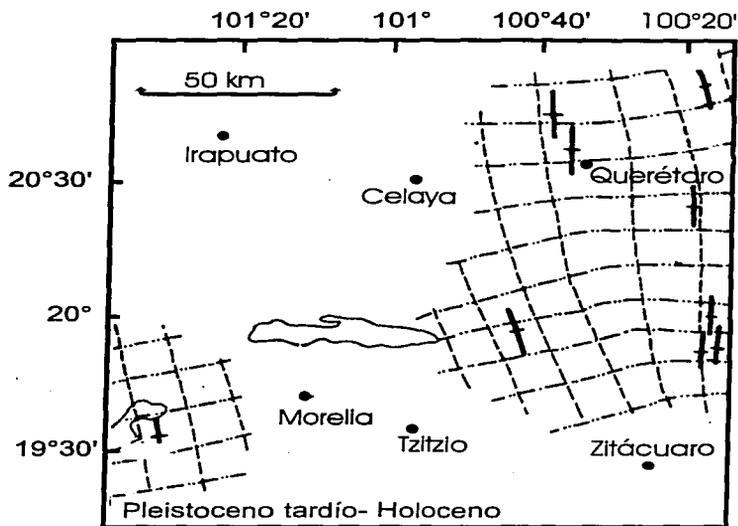


Fig. 2.7. Trayectoria de Esfuerzos durante el Pleistoceno Temprano y Medio

3) Pleistoceno Tardío-Holoceno. Ocurre fallamiento normal producido por un r3 con una pequeña rotación en sentido izquierdo ( Fig.2.8).



Ferrari et al.,(1990) piensan que la distribución rectilínea y uniforme del esfuerzo para cada período, se debe al control ejercido por fuerzas originadas por la tectónica de placas. Y que por tanto la extensión cuaternaria es debida a un modelo oblicuo de rift pasivo, donde el estrechamiento de la litósfera puede causar una elevación de las isothermas, lo que contribuiría a la caracterización de los magmas.

## **Capítulo 3 . Posible discontinuidad cortical en el lineamiento Querétaro-Taxco. Interpretación de anomalías gravimétricas y aeromagnéticas.**

### **3.1 Resumen**

En este capítulo se muestran los resultados del estudio de 25 perfiles magnetométricos y gravimétricos de orientación norte-sur procesados mediante técnicas espectrales (Spector y Grant, 1970 y Talwani et al., 1959) con el fin de obtener un modelo cortical para el centro de México (19° a 21° latitud norte y 99° a 101° longitud oeste). Las profundidades obtenidas tanto de los datos magnéticos como gravimétricos son concordantes. Se corroboró la tendencia al adelgazamiento de los productos miopliocénicos calcoalcalinos de oeste a este. Además se llevaron a cabo dos modelados mediante Talwani -2D para la anomalía de -250 mG de orientación NW-SE: uno de ellos con la suposición de que las anomalías eran debidas a fuentes someras o modelo de cuenca y otro con la suposición de que las fuentes eran profundas o modelo de geosutura. Del modelo de cuenca se obtuvo una profundidad para la misma de 6.5 km. El modelo de geosutura es muy similar a otros modelos donde se ponen en contacto dos provincias de distinta edad. El adelgazamiento de la corteza del orden de 5 km corresponde bien con la compensación isostática que debe existir dada la gran altitud de la FVM. Deben realizarse un mayor número de estudios para determinar el estado de balance isostático y el mecanismo de elevación. En ambos modelos se observa la necesidad de un mayor número de datos restrictivos de los mismos como son: datos de pozos, estudios sísmicos y de prospección a mayor detalle.

### **3.2 Datos Magnetométricos**

#### **3.2.1 Reducción de datos**

El área de estudio comprende de 19° a 21° latitud norte y de 99° a 101° de longitud oeste. El mapa aeromagnético regional compilado por PEMEX, con una resolución de 100mTeslas, se digitizó para formar una malla ortogonal de 5' que corresponde a 9.25 km de latitud y 8.75 km de longitud. En esta malla ortogonal se tienen 25 perfiles de dirección norte-sur, con una orientación perpendicular a las estructuras de interés formadas por el sistema de fallas E-W (Fig. 3.1).

El valor regional se asumió como la recta obtenida por el ajuste de mínimos cuadrados de los valores de magnetización total de cada uno de los perfiles y con esta base se calcularon las anomalías.

El espectro de potencia fue obtenido mediante la transformada rápida de Fourier, y el método espectral de Spector y Grant (1970), donde se relaciona la profundidad media de los cuerpos fuentes con la pendiente de la tendencia lineal del logaritmo natural del espectro de potencia con respecto al número de onda (Tabla 3.1). En el anexo 1 se desarrollan las bases teóricas del método.

#### **3.2.2 Resultados**

##### **3.2.2.1 Descripción de las anomalías**

En la Fig. 3.2 pueden observarse básicamente cuatro regiones de anomalías magnéticas. Dos de ellas de baja frecuencia: la norte, que cubre el área entre los 20° 20' a 21° de latitud norte y los 99° a 101° de longitud oeste y la sureste que está comprendida entre los 19° a 19° 40' de latitud norte y de los 99° a 100° 15' de longitud oeste. Ambas corresponden a cuencas sedimentarias. La tercera región (19° 40' a 20° 20' N, 99° a 101° W) corresponde a la porción de frecuencias intermedias en cuyo centro se encuentra el área de Acambay (19° 45' a 20° N, 99° 45' a 100° 20' W). El patrón de anomalías refleja por una parte la presencia de la cuenca del río Lerma, que en esta zona cambia bruscamente de orientación de E-W a NW-SE, como también el sistema de fallas de la misma orientación (Sistema Querétaro-Taxco). Sobrepuesta a la tendencia NW-SE encontramos una marcada tendencia E-W, que concuerda con el sistema de fallas de tendencia E-W que forman parte del graben de Acambay.

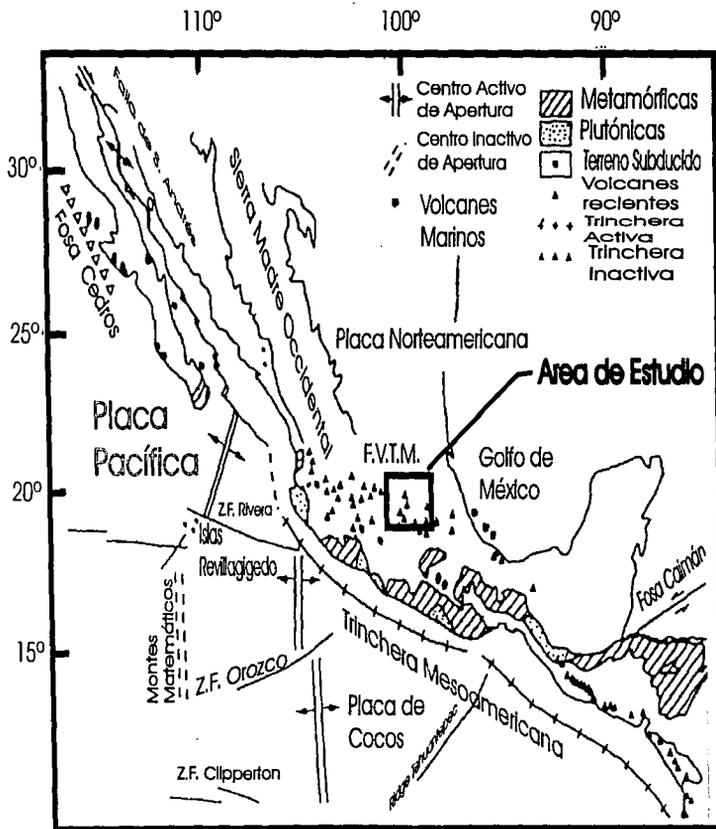


Fig. 3.1 Mapa tectónico simplificado de México mostrando las placas y otros elementos mayores como la trinchera Mesoamericana, la Faja Volcánica Mexicana (FVM) y la Sierra Madre Occidental (SMO).

Se muestra también el área donde se lleva a cabo el estudio del presente capítulo.

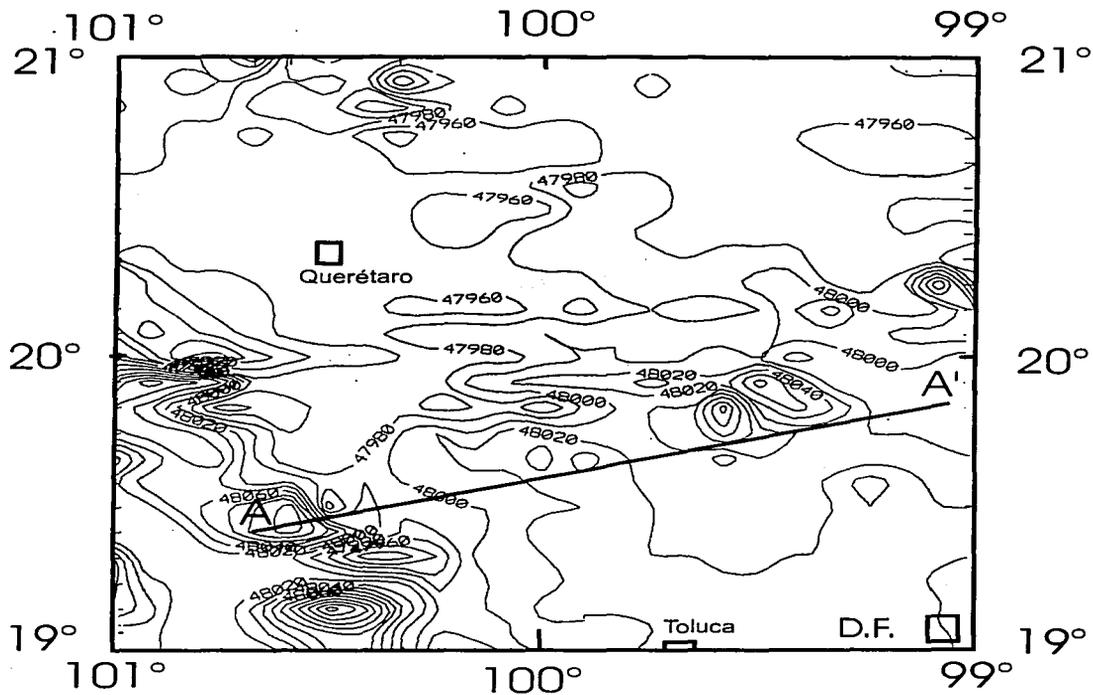


Fig.3.2. Mapa de anomalías magnéticas de la región comprendida entre los 19° y 21° N y los 99° y 101° W, con una resolución de 100 mTeslas. Aparece la ubicación del perfil AA' de la Fig. 3.8e.

Por último, en el sector SW del mapa se observa una zona de anomalías de alta frecuencia, que corresponde a una sección del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Éstas forman un triángulo cuyos vértices son: a) 19° N, 100° 20' W, b) 19° N, 101° W y c) 20° 20' N, 101° W. Las anomalías son de tipo dipolar y sus desviaciones de la línea N-S pueden deberse al rumbo de emplazamiento de estos cuerpos como al sistema de fallas NW-SE (Sistema Querétaro-Taxco).

### 3.3.2.2 Procesado

Los perfiles magnetométricos muestran al menos dos de las cuatro regiones antes descritas, ya que presentan dos áreas muy marcadas: una que refleja las altas frecuencias y una más amplia y prácticamente sin cambios o de bajas frecuencias (Figs. 3.3 a,b,c,d,e,f,g,h).

En las gráficas de logaritmo natural del espectro de potencia vs frecuencia se observa que la mayoría presenta un pico en mayores números de onda, lo que como se explica en las bases del modelo aplicado (Spector y Grant, 1970) es un efecto no deseado (Figs. 3.4 a,b,d y h). Se trató de discernir aún más si el pico podía ser debido a otros efectos como el de elegir una malla inadecuada, pero se descartó dicha suposición al interpolarse en un perfil valores medios entre dos medidas y llevarse a cabo el procesado, obteniéndose básicamente los mismos resultados. Con el mismo objetivo se aplicó un filtro pasa altas para tratar de suavizar dicho pico, ya que se pensó que podía deberse a efectos del corte de los perfiles (inicio y terminación) como también a la tan marcada diferencia entre las zonas de magnetización descritas anteriormente, que también son causa de altos números de onda (Anexo1), pero no se obtuvieron mejores resultados.

Finalmente se observó que podían obtenerse las profundidades medias del basamento si se ignoraba dicho pico (Tabla 3. 1). Pero por el contrario su presencia no permitía una buena definición de los cuerpos más someros. En las Figs. 3.4 se muestran algunas de las rectas y pendientes ajustadas mediante mínimos cuadrados.

número de intervalo	profundidad media km
1-11	25.2
12-17	16.5
18-23	14.8
24-32	11.5
33-39	8.7
40-43	6.6
44-46	4.7
47-50	3.3

Tabla 3.1. Profundidades medias al basamento de datos magnetométricos

Fig. 3.3a

perfil 99°

anomalía magnetométrica

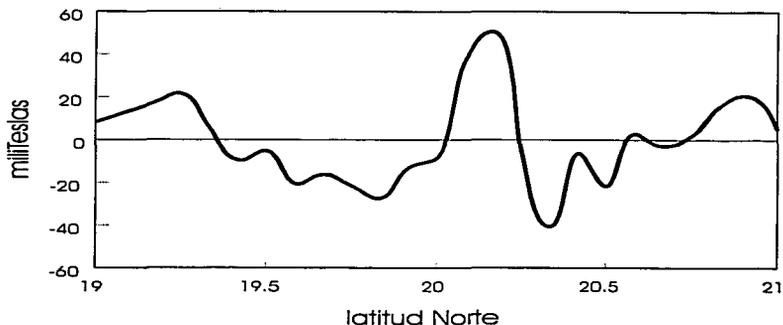


Fig. 3.4a

ln(espectro de potencia) vs frecuencia

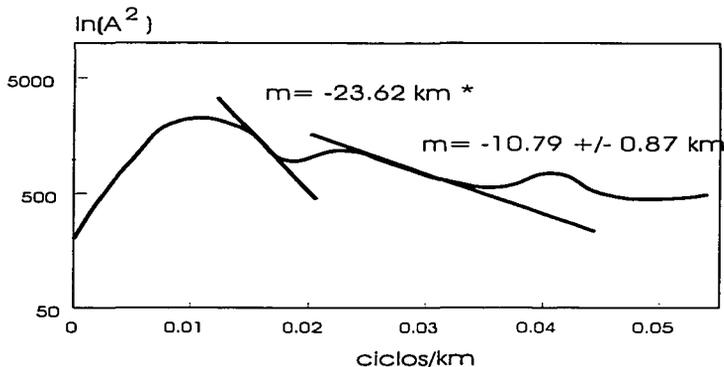


Fig. 3.3a Anomalía Magnetométrica del perfil N- S 99° W

Fig. 3.4a Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 99° W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).

\* Sólo se emplearon dos puntos para su cálculo.

Fig. 3.3b

perfil 99°05'  
anomalía magnetométrica

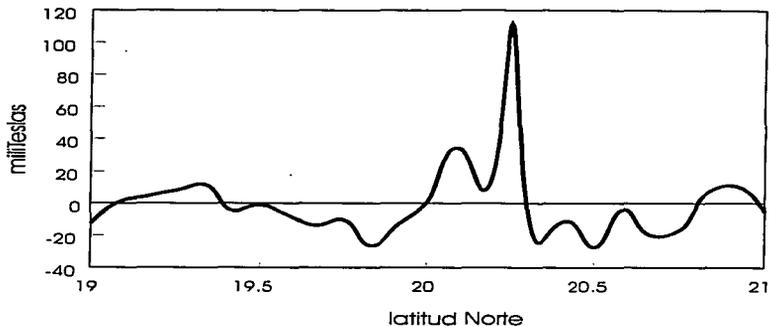


Fig. 3.4b

$\ln(\text{espectro de potencia})$  vs frecuencia

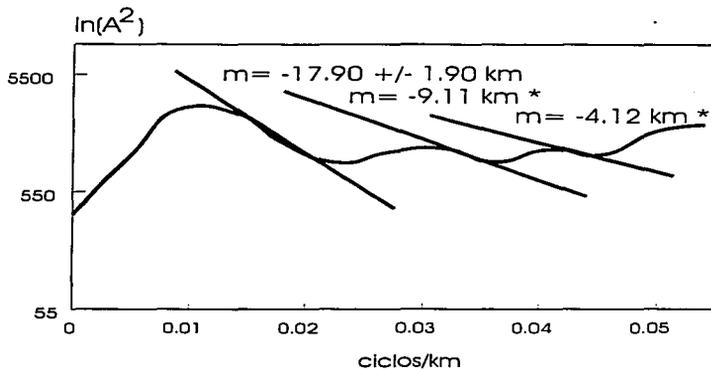


Fig. 3.3b Anomalia Magnetométrica del perfil N - S 99°05' W  
Fig. 3.4b Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 99°05' W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).  
\* Sólo se emplearon dos puntos para el cálculo.

Fig. 3.3c

perfil 99°35'  
anomalía magnetométrica

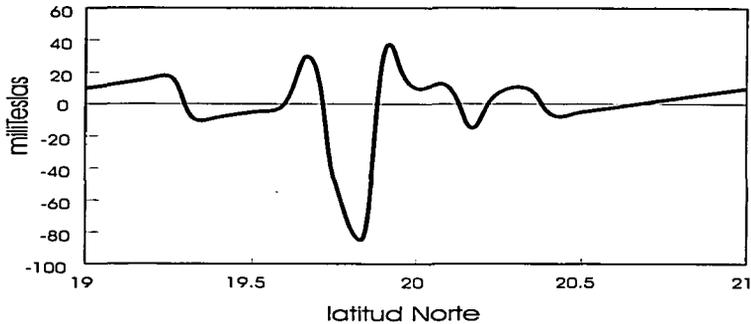


Fig. 3.4c

ln(espectro de potencia) vs frecuencia

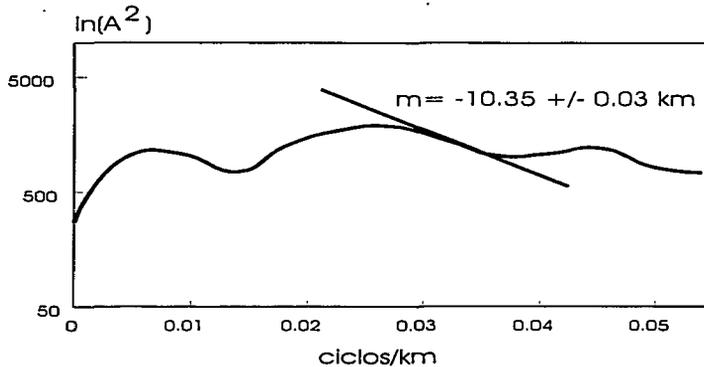


Fig. 3.3c Anomalía Magnetométrica del perfil N- S 99°35' W

Fig. 3.4c Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 99°35' W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).

Fig. 3.3d                      perfil 99°40'  
anomalía magnetométrica

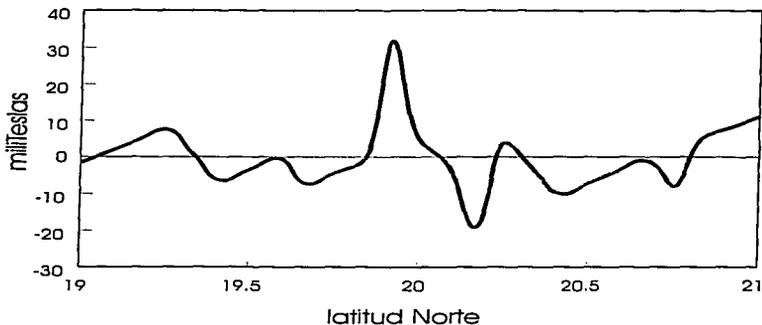


Fig. 3.4d  
ln(espectro de poder) vs frecuencia

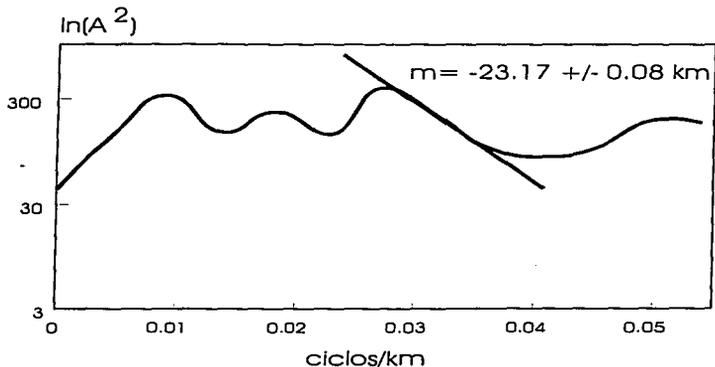


Fig. 3.3d Anomalía Magnetométrica del perfil N - S 99°40' W  
Fig. 3.4d Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 99°40' W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).

Fig. 3.3e

perfil 100°25'  
anomalía magnetométrica

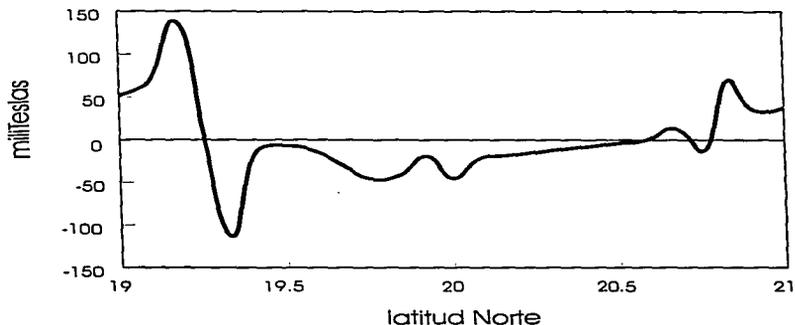


Fig. 3.4e

ln(espectro de potencia) vs frecuencia

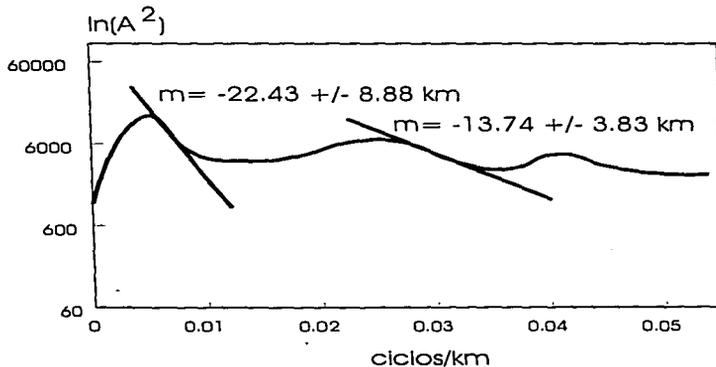


Fig. 3.3e Anomalía Magnetométrica del perfil N - S 100°25' W  
Fig. 3.4e Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 100°25' W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).

Fig. 3.3f

perfil 100°35'  
anomalía magnetométrica

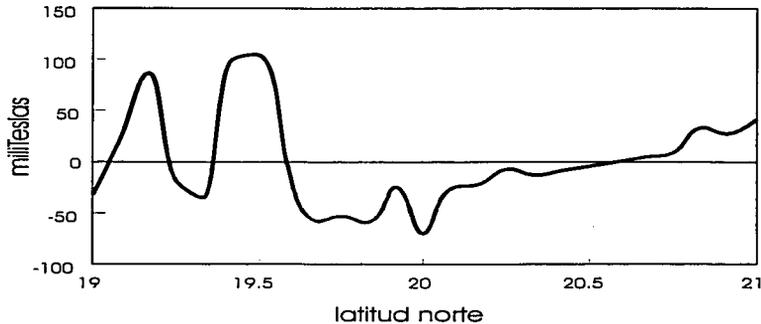


Fig. 3.4f

ln(espectro de potencia) vs frecuencia

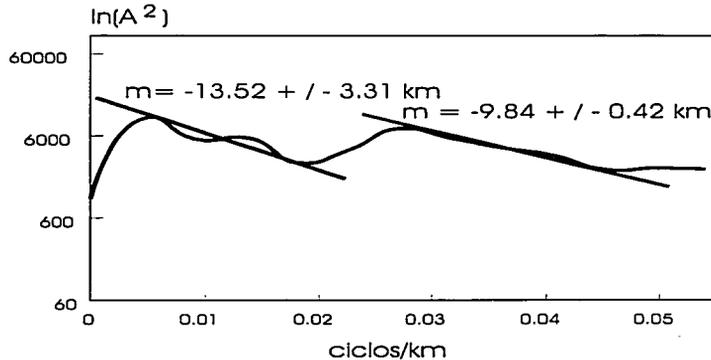


Fig. 3.3f Anomalía Magnetométrica del perfil N - S 100°35' W  
Fig. 3.4f Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 100°35' W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).

Fig. 3.3g

perfil 100°40'  
anomalía magnetométrica

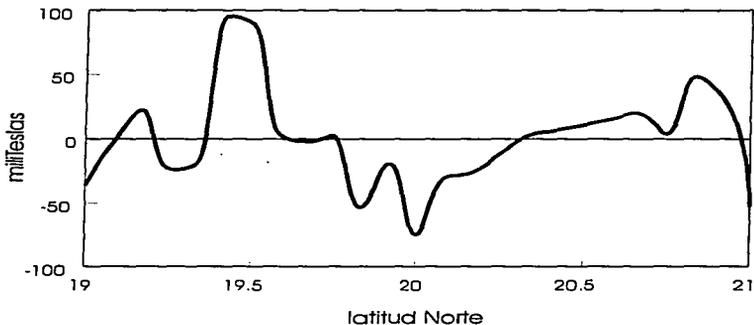


Fig. 3.4g

ln(espectro de poder) vs frecuencia

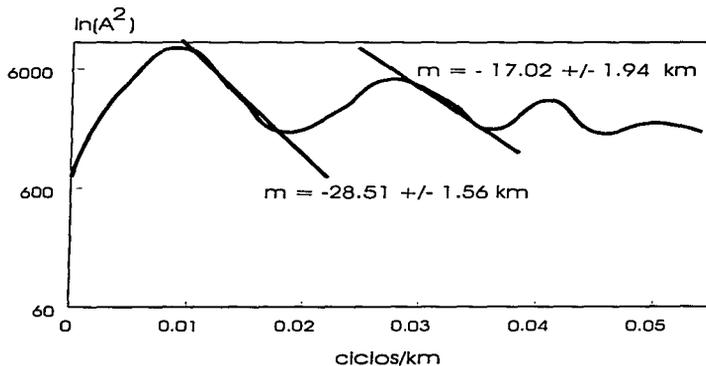


Fig. 3.3g Anomalía Magnetométrica del perfil N - S 100°40' W  
Fig. 3.4g Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 100°40' W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).

Fig. 3.3h

perfil 100°55'  
anomalía magnetométrica

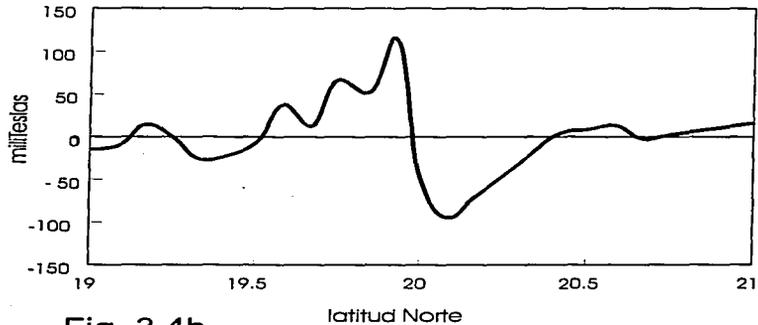


Fig. 3.4h

ln(espectro de potencia) vs frecuencia

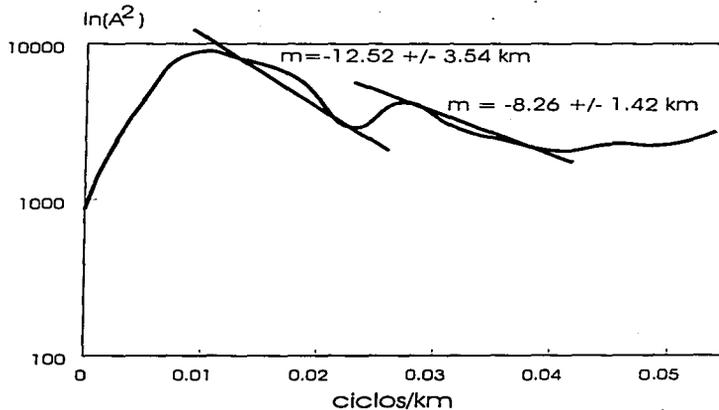


Fig. 3.3h Anomalía Magnetométrica del perfil N- S 100°55' W  
Fig. 3.4h Gráfica del logaritmo natural del espectro de potencia del perfil N - S 100°55' W vs la frecuencia, mostrándose las rectas y pendientes obtenidas. Dichas pendientes son las profundidades superiores a los cuerpos fuentes, de acuerdo al modelo de capas de Spector y Grant (1970).

### 3.3 Datos Gravimétricos

#### 3.3.1 Reducción de Datos

El área comprendida entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte y entre los meridianos 99° a 101° de longitud oeste del mapa de anomalía de Bouguer del Centro de México de Monges-Caldera y Mena-Jara (1973) fue digitizada con una malla ortogonal de 5', que corresponde a 9.25 km de latitud y 8.75 km de longitud (Fig. 3.5). La digitización produjo 25 perfiles N-S identificados por su longitud, con el fin de efectuar análisis espectral (Spector y Grant, 1970) de las estructuras principales de dirección E-W o sistemas de falla Chapala-Tula. Las correcciones de Bouguer fueron hechas a los datos utilizando la reducción de densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  (para más detalles de la correcciones véase el mapa referenciado anteriormente). La topografía de cada perfil fue obtenida de los mapas 1:250,000 de INEGI (Fig. 3.6). Un perfil perpendicular a la gran anomalía de -250 mGales en el centro de la zona de estudio fue digitizado y procesado mediante Talwani - 2D (Talwani et al. , 1959).

#### 3.3.2 Modelado

Para cada perfil se efectuó la transformada rápida de Fourier de la anomalía de Bouguer y su espectro de potencia (Figs. 3.7). Dada la relación lineal entre el logaritmo del espectro de potencia y la profundidad media a la parte superior de los cuerpos fuentes (Spector y Grant, 1970 y anexo 1), se obtuvieron estimaciones de la estructura superficial y profunda de la corteza de cada perfil (Figs. 3.7\* e).

La topografía de cada perfil fue obtenida de las hojas INEGI 1:250,000: Querétaro, Morelia, Ciudad de México, y Pachuca (Fig. 3.6). Los datos fueron graficados y comparados con la forma de la anomalía de Aire Libre (Figs. 3.7\* a y b). En general y de forma preliminar se observa que existe una correlación de la elevación con las anomalías de Aire Libre (Figs. 3. 7\* a y b), misma de la que se infiere compensación isostática, en este caso lineal con pendientes menores que cero.

Para obtener mejores resoluciones de los cuerpos más someros se recortaron los perfiles y se aplicaron técnicas de trasiape (Anexo 1).

Un perfil AA' con tendencia perpendicular a la anomalía centro-este de -250 mGales fue digitizado (Fig. 3.5 y 3.8c). En la Fig. 3.8 se muestra además la digitización de la topografía (b) y de la anomalía magnetométrica (d) y el cálculo de la anomalía de aire libre (a) y la isostática (e).

Con base en los resultados de las profundidades obtenidas de los espectros de poder de los 25 perfiles (Tabla 3.2) y los datos del perfil AA' se efectuó un modelado mediante Talwani bidimensional (Talwani et al. , 1959), desarrollándose dos posibles alternativas dada la no unicidad de solución de los modelos y el tipo de regional utilizado. Se obtuvieron dos interesantes posibilidades no excluyentes entre sí. El modelo que llamamos de cuenca, donde suponemos que las anomalías se deben a fuentes someras y el modelo de geosutura, donde se suponen fuentes profundas.

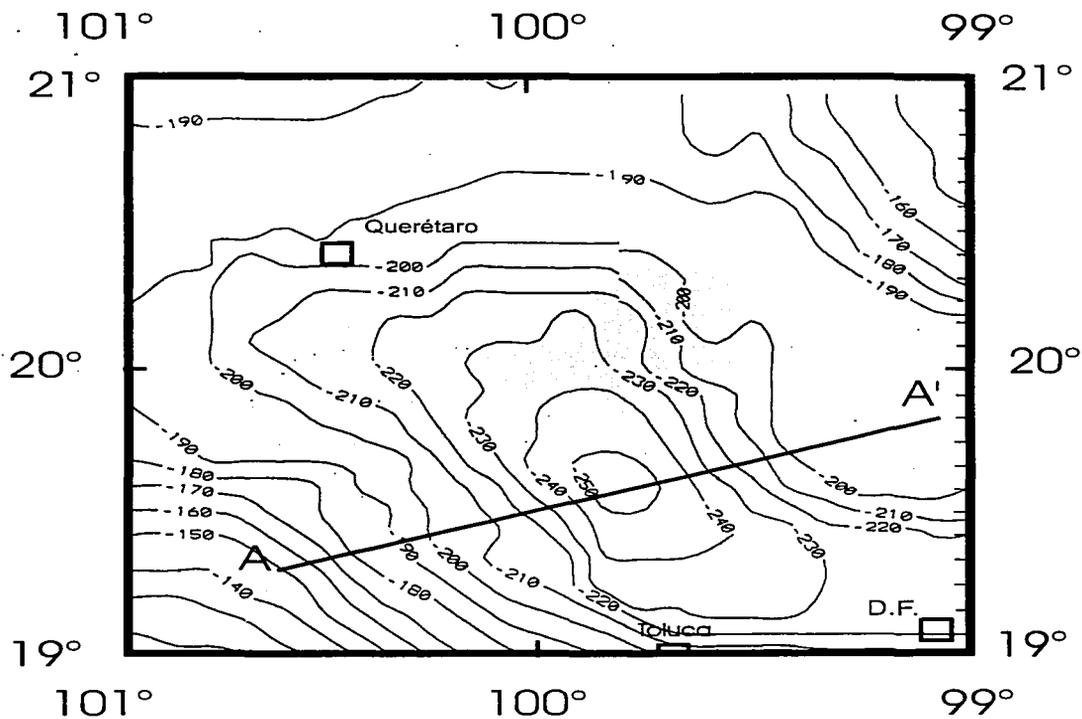


Fig. 3.5. Mapa de anomalía de Bouguer de la región comprendida entre los 19° y 21° N y los 99° y los 101° W, con una resolución de 100 mGals (Monges-Caldera y Mena-Jara, 1973). Se muestra la ubicación del perfil AA' de la Fig. 3.8.

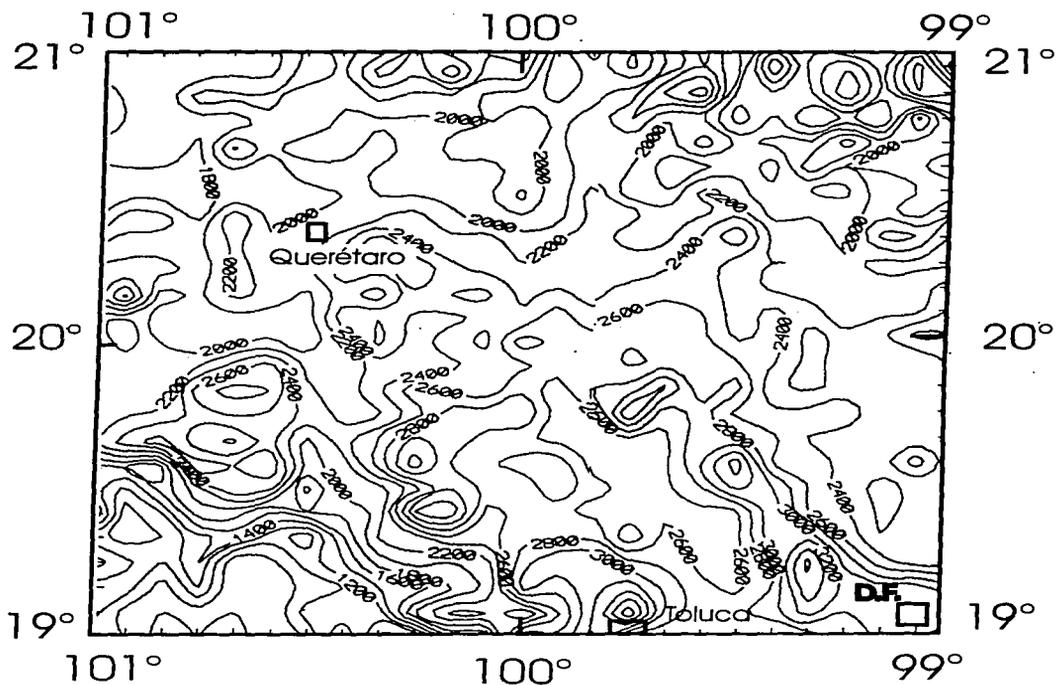


Fig. 3.6. Mapa topográfico de la región comprendida entre los 19° y 21° N y los 99° y 101° W con una resolución de 200 m (INEGI, Hojas Querétaro, Morelia, Cd. de México y Pachuca).

## perfil 99° W

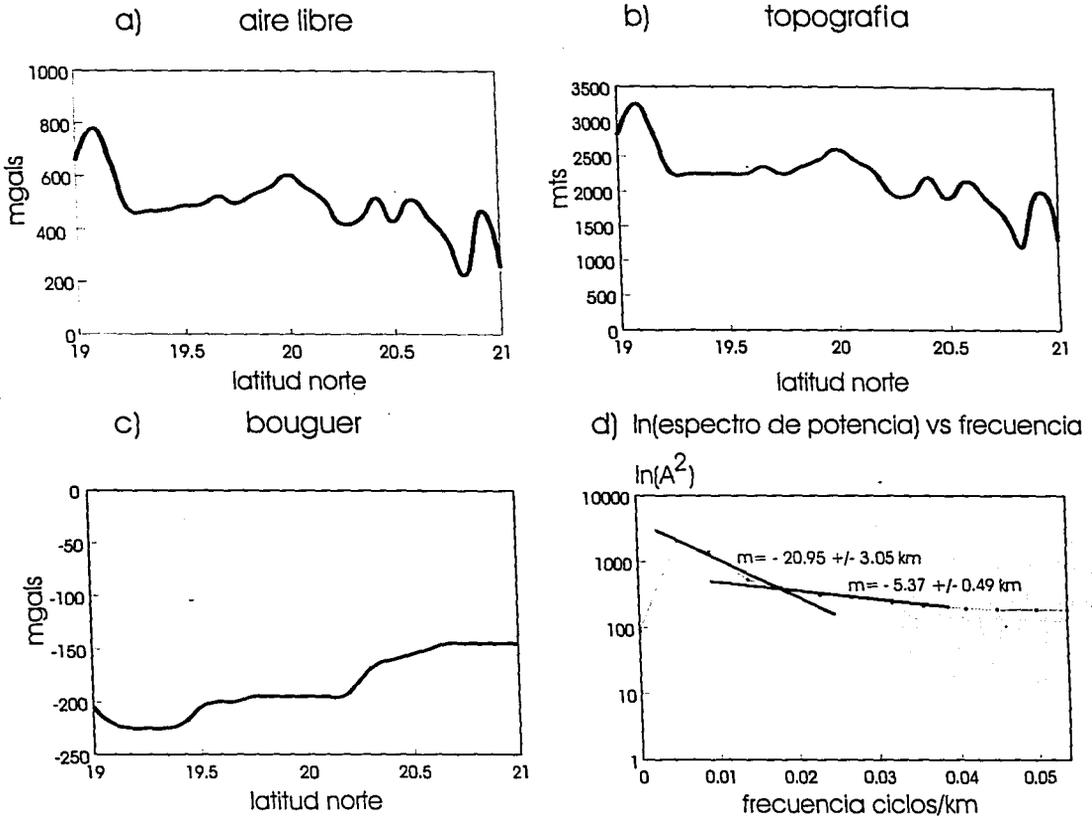


Fig. 3.7a. a) Anomalia de aire libre, b) topografía, c) anomalia de Bouguer, d) logaritmo del espectro de potencia vs. frecuencia, mostrando la profundidad media de acuerdo a un modelo de capas (Spector y Grant 1970). Obsérvese la correlación entre la anomalia de aire libre y la topografía.

## perfil 99°05' W

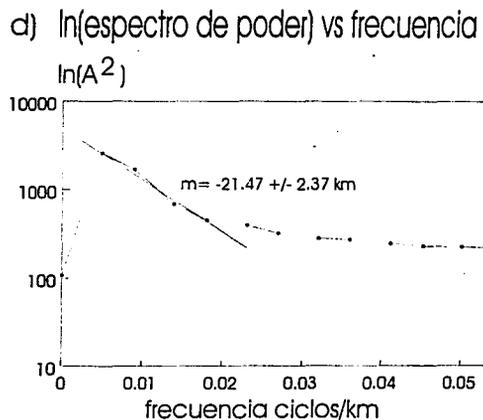
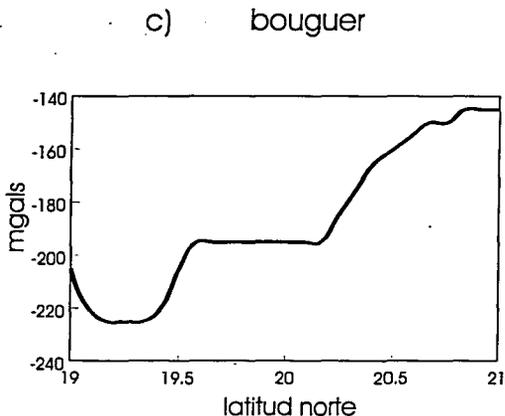
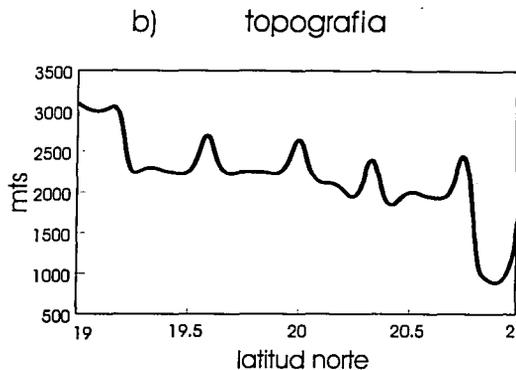
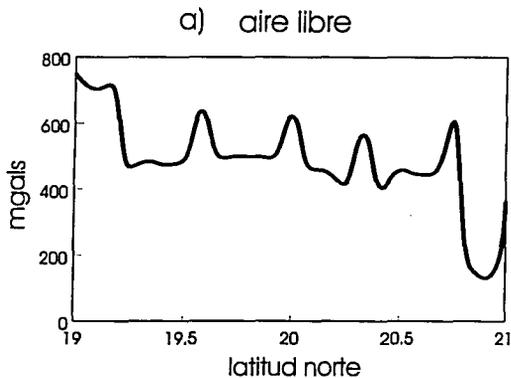
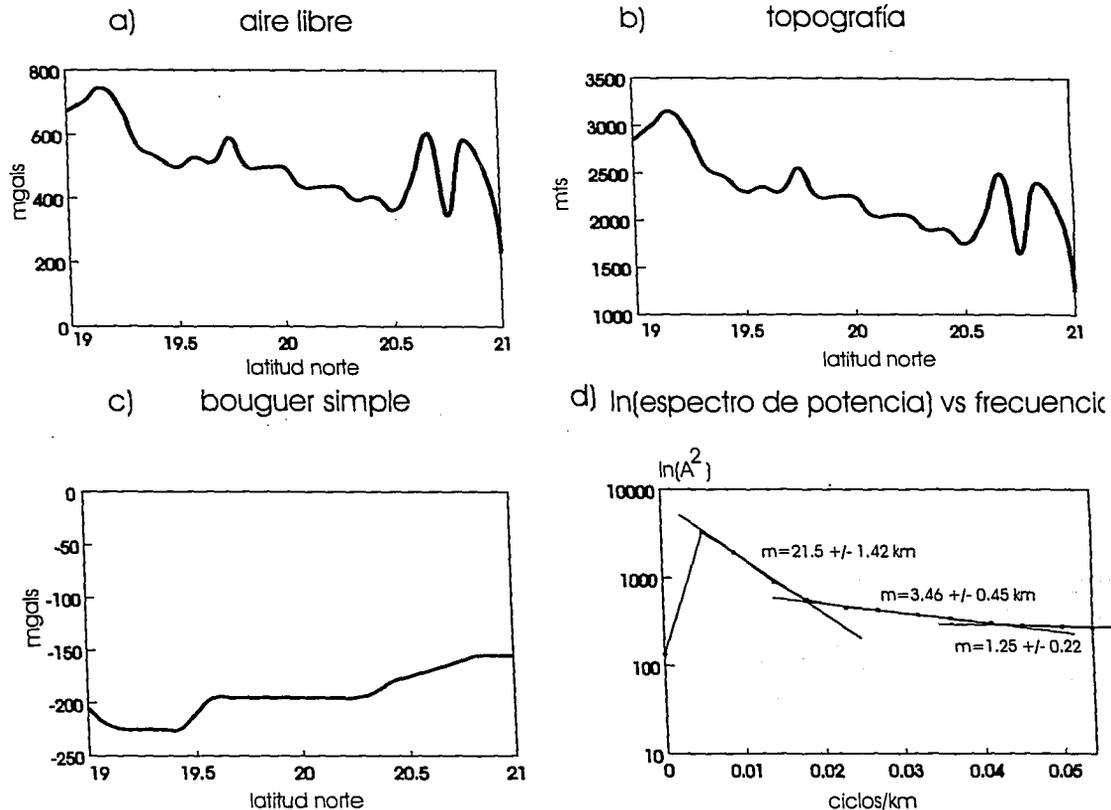
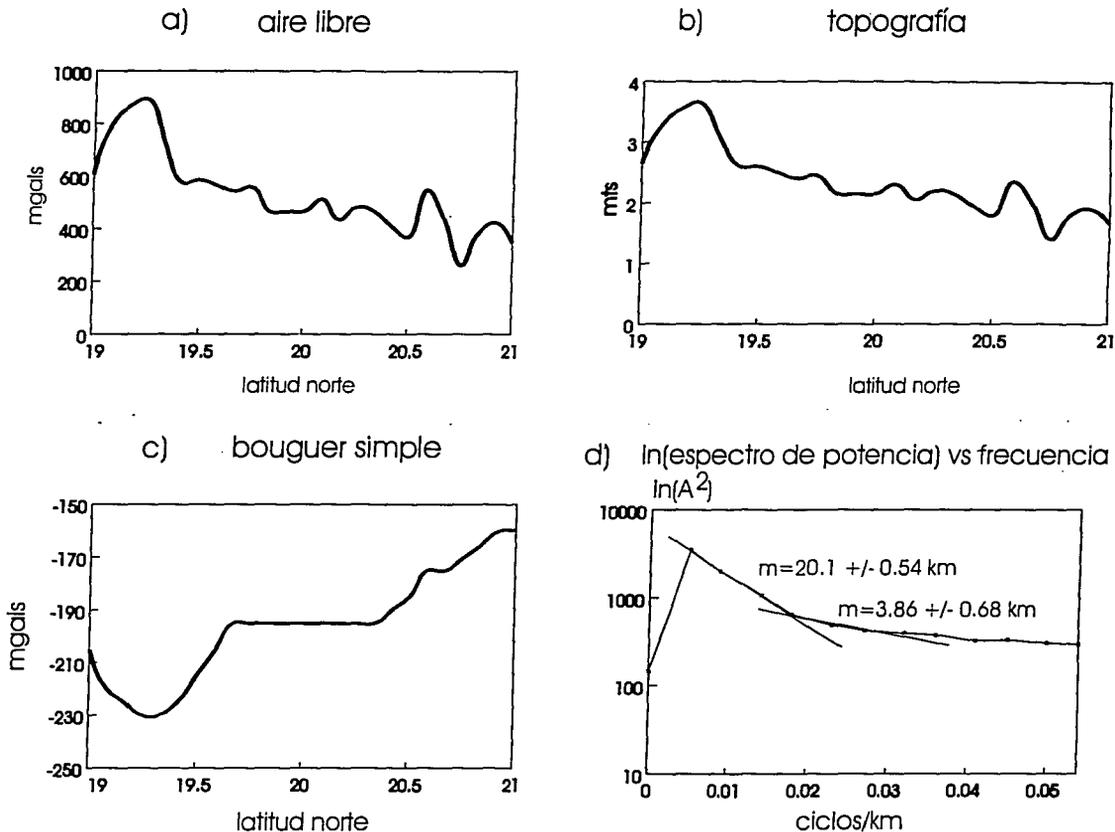


Fig. 3.7b. a) Anomalia de aire libre, b) topografía c) anomalia de Bouguer, d) logaritmo del espectro de potencia vs. frecuencia, mostrando la profundidad media de acuerdo a un modelo de capas (Spector y Grant, 1970). Obsérvese la correlación entre la anomalia de aire libre y la topografía.

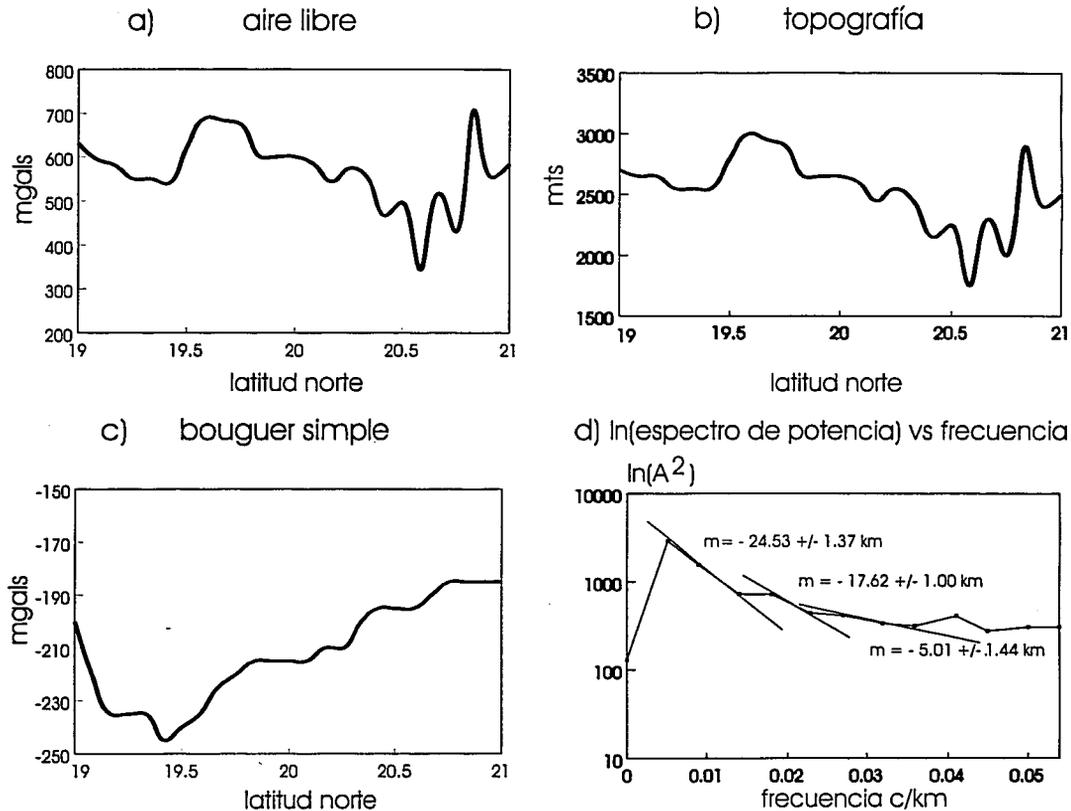
# perfil 99°15'



# perfil 99° 20' W



# perfil 99°35' W



# perfil 100°35' W

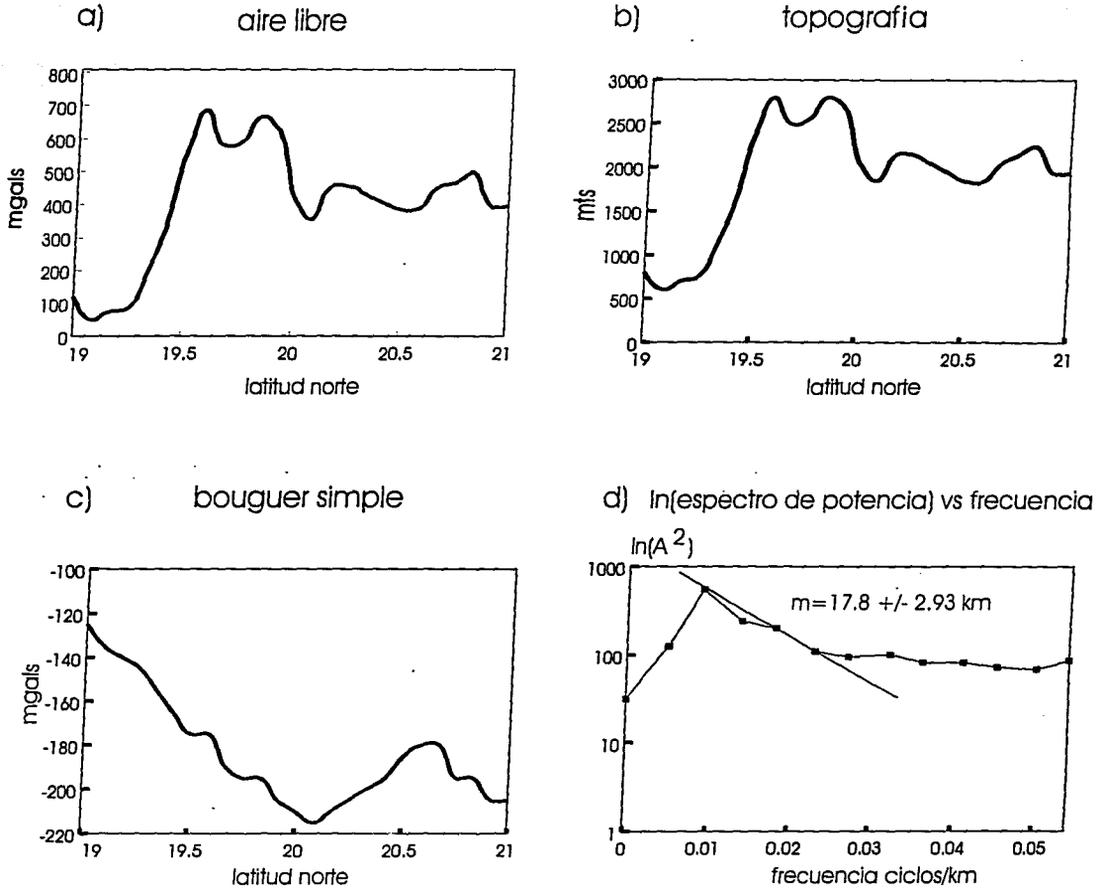


Fig. 3.7f. a) Anomalía de aire libre, b) topografía, c) anomalía de Bouguer, d) logaritmo del espectro de potencia vs. frecuencia, mostrando la profundidad media de acuerdo a un modelo de capas (Spector y Grant, 1970) Obsérvese la correlación entre la anomalía de aire libre y la topografía.

# perfil 100°40'

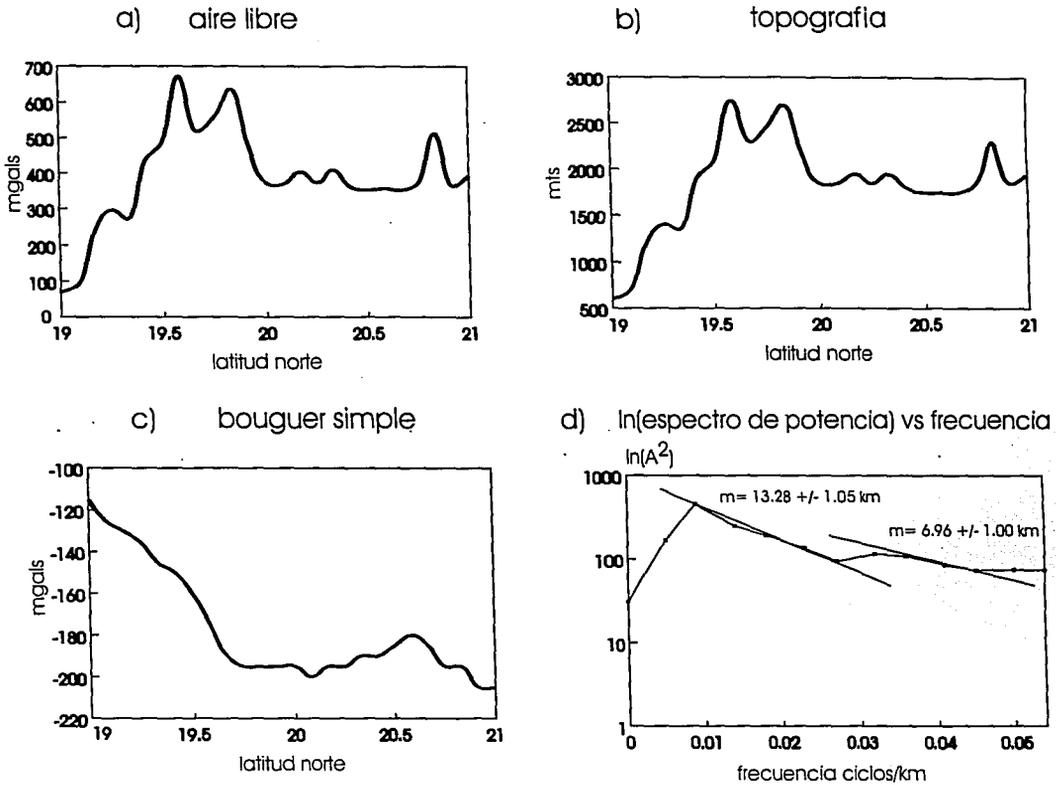
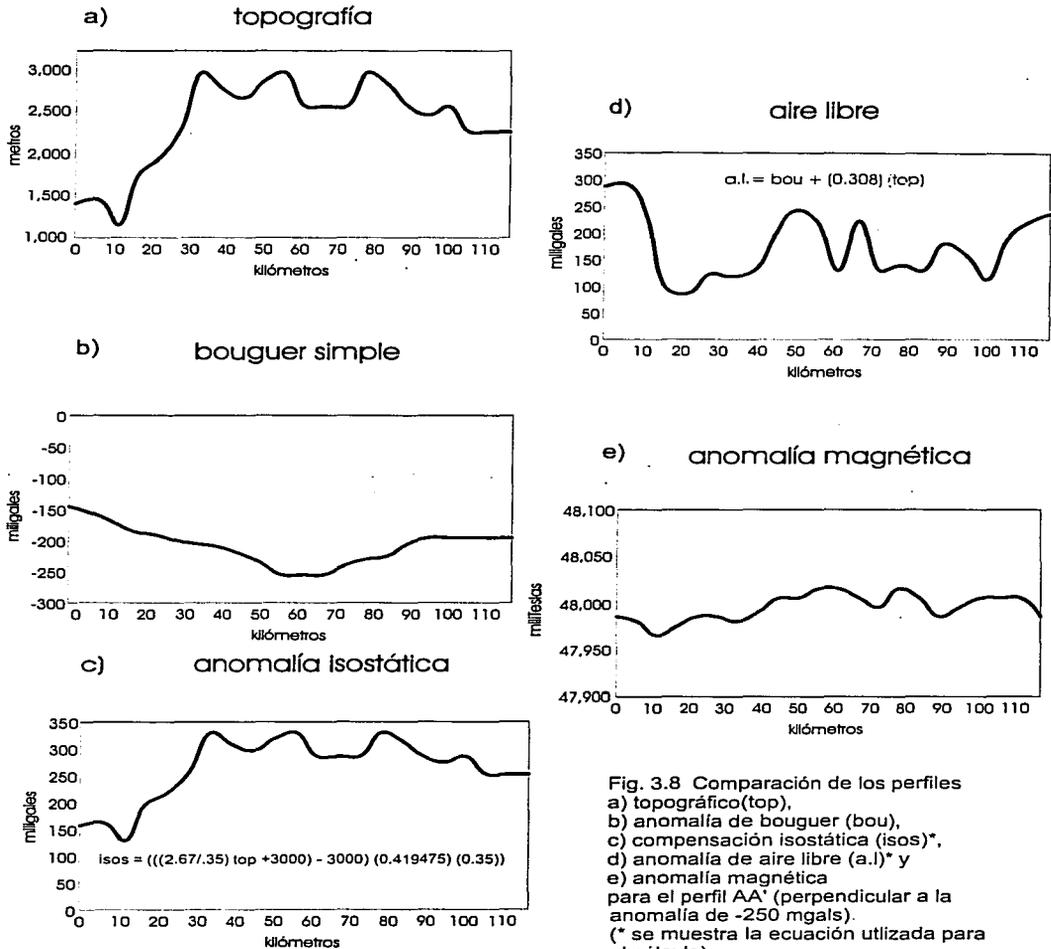


Fig. 3.7g. a) Anomálía de aire libre, b) topografía c) anomalía de Bouguer, d) logaritmo del espectro de potencia vs. frecuencia, mostrando las profundidades medias de acuerdo a un modelo de capas (Spector y Grant (1970)).

Obsérvese la correlación entre la anomalía de aire libre y la topografía.

# Perfil AA'



### 3.3.3 Resultados

#### 3.3.3.1 Descripción de las anomalías

En general el mapa (Fig. 3.5) muestra anomalías con tendencia E-W, que coinciden con los grandes sistemas de fallas que cruzan la FVM (Fig. 4.4). El área estudiada muestra en su parte centro-inferior, una gran anomalía (-250 mGales) ubicada en el cambio abrupto de dirección del río Lerma-Santiago, de E-W a NW-SE, lo que coincide también con la intersección de dos sistemas principales de fallas: el este-oeste, también llamado Chapala-Tula (Suter et al.,1992; Johnson y Harrison,1990) y uno más antiguo, el Querétaro-Taxco de tendencia NNW-SSE, que aparentemente marca una discontinuidad cortical regional (Urrutia et al., en proceso), lo que sugiere la importancia del control tectónico en la zona.

En la parte SW se pueden observar anomalías generadas por los cuerpos del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Similarmente al E, se observa el efecto del Valle de Toluca.

#### 3.3.3.2 Procesado

De cada perfil fueron estimadas las profundidades del espectro completo, pendientes de las rectas de las Figs. 3.7\*d. La profundidad mayor de cada perfil fue graficada contra su posición en longitud (Fig. 3.9). Se realizó un ajuste mediante mínimos cuadrados, ya que se observaba una tendencia lineal. Los resultados indican la tendencia de adelgazamiento de W a E de los productos Mio-Pliocénicos calcoalcalinos sobre la FVM, previamente observada por Campos et al.,(1990).

Con las técnicas de traslape se obtuvo una serie de profundidades más someras y los datos de perfiles completos como los de menores longitudes fueron promediados para el área y se muestran en la Tabla 3.2. Como puede observarse estos presentan dos tendencias principales: 9.28 a 23.5 km, que corresponden a corteza inferior y de 1.5 a 5.22 km para los cuerpos someros. Dada la longitud de la malla de 8.75 km no se pueden obtener mejores resoluciones.

Profundidades Km
23.5
16.2
9.28
5.22
3.65
2.60
1.50

Tabla 3.2 Profundidades promedio obtenidas de los 25 perfiles gravimétricos utilizando técnicas de traslapes

# Profundidades medias al basamento entre los 99° y los 101° W Mexico

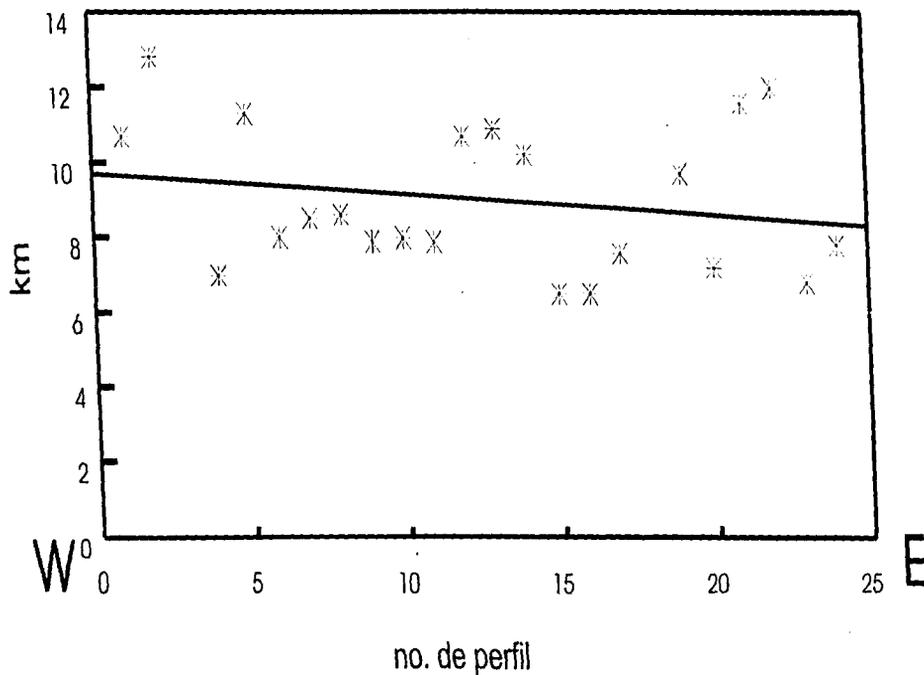


Fig. 3.9 Gráfica de profundidades medias al basamento entre los 99° y 101° de longitud oeste y los 19° y 21° de latitud norte. El perfil 1 corresponde a los 101° y el 25 a los 99°W.

### 3.3.3.2.1) Modelo de cuenca

En este modelo se considera como fuente de la anomalía a los cuerpos someros. El regional utilizado es el ajuste de la señal del perfil AA' a una recta por medio de mínimos cuadrados, mediante Talwani-2D, como se muestra en la Fig. 3.10. La forma de la mayor anomalía (-250 mG) reproduce la forma de una cuenca en traslape con dos cuerpos mayores a ambos lados. El modelo resultante está formado por tres cuerpos: el este, volcánico de composición ácida, que cierra la cuenca de Toluca (ATB); el central o cuenca de Toluca (TB) y el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF), al oeste. Los contrastes de densidad usados fueron 0.2 para el MGVF, -0.2 para la cuenca de Toluca correspondiente a sedimentos no-consolidados y 0.1 para las rocas volcánicas del límite este. Las profundidades obtenidas fueron de 7.0 km para el MGVF, 6.5 km para la profundidad de la cuenca y 10 km para el complejo ácido del sector este.

### 3.4.3.2.2) Modelo de Geosutura

En este caso se ha considerado la señal completa, ya que lo que interesa es la estructura profunda. Se observó que la forma del perfil AA' mostraba la forma típica reportada por otros autores (Gibb y Tomas, 1976) de una geosutura ( Fig. 3.11), con una asimetría con respecto al valor mínimo, siendo menor hacia el SW y mayor hacia el NE; esto se interpretó como el contraste entre dos provincias corticales, en este caso una menos densa ( $2.81 \text{ g/cm}^3$ ) y más joven al SW y otra de mayor densidad ( $2.90 \text{ g/cm}^3$ ) y más vieja al NE, y un manto con densidad promedio de  $3.0 \text{ g/cm}^3$ . Dichas densidades no representan ninguna litología en particular, sino que muestran un promedio que concuerda con estimaciones de la velocidad de las ondas P (Fix, 1975). Por tanto con dicha filosofía y con el modelado de Talwani de dos dimensiones se ensayaron varias geometrías de las que se presentará una breve discusión a continuación.

En la Fig 3.12 se muestra el resultado del modelo del contraste de dos cuerpos simétricos, con un contraste de densidades de  $0.09 \text{ g/cm}^3$  y una profundidad de 35 km. Debe notarse la desviación, en la parte derecha, entre la anomalía calculada y la observada.

En las Figs. 3.13 a y b, se muestra la comparación entre dos geometrías de la frontera, asimétricas con respecto al valle de la anomalía: una de rumbo SW-NE (Fig. 3.13a) y otra NW-SE (Fig. 3.13b). En ninguno de los casos se resolvió la disminución en la anomalía a partir del kilómetro 66, pero las diferencias entre la anomalía observada y modelada fueron menores en el segundo de ellos.

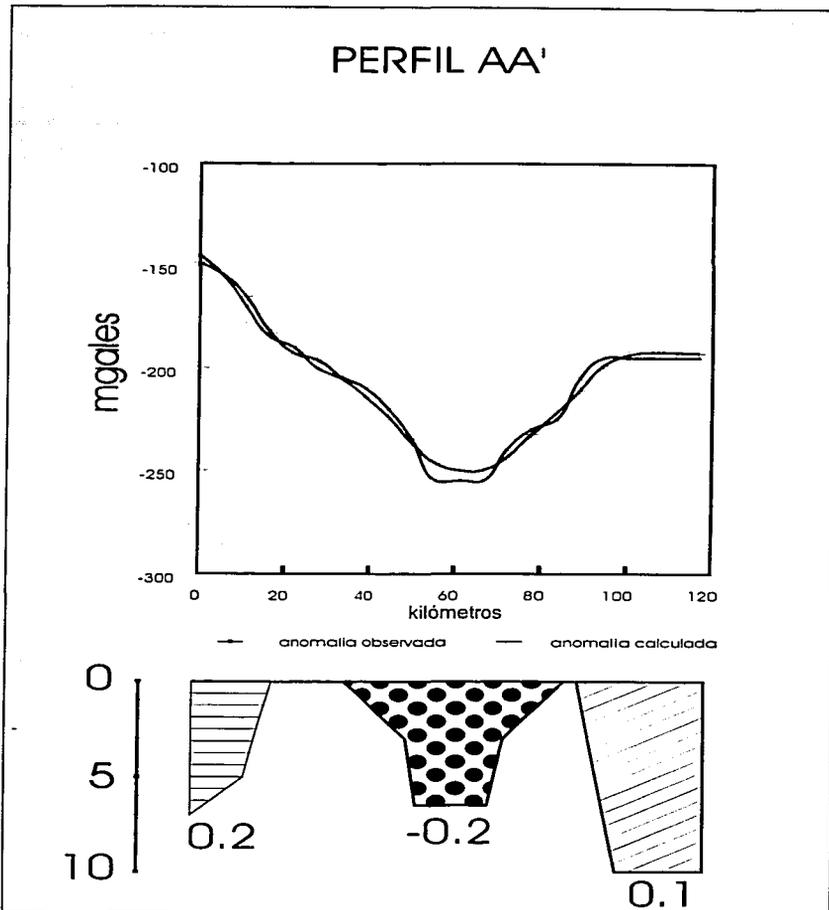


Fig. 3.10 Ajuste mediante Talwani-2D de la anomalía de Bouguer del perfil AA' mediante el modelo de cuenca sedimentaria. Los contrastes de densidades y las profundidades ajustadas se muestran bajo los cuerpos. En la parte superior se muestra la longitud del perfil en km.

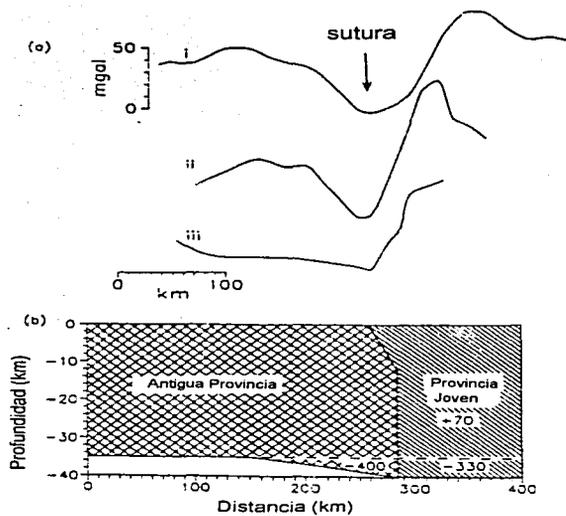


Fig. 3.11. Anomalías típicas de geosutura en las provincias i) Cape Smith fold belt, Canadá i) Fraser Range, Australia y iii) Eastern Ghats, India.  
 liv) Modelado de anomalía gravimétrica para la Provincia Superior (Canadá) (Gibb y Tomas, 1976).

# modelo 1

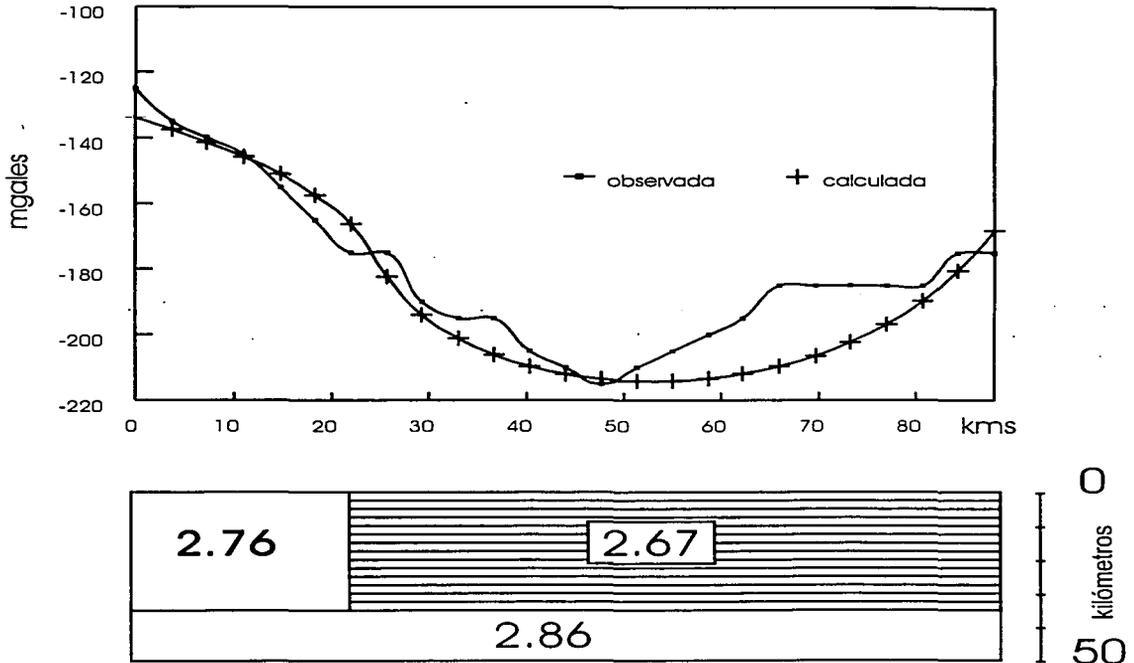
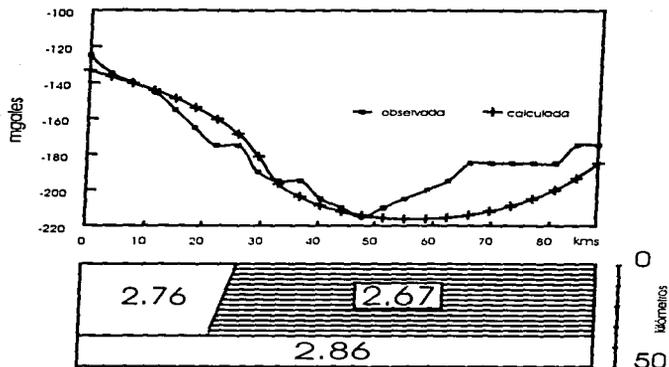


Fig. 3.12. Modelado de anomalía gravimétrica para el perfil AA' mediante Talwani-2D, suponiendo una geometría simétrica en los cuerpos, un contraste de densidad de  $0.09 \text{ g/cm}^3$  y un espesor de corteza de 35 km.

### a) modelo 2



### b) modelo 3

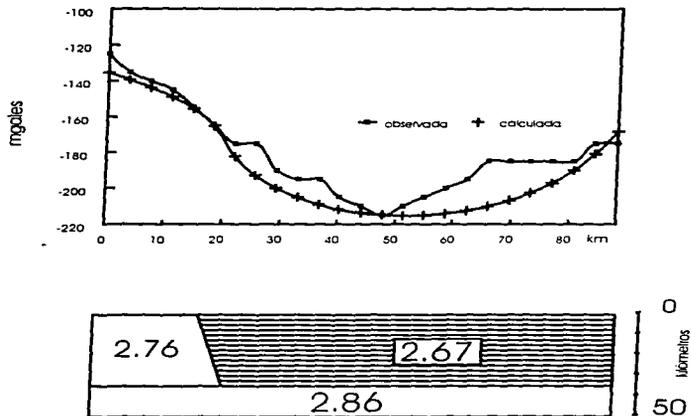


Fig. 3.13. Modelado de anomalía gravimétrica para el perfil AA' mediante Talwani 2D, suponiendo una geometría asimétrica respecto al valle y un contraste de densidad de  $0.09 \text{ g / cm}^3$ .

- a) la frontera entre las provincias es con rumbo SW-NE
- b) la frontera entre las provincias es con rumbo NW-SE

Tomando en cuenta la tendencia de los resultados que se muestran en la Fig. 3.9, que indican un engrosamiento de la corteza de W a E, se procedió a modelar dicha tendencia. Pero como puede observarse en la Fig. 3.14 la anomalía propuesta se alejaba aún más de la anomalía observada. Lo anterior no contradice los resultados obtenidos, tanto en la aplicación del método de Spector y Grant (1970) hecha en este trabajo, como tampoco los resultados de Campos et al.(1990), ya que puede darse dicho engrosamiento hacia el E y lo que se está modelando es una anomalía del manto que no pudo ser delimitada más que en profundidad y hacia el W a partir de la sutura.

Por último la única manera de resolver la situación mencionada fue el introducir una anomalía en el manto o un adelgazamiento en la corteza, del orden de 5 a 10 km, como se ha hecho en varias suturas alrededor de la Provincia Superior (Canadá) (Gibb et al.,1983; Mereu et al.,1986; Green et al.,1988) la cual ha sido corroborada mediante estudios sísmicos. La Fig.3.15 muestra los resultados que mejor se ajustan a las observaciones. Para llegar a ella hubieron de probarse varios ángulos para la cuña, siendo la de mayor resolución justamente la que termina en el kilómetro 66, donde disminuye en forma "notable" la anomalía. Esta anomalía en el manto también ha sido observada como una capa de velocidad anómala ( $V_p^N$  7.6 km/s) (Rivera-Hernández y Ponce,1986; Nava et al.,1985) y que podría reflejarse como material que se adiciona a la corteza involucrado con el mecanismo de isostasia que mantiene la altiplanicie de la FVM, (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi,1993).

### 3.5 Discusión

La forma general de la anomalía mayor NW-SE (-250 mGales) puede reflejar un límite entre los terrenos Guerrero y Mixteca, o bien el régimen de esfuerzos causado por la intersección de los dos sistemas de fallas mayores: el Querétaro-Taxco y el Chapala-Tula.

La profundidad para la cuenca de Toluca obtenida es de 6.5 km, pero debe recordarse que es dependiente de los parámetros utilizados en el modelo y que se necesitan más datos que apoyen tal aseveración (información de pozos, estudios sísmicos, etc.).

La anomalía mostrada en el perfil AA' es muy similar a otras correspondientes a suturas como las de la Fig. 3. 11, caracterizadas por un valle sobre el contacto entre provincias y un alto sobre la capa joven. Este valle es interpretado como un adelgazamiento de la corteza del orden de 5 km al igual que lo propuesto por Gibb y Thomas (1976) y que corresponde muy bien con la compensación isostática que debe existir dada la altitud de la FVM, pero deben realizarse estudios con mayor detalle con el fin de determinar el estado de balance isostático y el mecanismo de elevación. Este último ha sido relacionado directamente con la subducción de la placa de Cocos con bajo ángulo lo cual ocasionaría altos regímenes geotérmicos ( $91\text{mW/m}^2$ ) que causarían expansión térmica y se expresarían en vulcanismo y levantamiento (Urrutia-Fucugauchi,1978,1984; Campos et al.,1990 y Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi,1993). Los mecanismos de compensación isostática deben ser analizados en mayor detalle, complementándolos con otros tipos de estudios geofísicos (sismológicos, análisis de muestras de pozos, etc.).

El modelo de geosutura al igual que el de la cuenca llevan a la necesidad de un mayor número de estudios de exploración geofísica, ya que dada la resolución de los métodos potenciales la visualización de estructuras menores (graben de Acambay, etc) hace necesario un mapa con mayor detalle. Esto quiere decir, que se necesita que sea menor la distancia entre las estaciones de medida.

## modelo 4

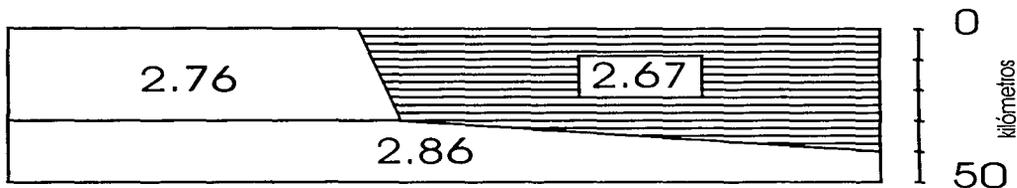
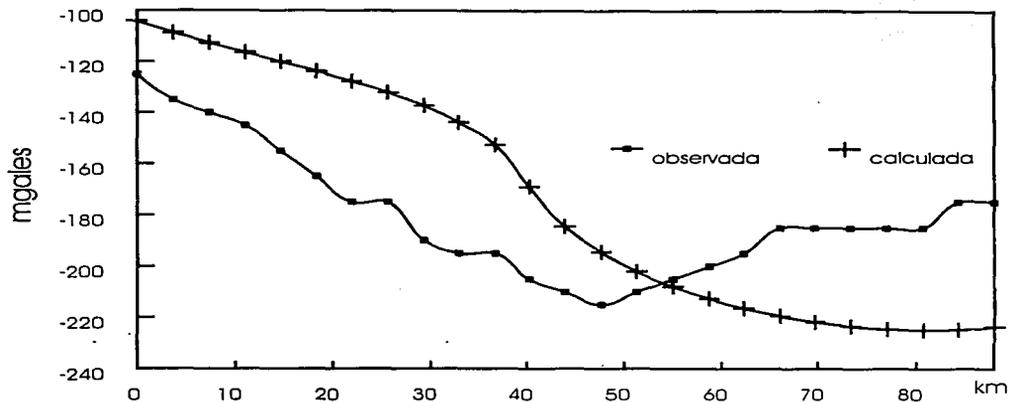


Fig. 3.14. Modelado de la anomalía gravimétrica para el perfil AA' mediante Talwani-2D, suponiendo una frontera de provincias con rumbo NW-SE, un engrosamiento de la corteza de W-E, un contraste de densidad de  $0.09 \text{ g/cm}^3$  y un espesor cortical de 35 km. Nótese como se alejan la anomalía observada de la calculada, lo que no implica una contradicción. Véase el texto.

## modelo final

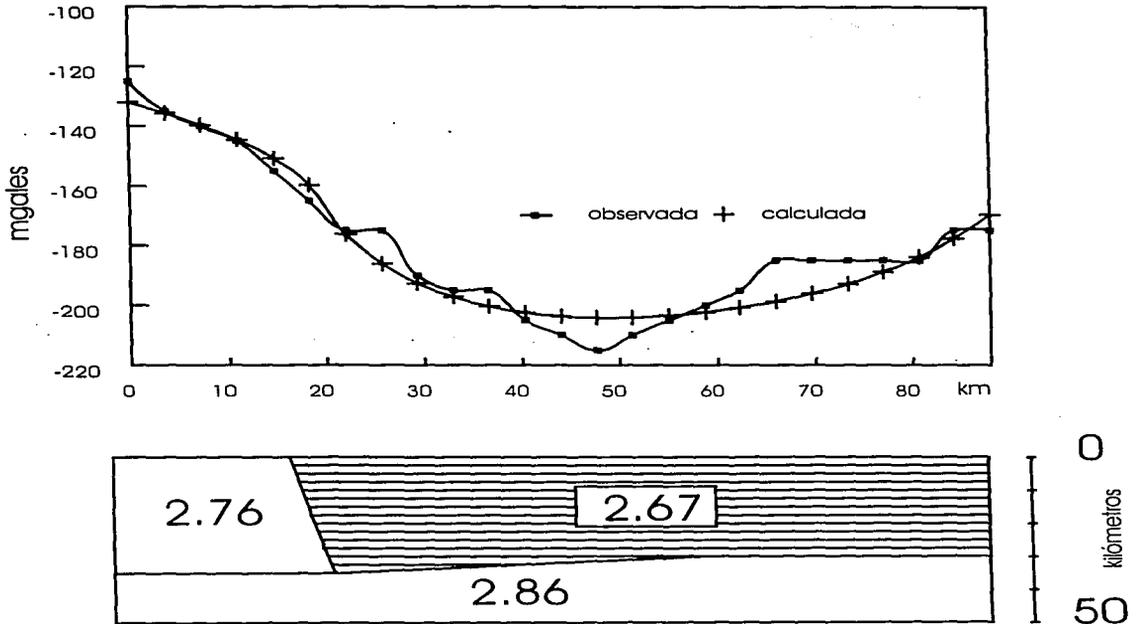


Fig. 3.15. Modelado de anomalía gravimétrica para el perfil AA' mediante Talwani - 2D, suponiendo una frontera de provincias con rumbo NW-SE, una anomalía del manto del orden de 5 km, un contraste de densidad de  $0.09 \text{ g/cm}^3$  y un espesor de corteza de 35 km.

## Capítulo 4 Paleomagnetismo Regional

### 4.0 Resumen

En el presente capítulo se muestran de manera muy concisa los datos paleomagnéticos disponibles por el momento, provenientes de la FVM. Los datos muestran una distribución en tres grandes grupos: a) este con grandes rotaciones en contra de las manecillas del reloj, b) centro con rotaciones contrarias a las manecillas del reloj, pero menores, del orden de  $14^\circ$  y la c) oeste, que no muestra valores de R significativos. Esta división también es sustentada por diferencias en rasgos topográficos, estructurales, en las tendencias de las anomalías de Bouguer simple y aeromagnéticas, como también en el tipo de vulcanismo y relaciones tectónicas.

### 4.1 Paleomagnetismo

En la Tabla 4.1 se muestra una compilación de los datos paleomagnéticos obtenidos para la FVM hasta 1995 con base en el trabajo previo de Urrutia y Böhnel (1988).

Los datos son analizados con base en los parámetros R y F, o sea el monto de las diferencias entre los valores esperados y observados para las declinaciones e inclinaciones respectivamente (anexo 3). La Fig. 4.1 muestra su ubicación de acuerdo con la numeración dada en la Tabla 4.1.

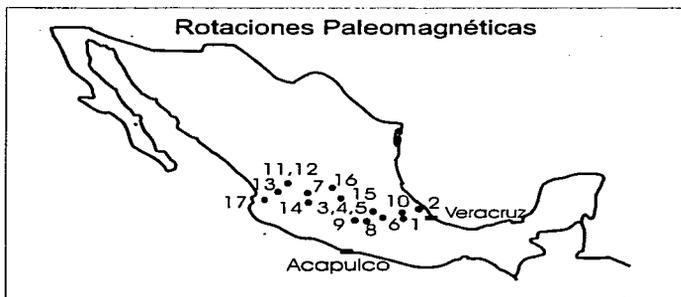


Fig. 4.1. Ubicación de los sitios donde se realizaron estudios paleomagnéticos de la FVM y se reportaron rotaciones paleomagnéticas (Tabla 4.1).

Localidad	N	Lat(N)	Long(E)	@95	R	$\Delta R$	F	$\Delta F$	Edad	Refer.
1.Voic.Mex.E.	28	75.1	170.7	5.1	-15	6	-1	6	Q(B)	1
2.Voic.Mex.E.	20	71.6	166.5	7.4	-19	7	2	7	M-P	1
3.V. de Mex.	42	87.5	164.5	3.0	-2	4	-3	6	Q(B)	2
4.V. de Mex	19	88.1	302.8	6.5	5	7	-4	6	eM-P	3
5.V. de Mex	22	88.4	79.3	7.2	8	8	6	8	eO-P	3
6.Janetelco-Tepexco	9	33.7	176.3	10	-56	13	6	13	M	4
7. NE Jalisco	7	68.1	181.1	10	-20	14	1	12	O-M	5
8. Guerrero vol.	6	54.8	164.5	8.6	-32	11	11	12	O-M	6
9. Form.Balsas	14	54.1	183.4	12	-40	14	18	14	Pa-E	7
10. E. Mex.L	4	32.6	195.2	20.2	-41	26	-6	27	mK	1
11. R. Santiago	3	81.2	128.1		-6		6		P	8
12. R.Santiago	4	79.1	170.6		11		-6		M	8
13. Voic.Amatlan	8	81.9	197.2	9.1	-8				Q	9
14. E. L.Chapala	16	74.0	159.7	7.6	-17	7	3	6	M-Q	10
15. Voic.Acambay	17	72.5	170.3	7.5	-2	7	3	8	P-Q	11
16. V. deSantiago	10	81.4	154.3	10.7	-9		19		P-Q	12
17. Voic.Mexico W.	16	84.9	155.9	8.9	5		3		P-Q	13

Tabla 4.1. Compilación de los datos paleomagnéticos para la FVM

- 1.. Böhnel, H.,1985. 2. Herrero Bervera, E. et al.,1986 3. Mooser et al.,1974  
4. Urrutia-Fucugauchi, J., 1981 5. Urrutia-Fucugauchi, J., y S. Pal,1977 6. Urrutia-Fucugauchi, J.,1983  
7. Urrutia-Fucugauchi, J., 1980. 8. Watkins, N.D., et al.,1971 9. Nieto J., et al.,1992.  
10. Rosas-Elguera, J. y J. Urrutia-Fucugauchi, 1992 11. Soler-Arechalde, A.M. y J. Urrutia-Fucugauchi, 1994.  
12. Uribe-Cifuentes, R.M., 1992. 13. Maillo, J.M. y W.L. Bandy, 1994.  
N= no. de muestras, R=declinación esperada - declinación observada  
F= inclinación observada - inclinación esperada

@95= parámetro estadístico, véase anexo 3

$$\Delta R = \sqrt{\Delta D_o^2 + \Delta D_x^2} . \Delta D_i = \sin^{-1} \left( \frac{\sin \alpha_{95}}{\cos I_i} \right) \text{ donde } D_i \text{ son las declinaciones, o la observada y x la esperada e } I_i \text{ son las}$$

inclinaciones, o la observada y x la esperada

$$\Delta F = \sqrt{\Delta I_o^2 + \Delta I_x^2} . \Delta I_i = \alpha_{95} \text{ donde } I_i \text{ son las inclinaciones, o la observada y x la esperada (anexo4).}$$

Dado que los valores obtenidos del parámetro F (diferencia entre la inclinación esperada y la observada) no son significativos, los resultados paleomagnéticos fueron divididos en tres grandes sectores, que llamamos este, centro y oeste (Soler-Arechalde y Urrutia-Fucugauchi, 1994), con base únicamente en los valores del parámetro R (diferencia entre la declinación observada y esperada) (Fig. 4. 2):

El sector este se extiende desde el valle de México hasta el Golfo de México y se caracteriza por declinaciones a la izquierda de las esperadas de acuerdo con los resultados para el cratón de Norteamérica. Los valores de dichas anomalías comprenden de los -15° a los -56°.

El sector centro, se extiende del Valle de México al área del Lago de Chapala, con declinaciones también desviadas hacia la izquierda, aunque en menor rango que el anterior: entre -2° y -17°.

Y por último, el sector oeste que corresponde al bloque Jalisco, cuyas declinaciones no muestran anomalías significativas para el Neógeno (dentro del error estadístico manejado).

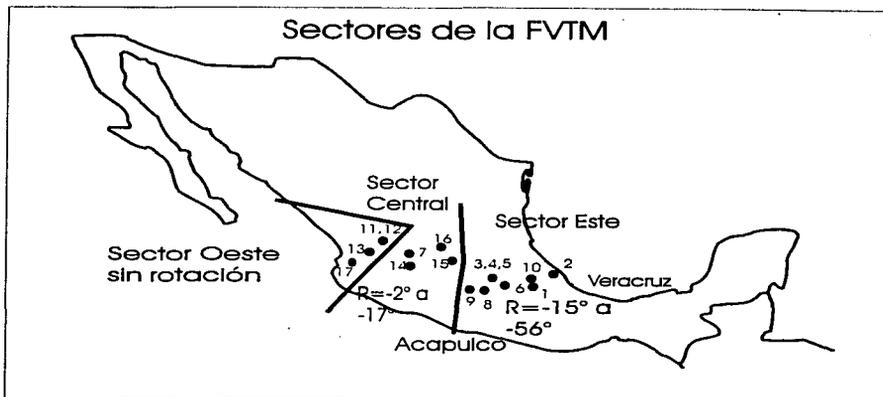


Fig. 4.2 Sectores de la Faja Volcánica Transmexicana de acuerdo al monto del parámetro R o de rotación (declinación observada - declinación esperada): Sector oeste (sin rotación), Sector Centro (rotaciones entre  $-2^\circ$  y  $-17^\circ$ ) y Sector este (grandes rotaciones, entre  $-15^\circ$  y  $-56^\circ$ )

Estudios previos han sugerido que el centro de México está caracterizado por una discontinuidad cortical de fines del Mesozoico que más tarde ocupó la FVM (Fig.2.1). Esta discontinuidad ha sido representada por un sistema regional de fallamiento lateral. Algunos estudios como el de Gastil y Jensky (1973) lo sugieren como lateral derecho. Otros estudios más recientes, lo sugieren sinistral, siendo esta interpretación del sentido de desplazamiento del fallamiento la más concordante con los datos paleomagnéticos disponibles. Los movimientos de desplazamiento lateral izquierdo han sido relacionados con la convergencia oblicua de la placa de Cocos. Los movimientos de placas que involucran a Cocos-Pacífico-Norteamérica y Rivera sugieren la presencia de una microplaca en el sur de México, con un movimiento diferencial de 10 mm/año. Este movimiento puede darse sobre el sistema de fallas E-W a lo largo de la FVM (Chapala-Tula, Johnson y Harrison, 1990) o a lo largo del sistema de fallas paralelo a la trinchera (Chapala-Oaxaca, Johnson y Harrison, 1990) (Figs. 2.1 y 2.4). Parte de dicha deformación puede generar rotaciones de bloques como las que se plantean en el capítulo 6.

Los resultados paleomagnéticos sugieren que la deformación es un proceso complejo y que otros factores deben tomarse en cuenta, como por ejemplo la estructura cortical. Los sectores definidos por los datos paleomagnéticos se correlacionan con otras características distintivas como el espesor cortical, topografía, patrones estructurales y corticales y tipo de vulcanismo. Estas características se enumeran a continuación y muestran en forma resumida en la Tabla 4.2.

#### 4.2 Otros rasgos que apoyan la sectorización propuesta

La división en sectores antes mencionada también se correlaciona con otras características como la topografía, ya que el sector este se encuentra por arriba de los 2200 msnm, mientras que los sectores centro y oeste tienen una media de 1200 msnm, lo que es una diferencia de 1 km (Fig. 4. 3).

El sector este se encuentra caracterizado por campos de conos cineríticos, volcanes de escudo y calderas. En el sector oeste los estratovolcanes se encuentran dentro de las grandes depresiones, como los grábenes de Colima, Tepic-Chapala y Chapala.

Por otro lado el ángulo entre la trinchera y el arco crece de W a E (Fig. 3.1), como también la velocidad y la edad de la placa que está siendo subducida.

La topografía se encuentra correlacionada con las variaciones en el espesor cortical. En el este dicho espesor es de alrededor de 50 km, mientras que en el sector centro es menor de 45 km. La frontera entre estos sectores está marcada por una gran anomalía de Bouguer simple de orientación NW-SE, la cual marca un cambio en la tendencia regional de las anomalías (Fig. 4. 4).

El mayor de los ríos en la región muestra el control de las zonas de fallas mayores. El río Lerma-Santiago, que en concordancia con la anomalía gravimétrica sigue la tendencia NW-SE en la región central y cambia abruptamente al terminar dicha región a E-W, tendencia que mantiene hasta el lago de Chapala ( Fig. 2.4).

Los sectores también son observados en el mapa de anomalías aeromagnéticas. En la Fig. 4. 5 tenemos un mapa simplificado de las anomalías aeromagnéticas donde se pueden distinguir el bloque Jalisco en la parte oeste, grandes anomalías en el sector centro de orientación NW-SE y anomalías N-S en el sector este.

En la Fig. 4. 6 se muestra una compilación de las fallas mayores obtenida de imágenes de satélite, fotos aéreas y mapas topográficos. Pueden observarse diferencias tanto en número como en orientación. El sector este se caracteriza por fallas de orientación N-S, la parte centro por las fallas E-W y el oeste por los tres grandes grábenes: Tepic-Chapala, Chapala y el Colima.

La parte centro también incluye la intersección de este sistema E-W con el sistema Querétaro-Taxco de mayor edad y orientación NW-SE, que también es marcada por el cambio de orientación del río Lerma-Santiago.

La Tabla 4.2 resume los puntos tratados anteriormente.

Sector este	grosor cortical de 50 km topografía arriba de los 2200m altos estratovolcanes patrones de fallas N-S mayor ángulo entre la trinchera y el arco, velocidad de subducción y edad de la placa subducida
Sector Centro	grosor cortical entre 30 y 40 km topografía alrededor de los 1000 m conos cineríticos, de escudo y calderas patrones de fallas E-W
Sector oeste	Actividad volcánica de grandes estratovolcanes concentrada a lo largo de los grábenes de Colima, Tepic-Chapala y Zacoalco

Tabla 4.2. Características complementarias que apoyan la sectorización de la FVM.

# Perfil topográfico este-oeste sobre la Faja Volcánica Mexicana

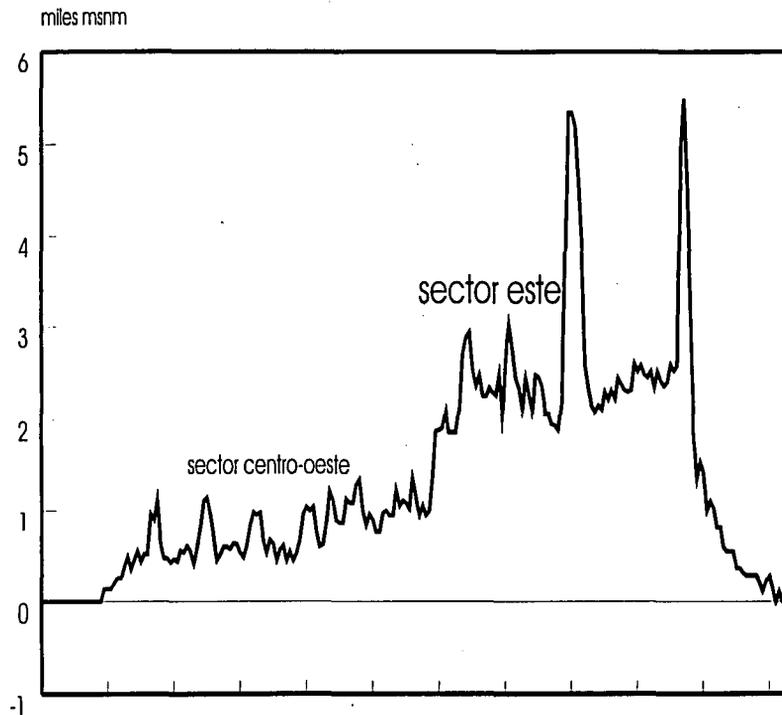


Fig. 4.3. Perfil Topográfico a lo largo de la FVM, donde puede observarse los sectores centro-oeste y este.

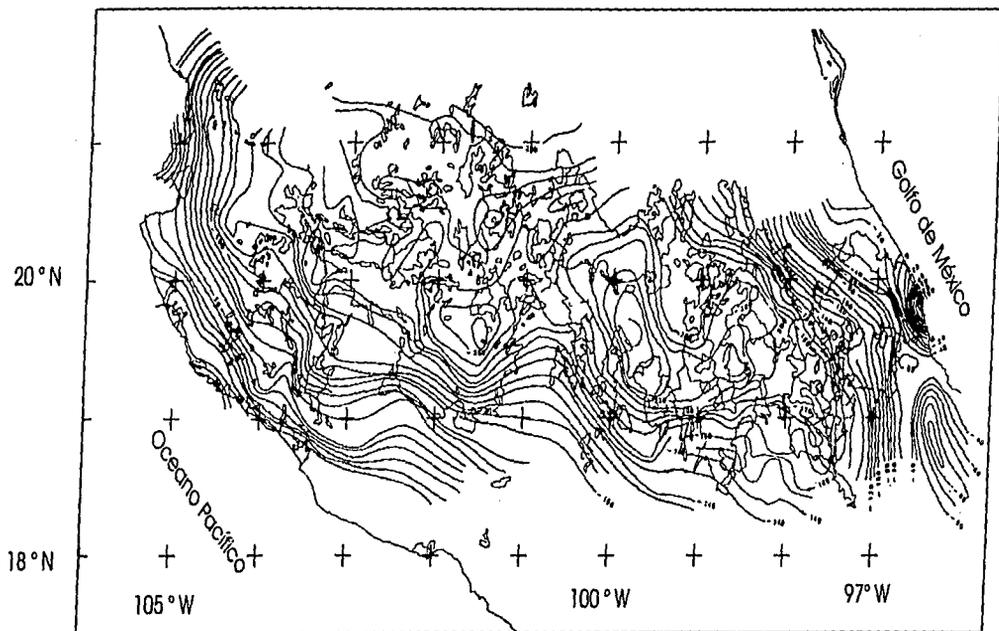


Fig. 4.4 Mapa de Anomalia de Bouguer para la FVM con una resolución de 10 mgales (Monges-Caldera y Mena-Jara, 1973), donde pueden observarse los sectores. Los sectores oeste y este con anomalías paralelas a las líneas de costa y las dos grandes anomalías en el sector centro de orientación NW-SE (250 mgales y 210 mgales), que podrían estar relacionadas con los límites entre sectores.

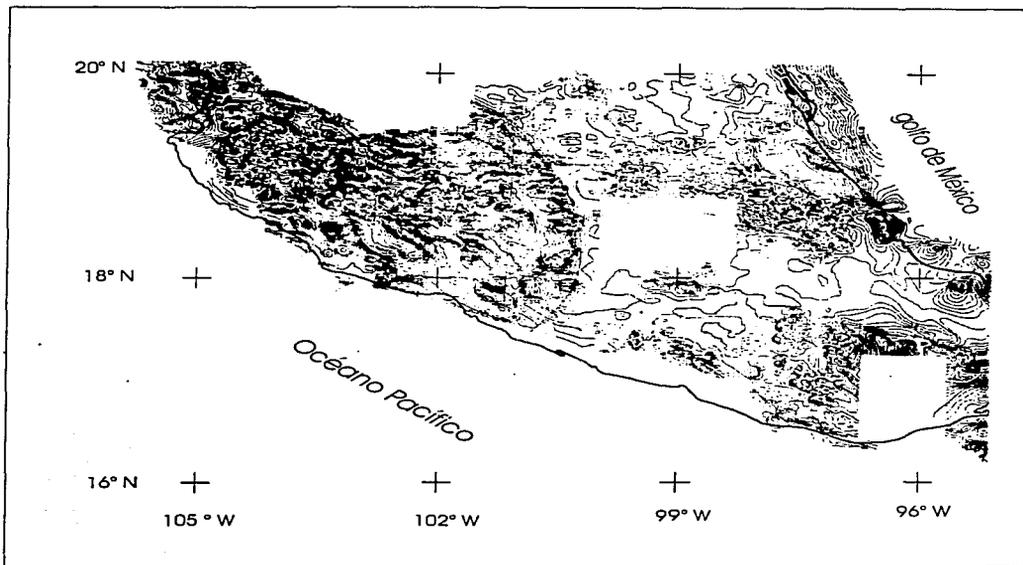


Fig. 4.5 Mapa aeromagnético en el que también puede distinguirse la sectorización propuesta para la FVM, límites del bloque Jalisco, grandes anomalías en el sector centro de orientación NW-SE y anomalías N-S en el sector este.

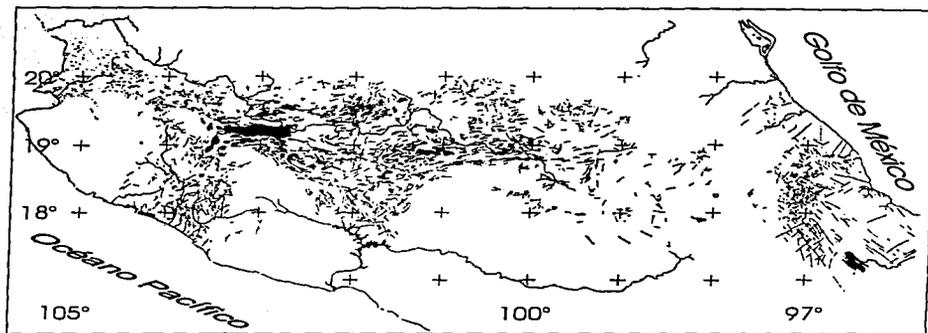


Fig. 4.6 Compilación de las fallas mayores sobre la FVM, obtenida de imágenes de satélite, fotografías aéreas y mapas fotográficos. Aquí la sectorización se hace evidente por la orientación de las fallas: el sector este (N-S), el centro (W-E) y el oeste, con sus tres grandes grábenes: Tepic-Chapala, Zacoalco y Colima (Urrutía en elaboración).

#### 4.3 Conclusiones

Los datos paleomagnéticos muestran una sectorización de la FVM en tres grandes dominios de acuerdo a los valores del parámetro R (anomalías en las declinaciones), que han sido denominados sectores este, centro y oeste. La división se puede resumir con base en la presencia de grandes rotaciones, rotaciones del orden de  $14^\circ$  y valores de R dentro de las incertidumbres estadísticas. Se utilizó únicamente el parámetro R para llevar a cabo la división, dado que los valores del parámetro F, o anomalías en las inclinaciones en general, se encuentran dentro de la incertidumbre estadística (Tabla 4. 1).

Esta división también se encuentra correlacionada con diferencias en el espesor cortical, topográficas, patrones estructurales y tectónicos y tipo de vulcanismo, como se muestra de manera resumida en la Tabla 4.2 y también en las tendencias de las anomalías de Bouguer y aeromagnéticas (Figs. 4. 4 y 4. 5).

Se sugiere que diferentes mecanismos de deformación se encuentran involucrados en las rotaciones de bloques observados en los resultados paleomagnéticos, lo que enfatiza la necesidad de un mayor número de estudios detallados. También deben de tomarse en cuenta las diferencias de calidad de los datos reportados y su posible importancia en las generalizaciones que se han llevado a cabo en este capítulo.

## Capítulo 5 Geología y Magnetoestratigrafía Local

### 5.1 Marco Estructural

La zona de Acambay (Fig. 2.5) se encuentra delimitada por una serie de fallas normales casi paralelas (Venta de Bravo, Pastores, Acambay-Tixmadejé, Epitacio Huerta, Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro) de dirección aproximada E-W que cortan secuencias volcánicas terciarias y forman una depresión de alrededor de 15 km de ancho por 40 km de largo. Esta depresión asimétrica es el graben de Acambay, la que muestra escarpes hasta de 400 m de altitud en su parte norte (falla Acambay-Tixmadejé) y 300 m en su parte sur (falla Pastores).

La región muestra una gran diversidad de rasgos característicos de una intensa actividad neotectónica, tales como escarpes de falla, alineamiento de estructuras volcánicas, sismicidad (cortical), cuencas tensionales (pull-apart) (Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 1991; etc.).

Las observaciones estructurales de Suter et al., (1992), indican que la zona de Acambay en su límite sur consta de dos segmentos, el oeste: la falla de Venta de Bravo; y el este: falla Pastores. El límite norte de la zona está formado por las fallas Acambay-Tixmadejé y la Epitacio Huerta (Quintero, 1987). En la parte central del graben se encuentra el sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro. Los anteriores sistemas de fallas forman parte de un sistema mayor, con rumbo E-W identificado por Johnson (1987) como el Chapala-Tula.

Los sistemas E-W intersectan en nuestra zona de estudio a uno más viejo: El Querétaro-Taxco (Nixon et al., 1987) con rumbo NNW-SSE, conformado también por fallas normales y que se consideran una extensión de la provincia de "Basin and Range", dada su orientación. Esta intersección es muy marcada tanto por el cambio notable de rumbo del río Lerma como por la gran anomalía gravimétrica ahí centrada (véase capítulo 3). Esta intersección también coincide con los escalones de falla entre las fallas Venta de Bravo-Pastores (Suter et al., 1992) y Epitacio Huerta -Acambay-Tixmadejé.

También se ha considerado al graben de Acambay como parte de una gran cuenca intra-arco, de dimensiones E-W entre 20 y 40 km y NNW-SSE entre 100 y 110 km, la cuenca Acambay-Ixtlahuaca-Toluca, rellena fundamentalmente de depósitos lacustres y conos de escoria y lava cuaternarios (Bloomfield, 1975, Sánchez-Rubio, 1984). Sus límites están definidos por los escarpes de falla y los márgenes norte y oeste por marcadas anomalías de Bouguer (De la Fuente et al., 1994).

A continuación se describen los márgenes y la parte central del graben de Acambay con mayor detalle.

#### 5.1.1 Margen norte

El margen norte del graben de Acambay tiene una longitud de 35 a 40 km y alcanza una altura máxima de 400 m en su parte central, al oeste de Tixmadejé. Su rasgo estructural más prominente es la falla Acambay-Tixmadejé, escarpe continuo de 34 km entre San José de Solís en el oeste y la presa Huapango en el este. La falla fue afectada en su totalidad durante el sismo de Acambay de 1912. Además de la falla Acambay-Tixmadejé (FATx), esa rama del graben se descompone en ramales menores que se desprenden hacia el sur de la falla maestra. El límite este de la FATx está compuesto por una serie de fallas subparalelas con líneas de transferencia no cartografiadas. El límite oeste probablemente esté enterrado bajo la planicie aluvial del río Lerma, que a superficie no parece afectado por la falla.

Al norte de San José de Solís, el límite oeste de la rama norte del graben está formada por un horst, de ocho kilómetros de ancho. El horst está delimitado al sur por la FATx y al norte por una serie de fallas

normales que forman escarpes no degradados. El relieve del horst es aproximadamente de 250 m en cada lado, inferido del desplazamiento de capas de la Toba Amealco.

Al oeste del graben, el límite norte de la región es afectada por fallas normales E-W definidas como falla Epitacio Huerta (FEH), que se extiende desde el este de Coroneo hasta el anillo de la caldera de Amealco. La discontinuidad entre las fallas FEH y FATx ocurre en la intersección entre el sistema E-W y la proyección del Querétaro-Toluca-Taxco (FQTT), sistema de fallas N-NW más antiguo. La discontinuidad coincide con parte de la cuenca del río Lerma y puede ser interpretada como un salto de falla en echelón derecho. La FEH tiene 22 km de longitud y alcanza una altura de escarpe máxima de 100 m en su parte central. Cerca del poblado de Epitacio Huerta la falla cambia de rumbo de W-E a NNW-SSE, dirección de los sistemas de "Basin and Ranges". En su límite este, al sur del anillo de la caldera de Amealco, la falla forma un gran escarpe que desplaza al domo Garabato por 25 m. La FEH parece ser activa, ya que al sur de Epitacio Huerta en la base del escarpe, la toba Amealco se encuentra en contacto tectónico con coluvión cizallado. Más aún, la iglesia de Coroneo resultó dañada por un sismo local a principios de siglo, que pudo ser causado por movimiento a lo largo de esta falla.

La parte sur de la caldera de Amealco parece cortada por un lineamiento que forma la continuación extrapolada de la FEH; el anillo de la caldera, de 200 m de altura se pierde al sur de este lineamiento. Tal desplazamiento vertical tiene que haber ocurrido después de la erupción de la caldera, entre los 4.7 y 4.6 Ma. (Aguirre-Díaz, 1993a), pero bastante antes que la formación de la andesita Garabato que sólo se encuentra desplazada 25 m. Sin embargo la geometría de la falla no hace posible que la FEH sea la responsable de la desaparición del límite sur de la caldera, como tampoco la existencia de fallas más hacia el este con desplazamientos de tal magnitud. Por tanto se propone que la parte sur ha desaparecido mediante procesos de retrabajado, erosión y denudado por el río Lerma (Aguirre-Díaz, 1993a).

#### *5.1.2 Zona central*

En el centro del graben se localiza una serie de fallas E-W que pasan por los pueblos de Temascalcingo y Contepec y los volcanes de Temascalcingo y Altamirano. Las fallas de la zona son más cortas y con escarpes menores a los de las fallas maestras del graben. La zona debe considerarse activa ya que algunas se vieron afectadas durante el temblor de Acambay de 1912 y sus escarpes no se ven degradados.

#### *5.1.3 Margen sur*

El margen sur del graben de Acambay está formado por la falla Pastores de 27 km de largo. El escarpe de esta falla tiene entre 100 y 150 m de altura. En su pared inferior los depósitos lacustres de la formación Ixtapantongo tienen 7° de echado. Su actividad es reciente debido a la morfología no degradada de su escarpe y a su activación de 17 km durante el temblor de 1912. Sus estrías son subverticales. Suter et al., (1995), da una razón de desplazamiento de 0.4 mm/a, obtenido del desplazamiento de unos basaltos al NW de Atlacomulco de  $0.4 \pm 0.1$  Ma, si el relieve del flujo sólo se debe a fallamiento.

El límite oeste de la falla Pastores consiste en un brinco a la izquierda de la falla Venta de Bravo y se encuentra en la intersección con el sistema FQTT. Las dos fallas tienen una separación de rumbos de 1 a 1.3 km y una sobreposición de rumbo de 1.8 km. Una depresión se forma entre ellas, que sugiere que el movimiento a lo largo de las mismas tiene una componente lateral izquierda.

En el este, más allá de la Presa Isidro Fabela, la falla Pastores parece cambiar de rumbo hacia el NE. Pero a 40 km al E-NE de la Presa, extrapolando la continuación de la falla Pastores, aparece una serie de fallas normales con echado al norte, falla Sta. Ma. Ilucan (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). Las estrías medidas en este afloramiento muestran extensión oblicua con componente lateral izquierda.

## 5.2 La estratigrafía del límite sur del graben de Acambay

Las rocas más antiguas de la zona están constituidas por la secuencia metasedimentaria Mesozoica de Tlalpujahua descrita por Flores (1920) y Fries et al. (1977). Dicha secuencia consiste de esquistos negros, cafés, amarillos y blancos o pizarras poco metamorfozadas localmente intercaladas con lentes de caliza negra. La secuencia es cortada por diques y "sills" andesíticos y riolíticos (Flores, 1920), asociándose a estos la mineralización de oro y plata. Dado que no se encontraron fósiles fueron correlacionadas con otras secuencias metamórficas similares en distritos mineros de Taxco y Guanajuato. Las edades a las que han sido atribuidas son: Triásico (Flores, 1920), Triásico-Cretácico (Fries et al., 1977) y Jurásico-Cretácico (Campa et al., 1974).

Sobreyacen a la secuencia metamórfica-plutónica de Tlalpujahua rocas de composición intermedia y máfica, que al no ser cortadas por los diques se infiere que son miocenas o pliocenas. La mayoría de las unidades volcánicas probablemente provienen del volcán San Miguel (3000 msnm), uno de los mayores del área y cuyo flanco norte es cortado por la falla Venta de Bravo. Otros flujos máficos expuestos a lo largo del río Tlacotepec y cercanos a la falla Venta de Bravo contienen abundancia relativa de xenolitos félsicos de grano grueso (Pantoja-Alor, 1991). Estos flujos están cubiertos por la toba Amealco en la vecindad del Río Tlacotepec o por depósitos de lago cuaternarios al este de dicho río.

Al este, sobreyacen a la serie Tlalpujahua una serie de brechas andesíticas de gran espesor, cubiertas por coladas basálticas y dacíticas. Pantoja-Alor (1959), le da el nombre de Serie Charándaro en la región de Huetamo. También aflora al sur del río Balsas, donde llega a formar relieves de 1500 m y al borde del lago de Cuitzeo, donde es cortada por las fallas plio-cuaternarias y cubre gran parte de la falla Maravatío. Muchas de sus rocas están muy alteradas por episodios volcánicos posteriores, como las andesitas caolinizadas por la tectónica E-W. Su edad es debatible, Silva-Mora (1979) las ubica como posterior a los depósitos continentales Eocenos (Grupo Balsas) y anteriores al anticlinal Tzitzio, posiblemente en el Oligoceno. Petrográficamente las andesitas oligocénicas forman dos grupos: las poco porfíricas de estructura microlítica y un segundo grupo más porfírico y más ácido (sitio n5, Fig. 5.1).

La Formación Las Américas es una secuencia piroclástica descrita por Fries et al. (1977) que sobreyace las secuencias anteriormente descritas. Aguirre-Díaz (1990) la interpreta como una fase climática de la caldera de Amealco, localizada 30 km al norte y la llama Toba Amealco (Fig. 5. 2). Los datos obtenidos de estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética no concuerdan con esta interpretación (Soler, 1997, artículo en preparación).

La toba Amealco en la secuencia de Tlalpujahua muestra cuatro flujos, tres de ellos son de composición intermedia, de colores gris oscuro a café rojizo y una félsica y rosa claro. Las tres más oscuras contienen plagioclasa, augita, hiperstena, ilmenita, titanomagnetita y como mineral accesorio apatita y que Aguirre-Díaz (1990) las asocia con las ignimbritas mayores de Amealco (I, II, III). La ignimbrita rosa o Segundo Derrame de Fries y et al., (1977), es afírica y contiene un porcentaje volumétrico mayor al 5% de cuarzo y sanidina. Por el contrario las asociadas a Amealco contienen únicamente fragmentos de pómez blancas. El Segundo Derrame fue asociado por Fries et al. (1977) a una probable fuente ubicada al sur de la falla Venta de Bravo, en una depresión donde se encuentra la Presa Brockman (Fig. 5. 3).

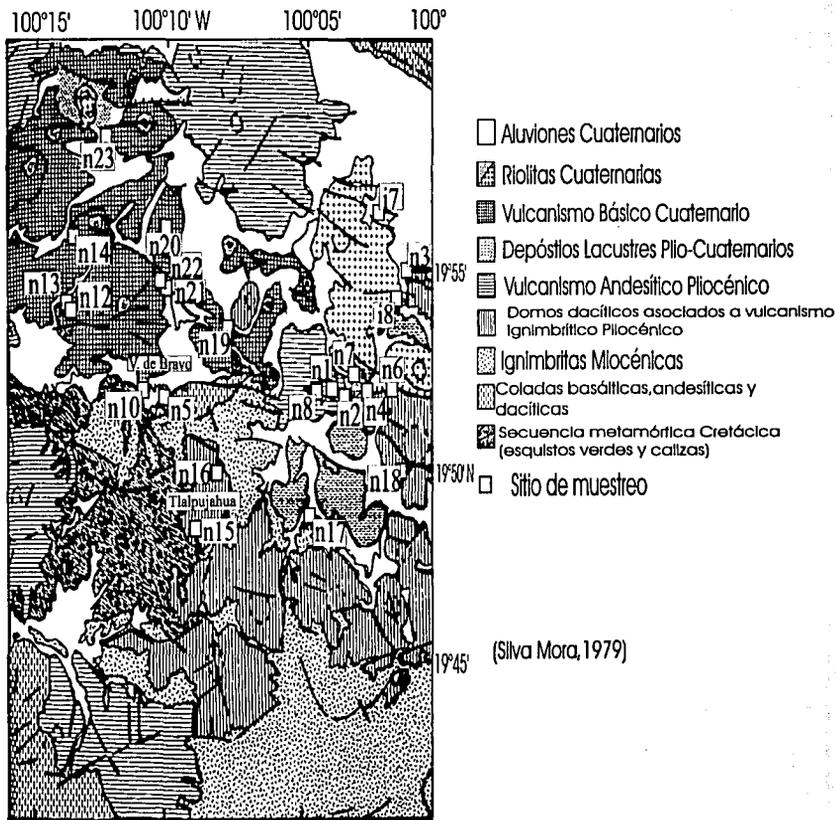


Fig. 5.1. Mapa geológico entre los 19°40' y 20° latitud norte y los 100° a 100°15' W, donde se localizan los sitios de muestreo para estudios paleomagnéticos (Modificado de Silva-Mora, 1979).

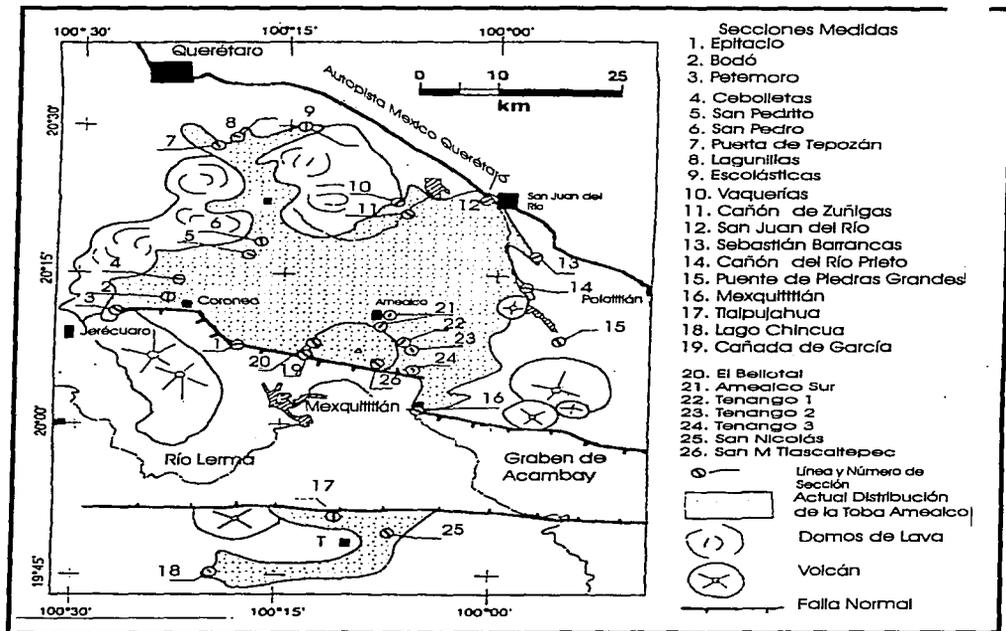


Fig. 5.2 Mapa de la distribución de la ignimbrita Amealco propuesta por Aguirre-Díaz (1993a).

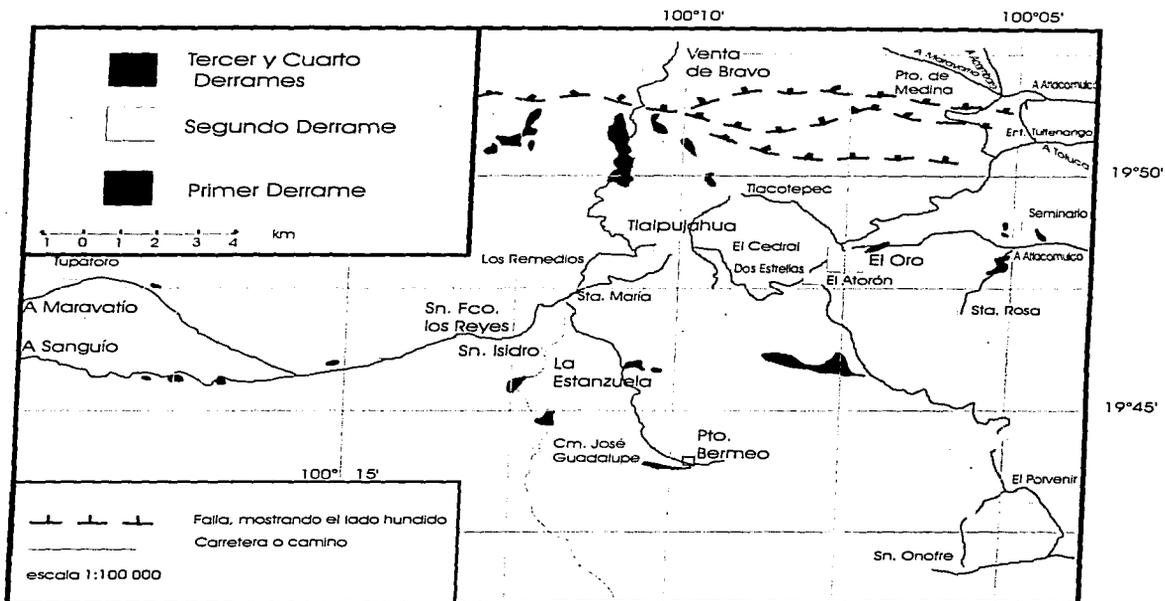


Fig. 5.3. Mapa de la Región de El Oro-Tlalpujahua, mostrando las áreas de afloramiento de la Formación Las Américas (modificado de Fries et al., 1977).

La principal característica de las ignimbritas asociadas a la caldera de Amealco es su mezcla de vidrios negros, grises y amarillos y los fragmentos de pómez de composición andesítica a riolítica (Aguirre-Díaz, 1993a) (Fries et al. (1977).

Otra evidencia que apoya la teoría de Aguirre-Díaz (1990) de que la Formación Las Américas es parte de la Toba Amealco es su disminución de espesor hacia el sur (sitios n15, n16 no n17).

Un fechamiento de K-Ar de 4.7 +/- 0.2 Ma se obtuvo en la parte sur del graben de Acambay (Am-208) en la ignimbrita Las Américas a partir de un vidrio en la parte basal de la unidad. La edad concuerda con la polaridad magnética reversa que se ha obtenido en este trabajo y corresponde al cron reverso entre los normales C3n.2n y C3n.3n, con un rango de edades entre 4.55 y 4.74 Ma, al igual que con los otros fechamientos de la Toba Amealco.

Sobreyaciendo a La Formación Las Américas o Toba Amealco se encuentran depósitos lacustres y flujos lávicos máficos e intermedios al este de la falla Venta de Bravo. Los depósitos fueron aparentemente acumulados en cuencas controladas tectónicamente o "sag ponds", formadas a lo largo de las fallas Venta de Bravo y Pastores (Suter et al. , 1991). Los flujos máficos son asociados a conos cineríticos cuaternarios dentro o en la pared del graben de Acambay y que se presumen más jóvenes que los depósitos lacustres (Suter et al., 1991). Algunos de estos conos son cortados por la falla Pastores (Suter et al. , 1991).

La mineralogía de los flujos máficos es cualitativamente homogénea: plagioclasas, olivino, ortopiroxenos, clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti. Por su abundancia relativa en la estructura microscópica, estos pueden ser clasificados en tres grandes grupos: Grupo I, caracterizados por lavas de fondo vítreo sombrío; el grano de la roca es grueso y los fenocristales poco abundantes de olivino y ortopiroxenos. Grupo II, con mayor abundancia de fenocristales, en una masa microlítica muy fina; tienen presencia sistemática de fenocristales de olivino. Grupo III, constituido por lavas que son facies andesíticas; sus rocas son porfíricas con dominio de plagioclasas (Silva-Mora, 1979) (sitios n9, n10, n11, n12, n13, n14, n19, n20; n21, n22, n23) (Fig. 5. 1). A pesar de verse como depósitos muy jóvenes, algunos hasta con la presencia de recubrimiento vítreo como el sitio n10, no dieron buenos resultados paleomagnéticos y tuvieron que ser eliminados del análisis como: n9, n12, n13, n14, n19, n20, n21, n22, ya que mostraron gran dispersión (grandes  $\alpha_{95}$ ). Otros en cambio presentaron como el n10, n11 y n23 polaridades reversas y se les asignó una edad mayor a 0.78 Ma, límite entre los cronos C1n y C1r.1n.

Entre las fases ignimbriticas miocénicas y el vulcanismo cuaternario, se encuentran una serie de lavas andesíticas, provenientes de conos como el Cerro Altamirano y El Alto, a los que no es fácil asignarles una edad. Petrográficamente las lavas se dividen en dos grandes grupos: las más básicas, caracterizadas por la marcada carencia de fenocristales de ortopiroxenos y presencia constante de olivino y las caracterizadas por la desaparición de olivino y su reemplazo de ortopiroxenos. El vidrio es compacto y cargado de cristalitas o microlitas alineadas por el flujo o cristalización. Presentan fenocristales de plagioclasa, sanidina y cuarzo y minerales principales como la biotita, óxidos de Fe-Ti y raramente ortopiroxenos de hornblenda verde (sitios i6, i7 y n7) (Fig. 5. 1).

En la parte este del graben de Acambay se encuentran unos unidades terciarias (Mioceno-Plioceno) que subyacen a la ignimbrita Amealco (Sánchez-Rubio, 1984) (Fig. 5. 4) y de los que se presenta una breve descripción a continuación.

- Andesita Yondejé. Es una de las unidades más grandes en el área, pues forma una sierra de cerca de 35 km de largo y altitudes de 3,300 msnm. Su edad es de 13 Ma determinada mediante K-Ar (Sánchez-Rubio, 1984). Las rocas de esta unidad son usualmente lavas porfídicas, masivas con buenas estructuras de flujo en algunos lugares. Contienen una gran variedad de fenocristales microscópicos, plagioclasas, hornblendas, biotitas, cuarzos y en algunos casos ortopiroxenos, todos en una masa de granos de plagioclasa y ortopiroxeno (Sánchez-Rubio, 1984). Su edad concuerda con su polaridad negativa (sitio i2) (Fig. 5. 4) y por tanto entre los cronos C5An.1n y C5An.2n.



- Basalto Los Metates. Cuerpo irregular ubicado cerca de la falla Pastores y cubierto parcialmente por tobas, probablemente cuaternarias, por lo que se le da una edad pliocénica. Consiste de cuerpos de lava y, en menor grado, de cenizas de composición basáltica. Las lavas son masivas y frecuentemente vesiculadas. La roca en sí misma es de grano fino, color gris, con escasos fenocristales de plagioclasa y olivino (Sánchez-Rubio, 1984). En ambas muestras i3 e i4 (Fig. 5. 4), la polaridad es reversa por lo que se les asigna una edad superior a 2.02 Ma, frontera entre los cronos C2n y C2r.1n.

Andesita Atlacomulco. Rocas que parecen asociadas a la falla Pastores, muy similares a la Andesita Yondejé, sólo que no son affricas. Bajo el microscopio, muestran textura hialopelítica con vidrios café entre los cristales de plagioclasa y ortopiroxeno (Sánchez-Rubio, 1984). De acuerdo a su posición estratigráfica y su polaridad reversa se le asigna una edad mayor a los 5. 17 Ma, frontera entre los cronos C3n.4n y C3An.1n (sitio i5, Fig. 5. 4).

### 5.3 Estratigrafía del límite norte del graben de Acambay

El depósito más antiguo corresponde a la Andesita La Loma (Sánchez Rubio, 1984) compuesta por flujos de lava y tefra de composición intermedia. Estos productos, tienen como fuente principal al volcán Nado (3320 msnm), pero también podrían provenir de otros volcanes como el Boti (3300 msnm) y El Gallo (3080 msnm). Los depósitos no se encuentran fechados, pero se les infiere miocénicos o pliocénicos tempranos. Al oeste están cubiertos por la Toba Amealco y al norte y noreste por la ignimbrita Huichapan.

La muestra tomada, sitio i1 (Fig. 5. 4) presenta polaridad reversa y se le infiere una edad mayor a 4.75 +/- 0.13 Ma., que es la más vieja reportada para la Toba Amealco (Aguirre-Díaz, 1993a) y coincidente con la dada por Sánchez Rubio (1984) de 5 Ma., obtenida en productos de un cono de escoria en el flanco norte del volcán Nado, pero dada su polaridad reversa menor a 4.94 Ma., donde comienza el cron C3n.4n.

Como ya se mencionó sobreyaciendo los productos antes descritos se encuentra la Toba Amealco, depósito de amplia distribución que forma una "intermontane plateau", que rellena y aplana un terreno volcánico rugoso. La sección tipo se encuentra sobre la carretera al sur de Epitacio Huerta (Fig. 5. 5). La sección muestra la secuencia de tres grandes depósitos identificados como Amealco I, II y III, intercalados con depósitos de surge, pómez, lodo y de caída. La unidad tiene promedio de 50 m y en algunos sitios alcanza hasta 100 m de espesor.

Las ignimbritas muestran una mezcla de vidrios muy característica con predominancia de pómez negra y flamme. Las ignimbritas son de color gris oscuro a claro, con juntas columnares bien desarrolladas y espesores de 4 a 10 m. La mineralogía de las ignimbritas y de las tefras intercaladas está conformada por plagioclasa, hiperstena, augita y óxidos de Fe-Ti, con ilmenita como accesorio y olivino ocasionalmente. Las tres ignimbritas principales Amealco I, II y III coexisten al menos por un radio de 25 km alrededor de la caldera. Amealco I fue fechada en Epitacio Huerta por el método de K-Ar en un feldespató y un vidrio obteniéndose una edad promedio de 4.6 Ma (Aguirre-Díaz, 1993 a), corresponde con el sitio Am5 que muestra polaridad reversa y se le ubica entre los cronos C3n.2n y C3n.3n, con un rango de 4.55-4.74 Ma (Baksi, 1993). La Amealco II, también en Epitacio Huerta fechando un vidrio da una edad de 4.7 +/- 0.1 Ma lo que corresponde a polaridad reversa, pero el sitio presenta polaridad normal, sitio Am4. Por tanto se le puede asociar al cron C3n.2n o al C3n.3n. Amealco II también fue muestreada en el sitio Am2 donde si presentó polaridad reversa. Pero como Amealco II, debe ser más joven que 4.6 Ma (edad de Amealco I), es razonable asumir una edad entre 4.7 y 4.4 Ma, al tomarse en cuenta su incertidumbre y la polaridad normal que le correspondería sería la del Cron C3n.2n, con un rango de 4.37 a 4.55 Ma (Baksi, 1993).

Más hacia el norte fue fechada Amealco III, mediante un feldespató y la edad obtenida fue de 4.55 +/- 0.4 Ma y la polaridad magnética fue normal, sitio Am3, lo que como anteriormente Amealco II, no

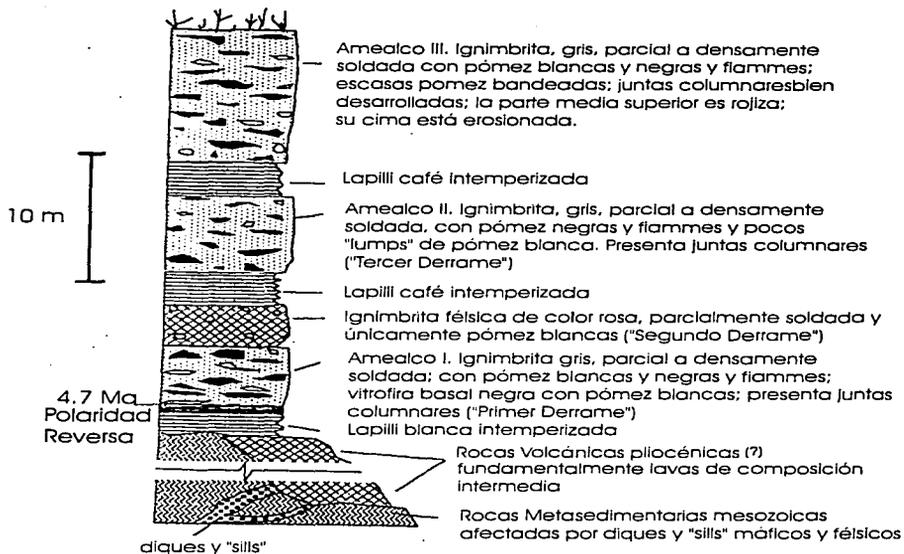


Fig. 5.5 . Sección estratigráfica compuesta de la pared sur del graben de Acambay sobre el Río El Carmen (o Tlacotepec). Los nombres Primer Derrame, Segundo Derrame, Tercer Derrame y Cuarto Derrame para cada ignimbrita son los asignados por Fries et al., 1977 para la Formación Las Américas (Aguirre-Díaz, 1990).

corresponde a un cron de polaridad normal y tomando en cuenta la incertidumbre de la medida se le asocia igualmente al cron de polaridad normal C3n.2n y por tanto al mismo rango de edades.

En resumen, la toba Amealco de acuerdo a Aguirre-Díaz (1993a y b), puede correlacionarse con la Ignimbrita Las Américas, basados en las siguientes evidencias: 1) Las secuencias Amealco I, II y III corresponden al "Primer, Tercer y Cuarto Derrame" definidos por Fries et al. (1977); las ignimbritas tienen la misma naturaleza química, en particular la mezcla de vidrios; 3) las ignimbritas tienen la misma petrología máfica: plagioclasa, hiperstena, augita, ilmenita y titanomagnetita; 4) ambas tienen la misma edad; 5) ambas presentan polaridades reversas y 6) la Ignimbrita Amealco al norte se ha encontrado hasta a 45 km de la caldera y la Formación Las Américas está entre 30 y 45 km.

La "brick pumice" definida por Sánchez Rubio (1984), consiste de una sucesión de lapilli pumítica y depósitos epiclásticos con depósitos surge intercalados en algunos sitios. La secuencia también se deriva de la caldera de Amealco y se encuentra principalmente en el sector este. Esta secuencia descansa sobre la Toba Amealco y la Andesita La Loma y es cortada por la falla Acambay-Tixmadejé (Suter et al., 1991).

Intercalada, y tanto encima como debajo de la "brick pumice", se encuentra la Andesita Amealco (Sánchez-Rubio, 1984). Se deriva de varios domos lávicos que se formaron sobre fracturas anillares. La roca en realidad es una traquiandesita, sólo identificable mediante análisis químicos. Presenta una gran variedad de litofacies: lava masiva, vesicular, brecha. Las texturas también son variables de porfíricas a vítreas. Pero lo más común son porfíricas con los mismos minerales que la Toba Amealco: plagioclasa, hiperstena, augita, óxidos de Fe-Ti y poco olivino (n1, n2 y n8, Fig. 5. 1). La polaridad de los sitios que pudieran ser analizados, n1 y n2 es reversa, lo que les da una edad mayor a 2.02 Ma, que corresponde a los límites entre los cronos C2n y C24.1n.

Asociados al vulcanismo ignimbítico miocénico existe una serie de domos de naturaleza dacítica a riolítica posteriores al desarrollo de cubiertas ignimbriticas. Se les asocia como fases desgasificadas de un mismo magma, por lo que se supone una analogía en composición, hecho que se confirma en la depresión de El Porvenir, donde tanto los domos de su interior como los del exterior muestran composición mineralógica similar: dacitas ricas en fenocristales de anfíbola. A este vulcanismo ignimbítico se le asocia más con el magmatismo de la Sierra Madre Occidental que con el de la FVTM. Las lavas de los domos dacíticos tienen una mineralogía caracterizada por la presencia de fenocristales de hornblenda verde. En su parte microlítica las fases minerales son las plagioclasas, los óxidos de Fe-Ti y los ortopiroxenos. Las lavas de los domos riolíticos son prácticamente afíricas. Su parte microlítica es originalmente vítreo y con algunos cristales de cuarzo-feldespatos. (Sitios n3, n4, n6 y n18, Fig. 5. 1).

Existe un gran depósito que es cortado por ambas paredes del graben, el de Riolitas cuaternarias, que edifican domos, cuya forma más común es la de un domo rebajado o mesa. Esta morfología sugiere una viscosidad relativamente más elevada de la lava. Las riolitas están constituidas por pómez claras, con proporción variable de fenocristales. Las facies de obsidianas son frecuentes en los bordes de sus coladas. El fechamiento de una obsidiana, Demant y Robin (1975) por K-Ar es de 1.57 +/- 0.15 Ma. Las lavas son vítreas, el vidrio constituye del 80 al 90% de las rocas. Se le asocia a una etapa explosiva contemporánea al emplazamiento de los domos de la Andesita Amealco. Su edad por K-Ar es de 4.3 +/- 0.1 Ma (Aguirre-Díaz, 1993a). La andesita Amealco es cortada por la falla Epitacio Huerta en la parte sur de la caldera. Falla que desplazó a la propia caldera.

La dacita *Las Palomas* fue redefinida como dacita por Aguirre-Díaz (1993a), mientras que Sánchez-Rubio (1984) la definió como riolita. La fuente el volcán Las Palomas se encuentra en el flanco oeste de la Caldera Amealco y consiste de flujos de lava y escoria. La etapa más joven de erupción presenta abundancia relativa de hornblenda junto con plagioclasa, ortopiroxenos, clinopiroxenos y óxidos de Hierro y Titanio. El contenido de hornblenda decrece en la misma proporción que se incrementa el de ortopiroxenos. Los flujos de lava más distantes son cortados por la falla Epitacio Huerta a 8 km del volcán Las Palomas. El fechamiento se realizó en un flujo de escoria en el flanco oeste y dio mediante K-Ar 4.0 +/- 0.4 Ma. Esta dacita sobreyace la Toba Amealco y la "brick pumice", y no es cubierta por otro

depósito. Se recolectaron muestras para su estudio paleomagnético, pero hubieron de ser desechadas por la gran dispersión que mostraron (sitio Am6).

La *Andesita Santa Rosa* (Sánchez-Rubio, 1984) está constituida por cinco domos de lava emplazados dentro de la caldera de Amealco. Este grupo fue redefinido por Aguirre-Díaz (1993a). Son de composición traquiandesítica con textura andesítica. Contiene plagioclasa, hiperstena, augita y óxidos de Hierro y Titanio y matriz vítrea. La edad por K-Ar es de 3.8 +/- 0.3 Ma. La porción sur de este emplazamiento fue desplazado por la falla Epitacio Huerta. Esta unidad marca el final de la actividad del sistema caldera de Amealco.

La toba Huichapan puede dividirse en dos miembros. El inferior consiste de depósitos piroclásticos como: surge, flujos de ceniza y de lodo y pómez de calda. El miembro superior es una gran ignimbrita de color rosa pálido a amarillo, soldada y estructura columnar prominente. Su espesor alcanza los 50 m cerca de la fuente y es de 2 m en las partes más distantes. Su fuente probable es la caldera de Huichapan, que se encuentra a 66 km de la de Amealco. La ignimbrita es esencialmente una toba vítrea, compuesta principalmente de espículas de vidrio y fragmentos de pomez blanca. Su contenido de cristales es del 2 al 10 % del volumen total, con sanidina baja en K, contenido de cuarzo y líticos arriba del 5% del volumen. La toba sobreyace a la andesita La Loma, a la "brick pumice" y a la toba Amealco. Su fechamiento es de 3.43 +/- 0.16 Ma mediante un concentrado de feldespatos y de 3.6 +/- 0.1 Ma de un vidrio de la misma muestra. La polaridad obtenida es reversa (sitio Am8), y corresponde al límite superior del cron reverso entre los normales C2An.2n y C2An.3n, con un rango de 3.27 a 3.38 Ma (Baksi, 1993). No es claro si este depósito fue desplazado por la falla Acambay-Tixmadejé, pues se encuentra a 3 km de la misma, pero es posible que haya sido afectada por los sistemas secundarios de fallas de este sistema.

La andesita Garabato fue definida por Sánchez-Rubio (1984) y Aguirre-Díaz (1993a) la clasifica como una andesita de hornblenda. Su color es gris claro, con junta masiva o planar, y lavas formadoras de mesas. La roca es porfírica, con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y escasa biotita, y una matriz principalmente compuesta de látices de plagioclasa y vidrio oscuro. La edad mediante K-Ar es de 2.5 +/- 0.3 Ma (Aguirre-Díaz, 1993a). Sánchez-Rubio (1984) reporta que este depósito es afectado por la falla Epitacio Huerta con un desplazamiento de 25 m.

El volcán El Comal es un cono de escoria que se emplazó en la porción sur de la Caldera de Amealco, sus productos son llamados Andesita El Comal por Aguirre-Díaz (1993a). Estos productos incluyen depósitos escoriaáceos de caída que construyen el cono y un solo flujo de lava, ambos de naturaleza basáltico-andesítica. En general la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxenos, clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti, y una matriz vítrea. Se fechó una muestra de la escoria y por K-Ar se obtuvo una fecha de 2.2 +/- 0.1 Ma (Aguirre-Díaz, 1993a). A pesar de encontrarse emplazado en la falla Epitacio Huerta, este depósito no se encuentra desplazado por la misma, por lo que se infiere que el movimiento en la falla Epitacio que desplazó la parte sur de la caldera de Amealco, fue mayor a 2.2 Ma, pero menor a 2.5 Ma, por la restricción que brinda la Andesita Garabato.

Los flujos de lava del volcán Las Hormigas al NW de la caldera Amealco sobreyacen la toba Amealco. Su distribución es asimétrica siguiendo la topografía de la Toba Amealco, cubriendo 26 km y alcanzando hasta 5.5 km al norte de la fuente (Aguirre-Díaz, 1993a). Anteriormente fue agrupada con los productos del volcán Las Palomas y Cerrito Colorado (Sánchez-Rubio, 1984), pero no se encuentra traslapada con dichos depósitos. Es caracterizada por la presencia de olivino y presenta diferencias físicas, de textura y químicas con respecto a los productos de Cerrito Colorado y Las Palomas. El fechamiento de K-Ar es de 3.7 +/- 0.39 Ma (Muestra Am-78, Tabla 5.1) y presenta polaridad reversa (sitio Am7, Tabla 5.2). Esto conlleva a una edad post-ignimbrita de Amealco, como fue sugerida anteriormente por Sánchez-Rubio (1984).

De los depósitos: Andesita Amealco, Dacita Las Palomas, Andesita Santa Rosa, Andesita Garabato y Andesita El Comal no se cuenta con datos paleomagnéticos, pero sus edades son consistentes con sus posiciones estratigráficas.

En la Fig. 5. 6 se muestra mediante una columna la información magnetoestratigráfica del área estudiada.

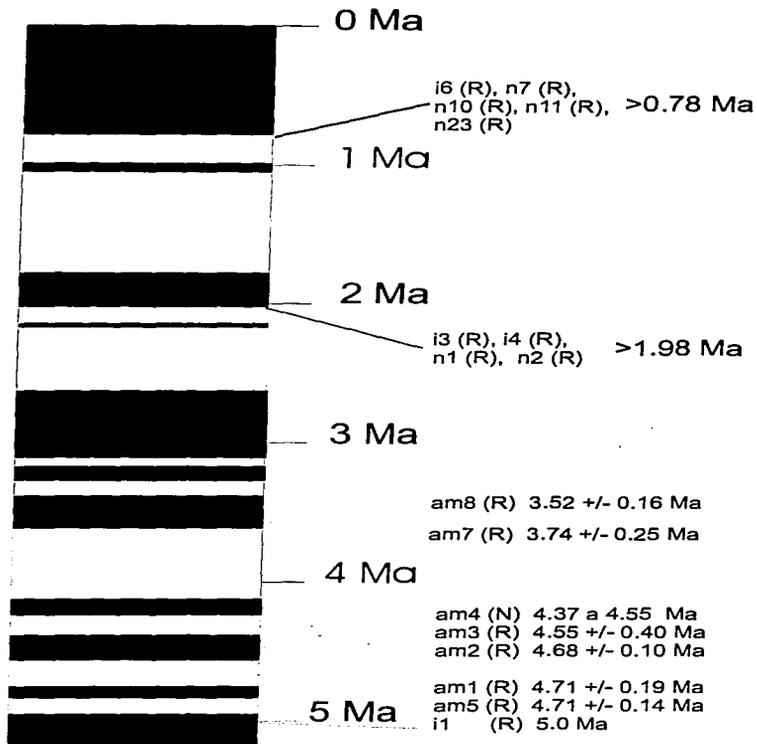


Fig. 5.6. Columna Magnetoestratigráfica del área de estudio. Junto al nombre del sitio se presenta la polaridad entre paréntesis y a continuación la edad. La edad puede ser inferida u obtenida, en el último caso es cuando muestran incertidumbre.

## Capítulo 6 Estudio Paleomagnético

### 6.0 Resumen

El área es de interés ya que muestra rasgos de actividad neotectónica importante. El análisis de mecanismo focal de los sismos de 1912 y 1979 (Astiz, 1980, 1986), con la presencia de una componente lateral izquierda despertaron nuestro interés por la aplicación del método paleomagnético con el fin de determinar su existencia y cuantificar su magnitud.

La zona de estudio muestra una componente dominante de desplazamiento normal (~400 m), pero como muestran los resultados que se presentan a continuación la zona presenta desviaciones sistemáticas de las declinaciones tanto en contra como a favor de las manecillas del reloj, siendo del mismo monto. Este fenómeno también presente en otras zonas de deformación es explicado mediante rotaciones de un cuerpo rígido sobre ejes verticales en zonas sujetas a esfuerzo de cizalla, sin descartarse otras fuentes para las diferencias angulares como son: variación secular, deformación interna dentro del dominio rotado, diferencias en edades y tiempos de rotación, efectos de medición y muestreo, complejidades estructurales de orden local o una combinación de todas.

Como uno de los principales problemas es que las rotaciones de cuerpo rígido no son observables, pues únicamente la rotación relativa de una partícula o bloque con respecto a otra es detectable, esto "hace que las grandes rotaciones sobre ejes verticales sean detectadas por las observaciones paleomagnéticas más que, por los geólogos estructurales ya que en zonas de deformación distribuida comúnmente no se genera rotación relativa entre bloques y las estructuras que podrían revelar cambios son complicadas y difíciles de interpretar" (McKenzie y Jackson, 1988).

Recientemente Schreurs (1994) propone, mediante el análisis de modelos con arenas, que en zonas de deformación distribuida las fallas de desplazamiento lateral presentan orientaciones y evoluciones que indican modificaciones en el campo de esfuerzos al incrementarse el módulo de esfuerzo cortante. Él propone que la presencia de fallas sigmoidales llamadas "cross faults" proveen evidencia de rotaciones de bloques sobre ejes verticales, mostrando algunos casos en la naturaleza que ejemplifican sus modelos (*anexo 3, para mayores detalles*).

Dados los resultados paleomagnéticos, y con base en los modelos de rotaciones de bloques sobre ejes verticales (p.ej.: Ron et al., 1984; McKenzie y Jackson, 1983, 1986; Lamb, 1987, *anexo 3*) y los experimentos de Schreurs (1994) (*anexo 3*), se analiza el área y se proponen varios modelos que describen su comportamiento.

Los resultados apoyan la ocurrencia de rotaciones tanto horarias como antihorarias de un gran dominio, posiblemente relacionado a esfuerzos regionales y transtensión dentro del arco magmático. Y que las deformaciones dentro del graben parecen distribuidas en dominios menores, los cuales presentan diferencias tanto en monto como en sentido de la rotación.

También se discute la hipótesis de que los depósitos de la Formación Las Américas representan una facie distal de la Toba Amealco.

## 6.1 Introducción

El graben de Acambay es una estructura de dirección E-W, de 12 a 15 km de ancho y de 27 a 40 km de largo. Se encuentra a aproximadamente 100 km al NW de la Ciudad de México y forma parte de la zona de fallas que cruzan la FVM llamada Chapala-Tula ( Fig. 2.4, Johnson y Harrison,1990). Su límite sur está formado por las fallas Venta de Bravo y Pastores y el límite norte por el sistema Acambay-Tixmadejé. La frontera norte está marcada por una anomalía de Bouguer con 30 mgals de diferencia entre el graben y el bloque del norte. La zona de transición entre las fallas Perales y Venta de Bravo se encuentra en la intersección con el sistema de fallas más antiguo NNW-SSE, Querétaro - Taxco (Urrutia et al., en preparación) y que se caracteriza por un sistema de fallas en echelón y pequeños "jogs" extensionales y fallas "pull apart" (Fig. 6.1).

La imagen Landsat TM que incluye el graben (Fig. 6.2) corresponde a una combinación de las bandas espectrales 2 (0.52-0.60  $\mu\text{m}$ ), 4 (0.76-0.90  $\mu\text{m}$ ) y 7 (2.08-2.35  $\mu\text{m}$ ). La banda 2 comprende el pico reflectante del verde visible para la vegetación. La banda 4 es muy útil para delinear cuerpos de agua y contenido de biomasa. La banda 7 es la "banda geológica", que permite la discriminación de diferentes litologías, particularmente minerales arcillosos, así como cartografiar alteración hidrotermal (Johnson,1987). Se pueden observar en detalle estructuras como escarpes, cuencas "pull-apart", patrones de drenaje, conos de escoria y calderas.

La zona presenta claras muestras de actividad neotectónica, como son: sus escarpes de entre 300 y 500 m, con echados máximos del orden de 7° (Suter et al.,1992), escarpes con facetas triangulares, desplazamiento de drenjes. (Ramírez-Herrera et al.,1994), actividad sísmica histórica, - 19 de Noviembre de 1912, temblor de Acambay (Urbina y Camacho,1913) y 22 de Febrero de 1979, temblor de Maravatío (Astiz,1980) y conos de escoria afectados por la estructura. Estos conos aunque no han sido fechados se les ha correlacionado con otros del Valle de Toluca, ya que muestran similares estados de degradación, asignando edades de entre los 8,440  $\pm$  70 años y 38,590  $\pm$  3,210 años (Bloomfield,1975), obtenidas mediante carbono 14 de paleosuelos intercalados.

Suter et al. (1992) y Astiz (1980) sugieren la presencia de una pequeña componente lateral izquierda en el mecanismo de falla del temblor de Maravatío de 1979. Suter et al. (1992) también encontraron estrías de falla y cuencas "pull-apart", en el sistema de fallas Venta de Bravo-Pastores. Por otro lado la cuenca pull-apart al sur de Venta de Bravo es característica de sistemas de fallas con desplazamiento lateral izquierdo. Esta componente lateral izquierda también ha sido documentada en la parte este del graben por el patrón de "ridges" de presión y "gashes" de tensión producidos durante el temblor de Acambay de 1912.

Las unidades muestreadas en este trabajo cubren del Mioceno al reciente (Silva-Mora,1979; Sánchez-Rubio,1984 y Aguirre-Díaz, 1993b). Sánchez-Rubio (1984) reporta 5 Ma para la ignimbrita Amealco y 13 Ma para la andesita Yondejé, mediante K-Ar. En la parte norte del graben se han reportado edades K-Ar entre los 4.7 y 2.2 Ma (Aguirre-Díaz,1993b).

En la parte norte del graben han sido muestreadas varias etapas de actividad de la Caldera de Amealco. Algunas unidades de la Formación Las Américas (Fries et al.,1977) se han muestreado en la parte sur del graben, en el área de Tlapujahua y El Oro y algunas al este en la intersección del graben con el sistema NNW-SSE Querétaro-Toluca-Taxco, que representa una estructura tectónica más antigua y que podría marcar la frontera entre dos sectores de la FVM (Soler y Urrutia, 1994).

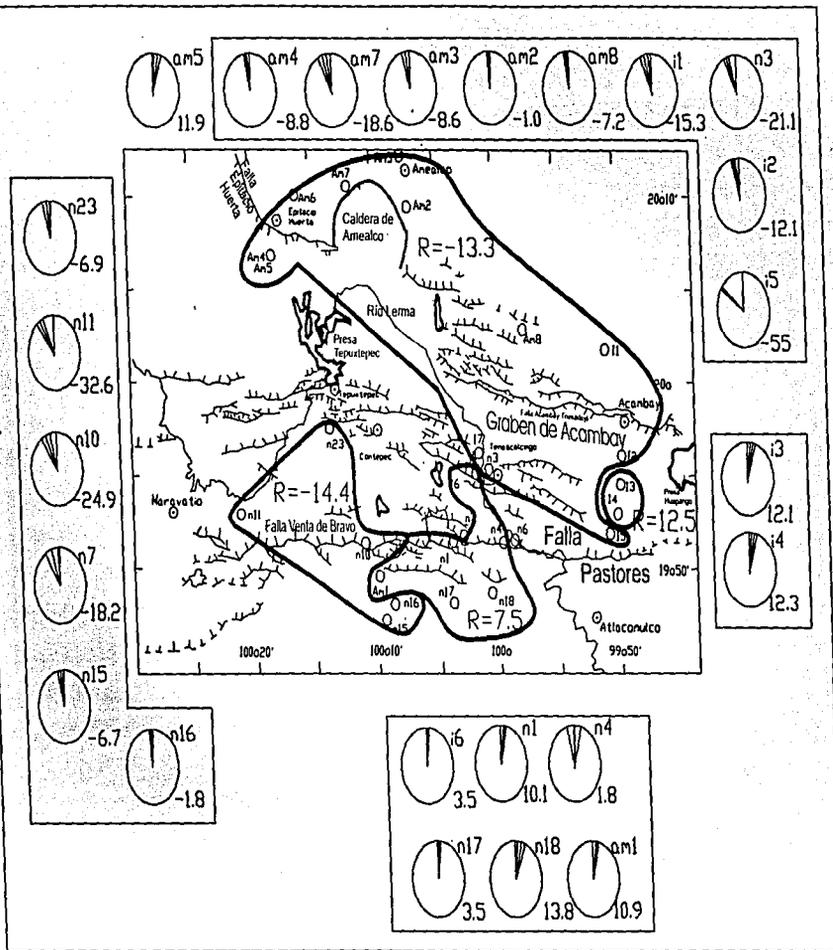


Fig. 6.1. Mapa del área de estudio, donde se localizan los sitios de muestreo. Mediante los círculos se muestra el monto del parámetro R o rotación (declinación observada - esperada). La línea que une el centro con la parte superior del círculo representa los 0°. Los valores de R son representados por líneas que unen el centro del círculo con él, midiéndose el ángulo a partir de los 0°, siendo a la izquierda los valores de R menores a 0 y por lo tanto rotaciones antihorarias. También se representa el valor del parámetro  $\alpha_{95}$ , alrededor del valor de R, con líneas a izquierda y derecha de éste. En la parte superior derecha de los círculos se encuentra la identificación del sitio y en la inferior el monto del parámetro R.



Fig. 6.2. Imagen Landsat del graben de Acambay. Los escarpes principales y algunas estructuras pueden ser observadas. Por ejemplo las pequeñas cuencas "pull-apart" dentro de la falla Venta de Bravo, al sur del pueblo del mismo nombre y la Caldera de Amealco en la parte centro superior. Imagen TM tomada el 19 de Agosto de 1986 por el sistema Landsat de NASA.

## 6.2 Descripción del Método de Obtención de datos

Mediante una perforadora portátil se colectaron un total de 360 muestras orientadas con una brújula Brunton, todas ellas de tipo volcánico correspondientes a 38 sitios en la zona de estudio (Fig. 6. 1). Las edades de las unidades volcánicas están en el rango del Mioceno al reciente.

Las muestras fueron cortadas a la medida requerida y medidas su magnetización remanente natural mediante un magnetómetro de discriminación de flujo Molspin. Se graficaron los resultados por sitio en la rejilla de Wulff y se eligieron las muestras para ser pilotos, 2 o más, dos en el caso de poca dispersión en las direcciones de la remanencia natural de un mismo sitio, o por el contrario hasta la totalidad de muestras (anexo 2). Las muestras piloto se desmagnetizaron mediante campos alternos (anexo 2) con un total de 13 pasos (2.5, 5, 7.5, 10, 12.5, 15, 20, 25, 30, 40, 60, 80, 100 mT) en un desmagnetizador Schonstedt GSD-5. A los resultados de estas mediciones se les aplicó la corrección de campo y se graficaron los diagramas de Zijdeveld (DZ) y la representación de las direcciones obtenidas en la red estereográfica (anexo 2).

Debe mencionarse que no se efectuaron correcciones de tipo estructural. Esto se justifica por estar trabajando en fallas de tipo listrico, cuya profundidad de escarpe desconocemos, y porque los valores máximos de echados en la zona son de 7° (Suter, et al., 1992), y no afectan la estimación de las direcciones medias de magnetización.

Para cada sitio se decidió el número de pasos de desmagnetización para las muestras no pilotos, de acuerdo a su estabilidad (menor número de pasos a mayor estabilidad). A estos datos se aplicaron las correcciones de campo y se obtuvieron los diagramas de Zijdeveld para cada una de ellas. Para obtener la magnetización característica (anexo 2) se empleó sustracción vectorial, intersección de círculos mayores y análisis de valores propios de las componentes principales (Dunlop, 1979; Kirschvink, 1980).

Once sitios de muestreo, en que no fue posible resolver las direcciones de las componentes de magnetización (sitios n5, n8, n9, n12, n13, n14, n19, n20, n21, n22, am6), con los métodos expuestos en el anexo 2, no se consideraron para los análisis estadísticos y cálculo de direcciones medias. Aunque como por ejemplo los sitios n12, n13 y n19, presentaban recubrimiento vítreo y no mostraban señales de intemperismo, por lo que se esperaba buen agrupamiento de las direcciones ( $\alpha_{95} \leq 10$ ) y una sola componente de magnetización, estable y tendiente al origen en los diagramas de Zijdeveld. A estas magnetizaciones se les aplicó la estadística Fisher para obtener la dirección promedio por sitio (anexo 2), eliminándose los sitios n6 e i7, por presentar  $\alpha_{95}$  mayores a 10°. Con los datos restantes se obtuvo la dirección promedio para el área: Mn1 (con 22 sitios) y Mn2 (eliminando los sitios n2, i5 y am7, para un mejor ajuste de la distribución Fisher) (Tabla 6.1).

También se calcularon los parámetros R y F con sus correspondientes incertidumbres  $\Delta R$  y  $\Delta F$ , con corrección de Demarest (anexo 3), que son las anomalías presentes en la declinación e inclinación con respecto al polo de Bruhnes (Tabla 6.1). Se dividieron los datos de acuerdo al parámetro R, en rotaciones horarias (R > 0) y antihorarias (R < 0), se obtuvieron las direcciones promedio de cada caso y se calcularon los parámetros R y F, con sus respectivas incertidumbres  $\Delta R$  y  $\Delta F$  (Tabla 6.2).

Tomando las edades asignadas en el capítulo 5, para las unidades muestreadas, se calcularon los polos promedio por edad y el cálculo de los parámetros R y F, con respecto al segmento Neógeno de la curva de deriva polar para Norteamérica (Irving e Irving, 1982) (Tabla 6.3).

síto	N	dec	inc	r	k	$\alpha_{95}$	R	$\Delta R$	F	$\Delta F$	edad
n1	8	190.1	-11.5	7.974	269	2.7	10.1	2.8	-24.3	2.7	PI
n2*	6	135.1	9.7	5.9173	60	7.0	135.1	7.1	26.1	7.0	PI
n3	4	158.9	-29.6	3.9828	174	5.6	-21.1	6.4	-6.3	5.6	Mc
n4	5	181.9	-45.0	4.8865	39	9.9	3.2	14.0	11.1	9.9	Mc
n6	4	23.6	65.2	3.9358	47	10.9	23.6	26.0	-29.3	10.9	Q
n7	5	167.8	-45.7	4.8854	35	10.0	-17.4	14.2	12.1	10.0	Q
n10	7	155.1	-43.8	6.7438	23	10.2	-24.9	14.1	7.9	10.2	Q
n11	7	147.4	-37.9	6.8431	38	7.9	-32.6	10.0	2.0	7.9	Q
n15	6	353.3	24.2	5.9369	79	6.1	-6.7	6.7	11.6	6.1	Mc
n16	6	358.2	35.8	5.974	192	3.8	-1.8	4.7	-0.03	3.8	Mc
n17	8	183.5	-21.6	7.9529	149	3.7	3.5	4.0	-14.2	3.7	Mc
n18	9	193.8	-34.3	8.6646	24	8.6	13.8	10.4	-1.5	8.6	Mc
n23	6	173.1	-15.3	5.8435	32	9.6	-6.1	10.0	-17.7	9.6	Q
i1	6	164.7	-48.6	5.8688	38	8.8	-15.3	13.3	12.4	8.8	PI
i2	6	167.9	-46.2	5.9689	161	4.2	-12.1	6.1	11.5	4.2	Mc
i3	6	192.7	-20.2	5.9431	88	5.8	12.7	6.2	-15.7	5.8	PI
i4	4	192.3	-32.1	3.9788	141	6.2	12.3	7.3	-3.7	6.2	PI
i5*	8	125	-71.8	7.9818	384	2.2	-55.0	7.0	36.0	2.2	Mc
i6	8	183.5	-39.1	7.9867	528	1.9	3.5	2.5	3.2	1.9	Q
i7	4	21.9	25.8	3.9324	44	11.1	21.9	12.3	10.1	11.1	Q
am1	12	190.9	-35.5	11.9268	150	2.9	10.9	3.6	-0.3	2.9	Mc
am2	9	179	-45.4	8.9799	397	2.1	-1.0	3.0	9.1	2.1	Mc
am3	8	351.4	29.3	7.9485	136	3.8	-8.6	4.4	7.1	3.8	Mc
am4	9	351.2	21.0	8.9621	211	2.9	-8.8	3.1	15.2	2.9	Mc
am5	4	191.9	-33.4	3.9656	87	7.9	11.9	9.5	-2.8	7.9	Mc
am7*	4	161.4	-69.3	3.9487	58	9.7	-18.6	27.4	33.0	9.7	Mc
am8	11	172.8	-43.6	10.9657	289	2.2	-7.2	3.0	7.5	2.2	Mc
Mn1	25	177.8	-38.9	22.3140	9	10.3	-2.2	13.2	2.9	10.3	
Mn2	22	176.7	-34.3	21.2487	28	6.0	-3.3	7.3	-1.7	6.0	

Tabla 6.1. Direcciones medias obtenidas por sitio y cálculo de los parámetros R , F y sus incertidumbres  $\Delta R$  y  $\Delta F$  , con respecto al polo de rotación o del campo dipolar-Bruhnes.

n=número de muestras; dec= declinación obtenida; inc=inclinación obtenida;

r,k,  $\alpha_{95}$  = parámetros estadísticos (ver anexo 2)

R = parámetro R (declinación obtenida - declinación esperada)

F = parámetro F (Inclinación esperada - inclinación obtenida)

$\Delta R$  = incertidumbre asociada a R

$\Delta F$  = incertidumbre asociada a F (ver anexo 3)

Mn1 dirección promedio de todos los sitios exceptuando los marcados con negritas (n6 e i7) pues tienen  $\alpha_{95} > 10^\circ$

Mn2 dirección promedio de todos los sitios exceptuando los marcados con negritas y con asterisco (n2,i5 y am7), para obtener una mejor distribución Fisher

rotación	sitios	n	dec	inc	r	k	$\alpha_{05}$	R	$\Delta R$	F	$\Delta F$
anti horaria	n2	16	169.2	-43.7	13.8150	7	12.2	-10.8	16.9	7.6	12.2
	n3										
	n7	13*	167.6	-36.2	12.6828	38	5.4	-12.4	6.7	6.5	5.4
	n10										
	n11										
	n15										
	n16										
	n23										
	i1										
	i2										
	i5										
am2											
am3											
am4											
am7											
am8											
horaria	n1 i3 i4 n17 n18 am1 am5 i6	8	189.1	-30.4	8.8483	53	5.7	9.1	6.6	-5.6	5.7

Tabla 6.2. Tabla de Declinaciones e Inclinaciones promedio obtenidas separando los sitios de acuerdo al valor del parámetro R. Rotación antihoraria (sitios con  $R < 0$ ) y rotación horaria (sitios con  $R > 0$ ), tomando los datos de la Tabla 6.1.

Los parámetros R y F en ambos casos se calcularon con respecto al polo dipolar o Bruhnes.

n=número de sitios; dec= declinación obtenida; inc=inclinación obtenida;

r, k,  $\alpha_{05}$  = parámetros estadísticos (ver anexo 2)

R = parámetro R (declinación obtenida - declinación esperada)

F = parámetro F (inclinación esperada - inclinación obtenida)

$\Delta R$  = incertidumbre asociada a R

$\Delta F$  = incertidumbre asociada a F (ver anexo 3)

\* para el cálculo se eliminaron los sitios marcados con negritas.

edad	n	dec	inc	r	k	$\alpha_{05}$	R	$\Delta R$	F	$\Delta F$
Mc	12	177.7	-33.8	11.7425	43	5.4	-1.0	7.4	0	6.2
Pl	4	186.5	-28.5	3.8315	18	17.9	7.3	20.7	4.7	18.1
Q	3	162.0	-41.3	2.9329	30	23.0	-18.0	30.6	5.3	23.0

Tabla 6.3 Tabla de direcciones medias obtenidas de acuerdo a su edad y cálculo de los parámetros R y F y sus incertidumbres  $\Delta R$  y  $\Delta F$  con respecto al cratón de Norteamérica (Irving e Irving, 1982).

n=número de sitios; dec= declinación obtenida; inc=inclinación obtenida;

r, k,  $\alpha_{05}$  = parámetros estadísticos (ver anexo 2)

R = parámetro R (declinación obtenida - declinación esperada)

F = parámetro F (inclinación esperada - inclinación obtenida)

$\Delta R$  = incertidumbre asociada a R

$\Delta F$  = incertidumbre asociada a F

(ver anexo 3)

### 6.3 Resultados

A continuación se hace una breve descripción de cada sitio durante el proceso de desmagnetización, comenzando por la parte sur del graben de Acambay.

#### 6.3.1 Sitios en el sector sur del graben (i5, n1, n2, n4, n6, n7, n10, n11, n15, n16, n17, n18, am1)

El sitio *i5* presenta alta coercitividad y gran estabilidad de la magnetización y es uno de los sitios cuya dirección media y polo presentan menor dispersión. Su gran monto del parámetro *R* podría deberse a su cercanía con la probable continuación de la falla Perales. A este sitio se le encuentra similitud de composición con la Andesita Yondejé (sitio *i2*), sólo que no es afírica, pero del resultado paleomagnético es claro que dicha similitud no refleja un origen común, ya que poseen polaridades opuestas, por lo que no pudieron ser generadas contemporáneamente. (Fig. 6.3a).

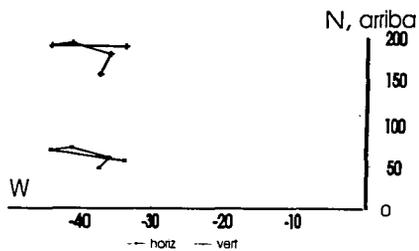
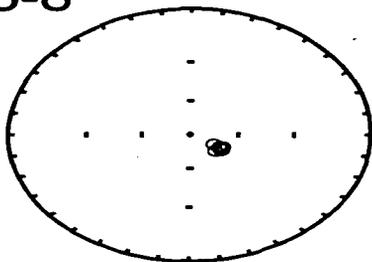
Los sitios *n1* y *n2*, a pesar de estar sobre la misma unidad, (el sitio *n2* más abajo estratigráficamente), presentan grandes diferencias. Su declinación media difiere en aproximadamente  $55^\circ$  y sus inclinaciones son opuestas, pero dado su bajo valor no se podría asegurar con certeza lo anterior, sino más bien que *n2* posee polaridad reversa, lo que reduciría su *R* a  $-44^\circ$  y el valor de *F* quedaría muy cercano al de *n1* (anexo 3). Esto también explicaría la similitud en los *DZ* de ambos sitios (Fig. 6.3 b y c). La diferencia de declinaciones se interpretaría por la ubicación de *n2*, donde la falla que afecta a este sitio y al sitio *i5* cambia bruscamente de dirección, por lo que podría reflejar un efecto de la estructura local.

Los sitios *n4*, *n6* y *n18*, aunque de acuerdo a Silva-Mora (1979), son partes de una misma unidad (domo dacítico, asociado a vulcanismo ignimbrítico), no coinciden con dicha descripción y sí con el Mapa INEGI, hoja El Oro, ya que los dos primeros son de tipo andesítico y el último un derrame basáltico de composición intermedia. Tanto *n4* como *n18* presentan características similares, misma polaridad y polos promedio muy cercanos (anexo 2). En cambio *n6*, presenta polaridad normal, con valor de inclinación muy alto (65.2), por lo que no puede reinterpretarse como en el caso de *n2*, y más bien deberse a un efecto de tipo local, como el cambio en  $\alpha_{95}$  echado de unos  $6^\circ$  entre ambos (Fig. 6.1). Sus grandes dispersiones (obsérvense los valores de  $\alpha_{95}$ , anexo 3) pueden deberse a que *n4* y *n6* se tomaron justo en el escarpe de la falla Pastores, por lo que dichas zonas sufren tensiones, fricciones y recalentamientos, que pueden ocasionar remagnetizaciones, que podrían no ser totalmente removidas (Fig. 6.4). Por lo anterior *n6* hubo de ser eliminado del análisis general.

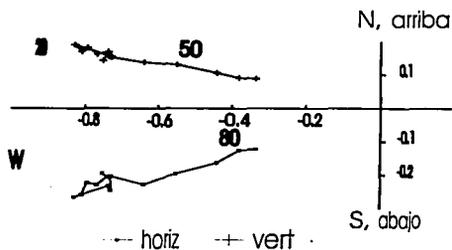
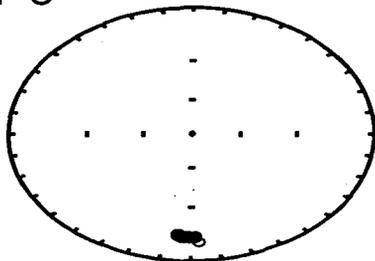
El sitio *n7* reportado como riolítico Cuaternario, presenta polaridad reversa, alta coercitividad y una magnetización primaria estable (Fig. 6.5a). Su *R* es de  $-17^\circ$ , siendo este valor del orden de otros depósitos Cuaternarios del interior del graben (*n10* y *n11*).

Los sitios *n10* y *n11*, son derrames basálticos cuaternarios de diferente fuente. Estos sitios muestran similitud como es su polaridad reversa, ambos describen trayectorias sobre círculos mayores (presencia de 2 componentes de magnetización, anexo 3 y Fig. 6.5 b y c), pero tienden a un punto final estable y común (Fig. 6.5 b y c). Esto último indica que tienen polos cercanos y por tanto *R* y *F* muy parecidas. Al igual que *n7*, muestran significativas rotaciones contrarias a las manecillas del reloj ( $-17^\circ$ ,  $-25^\circ$ ,  $-33^\circ$ ), lo que muestra (junto con *i5*) que en el interior del graben es donde se presentan las mayores rotaciones con un eje vertical.

a) i5-8



b) n1-5



c) n2-2

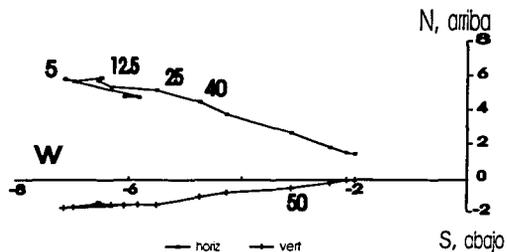
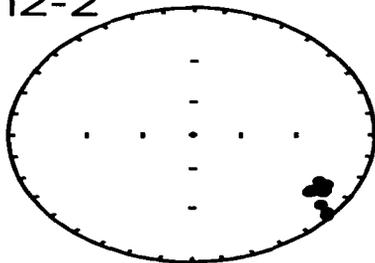


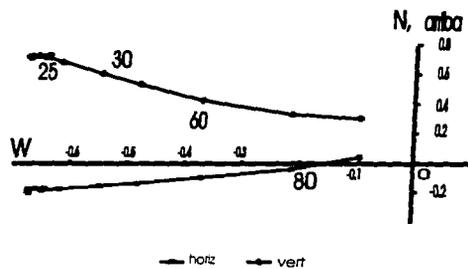
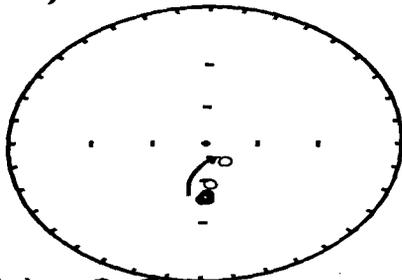
Fig. 6.3 Diagrama estereográfico y de Zijderveld de las muestras

a) i5-8

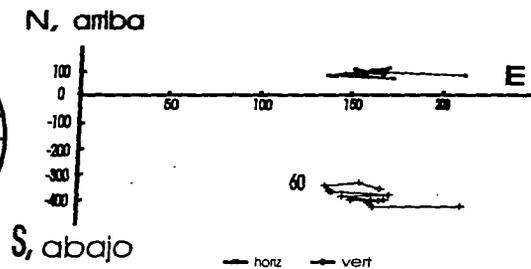
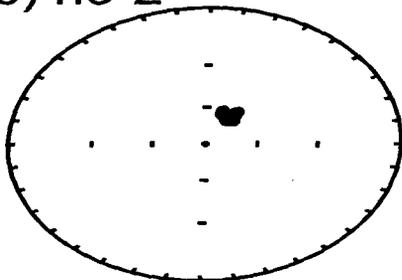
b) n1-5

c) n2-2

a) n4-6



b) n6-2



c) n18-4

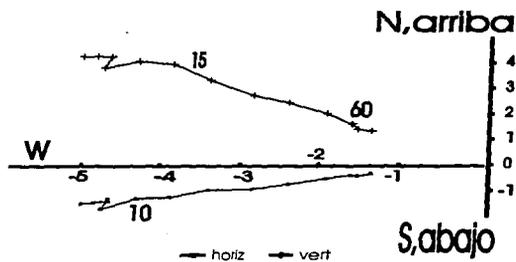
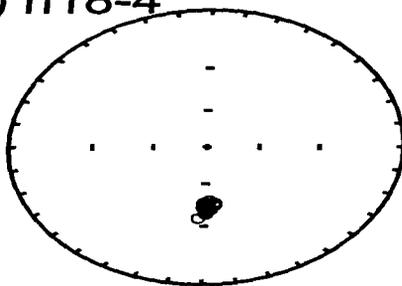
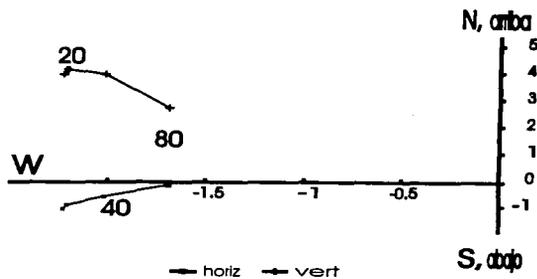
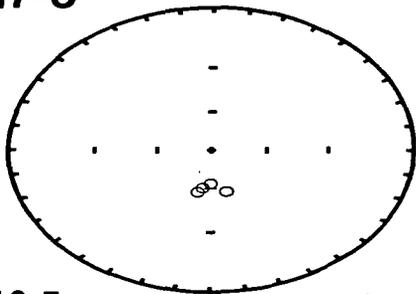


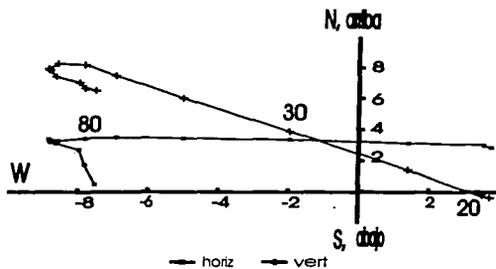
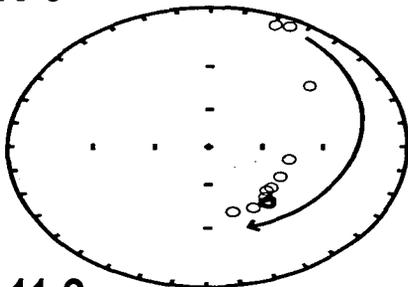
Fig. 6.4. Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras

- a) n4-6
- b) n6-2
- c) n18-4

a) n7-3



b) n10-5



c) n11-2

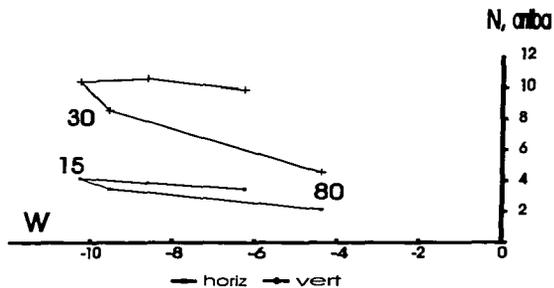
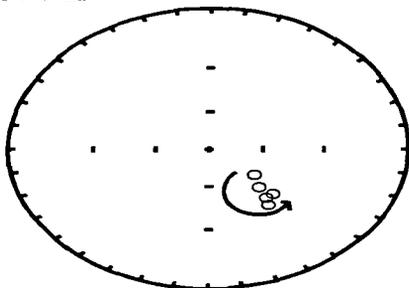


Fig. 6.5 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras  
 a) n7-3  
 b) n10-5  
 c) n11-2

Los sitios *n15*, *n16*, y *n18* ubicados fuera del graben pertenecen a la misma unidad de domos dacíticos Miocénicos (Silva-Mora, 1979), por lo que se esperaba un registro magnético parecido. Sin embargo *n18* presenta polaridad reversa, lo que no sucede en los dos primeros, y dado el valor de su declinación e inclinación no puede interpretarse como dentro de error experimental (Fig. 6.6 a y b y 6.8 a).

Los sitios *am1* y *n17* en las ignimbritas Miocénicas (Silva-Mora, 1979), presentan direcciones primarias muy similares y concordantes con las obtenidas para *n18*. Los sitios *n15*, *n16*, *n18*, *am1* y *n17* ubicados en el sur del graben, muestran una magnetización característica estable, no totalmente destruida en el tratamiento magnético (Figs. 6.6, 6.8 y 6.9). *n15* y *n16* presentan rotaciones en contra de las manecillas del reloj, de magnitudes muy similares en tanto que *am1*, *n17* y *n18* presentan rotaciones horarias.

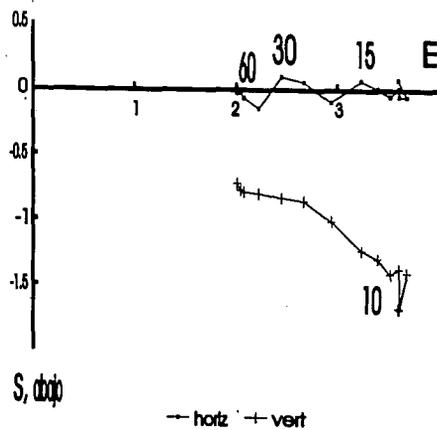
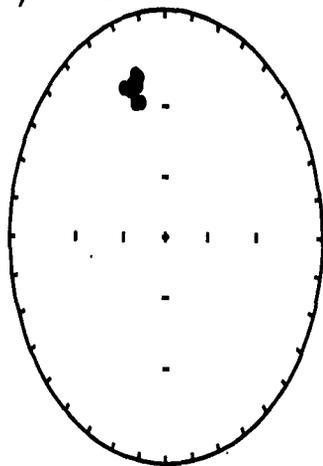
Aguirre-Díaz et al. (1995) relaciona los sitios *am1*, *n15*, *n16*, *n17* y *n18* con los de la Toba Amealco, sitios *am2*, *am3*, *am4*, *am5* e *i1*. De acuerdo a las direcciones de la magnetización característica obtenida para estas unidades, pueden formarse tres grupos: a) *n15* y *n16* con *am3* y *am4*, b) *n17* con *am2* e *i1* y c) *n18* y *am1* con *am5*, que corresponderían con tres de las cuatro etapas de la caldera de Amealco: Amealco 0, Amealco II y Amealco I (capítulo 5) (Figs. 6.6 a 6.9).

Sitio	dirección característica media Dec, Inc en grados	NRM promedio mA/m
n15	353.3, 24.2	4290
n16	358.2, 35.8	561
n17	183.5, -21.6	359
n18	193.8, -34.3	7570
i1	164.7, -48.6	1328
Am1	190.9, -35.5	4049
Am2	179.0, -45.4	6195
Am3	351.4, 29.3	23251
Am4	351.2, 21.0	23845
Am5	191.9, -33.4	69896

Tabla 6.4. Sitios referentes a Ignimbrita Amealco

Si se observan las magnitudes de las NRM promedio por sitio, Tabla 6.4, puede notarse que existen diferencias hasta de un orden de magnitud, como es el caso de *n15* y *16* comparados con *am3* y *am4*, de *n17* con *am2* e *i1* y de *n18* con *am5*. Lo anterior implicaría que no son el mismo flujo, por lo que su agrupamiento por direcciones podría deberse a que se originaron en un corto intervalo de tiempo.

a) n15-6



b) n16-1

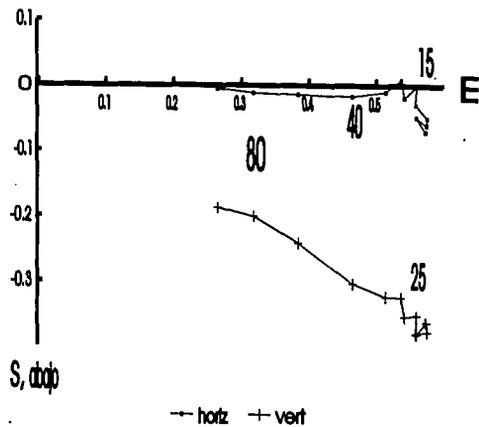
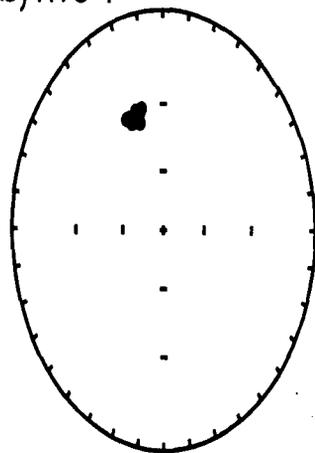
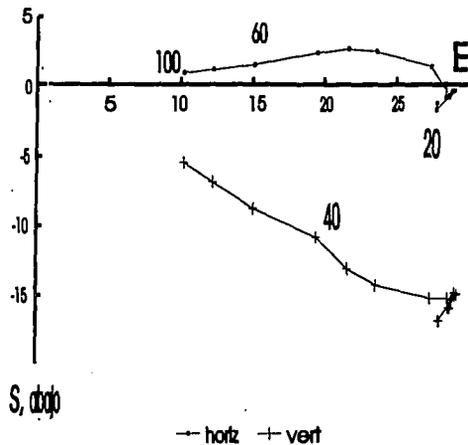
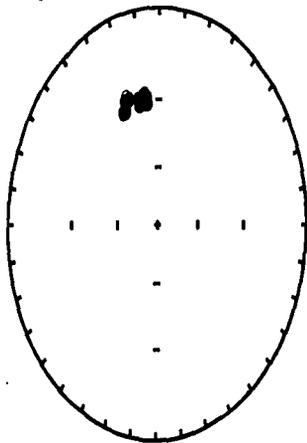


Fig. 6.6 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras

a) n15-6

b) n16-1

a) am3-f



b) am4-c

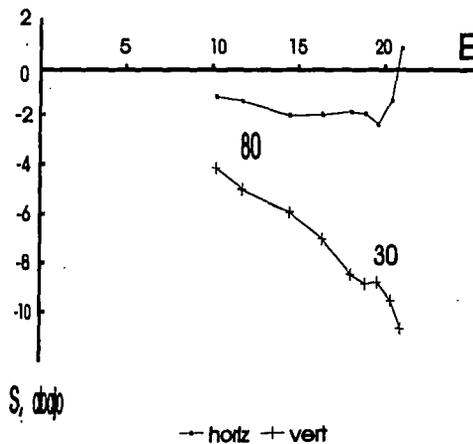
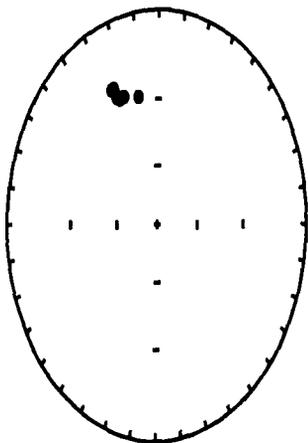
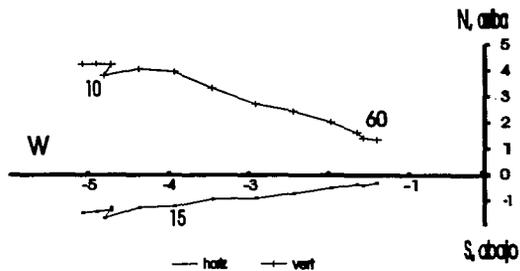
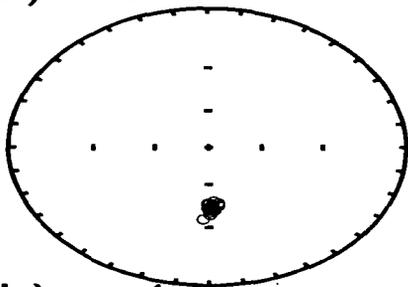
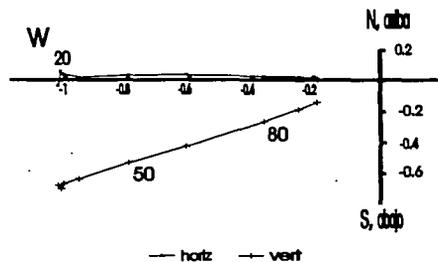
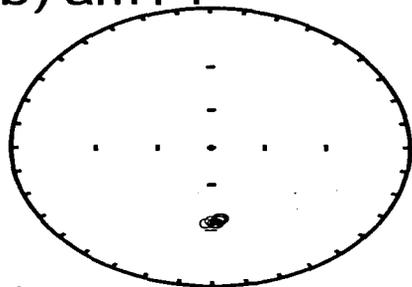


Fig. 6.7 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras  
a) am3-f  
b) am4-c

a) n18-4



b) am1-i



c) am5-c

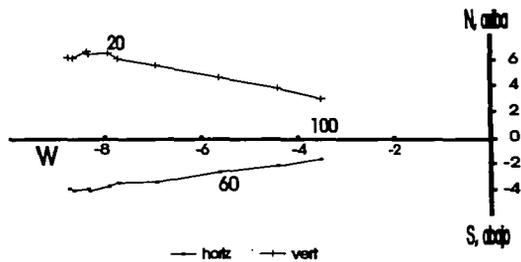
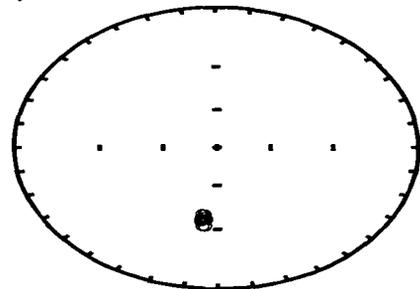
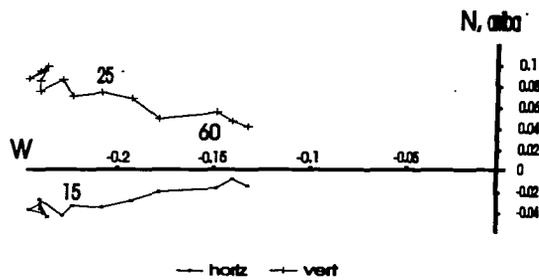
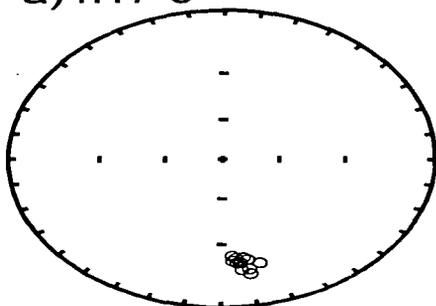


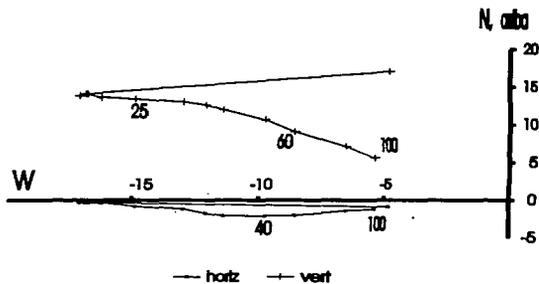
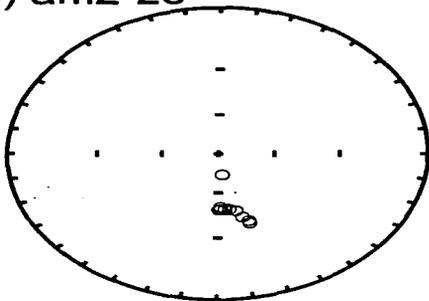
Fig. 6.8 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras

- a) n18-4
- b) am1-i
- c) am5-c

a) n17-6



b) am2-2e



c) i1-1

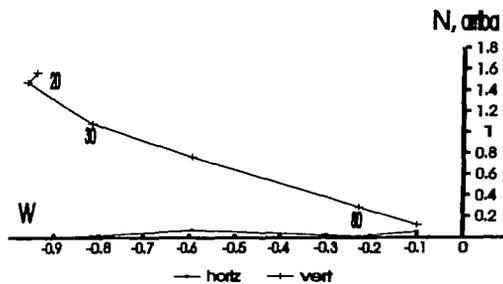
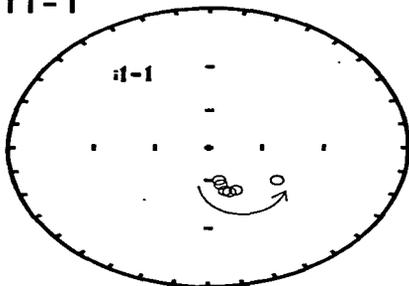


Fig. 6.9 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras  
 a) n17-6  
 b) am2-2e  
 c) i1-1

**6.3.2 Sitios en el sector norte del graben de Acambay (i1, i2, i3, i4, i6, i7, n3, n23, am2, am3, am4, am5, am6, am7, am8.)**

El sitio *i1*, pertenece a la Ignimbrita Amealco, fechada en 5 Ma (Silva-Mora, 1979), lo que en la Escala de polaridad geomagnética corresponde a inversa, concordando con los datos obtenidos. El sitio presenta una alta coercitividad, con una dirección primaria estable que en todas las muestras fue prácticamente destruida durante el tratamiento (Figs. 6.9c).

El sitio *i2*, depósito andesítico clasificado como Andesita Yondejé, al igual que *i1*, muestra alta coercitividad y una dirección primaria estable tendiente al origen en los DZ (anexo 2) (Figs. 6.10a). Presenta R, del orden de la de *i1*, aproximadamente 12° en sentido contrario a las manecillas del reloj.

Los sitios *i3* e *i4*, se encuentran comprendidos dentro de la unidad Basalto Los Metates, y presentan comportamientos similares, aunque en los DZ de *i4*, se muestran más de una componente, pero ambos tienen una magnetización estable que se acerca al origen en los DZ, por lo que se clasifica como primaria y que son muy cercanas en ambos casos (Figs. 6.10 b y c), de ahí sus similitudes en R, del orden de 12° y sentido a favor de las manecillas del reloj.

Los sitios *i6* e *i7*, de composición riolítica y edad Cuaternaria, están clasificados dentro de la misma unidad, pero muestran comportamientos diferentes. El segundo mostraba una gran dureza y a pesar de que el *i6* se veía más alterado, sus DZ son menos complejos, con una magnetización primaria estable. Por el contrario los DZ de *i7* muestran la presencia de más de dos componentes (Fig. 6.11 b), aunque sí se pudo obtener una primaria estable. Además presentan polaridades opuestas, por lo que deben de haberse generado en períodos diferentes (Fig. 6.11 a y b). Los valores de su parámetro R son mayores de cero, pero si se toman en cuenta los errores  $\Delta R$  (anexo 2,  $\Delta R_r$ ), sus intervalos de confiabilidad se intersectan en un intervalo muy pequeño (0.1°).

El sitio *n23* es un flujo basáltico muy joven, que se encuentra en contacto con una ceniza que le sobryace. Muestra polaridad invertida y una R antihoraria de 6°. Presenta muy alta coercitividad y una magnetización primaria muy estable (Fig. 6.12 a).

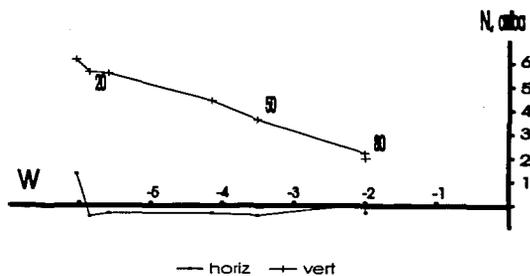
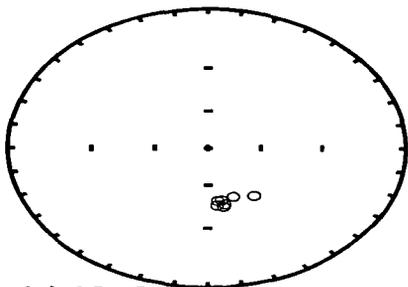
El sitio *n3*, reportado como domo dacítico asociado a vulcanismo ignimbrítico presenta una magnetización muy estable en todas sus muestras, lo que trae en consecuencia que el polo del sitio tenga una  $K$  grande y un  $\alpha_{95}$  pequeño (anexo 2) (Fig. 6.12b). Su R es del mismo orden que otras de la parte norte (decenas de grados) como por ejemplo la *i1*.

Los sitios *am2* a *am5* son pertenecientes a la Toba Amealco (Aguirre-Díaz, et al., 1995) y clasificados en 3 grupos: Amealco 0 (*am3* y *am4*), Amealco I (*am5*) y Amealco II (*am2*), que corresponden a 3 de cuatro estados de actividad de la caldera.

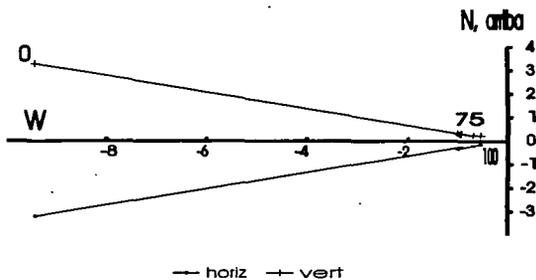
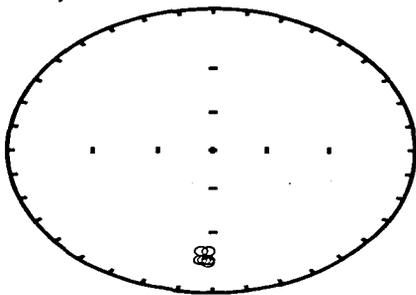
Los sitios *am2* (Fig. 6.9 b) y *am5* (Fig. 6.8 c) con polaridades normales y *am3* y *am4* (Fig. 6.7 a y b) con reversa. Los sitios presentan magnetizaciones muy estables tendientes al origen, pero ninguna de las muestras llegó a éste durante el tratamiento (Figs. 6.9 b, 6.8 b y c, 6.7 a y b).

Todas las unidades muestreadas presentaron rotaciones tanto en sentido contrario como a favor de las manecillas del reloj, aunque en muy diferentes montos. Esto es posible atribuirlo a efectos locales, dada su ubicación, nótese por ejemplo en *am4* y *am5* el cambio brusco de dirección de la falla Epitacio Huerta, en ese punto. *am4*, muestreada en el mismo lugar que *am5* pero más arriba estratigráficamente, rotación antihoraria y *am5* horaria del mismo orden, unos 10°.

a) i2-3



b) i3-6



c) i4-7

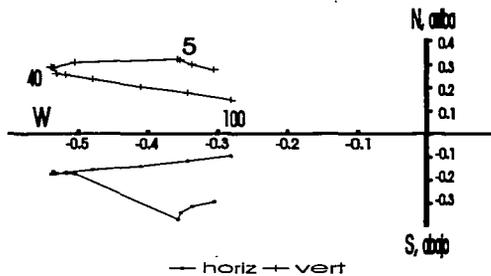
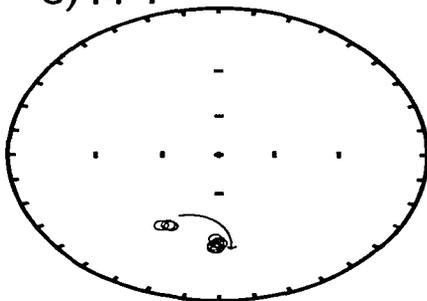
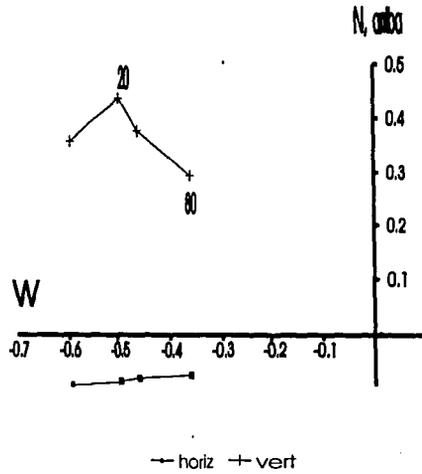
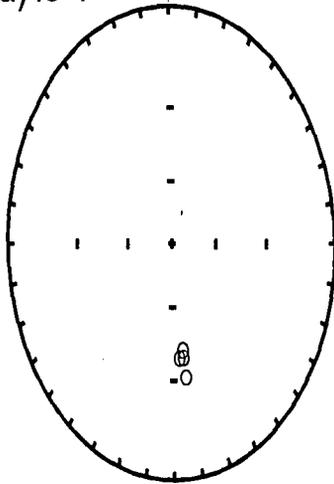


Fig. 6.10 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras  
 a) i2-3  
 b) i3-6  
 c) i4-7

a) i6-4



b) i7-3

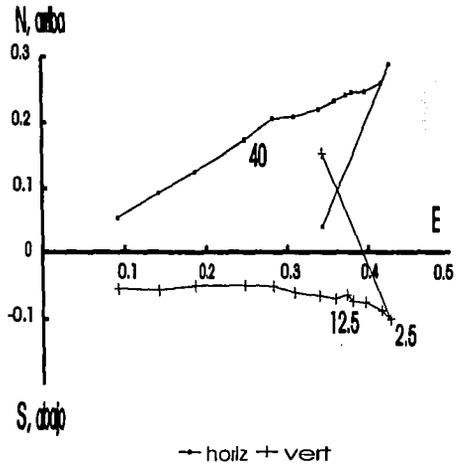
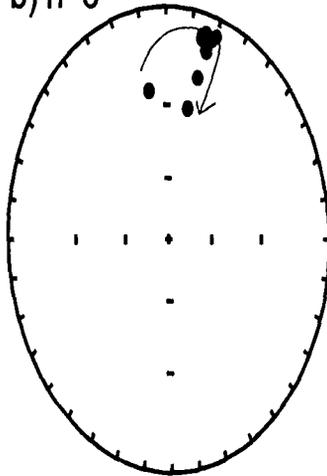
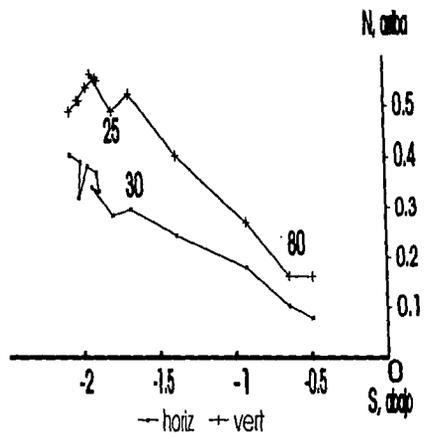
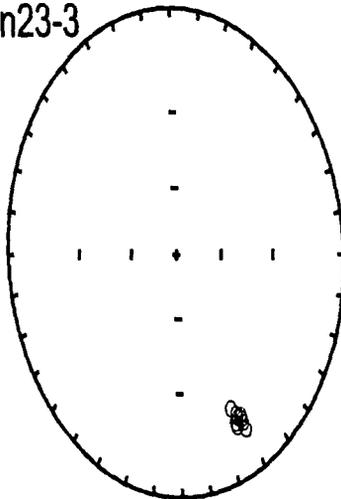
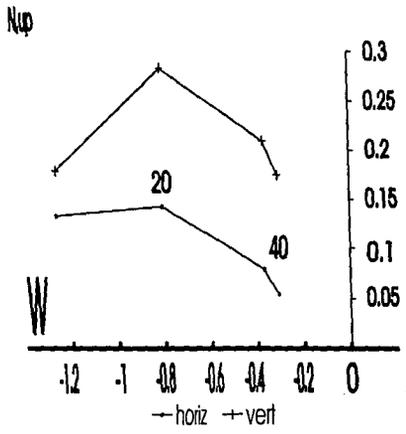
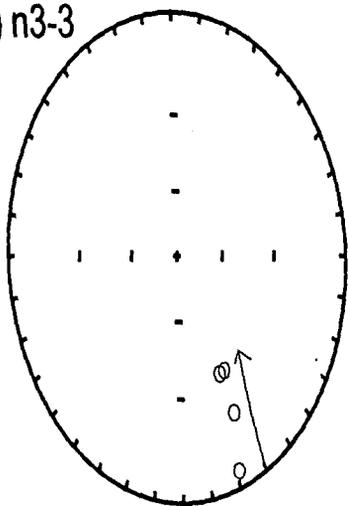


Fig. 6.11 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras  
 a) i6-4  
 b) i7-3

a) n23-3



b) n3-3



6-20

Fig. 6.12 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras  
 a) n23-3  
 b) n3-3

Como ya se mencionó con anterioridad Aguirre-Díaz et al.,(1995) relaciona a estas unidades con la Ignimbrita Las Américas en la parte sur del graben (véanse sitios *n15,n16,n17,n18* y *am1*)

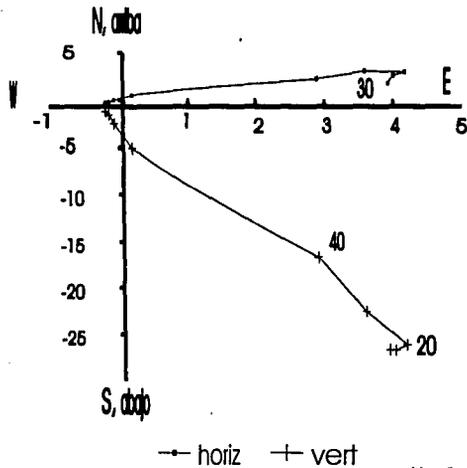
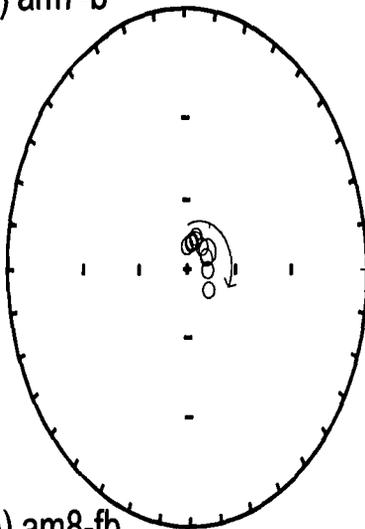
El sitio *am7*, corresponde al Basalto Las Hormigas (Aguirre-Díaz, et al. ,1995), proveniente del volcán del mismo nombre y situado al NW de la caldera de Amealco. Su comportamiento en general denota la presencia de más de una componente de magnetización (Figs. 6.13 a).

El sitio *am8*, está colectado en la ignimbrita Huichapan, productos de la caldera del mismo nombre y ubicada al NE del graben. Su comportamiento denota muy alta estabilidad, lo que se refleja en los diagramas de Zijderveld como también en el pequeño  $\alpha_{95}$  (Figs. 6.13 b).

En el sector norte, hay rotaciones tanto a favor como en sentido contrario a las manecillas del reloj, del orden de  $10^\circ$ , lo que podría estar reflejando efectos de tipo local, como cambios bruscos en el rumbo de las fallas.

En la Fig. 6.14 se muestra en resumen las direcciones promedio por sitio y el polo Mn1 con la dirección promedio para el área, sin los sitios *n2,n6,i5,i7* y *am7* por las razones expuestas en la Tabla 6.1.

a) am7-b



b) am8-fb

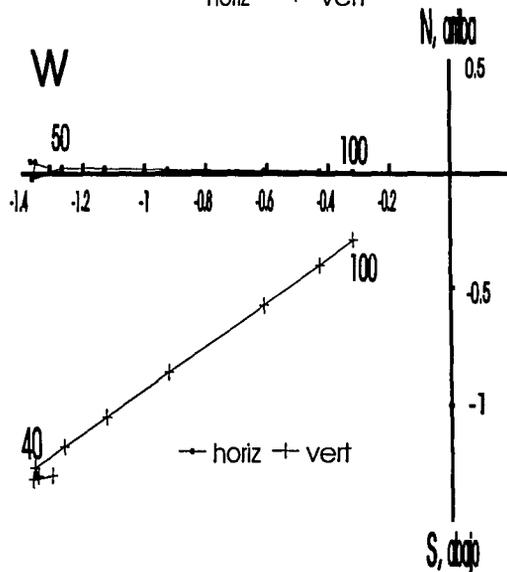
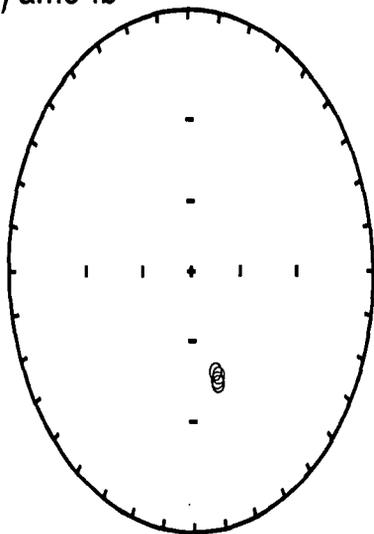


Fig. 6.13 Diagramas estereográficos y de Zijderveld de las muestras

a) am7-b

b) am8-fb

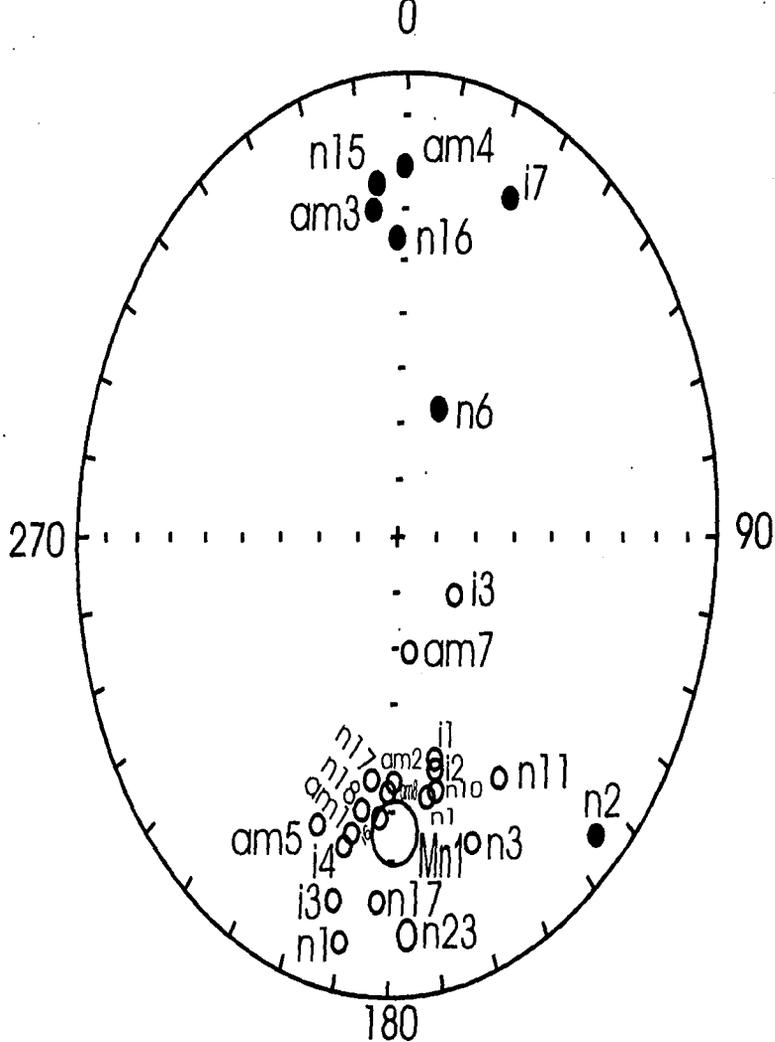


Fig. 6.14 Diagrama estereográfico que muestra los polos por sitio y el polo Mn1 ( $177^{\circ}, -38.9^{\circ}$ ) que corresponde a la dirección promedio para el área, exceptuando los sitios n2, n6, i5, i7 y am7.

### 6.3.3 Dominios Tectónicos

Como se puede observar en la Fig. 6.1, los sitios muestran agrupamientos geográficos aparentes de acuerdo a su comportamiento paleomagnético.

En la parte centro sur se encuentran los sitios am1, n17, n18, i6, n1 y n4, todos ellos con parámetros R mayores que cero (entre 1.8 y 13.8°) y cuyo valor promedio es de 7.5. Este dominio es cruzado por la falla Pastores, reportada con desplazamiento lateral derecho (Suter et al., 1992 y Astiz, 1980).

A su vez en este dominio se forman dos subgrupos, a) am1, n17 y n18 y b) n1, n4 y n6. De acuerdo con Silva-Mora (1979), am1 y n17 pertenecen a una misma unidad: ignimbritas miocénicas y n18 domos dacíticos miocénicos, paleomagnéticamente tienen la misma polaridad, negativa y valores prácticamente indistinguibles en declinación. El grupo b se caracteriza por estar en escarpes de falla y por tanto contar con  $\alpha_{ns}$  grandes (a excepción de n1). Sus rotaciones varían en montos lo que puede reflejar además efectos locales. Aguirre-Díaz (1993b) propone que los sitios am1, n17 y n18 son parte de la ignimbrita Amealco, y por tanto comparables con los sitios am2, am5 e i1 de la parte norte del graben. Los resultados como es claro son prácticamente iguales, pudiendo de igual forma agruparse en: 1) n17 con am2 e i1, 2) am1 y n18 con am5; lo que de acuerdo con Aguirre-Díaz, G. et al. (1995) corresponde a 1) Amealco 0 o ignimbrita las Américas y 2) Amealco I.

Pero debe mencionarse que dicho agrupamiento no es sustentado por los valores obtenidos de la intensidad de la NRM (Tabla 6.4). Esto puede interpretarse como resultado de una etapa activa de tipo caldérico en ambos lados del graben, durante el mismo período de tiempo, ya que además no existen evidencias de ignimbrita en el interior del graben. Y que como interpretó Fries et al. (1977), el origen de la ignimbrita en la parte sur del graben podría ser la depresión en la que actualmente se encuentra la Presa Brockman, caldera Mazahua o la caldera Purua (Soler et al., 1993).

En el centro y suroeste del graben se encuentran los sitios n23, n11, n10, n7, n15 y n16. Todos ellos presentan rotaciones contrarias a las manecillas del reloj y, a excepción de los dos últimos, son depósitos cuaternarios (Silva-Mora, 1979) con polaridad reversa. Su R promedio es de -14.4. El dominio contiene a la falla Venta de Bravo donde de acuerdo con la presencia de estructuras sigmoidales S (Schreus, 1994) se infiere desplazamiento lateral derecho, no así en las mediciones de estrías (Suter et al., 1992). n15 y n16 son clasificadas como ignimbritas Miocénicas (Silva-Mora, 1979) y de acuerdo con Aguirre-Díaz (1993b) son parte de la ignimbrita Amealco. Dadas las direcciones obtenidas, pueden asociarse con am3 y am4 o Amealco II. Dentro de este dominio se observa también que el monto del parámetro R es mayor en el interior del graben.

Un tercer dominio es el de la parte norte y centro-este del graben. En su mayoría sitios sobre la ignimbrita Amealco y en su totalidad de edad miocénica: sitios am4, am7, am3, am2, am8, i1, i2 y n3. Todos con rotaciones antihorarias, con promedio de -13.3. Obsérvese como el río Lerma-Santiago y el Sistema Querétaro-Taxco, parece ser una de sus fronteras (el caso de i6 y n3). En su interior se encuentran las fallas Epitacio Huerta y Acambay-Tixmadejé, las que se encuentran conectadas por un salto de falla derecho (Suter et al., 1992).

Por último se encuentran los sitios i3 e i4, dentro de la unidad Basalto Los Metates y en la parte centro-este del graben, con rotaciones del orden de 12° a favor de las manecillas del reloj.

Se graficó el parámetro R contra el F (Fig. 6.15), donde puede observarse que existe una tendencia entre ambos parámetros. También se graficó el parámetro R contra la distancia a los escarpes (Fig. 6.16), donde también se observan los dominios antes mencionados.

Con base en estos agrupamientos se desarrolla a continuación un análisis de los datos obtenidos y los posibles mecanismos de rotación sobre ejes verticales, mecanismos adoptados para explicar las anomalías en la declinación o R y tomando como base de su existencia la presencia de fallas sigmoidales y que en el caso de ser S o Z indican el sentido de la rotación (S en contra de las manecillas del reloj y Z a favor de las mismas) (Schreurs, 1994).

## R vs F

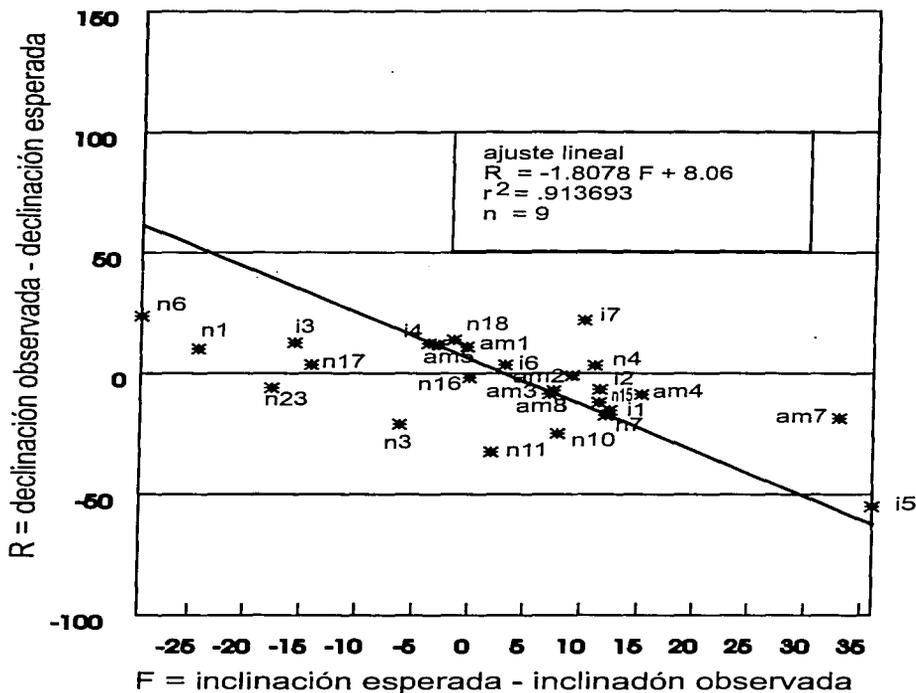
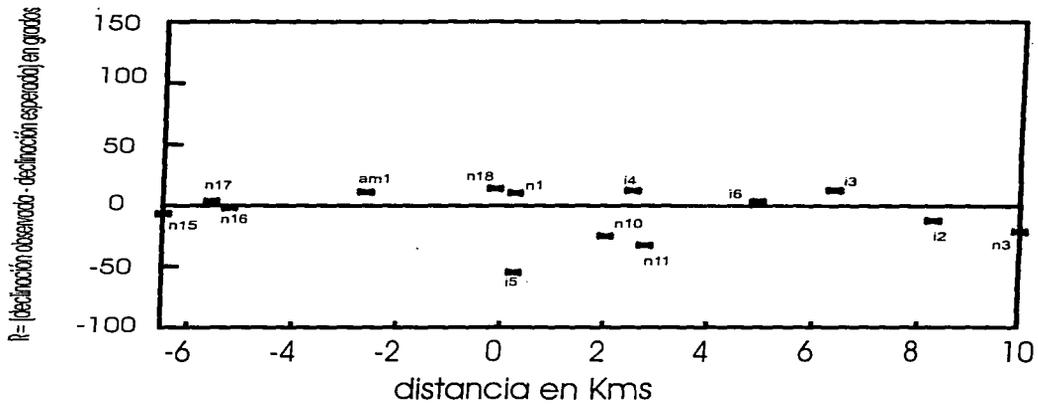


Fig. 6.15. Gráfica del parámetro R contra F, donde se observa una tendencia lineal entre ambos. La tendencia fue proximada por el método de mínimos cuadrados y como puede observarse obteniéndose un buen ajuste.

## R vs distancia a escarpe sur



## R vs distancia a escarpe norte

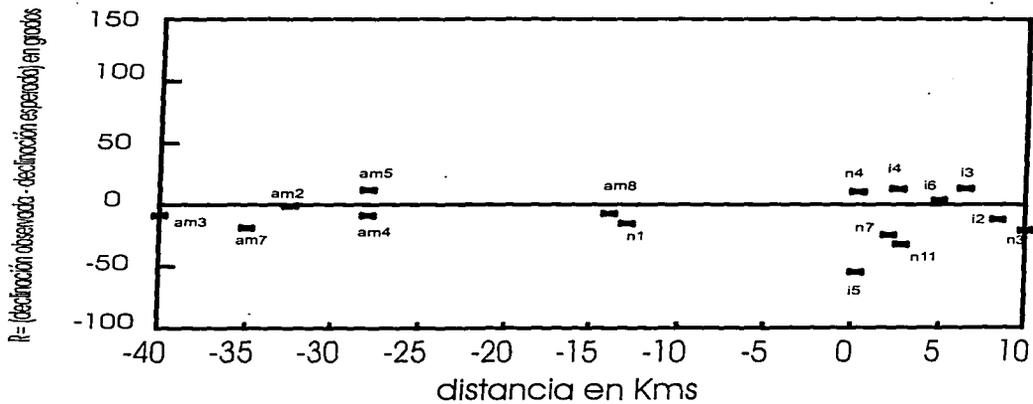


Fig. 6.16. Gráficas del parámetro R (declinación observada- declinación esperada) contra la distancia a los escarpes principales de la zona de estudio.

#### 6.3.4. Modelos de Rotación sobre Ejes Verticales

##### a) Modelo de bloques de deformación distribuida por fallamiento (McKenzie y Jackson, 1986)

Es un modelo bidimensional. La zona de deformación se representa por bloques rígidos atados por pivotes a las placas rígidas de cada lado. Las fronteras entre los bloques se representan por fallas. Y ambas placas están en movimiento relativo y moviéndose por separado, con componentes instantáneas de velocidad  $-2T\alpha$ , normal a la zona de deformación y  $W\alpha$  paralela a ésta. Asumiendo que los bloques se mueven rigidamente. La rotación entre bloques y las placas rígidas se lleva a cabo por deformación interna, dentro de los bloques limitados por fallas.

Al analizar el movimiento relativo entre las placas, éste puede describirse como una rotación sobre los pivotes que están en la placa 2. Como la distancia entre dos pivotes sobre cada bloque es constante, el vector velocidad de la placa 1 es normal al rumbo de las fallas y por tanto:

$$\tan \theta = \frac{-W}{2T} \quad ..6.1$$

si la rotación angular de los bloques es  $\frac{d\theta}{dt}$ , la velocidad de la placa 1 con respecto a la 2 es  $(\alpha / \sin \theta) d\theta / dt$ , en la dirección de la flecha sin relleno de la Fig. 6.17. La componente de la velocidad paralela a las fronteras de la zona de deformación será  $W\alpha$  sólo si  $\frac{d\theta}{dt}$  es igual a  $W$ . Dados una  $W$  y una  $T$  para la zona hay una sola posible orientación de las fallas o para que la deformación sea distribuida.

De la Fig. 6.17, debe resaltarse que las fallas limitantes de los bloques presentan desplazamiento lateral izquierdo, pero la zona de deformación lo presenta derecho. Los vectores de desplazamiento sobre las fallas dentro de la zona de deformación no pueden ser usados para inferir el movimiento relativo entre las placas que limitan la zona de deformación.

Una variación de este modelo es propuesta por McKenzie y Jackson, (1983), en el cual los bloques no están atados a las fronteras de la zona de deformación, pero contiene bloques pequeños comparados con el ancho de la zona y flotan en él. Si el movimiento relativo entre las placas es el mismo que el de la Fig. 6. 17, y si no hay movimiento de material sobre el rumbo de la zona,

$$\tan \theta = -W/4T \quad ..6.2$$

$$\frac{d\theta}{dt} = W/2 \quad ..6.3$$

La principal diferencia entre el modelo flotante y el atado a pivotes deriva en el tamaño de los bloques, siendo más adecuado el flotante si los bloques son pequeños.

Bajo estas premisas se muestran algunos resultados, donde:

$\theta$  es el ángulo con que incide la placa de Cocos en el sitio.  $W\alpha$  se calcula como la componente este de la velocidad de incidencia en la proyección de un punto del área sobre la costa, en este caso 60 mm/año y de componente 22.31 mm/año y  $\varphi$  es el ángulo que forma el sistema Querétaro - Taxco con las fallas E-W y que son utilizadas como los límites del bloque.

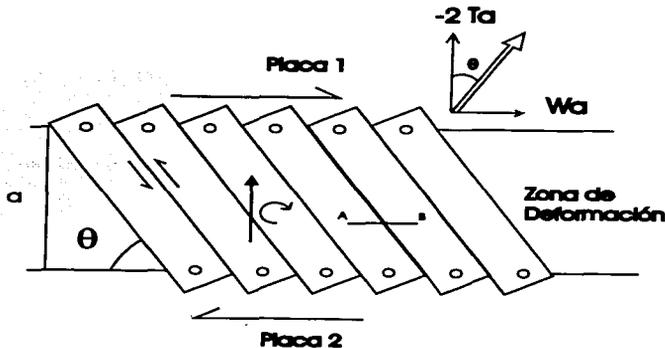


Fig. 6.17. Modelo de bloques fijos a los extremos. El ancho de la zona de deformación es  $a$ . El movimiento relativo de la placa 1 respecto a la 2 se da por la flecha sin rellenar, con componentes  $-2Ta$ , normal a la zona y  $Wa$  paralela a ella.  $2T$  es la cantidad de engrosamiento cortical, y es negativa si es extensión. El vector de desplazamiento entre bloques adyacentes se muestra por la flecha negra, e involucra tanto desplazamiento normal como lateral izquierdo. Los bloques rotan en sentido antihorario.

Tabla 6.5. Rotaciones inferidas del modelo de McKenzie y Jackson, 1986

dominio	$\varphi$	$\theta$	Ancho(a) (Km)	W °/Ma	R en °/Ma Fijo	R en °/Ma Libre
I	25	21.83	45	28.4	-28.4	-14.2

El dominio I corresponde a la totalidad de la zona estudiada.

Podemos observar que los valores obtenidos (Tabla 6.5) son coincidentes en orden de magnitud con el valor promedio obtenido para las rotaciones antihorarias del área  $R = -14.4 \pm 12.4$  y  $-13.3 \pm 14.1$  (donde dada la dominancia de polaridades negativas se infiere que las edades son mayores a 0.7Ma). De lo anterior se podría deducir que la subducción de la placa de Cocos es el mecanismo dominante impulsor de las rotaciones, y el régimen de desplazamiento lateral izquierdo es regional.

Es clara la influencia del ancho de la zona de deformación  $a$  en las estimaciones de las rotaciones. Los resultados deben complementarse con una mayor cantidad de mediciones tanto al norte como al sur de la zona estudiada para determinar el área de deformación.

El ángulo  $\varphi$  y  $\theta$ , son coincidentes, lo que es una sustentación para el modelo, sugiriendo que este mecanismo de deformación ha reactivado antiguos sistemas de fallas, en este caso el Querétaro-Taxco. El ángulo que forman con el sistema actual de fallas E-W ( $\theta$ ) limita el monto de rotación  $d\theta/dt$ .

El mayor mérito de estos modelos es su simplicidad, al ser bidimensionales.

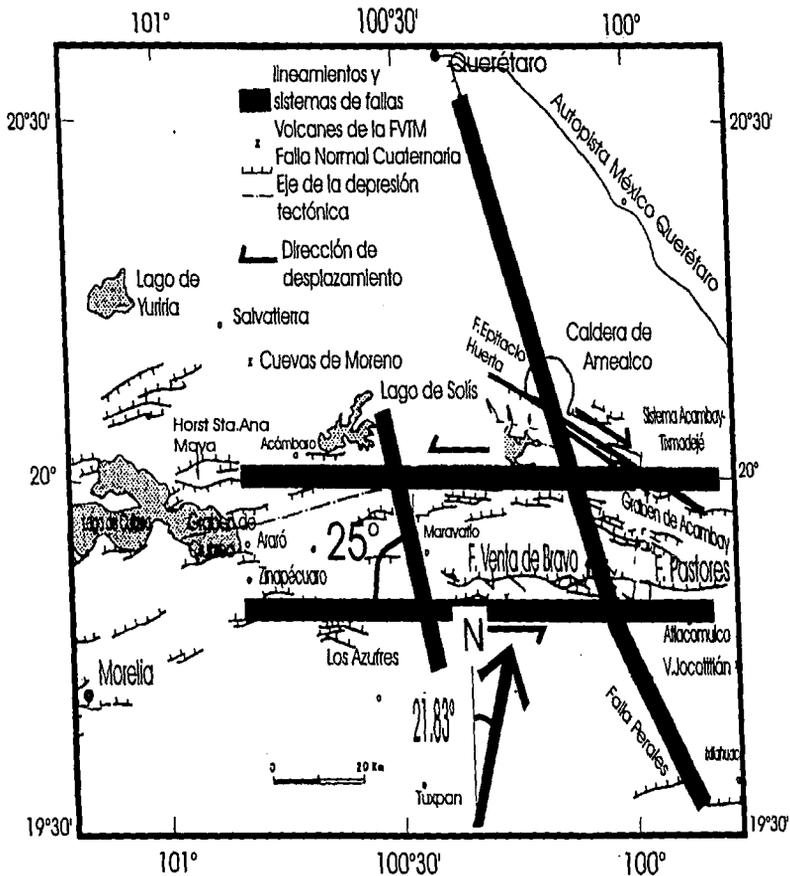


Fig. 6.18. Mapa del área de estudio donde se muestran gráficamente los parámetros empleados en los modelos de rotaciones de bloques sobre ejes verticales.

b) McKenzie y Jackson (1983, 1986) y Luyendyk et al. (1980, 1985)

Como se muestra en la Fig. 6.19 es una variación del modelo anterior. La convergencia oblicua es totalmente absorbida por rotaciones de bloques rígidos largos que se extienden por todo el dominio de la zona sujeta a cizalla (McKenzie y Jackson, 1983, 1986; Luyendyk et al. , 1980,1985). Las Figs. 6.19 a y b muestran un esquema en el cual ocurre un desplazamiento oblicuo entre los bloques, de forma que la dirección de desplazamiento relativo entre bloques es perpendicular a la zona de deformación. La pérdida de superficie se acomoda por engrosamiento de la corteza. En este caso las terminaciones de los bloques están limitadas a moverse con los márgenes de la zona de deformación y están atados a éstos. En este caso no hay movimiento neto de material sobre el rumbo de la zona (la línea que une A y B no cambia de longitud). La configuración punteada en la Fig. 6. 19 a muestra las posiciones del bloque superior y de la frontera de la zona como queda finalmente, Fig. 6. 19 b. La velocidad de la placa B con respecto a la de la placa A (flecha sin relleño), puede descomponerse en dos, una perpendicular a la zona de deformación  $2Ta$  y una paralela a la misma.  $2T$  es la razón de alargamiento o  $-2T$  si es acortamiento y  $a$  es el ancho de la zona. Siendo  $W$  en este caso el monto de rotación de los bloques con respecto a las fronteras.

La  $W$  calculada es la misma que la presentada en la *Tabla 6.5* y evita la extrusión lateral de material con engrosamiento cortical. De los resultados del capítulo de gravimetría, hay evidencia de engrosamiento cortical hacia el E de la FVM, donde las rotaciones son mayores.

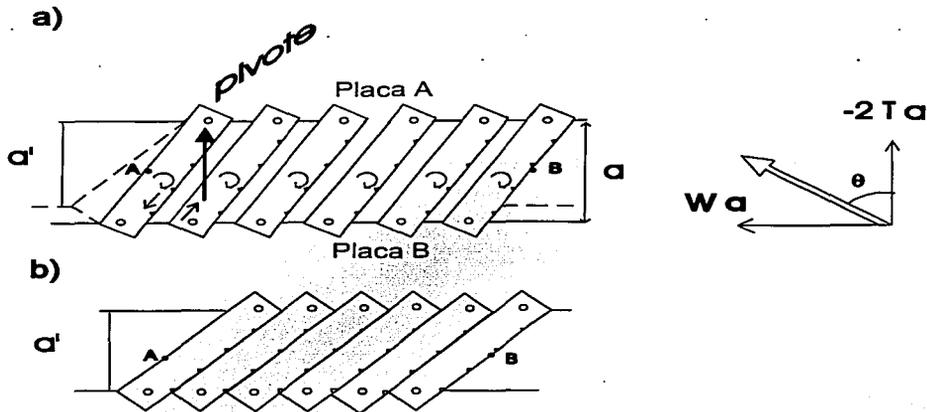


Fig. 6.19. Modelo de McKenzie y Jackson (1983,1986) y Luyendyk et al. (1980,1985)

c) Modelo de Ron et al. (1984)

Se sugiere, de acuerdo a los criterios de fracturamiento quebradizo (Anderson, 1951) que las fallas de desplazamiento lateral se forman cuando los esfuerzos principales menor y mayor son horizontales y el intermedio es vertical. Lo anterior predice la existencia de dos conjuntos de fallas conjugadas (Fig. 6.20 a). Cambiando la configuración original con la subsecuente deformación progresiva. Un modelo simple se muestra en la Fig. 6.20 b. Freund (1970 a y b, 1974) y Garfunkel (1974) muestran que para mantener el contacto con la frontera del dominio de falla los bloques deben rotar y que el sentido de rotación será opuesto al del desplazamiento de la falla.

La relación geométrica entre el desplazamiento  $d$  a lo largo de la falla ( $>0$  si es lateral derecho) el ancho del bloque fallado  $w$ , el ángulo inicial  $\alpha$  entre las fallas y la frontera del dominio y el ángulo de rotación  $\delta$  (positivo si es antihorario) está dado por (véase Fig. 6.21):

$$\frac{d}{w} = \frac{\text{sen } \alpha}{\text{sen } \alpha \text{ sen}(\alpha - \delta)} = \cot(\alpha - \delta) - \cot \alpha \quad \dots 6.4$$

La razón de cambio de longitud de los dominios fallados paralelos a sus fronteras sobre los cuales las fallas terminan es:

$$\frac{l}{l_0} = \frac{\text{sen } \alpha}{\text{sen}(\alpha - \delta)} \quad \dots 6.5$$

El mecanismo de deformación dentro de cualquier dominio de falla es por cizalla simple, pero cuando se ve externamente es más complejo debido a la rotación. Además del esfuerzo, las dimensiones del dominio paralelo y perpendicular a sus fronteras cambian de acuerdo a la ecuación 6.5. La deformación semejando cizalla pura puede darse cuando la frontera que separa dos dominios de fallas conjugadas bisecta el ángulo entre las fallas y retiene su dirección. Entonces como, la deformación progresa, las fallas rotan de forma tal que el ángulo que encierra el eje principal de acortamiento se incrementa. La terminación de las fallas de un conjunto dado en las fronteras de su dominio puede ser compleja.

En experimentos en yeso, Hoppener et al. (1969), encuentra que las fallas tienden a terminar por arqueamiento, de forma que el movimiento de desplazamiento lateral se transforma en desplazamiento de echado o deformación difusa. Freund (1974) mostró también que las fallas pueden terminar por derrame o en chafalán. En estos casos las rotaciones de fallas pueden disminuir hacia el final de las mismas.

Una de las dificultades de este modelo en su forma más simple es el cómo acomodar la rotación diferencial sobre un eje horizontal entre un terreno extendido y basculado y su margen estable o horst block. Más aún, requiere que todas las fallas estén activas simultáneamente a lo largo de toda la zona con el mismo echado y cantidad de basculamiento de sus bloques limitados por fallas, mientras que el basculamiento y la extensión varían en tiempo a lo largo de la zona. Muchas de estas dificultades se resuelven si las fallas no son perfectamente planas o si los bloques que ellas limitan no son perfectamente rígidos sino que se deforman internamente por fallamiento a pequeña escala, plegamiento o flujo. Es posible obtener relaciones cuantitativas entre la cantidad de desplazamiento  $d$ , el ancho del bloque rotado  $w$ , medidas en campo y el ángulo inicial  $\alpha$  entre las fallas y la frontera del dominio y el ángulo de rotación  $\delta$  (positivo en contra de las manecillas del reloj). En este caso la suposición que emplearemos será de tipo regional y obtendremos la relación de  $d/w$ , con  $(\alpha - \delta)$  de  $25^\circ$ , que es el ángulo que forma el sistema Querétaro -Taxco y como ángulo de rotación el valor promedio antihorario obtenido para la zona ( $-12.4^\circ$ , Tabla 6.2).

Rotación	Parámetros	resultados
antihoraria	$R = \delta = -12.4$ $\alpha = 37.4$	$d/w = -0.837$ $l/l_0 = 1.4372$
horaria	$\alpha = -32.1$ $R = \delta = 7.1$	$d/w = -0.550$ $l/l_0 = 1.546$

Tabla 6.6. Resultados obtenidos del Modelo de Ron et al. (1984)

En este modelo, el problema es la falta de evidencia de fallas conjugadas, aunque podrían estar cubiertas por los depósitos lacustres. El modelo prevé la existencia de rotaciones tanto horarias como antihorarias. El desplazamiento lateral izquierdo implicaría la extensión perpendicular a la estructura del graben.

Este modelo parece el más cercano a la realidad, ya que de acuerdo a Ferrari et al. (1990), la zona entre los 19°25' a 21°N y 100°15' a 101°40'W, sufrió tres etapas de deformación (capítulo 5). Esta zona comprende parte del área de estudio y concuerda con los resultados paleomagnéticos y estructuras presentes en el área.

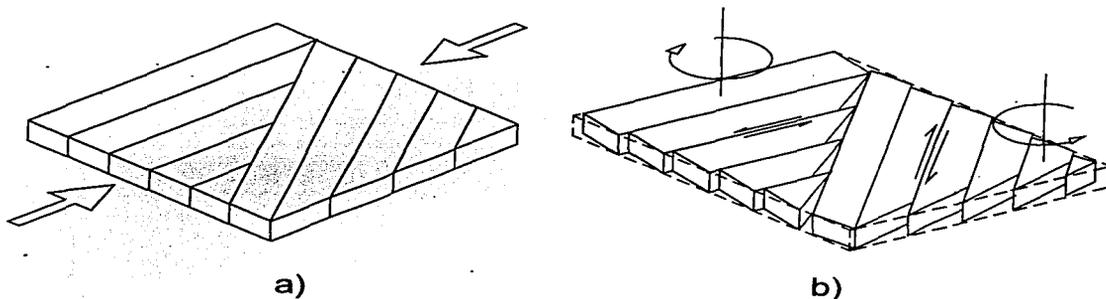


Fig. 6.20 Modelo de tres dimensiones que ilustra la actividad simultánea de desplazamiento lateral y rotación de bloques. a) estado inicial, b) estado final. Un conjunto de fallas laterales izquierdas rota en sentido horario y otras laterales derechas en sentido antihorario.

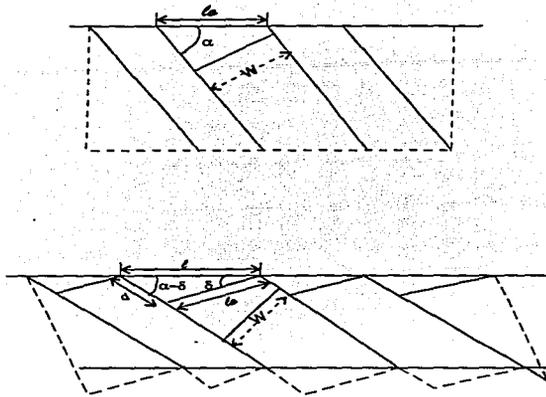


Fig. 6.21. Modelo geométrico que muestra la relación cuantitativa entre el desplazamiento lateral y la rotación de bloques.

d) Bloques elipsoidales, Lamb(1987)

Si se efectúan rotaciones de bloques rígidos de corteza y se acoplan a la deformación continua de la corteza profunda y el manto, entonces se obtienen montos diferentes de rotación dependiendo de la forma de los bloques (Lamb, 1987). El caso más simple es en el que los bloques son equidimensionales, para los que el monto de rotación debe ser de  $W/2$  (McKenzie y Jackson, 1983).

Otro caso es el de bloques largos y delgados que son acarreados por un sustrato con deformación homogénea. Lamb(1987) considera un bloque rígido elipsoidal embebido en un fluido viscoso que sufre deformación homogénea (Fig. 6.22). Si el campo de velocidades del fluido es independiente de la posición paralela a las fronteras y no hay convergencia o divergencia neta paralela a la zona de deformación, entonces la dirección de movimiento relativo entre bloques elípticos de dimensiones y orientaciones similares es ortogonal a las fronteras de la zona de deformación viscosa. Por analogía si la deformación viscosa a profundidad es la causa de las rotaciones de bloques rígidos largos, delgados y paralelos en la corteza superior, los azimuths de los vectores serían perpendiculares a las fronteras de la zona.

El monto de la rotación es:

$$R = \frac{W}{2} \left[ \left( \frac{1-k^2}{1+k^2} \right) (\cos 2\varphi + \tan \theta \sin 2\varphi) - 1 \right] \quad ..6.6$$

donde  $k$  es la razón entre el eje menor y mayor de la elipse

$\theta$  es el arctan ( $W/2$ )

$\varphi$  es el ángulo entre el eje mayor de la elipse y la frontera de la zona (Fig. 6.22)

En este caso a pesar de ser  $W=0$  (pura contracción o extensión) puede existir una rotación de bloque elíptico con orientación oblicua, ya que en este caso

$$R = -T \operatorname{sen} 2\phi \quad \dots 6.7$$

La ecuación 6.7 se derivó asumiendo que los extremos de la zona de deformación están lejos de las inclusiones elípticas. En este caso, con un apropiado tensor de gradiente de velocidad constante se puede obtener un mecanismo que responda a la orientación actual de los vectores de desplazamiento de los sismos, la rotación promedio inferida de datos paleomagnéticos y la rotación promedio determinada de las velocidades relativas entre sitios mediante interferometría.

Con base en este modelo y considerando como inclusiones elípticas los dominios de rotación anteriormente mencionados, presentamos los siguientes resultados (Tabla 6.7).

dominio	$\phi$	$\theta$	ancho(a) km	largo km	$\omega$ °/Ma	R en °/Ma Lamb
I	25	21.83	45	62.5	28.4	-11.3

Tabla 6.7. Resultados inferidos del Modelo de Lamb (1987)

El dominio I que comprende a toda el área estudiada cumple con el valor promedio de las rotaciones antihorarias, lo que depende claramente de la suposición de que la zona de deformación está comprendida por bloques largos y delgados sumergidos en un fluido viscoso que sufre deformación homogénea. También se supone que los bloques se encuentran lejos de los límites de la zona de deformación, lo que se cumple en el dominio I, suponiendo que el área de deformación es mayor y de ahí que el valor sea cercano al obtenido como promedio.

De los resultados anteriores se concluye que la subducción de la Placa de Cocos es el motor generador que domina la ocurrencia de rotaciones o anomalías en la declinación magnética ya que, al considerarse el área estudiada, en todos los modelos el valor de rotación obtenido es siempre cercano al obtenido como promedio para el área. Es muy claro que no es el único y que deben efectuarse mayor número de estudios, como geología estructural, sísmicos y geodésicos para poder delimitar mejor la aplicabilidad de los modelos.

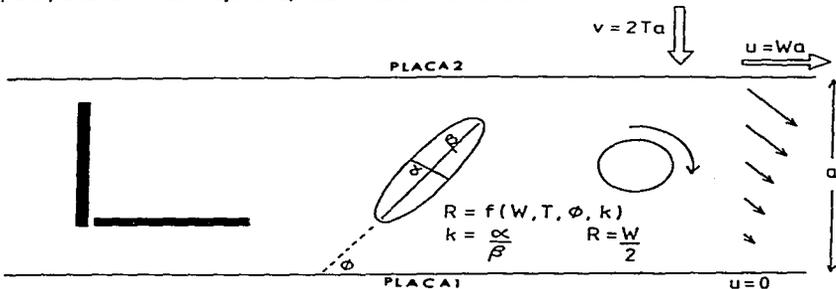


Fig. 6.22. Modelo de Lamb. Comparación entre las rotaciones de la forma elíptica y redonda en un fluido deformándose continuamente que ocupa la zona de espesor entre dos placas rígidas. La cantidad de rotación depende en el caso circular sólo de  $W$ . Pero en el caso elíptico depende de  $W$ ,  $T$ , la forma de la elipse  $k$  y su orientación con respecto a la tendencia de la zona de deformación.

### 6.3.5 Análisis de las fallas de acuerdo con los resultados de Schreurs(1994).

En la parte sur del graben (Fig. 6.1) se ha inferido una componente lateral derecha de movimiento sobre la falla Venta de Bravo. Suter et al.,(1995) interpreta las fallas en echelón como Riedel sintéticas y conectadas a la tendencia E-W de la falla Venta de Bravo, esto cumple con la definición de las "cross faults" (Schreurs,1994), que deben ser menores y de sentido opuesto a las fallas maestras, en este caso la falla Venta de Bravo constituye la falla maestra. También se cumple que el desplazamiento sobre ellas es menor al de las fallas maestras, no son conjugadas con respecto a la maestra, son sigmoidales y en forma de S, lo que implica rotación horaria. Una situación similar se presenta en el sistema Acambay-Tixmadejé y la falla Epitacio Huerta a las que Suter et al.,(1995) también interpreta como Riedel sintético, que más tarde se conectaron al sistema de fallas maestras E-W.

De los resultados de medición de estrías de falla, Suter et al.,(1995) sugiere para el límite sur del graben, en las fallas Venta de Bravo y Pastores una etapa temprana de extensión rotacional, lo que no sucede en el límite norte en el sistema Epitacio Huerta-Acambay-Tixmadejé. En el presente el desplazamiento relativo a lo largo del margen sur del sistema es de tipo lateral izquierdo, lo que concuerda con las observaciones de rotaciones horarias en dicho margen. Pero dado que estas fallas se encuentran en la intersección del sistema de fallas E-W, con el Querétaro-Taxco, NNW-SSE, la orientación, podría ser predeterminada por la presencia de este sistema de fallas más antiguo.

El único dominio que no pudo ser delimitado es el formado por i3 e i4, debido a la falta de datos, tanto hacia el este como al oeste y al no contar con evidencias de fallas en esta zona del graben ni con direcciones de desplazamiento.

### 6.4. Conclusiones

Es notable la abundancia de polaridades reversas, siendo la proporción de 20 a 7. La polaridad reversa correlaciona con los fechamientos disponibles sobre las muestras: sitio i1, 5 Ma, sitio i2, Andesita Yondejé de 13 Ma (Silva-Mora, 1979), sitio am3, 4.61 Ma, sitio am2, 4.65 Ma, sitio am1, 4.71 Ma. y sitio am5, 4.74 Ma, Toba Amealco (Aguirre-Díaz, 1993b).

Las muestras cuaternarias con polaridad reversa tienen edades mayores a 780,000 a, con la única excepción del sitio i7, y por tanto las ubicáramos en el Cron Matuyama (ver Tabla 6.10).

Las muestras pliocénicas, al igual que las cuaternarias son en su mayoría reversas y por tanto con edades mayores a 1.78 Ma (ver Tabla 6.10). Las muestras miocénicas de polaridad reversa corresponden a edades mayores a los 5.17 Ma (ver Tabla 6.10).

De acuerdo con la edad de la roca, que se obtuvo de los estudios geológicos expuestos en el capítulo 5, se obtuvieron los polos esperados para cada sitio, tomándose como referencia el polo de Bruhnes; de allí se calcularon los parámetros R y F (Tabla 6.1), donde valores positivos de R representan rotaciones a favor de las manecillas del reloj y los de F desplazamientos latitudinales.

Los errores tanto en  $R(\Delta R)$  como en  $F(\Delta F)$  son predominantemente dominados por los valores de  $\alpha_{95}$  de los polos medios del sitio.

La Fig. 6. 1 muestra en forma gráfica estos resultados. Se puede observar que existen al menos cuatro dominios de rotación en el área estudiada. Dos horarios y dos antihorarios, y que dicho sentido de la rotación es concordante con las observaciones estructurales y sismológicas disponibles (Suter et al. ,1994, Ferrari et al. , 1990 y Astiz, 1980).

Los dominios son:

1) Zona centro y sur del graben. Sitios i6, n1, n4, n17, n18 y am1, con rotaciones horarias entre 1.8° y 13.8°. Afectada por la Falla Pastores, reportada con desplazamiento lateral derecho (Suter et al., 1995 y Astiz, 1980).

2) Zona centro y suroeste del graben. Sitios n23, n11, n10, n7, n15 y n16 con rotaciones antihorarias entre -1.8° y -32.6°. Se observan las mayores rotaciones en el interior del graben, sitios n11 y n10. El dominio es cruzado por la falla Venta de Bravo, que muestra estructuras sigmoidales "S", pudiéndose inferir desplazamiento lateral derecho, no confirmado por las mediciones de estrías (Suter et al., 1995).

3) Zona norte y centro-este del graben. En su mayoría sitios ubicados sobre la ignimbrita Amealco y en su totalidad miocénicos: am4, am7, am2, am8, i1, n3, i1 e i5. Con valores de R entre -1.0 y -55. En su interior se encuentra el sistema de fallas Epitacio Huerta y Acambay-Tixmadejé, conectados por un salto de falla derecho (Suter et al., 1995).

4) Limite este del graben. Sitios i3 e i4 con R del orden de 12°, ambos sobre el Basalto Los Metates.

La presencia de fallas sigmoidales, tanto tipo "Z" como "S" (Schreus, 1994), es concordante con las direcciones de las rotaciones como con las observaciones estructurales en los dominios considerados. La preexistencia del sistema Querétaro-Taxco claramente influye en la orientación de las fallas como se observa en los resultados del modelado de rotaciones de bloques sobre ejes verticales.

De los modelos de rotaciones sobre ejes verticales, el de Ron et al. (1984) es el que se adecúa más a las condiciones del área, ya que prevé la posibilidad de rotaciones tanto horarias como antihorarias. El problema que presenta es la falta de evidencia de fallas conjugadas, pero podrían estar cubiertas por depósitos lacustres. Sin embargo otros modelos más simples, como McKenzie y Jackson (1983 y 1986) y Luyendyk et al. (1980 y 1985), también son concordantes.

Este modelo es compatible con las tres grandes etapas de deformación propuestas por Ferrari et al. (1990) con base en estudios estratigráficos y estructurales (capítulo 5), y donde se explica la extensión cuaternaria con un modelo de rift pasivo oblicuo.

De los límites aplicados a los modelos de rotaciones sobre ejes verticales se puede inferir que el mecanismo dominante de generación es la subducción de la Placa de Cocos y la orientación del sistema de fallas Querétaro-Taxco como limitante (Fig. 6.18).

Lo anterior, aunado con el análisis de los diagramas para la obtención de las componentes de la magnetización estable que tiende al origen, no puede explicar la desviación en la dirección de magnetización como una componente secundaria no removida, sino más bien a rotaciones de bloques sobre ejes verticales (anexo 3), lo que explicaría también los diferentes montos de rotación entre sitios cercanos.

## Capítulo 7 . Conclusiones Generales

### *Antecedentes*

La Faja Volcánica Transmexicana (FVM) es un arco volcánico Plió-Cuaternario, de naturaleza calco-alcalina, típica de las provincias continentales y de arcos de islas del Circum-Pacífico. La FVM presenta una tendencia WNW-ESE y atraviesa el Continente Norteamericano desde el Pacífico hasta el Golfo de México entre los paralelos 19° y 20°N. Se le asocia genéticamente con la subducción de la Placa de Cocos debajo del margen continental de la Placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana. Algunas de sus características, por ejemplo la falta de paralelismo con la trinchera y la contemporaneidad de magmas alcalinos y calco-alcalinos, continúan creando controversia y por lo tanto siguen desarrollándose nuevos modelos tectónicos y petrológicos, tanto relacionados como no relacionados con la subducción, por lo que las generalizaciones sobre la FVM son especulativas.

El centro de México es una zona interesante ya que en muchos modelos se marca como una frontera entre terrenos y provincias geológicas y entre segmentos de la FVM, inferencias que pueden sustentarse tanto en el tipo de vulcanismo presente, patrones observados: de fallas, de anomalías aeromagnéticas y gravimétricas y de esfuerzos y rotaciones paleomagnéticas.

Dentro del centro de la FVM se encuentra la zona Acambay-Maravatío, que muestra una diversidad de rasgos característicos de una intensa actividad neotectónica, tales como escarpes de falla, alineamiento de estructuras volcánicas, sismicidad (cortical) y cuencas tensionales (pull-apart) (Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 1992).

La zona está formada por una serie de fallas normales casi paralelas: fallas Venta de Bravo, Pastores, Acambay-Tixmadejé, Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro, con dirección aproximada E-W, y que constituyen el límite este del sistema de fallas Chapala-Tula. Las fallas cortan secuencias volcánicas cenozoicas, en su mayoría andesíticas y forman una depresión de alrededor de 15 km de ancho por 60 km de largo y hasta 400 m de altura.

La actividad tectónica de esta zona se manifiesta sísmicamente. Se tiene conocimiento de dos grandes sismos (1912 y 1979), en los que tanto Astiz (1990) como Suter (1992) reportan una componente lateral izquierda, probablemente debida a esfuerzos de campo lejano, causados por cargas aplicadas en la frontera de las Placas de Cocos y Norteamericana, junto con los esfuerzos intraplaca locales debidos a la gran elevación de la FVM sean la causa de las fallas normales que buzan paralelamente al eje del arco volcánico W-E.

A partir de estas consideraciones se han llevado a cabo estudios de esta región. Se consideró que el uso de las herramientas paleomagnéticas permitiría aportar información tanto local como del marco geodinámico regional.

Una vez obtenidos los resultados paleomagnéticos y las determinaciones de los parámetros de rotación, se estudiaron los modelos de rotaciones de bloques sobre ejes verticales. Estos modelos nos llevaron a la necesidad de determinar la estructura cortical, mediante magnetometría y gravimetría, con el fin de definir un modelo cinemático en concordancia con los datos paleomagnéticos y con algunos de los modelos de tectónica regional para la FVM.

El presente trabajo se estructuró en dos secciones denominadas simplemente: Estudios Regionales y Estudios Locales.

En la primera sección se plantea la problemática que presenta la Faja Volcánica Transmexicana se revisan las investigaciones geológicas y geofísicas previas realizadas por nosotros mismos y otros investigadores (cap. 2 y 4) y se efectúa un modelado espectral de anomalías gravimétricas y magnetométricas (cap.3). El resultado de las investigaciones previas aunado con nuevos datos obtenidos en el desarrollo de la presente investigación nos permite formular las siguientes conclusiones:

1) La FVM presenta características paleomagnéticas contrastantes que la hacen divisible en sectores: este, central y oeste. Estos sectores están caracterizados por el monto del parámetro R (diferencia entre declinación observada y esperada). El sector este muestra valores grandes de R, del orden de -15 a -56; el sector central entre -2 y -17o y el sector oeste con valores de R dentro de las incertidumbres estadísticas.

2) La división propuesta en 1, también se correlaciona con otros datos geofísicos.

a) topografía. El sector este se ubica por encima de los 2200 msnm, mientras que los sectores central y oeste tienen una media de 1200 msnm, lo que nos da una diferencia de 1 km.

b) vulcanismo. El sector este se caracteriza por grandes estratovolcanes, en tanto el sector central presenta conos cinderíticos, volcanes de escudo y calderas, y por último el sector oeste con estratovolcanes de menor altitud y dentro de grandes depresiones.

c) tectónica: - La distancia trinchera-arco magmático crece en tamaño de W a E, lo mismo que la velocidad de subducción. Las diferencias en edad de la placa siguen también el patrón W-E, siendo más antiguas hacia el este.

- Las variaciones en el espesor cortical también se relacionan con la sectorización propuesta. En el este tiene un espesor de 50 km, en el central y oeste es menor a 45 km. La frontera entre estos dos últimos y el primero está marcada por una gran anomalía de Bouguer simple de (-250 mG) de orientación NW-SE.

- Patrones de falla: las diferencias en número y orientación observadas (fig.4.6) son las siguientes: el sector este se caracteriza por fallas orientadas N-S, el central por fallas E-W y el oeste por tres grandes depresiones. Se puede inferir que el límite entre el sector oeste y el central está marcado por el cambio de curso del Río Lerma-Santiago, que en la región central tiene una dirección NW-SE y cambia a E-W en Acambay y se mantiene así hasta el Lago de Chapala. El sistema Acambay mantiene una dirección E-W y en la región central.

3) Del análisis de los datos gravimétricos y magnetométricos obtuvimos los siguientes datos:

a) Se observó que la forma general de la anomalía gravimétrica mayor NW-SE podría marcar un límite entre los terrenos Guerrero y Mixteca. Como también reflejar el régimen de esfuerzos causado por la intersección de los dos sistemas de fallas mayores: Querétaro-Taxco y el Chapala-Tula (fallas Acambay-Tixmadejé, Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro al norte, Pastores y Venta de Bravo al sur; capítulo 3).

b) Del análisis espectral de las anomalías gravimétricas y magnetométricas observamos que las profundidades obtenidas en ambos son concordantes (capítulo 3). Se corroboró la tendencia al adelgazamiento de oeste a este de los productos Mio-Pliocénicos calco-alcalinos sobre la FVM (Campos et al., 1990) (capítulo 3).

c) Se aplicó el método de Talwani para dos dimensiones para obtener dos modelos extremos para explicar la anomalía de -250 mG de orientación NW-SE, uno cuyo origen se adjudica a fuentes someras (cuenca) y otro a fuentes profundas (geosutura).

Si el modelo de cuenca fuese válido, la profundidad obtenida del método gravimétrico para la Cuenca de Toluca sería de 6.5 kms, pero debe recordarse que esta estimación es dependiente de los parámetros utilizados en el modelo y que se necesitan mayores restricciones para tal aseveración (capítulo 3).

El modelo de geosutura caracterizado por un mínimo sobre el contacto entre provincias y un máximo sobre la capa más joven es interpretado como un adelgazamiento de la corteza del orden de 5 km. Coincidiendo con la compensación isostática que debe existir dada la altitud de la FVM. Sin embargo debe realizarse un mayor número de estudios para determinar con mayor detalle el estado de balance isostático y el mecanismo de elevación. Este último podría estar relacionado directamente con el bajo ángulo de subducción de la Placa de Cocos, que ocasionaría altos regímenes geotérmicos (91 mW/m<sup>2</sup>) y expansión térmica que se expresaría en vulcanismo y levantamiento (Urrutia-Fucugauchi, 1978, 1984, 1986; Campos et al., 1990 y Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993) (capítulo 3).

Tanto el modelo de cuenca como el de geosutura son idealizaciones extremas, por lo que se puede pensar que el origen de la anomalía se debe a una combinación de efectos someros y profundos. Por tanto es necesario llevar a cabo estudios complementarios que restrinjan las condiciones de frontera para los modelos.

De manera general se puede concluir que la sectorización que se propone a partir de los datos paleomagnéticos queda corroborada con los datos obtenidos a partir del análisis de las anomalías gravimétricas y magnetométricas. Así por ejemplo la anomalía gravimétrica entre la zona este y la central corresponde con el cambio de curso del río Lerma-Santiago en el área del graben de Acambay. Este mismo límite se observa con información topográfica, vulcanismo, patrones estructurales y tectónicos y datos paleomagnéticos (cap.4).

Toda la información obtenida del estudio regional nos lleva a la segunda sección del presente trabajo. Como se ha mencionado antes en este capítulo se eligió para su estudio la zona Acambay-Maravatio, debido a que es una zona situada en el límite entre los sectores central y oeste, propuestos por el análisis regional. El estudio de zonas límites resulta de particular interés por las condiciones que muestran y por el tipo de datos que proporcionan. También fueron de particular interés los resultados obtenidos para un mayor conocimiento de esta zona *per se* y no en cuanto a zona límite, pues la complejidad estratigráfica y rasgos de actividad neotectónica ofrecen grandes posibilidades en estudios de magnetoestratigrafía y determinación de paleodirecciones de magnetización.

Las conclusiones a las que podemos llegar en esta sección son las siguientes:

1) Llama la atención la abundancia de polaridades reversas en una proporción de 20 a 7 ya que se suponía una zona con productos más jóvenes. Los fechamientos disponibles sobre algunas muestras confirman estos resultados como por ejemplo: Sitio 17, 5 Ma. y sitio 12, Andesita Yondejé de 13 Ma (Silva-Mora, 1979), sitio am3, 4.61 Ma, sitio am2, 4.65 Ma, sitio am7, 4.71 Ma. y sitio am5, 4.74 Ma, Toba Amealco(Aguirre-Díaz, 1993).

La polaridad reversa nos permite asignar edades mayores a 780,000 a las muestras cuaternarias que la presentan y por tanto quedarían ubicadas en el Cron Matuyama. Igualmente a las muestras pliocénicas reversas se les puede edades mayores a 2.02 Ma y las miocénicas reversas mas de 5.17 Ma (tabla 6.10).

2) Con base a los estudios geológicos del capítulo 5 se calcularon los polos esperados para cada sitio, tomándose como punto de referencia el polo Bruhnes y de aquí se determinaron los parámetros R (Declinación observada- esperada) y F (inclinación esperada - observada), como también sus incertidumbres estadísticas.

A partir del parámetro R se determinaron cuatro dominios de rotación: dos horarios, el de la zona centro y sur del graben y el del límite este del graben; y dos antihorarios: el de la zona centro y suroeste del graben y el de la zona norte y centro-este del graben. Dichos sentidos de rotación concuerdan con las observaciones estructurales y sísmológicas disponibles (Suter et al., 1994, Ferrari et al., 1990; Astiz, 1980).

Este fenómeno, también presente en otras zonas de deformación, se interpreta como rotaciones de cuerpo rígido sobre ejes verticales en zonas sujetas a esfuerzo cizallante ( McKenzie y Jackson (1983,1986), Luyendyk et al. (1980, 1985), Ron et al. (1984) y Lamb (1987) ).

3) Entre los modelos analizados nuestros datos muestran mayor concordancia con el modelo de Ron et al. (1994), ya que prevé rotaciones tanto en contra como a favor de las manecillas del reloj y el desplazamiento lateral izquierdo implicaría la extensión perpendicular del graben de Acambay. Un problema de este modelo es la falta de evidencia de fallas conjugadas, las cuales podrían encontrarse cubiertas por depósitos lacustres. También muestra empatía con tres grandes etapas de deformación para la parte central de la FVM, del Plioceno al Holoceno, propuestas por Ferrari et al. (1990) (capítulo 2), basándose en análisis estratigráfico y geología estructural.

4) El análisis de los resultados obtenidos mediante los modelos para describir rotaciones sobre ejes verticales conduce a proponer que el mecanismo dominante de generación de rotaciones es la dirección de incidencia de la Placa de Cocos en interacción con el sistema de fallas Querétaro-Toluca-Taxco, de edad Plio-Pleistocena.

5) El análisis de los diagramas para la obtención de las componentes de la magnetización, mostró una magnetización estable que tendía al origen, y por lo tanto no puede explicar la desviación en la dirección de magnetización como una componente secundaria no removida, sino más bien como rotaciones de bloques sobre ejes verticales, lo que explicaría también los diferentes montos de rotación entre sitios cercanos. Sin embargo no deben descartarse otras fuentes para las diferencias angulares como son: la variación secular, deformación interna dentro del dominio rotado, diferencias en edades y tiempos de rotación, efectos de medición y muestreo, complejidades estructurales o una combinación de todas las anteriores.

6) Además como conclusión marginal de esta sección podemos mencionar la siguiente:

- En Aguirre (1993b) se propone que la Formación Las Américas es parte de la Ignimbrita Amealco. Los datos paleomagnéticos obtenidos en nuestra investigación muestran por el contrario diferencias en los valores de NRM hasta un orden de magnitud (tabla 6.4), por lo que se infiere que los depósitos ignimbríticos fueron formados por diferentes fuentes pero dentro de un mismo cron geomagnético.

## Referencias.

- Aguirre-Díaz, G.J., 1990, *The Amealco Tuff: a major explosive vent in the Mexican Volcanic Belt*. Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 22, p. 350 (abst.).
- Aguirre-Díaz, G.J., 1993a, *The Amealco caldera, Querétaro, México: geology, geochronology, geochemistry, and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt*: Ph. D. Dissertation Univ. Texas at Austin, Austin, Texas, 401 pp.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1993b, *The Amealco Tuff and its correlation with Las Americas Formation across the Acambay graben*: Reunión Anual Unión Geofís. Mex., Geos, v. 13, p. 24 (abst.).
- Aguirre-Díaz, G.J., J. Urrutia-Fucugauchi & A.M. Soler-Arechalde, 1995. *Stratigraphy, K-Ar ages and magnetostratigraphy of the Acambay Graben region, central Trans-Mexican Volcanic Belt* (aceptado para volumen especial de GSA).
- Allan, J.F., 1986. *Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt*. G.S.A. Bulletin, vol. 97, p. 473-485.
- Allan, J.F., S.A. Nelson, J.F. Luhr, I.S.E. Carmichael, M. Wopat & P.J. Wallace, 1991. *Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: an exotic terrane in the making*. Mem. A.A.P.G., 47.
- Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation*. Eds. Oliver and Boyd, London, 206 pp.
- Anderson, T.H. & V.A. Schmidt, 1983. *The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during mesozoic time*, Geol. Soc. Amer. Bull., 94, p. 941-966.
- Astiz, L.M., 1980. *Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979*. Tesis de Licenciatura, Fac. de Ingeniería, UNAM, Mexico, D.F. 130 pp.
- Astiz, L. M., 1986. *The 1912 Acambay, México ( $M_s = 7.0$ ) earthquake: a reexamination (abstract)*. Bol. Unión Geofís. Mex., época II, special issue, 17.
- Aubouin J., J. Azema, J.C. Carfantan, A. Demant, C. Ragin & J. Tournon, 1982. *The Middle American Trench in the Geological framework of Central America*. In Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 67, 747-755.
- Baksi, A.k., 1993. *A geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma, based on Ar/Ar plateau ages for selected field reversals*. Geophys. Res. Lett., v. 20, p. 1607-1610.
- Bäth, M., 1974. *Spectral Analysis in Geophysics*. Amsterdam, Elsevier Sci. Publ., 563 p.
- Battacharya, B.K., 1966. *Continuos spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body*. Geophysics, v. 31, p. 97-121.
- Battacharya, B.K., 1971. *Analysis of a vertical dyke infinitely deep, striking north, by Fourier transform*. Pure Appl. Geophys., vol. 89, p. 134-138.
- Blakely, R.J. & S. Hassanzadeh, 1981. *Estimation of depth to magnetic source using maximum entropy power spectra, with application to the Peru-Chile Trench, in Nazca Plate*. Crustal formation and Andean convergence: Geological Society of America Memoir 154, p. 667-682.

- Bloomfield, K., 1975. *A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico*, Geol.Rundschr., p. 1955-1968.
- Böhnel, H., 1985. *Paläomagnetische Untersuchungen an Jurassischen bis Quartären Gesteinen aus Zentral- und Süd Mexiko*. Doktor Dissertation, Westfälischen Wilhelms Universität Münster, 235 pp.
- Borradaile, G.J. 1988. *Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain*. Tectonophysics, 156, p. 1-20.
- Bracewell, R., 1965. *The Fourier Transform and It's Applications*, McGraw Hill, 381 pp.
- Bullard, E.C., J.E. Everett & A.G. Smith, 1965. *The fit of continents around the Atlantic*, in: P.M.S. Blau, E.C. Bullard and S.K. Runcorn.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications. Boston. 319 pp.
- Calderon-Garcia, A., 1956. *Bosquejo geológico de la region de San Juan Raya, Pue.* XX Congreso Geológico Internacional, Mexico, Excursion A11, p. 9-13.
- Campa, M.F., M. Campos, R. Flores y R. Oviedo, 1974. *La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal - Teloloapan, Guerrero, México*. Bol.Soc.Geol.Mex., 35, p. 7-28.
- Campa, M.F. & P.J. Coney, 1983. *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*, Ca.J.Earth Sci., 26, p. 1040-1051
- Campos-Enriquez, J.O., M.A. Arroyo-Esquivel & J. Urrutia-Fucugauchi, J., 1990. *Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican volcanic belt, from aeromagnetic data*. Tectonophysics, 172, p. 77-90.
- Carey, S.W., 1958. *The tectonic approach to continental drift*, in: S.W. Carey (Ed.), Continental Drift. A symposium. Hobart, Tasmania, University of Tasmania, p. 177-358.
- Carrasco-Nuñez, G., 1988. *Geología y petrología de los campos volcánicos de Los Azufres (Mich.), Armealco y el Zamorano (Gro.)*: M. Sc. Thesis, Facultad de Ingeniería, Univ. Nal. Aut. Méx., México, D.F., 148 pp.
- Cebull, S.E. & D.H. Shurbet, 1987. *Mexican volcanic belt: an intraplate transform?*, Geof.Int., 26, p.1-13.
- Clark, R.M. & Morrison, B.J., 1981. *Normal approximations to the Fisher distribution*, Stat.Res.Rep., no.9, Dep. of Math., Monash Univ., Clayton, Victoria, Australia.
- Collinson, D.W., 1983. *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. Techniques and instrumentation*. Chapman and Hall. London - New York, 1983. Cap. 1, 7, 10, 11, 12 y 13.
- Crimes, T.P. & Oldershaw, M.A., 1967. *Paleocurrent determinations by magnetic fabric measurements on the Cambrian rocks of St. Tudwall's Peninsula, North Wales*. Geol. J., 5, p.217-232.
- De Cserna, Z., 1970. *Mexico geotectonics and mineral deposits*. New Mexico. Geol.Soc. Spc.Publ., 6, p.18-25.
- De Cserna, Z., 1976. *Geotectonics and mineral deposits*. New Mexico Geol. Soc. Sp. Publ., 6, p.18-25.
- De la Fuente, M., C. Aitken y M. Mena, 1994. *Cartas gravimétricas de la República Mexicana, carta de Anomalia de Bouguer*, México, D.F. Publicaciones UNAM.

- De Mets, C. & T. Stein, 1990. *Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico*. Geophys. Res., 95, p. 21,931-21948.
- Delgado, H., 1994. *Comparative studies on the Tectonics and Volcanism of Circum-Pacific Arcs*. Geof. Int., vol 33, núm. 1, p. 5-19
- Delgado, H., P. Cervantes y R. Molinero, 1993a. *Origen de la Faja Volcánica Transmexicana hace 8.3 Ma. y sus migraciones hacia el W, SW y SSW desde hace 5.3 Ma*, Reunión Anual 1993 UGM (Puerto Vallarta), resumen, GEOS, 13, no.5, p. 31-32.
- Delgado, H., J. Urrutia-Fucugacuhí, T. Hasenaka y M. Ban, 1993b. *Migración del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato, 90 km hacia el suroeste durante los últimos .78 Ma*. En Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Monografía No. 1, Unión Geofísica Mexicana, Eds. Luis Delgado A. y Arturo Martín, p. 211-226.
- Demant, A., 1976. *Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicana*. Acapulco (México), Congr. Latinoamericano. Geología, 3, Resúmenes, p. 41.
- Demant, A., 1978. *Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación*, Rev. Inst. Geol., 2, p. 172-187, México. D.F., UNAM.
- Demant, A., 1981. *L'axe Neovolcanique Transmexicain. Etude Volcanologique et Pétrographique. Signification Géodynamique*. Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille; Thèse Docteur des Sciences, 259 pp.
- Demant A. y C. Robin, 1975. *Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico*. Rev. Inst.-Geol. UNAM, 75, no.1, p. 70-82.
- Demarest, H.H., Jr., 1983. *Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data*. J. Geophys. Res., 88, p. 4321-4328.
- Dunlop, D.J., 1979. *In the use of Zijderveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies*. Phys. Earth Planet. Inter., 20, p. 12-24.
- Ferrari, L., G. Pasquaré & A. Tibaldi, 1990. *Plio-Cuaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode*. Geofis. Int., 29, 1, p. 5-18.
- Fisher, R.A., 1953. *Dispersion on a sphere*. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, v. 217, p. 295-305.
- Fix, J.E., 1975. *The crust and upper mantle of central Mexico*. Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 43, p. 453-499.
- Flores, T., 1920, *Estudio geológico-minero de los distritos de El Oro y Tlalpujahua*: Bol. Inst. Geol. Méx., No. 43, 85 pp.
- Freund, R., 1970 a., *Rotation of strike slip faults in Sistan, Southeast Iran*. J. Geol., 78, p. 188-200.
- Freund, R., 1970 b., *The geometry of faulting in the Galilee, Israel*. J. Earth Sci., 19, p. 117-140.
- Freund, R., 1974. *Kinematics of transform and transcurrent faults*. Tectonophysics, 21, p. 93-134.
- Fries J., C.S. Ross y A. Obregón, 1977 (1965). *Mezcla de vidrios en los derrames cineríticos Las Américas de la región de El Oro - Tlalpujahua, Estados de México y Michoacán, parte centro-meridional de México*. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, 70, 84 pp.

- Garfunkel, Z., 1974. *Model for the late Cenozoic tectonic history of the Mojave Desert, California and for its relation to adjacent regions*, Geol.Soc.Am.Bull.,85, p.1931-1944.
- Garfunkel, Z. & Ron H., 1985. *Block rotation and deformation by strike slip faults, 2, The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation*. J.Geophys.Res.,90, p. 8589-8602.
- Gastil, G. & W. Jensky, 1973. *Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt*. Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. R.L. Kovach and A. Nun. Eds., Stanford Univ.Pub. ,Geol.Sciences, XIII, p. 171-181.
- Gibb, R.A. & M.D. Thomas,1976 . *Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield*, Nature (London), vol. 262, p. 199 - 200.
- Gibb, R.A., M.D. Thomas, P. Lapointe, P. & M. Mukhopadhyay, 1983. *Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada*. Precambrian Res. , 19, p. 349-384.
- Green, A.G., 1972. *Magnetic profile analysis*. Geophys. J. R. Astron. Soc. ,vol. 30, p. 393-403.
- Green, A.G., B. Milkereit, A. Davison, C. Spencer, D.R. Hutchinson, W.F. Cannon, M.W. Lee, W.F. Agena, J.C. Behrendt & W.J. Hinze, 1988. *Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes*. Geology, 16, p. 788-792.
- Gunn, P. J., 1975. *Linear transformations of gravity and magnetic fields*. Geophys.Prospr., 30, p. 300-312.
- Harland, W.B., R.L. Armstrong, A.V. Cox, L.E. Craig, A.G. Smith, D.G., Smith, 1990, *A geologic time scale 1989*: Cambridge Univ. Press, Cambridge, 263 pp.
- Hasenaka T., M. Ban and H. Delgado, 1994. *Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. Cinder cones*. Geof. Int. ,33,num.1, p.125-138.
- Herrero-Bervera, E., J. Urrutia-Fucugacuhi, A.L. Martin-Del Pozzo, H. Böhnell & J.C. Guerrero,1986. *Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low latitudes: a paleomagnetic record from the Trans-Mexican volcanic belt*. Geophys. Res. Lett. ,13, p.1442-1445.
- Hoepfner, R., E. Kalthoff & P. Shrader, 1969, *Zur physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiedenen Deformationen im Experiment*, Geol.Rundsch.,59, p.179-193.
- Irving E., 1964. *Paleomagnetism and its application to Geological and Geophysical Problems*. Ed. John Wiley & Sons, U.S.A. Cap. 4-5- 6, 9 y 10.
- Irving, E. & G.A. Irving, 1982. *Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana*. Geophys.Surveys,5, p.141-188.
- Jackson, J. & N.J. White, 1989. *Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension*, J.Struc.Geol.,vol.11,no.1/2, p.15-36.
- Jackson, J. & P. Molnar, 1990, *Active faulting and block rotations in the Western Transverse Ranges, California*, J.Geophys.Res.,vol.95,no.B13, p. 22073-22087
- Johnson C.A., 1987. *A study of neotectonics in central Mexico from Landsat thematic mapper imagery* (M.S. thesis). University of Miami,Coral Gables,Fla.,112pp.
- Johnson, C. and C.G.A. Harrison, 1990, *Neotectonics in central Mexico*: Phys. Earth Planet. Int.,vol. 64, p. 187-210.

- Kirschvink, J.L. 1980. *The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data*. Geophys.J.R.astr.Soc., 62, p. 699-718.
- Lamb, S.H., 1987, *A model for tectonic rotations about a vertical axis*. Earth Planet.Sci.Lett., 84, p.75-86.
- Le Bas, M.J., R.W. Le Maitre, A. Streckheisen & B. Zanettin, 1986, *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*: J. Petrol.,v. 27, p. 745-750.
- Le Pichon, X. & P.J. Fox, 1971. *Marginal off-sets fracture zones, and early opening of the South Atlantic*. J.Geophys.Res.,87, p. 6294-6308.
- Luhr J.F., S.A. Nelson, J.F. Allan & I.S.E. Carmichael, 1985. *Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump*. Geology,13, p. 54-57.
- Luyendik, B.P., M.J. Kamerling & R.R. Terres, 1980. *Geometrical model for Neogene crustal rotations in southern California*,Geol.Soc.Am.Bul.,91, p. 211-217.
- Luyendik, B.P., M.J. Kamerling, R.R. Terres & J.S. Hornafius, 1985. *Simple shear of southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations*, J. Geophys.Res.,90, p. 12454-12466.
- Maillol J.M. & W.L. Bandy,1994. *Paleomagnetism of the Talpa de Allende and Mascota grabens, western Mexico: A preliminary report*. Geofis. Inter. Vol.33, num.1., pp. 153-160.
- Martínez-Reyes, J. y A.F. Nieto-Samaniego, 1990. *Efectos Geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México*. Rev. Inst. Geol. UNAM,9, p. 33-50.
- McDonald, W.D., 1980, *Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and structural tilt correction in paleomagnetic studies*, J.Geophys.Res.,85,no.B7, p. 3659-3669.
- McElhinny, 1973. *Palaeomagnetism and Plate Tectonics*. Cambridge University Press, Londres, 358 pp.
- McKenzie, D. & J. Jackson, 1983, *The relationship between strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone*, Earth and Planet.Sci.Lett.,65, p.182-202.
- McKenzie, D. & J. Jackson, 1986, *A block model of distributed deformation by faulting*, J.Geol.Soc. London,143, p.349-353.
- McKenzie, D. & J. Jackson, 1988. *The cinematics and dynamics of distributed deformation*. Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation. Eds. Kissel, C. & C. Laj. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, p. 17-31.
- Mereu, R.F., D. Wang, O. Kuhn, D.A. Forsyth,1986. *Summary of the results of the 1982 COCRUST long-range seismic experiments across the Ottawa-Bonnechere graben and western Grenville front*. In *The Grenville Province*. Editores: J.M. Moore, A. Davidson, & A.J. Baer.Geological Association of Canada, Special Paper, 31, p. 235-240.
- Meyer, F. D. 1974. *Filter techniques in gravity interpretations*. Advances in Geophysics, vol. 17, p. 187-261
- Milcovenau, D. 1971. *Expresieile marimilor spectrale relative la modele utilizate in interpretarea magnetometrica*. Stud.Cerc.Geol.Geofiz.Geograf. Bucarest, Ser.Geofiz. ,9, p. 297-322.
- Milcovenau, D. 1972. *Analiza espectrala a modelului strait inclinat bidimensional semiinfinit*. Stud.Cerc. Geol.Geofiz.Geograf. Bucarest, Ser.Geofiz. ,10, p. 185-205.

- Molina-Garza, R. & J. Urrutia-Fucugauchi, 1993. *Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data*. J. Geodynamics vol. 17, no. 4, p. 181-201.
- Molnar P. & Z.R. Sikes, 1969. *Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Local Mechanism and Seismicity*. Geol. Soc.Am.Bull., 80, p.1639-1684.
- Monges-Caldera, J. y M. Mena-Jara, 1973. *Trabajos Gravimétricos en el Eje Neovolcánico*. Anales Inst. Geof. UNAM, vol. 18/19, p. 195-208.
- Mooser, F., 1969. *The Mexican volcanic belt-structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating*, in Pan-American Symp. on Upper Mantle, Mexico City, 2, p. 15-22.
- Mooser, F., 1972. *The Mexican Volcanic Belt: Structure and tectonics*. Geof. Intern. ,12, p. 55-70.
- Mooser, F., 1975. *Historia Geológica de la Cuenca de Mexico, en: Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal*, Tomo 1, DDF. ,p. 7-38.
- Mooser, F. & J.F.W. Negendank, 1974 . *Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A paleomagnetic and petrographic study of volcanics of the Valley of Mexico*. Geol.Rundsch. , Vol. 63, no. 451-483.
- Morán D., 1984. *Geología de la República Mexicana*. INEGI y Fac. Ingeniería UNAM, México, D.F.
- Morán D., 1986. *Breve revisión sobre la evolución tectónica de México*. Geof.Int. .vol.25, no.1, p.9-38.
- Mota R., M. Suter y O. Quintero, 1988, *Sismotectónica del terremoto de Maravatio, Michoacán de 1979*. Boletín de la Unión Geofísica Mexicana, Epoca II, 128 (abstract).
- Naidu, P.S., 1968. *Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources*. Geophysics, 33, p. 337-345.
- Naidu, P.S., 1970. *Statistical structure of aeromagnetic field*. Geophysics, vol. 35, p.279-292.
- Nava A., V. Toledo & C. Lomnitz, 1985. *Plate waves and the 1980 Huajuapán de León, Mexico earthquake*. Tectonophysics vol. 112, p.463-492.
- Negendank, J.F.K.W., 1972. *Volcanics of the Valley of Mexico, part II: The opaque mineralogy*. N. Jb. Miner., 117, p. 183-195.
- Negendank, J.F.K.W., R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tobschall & D. Werle, 1985. *Geological and Geochemical investigation on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt*. Geof. Int.,vol.24,no.4, p.477-576.
- Nelson, S.A. & E. González-Caver, 1992. *Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico*. Bull. Volc. , 55, p. 85-96.
- Nieto Obregón, J., J. Urrutia-Fucugauchi, E. Cabral-Cano & Guzman de la Campa, 1992. *Listric faulting and continental rifting in western Mexico - A paleomagnetic and structural study*. Tectonophysics, 208, p. 365-376.
- Nixon G.T., 1982. *The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere*., GSA Bull. ,93, p.514-523.

- Nixon, G.T., A. Demant, R.L. Armstrong & J.E. Harakai, 1987. *K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican volcanic belt*. Geof. Int., V. 26, p.109-158.
- Odegard, M.E. & J.W. Berg, 1965. Gravity interpretation using the Fourier integral. Geophysics, vol. 30, p. 424-438.
- Ortega F., 1978. *Estratigrafía del Complejo Acatlan en la Mixteca Baja, Edos de Puebla y Oaxaca*. Rev.Inst. Geol.,UNAM,v.2,no.2, p. 112-131.
- Pal, P.C. & K.K. Khurana, 1980. *Sources of error in interpretaion of field gravity and magnetic profile data by Fourier transforms*, Geoviews, vol. 7, p. 1-12
- Pantoja-Alor, 1959. *Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán*. Consejo de Recursos Minerales No Renovables, Bol. 50, 36 pp.
- Pantoja-Alor, J., 1994. *Formación Las Américas, Tlalpujahua, Michoacán, México- Una reinterpretación de los datos petrográficos, petroquímicos, tectónicos y de los mecanismos de erupción*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 11, num. 2, p. 168-181. UNAM. México.
- Pedersen, L.B., 1979. *Wavenumber domain methods for fast interpretation of potential field data*. Geopxploration, vol. 17, p. 205-221.
- Puranen, N., Marmo, V. & U. Hämäläinen, 1968. *On the geology, aeromagnetic anomalies and susceptibilities of precambrian rocks in the Virral Region (Central Finland)*. Geopxploration, 6, p. 163-184.
- Quintero, O., 1987. *Estudio geológico de las fallas potencialmente activas en las regiones de Acambay, Maravatio, Cuitzeo y Chapala, Estados de México, Michoacán, Guanajuato y Jalisco*. Informe inédito para CONACYT. Instituto de Geología. UNAM. México, D.F.
- Quintero, O., R. Mota y M. Suter, 1988. *Esfuerzos y deformación contemporáneos en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. I. Geometría, distribución y sismicidad de las fallas activas*. EOS. Boletín de la Unión Geofísica Mexicana, Epoca II, p.137.(abstract).
- Ramírez-Herrera, M.T., M.A. Summerfield & M.A. Ortiz-Pérez.,1994. *Tectonic geomorphology of the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt*. Z.Gemorph.N.F.,38,2,pp.151-168.
- Rivera-Hernández, J. y L. Ponce, 1986. *Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, Mexico, basada en la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh*. Geof. Interior, vol. 25, p. 383-402.
- Ron, H., R. Freund, Z. Garfunkel & A. Nur, 1984. *Block rotation during strike slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence*, J.Geophys.Res., 89, p.6256-6270.
- Rosas-Elguera J. y J. Urrutia-Fucugauchi, 1992. *Magnetoestratigrafía volcánica de la zona geotérmica Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, Michoacán, México: Resultados preliminares*. Geofís. Int. ,31,no.4, p. 431-442.
- Ruotoistenmäki, T.,1983. *Depth estimation from potential field data using the Fourier amplitude spectrum*. Geopxploration, 21, p. 191-201.
- Sánchez-Rubio, G., 1984. *Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco region, central Mexico*: M. Sc. Thesis, Imperial College of Science and Technology, Univ. of London, London, 275 pp.
- Schmidt, P.W., 1982. *Linearity spectrum analysis of multicomponent magnetizations and its application to some igneous rocks from south-eastern Australia*. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. .V. 70, p. 647-665.

- Schreus, G., 1994. *Experiments on strike-slip faulting and block rotation*. *Geology*, v. 22, p. 567-570.
- Sharma, B. & L.P. Geldart, 1968. *Analysis of gravity anomalies of two dimensional faults using Fourier transforms*. *Geophys.Prospect.* 16, p. 77-93.
- Sharma, B., L.P. Geldart & D.E. Gill, 1970. *Interpretation of gravity anomalies of dike-like bodies by Fourier transformation*. *Can.J.Earth.Sci.*,7, p. 512-516.
- Shubert, D.H and S.E. Cebul, 1984. *Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Tectonophysics*, 101, 159-165.
- Shurbet, D.H. & S.E. Cebull, 1987. *Tectonic interpretation of the westernmost part of the Quachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas-Mexico*. *Earth Planet. Sci.Lett.* , 36, p. 202-206.
- Silva P.A., 1970. *Plantas del Pensilvanico de la region de Tehuacan, Puebla*. UNAM. *Revista de Geologia y Paleontologia Mexicana*, No. 29, 109 pp.
- Silva-Mora L., 1979. *Contribution a la connaissance de l' axe volcanique Transmexicain: Etude géologique et pétrologie des laves du Michoacán Oriental*. These de Docteur Ingénieur, Université de Droit, d' Economie et Sciences d' Aix-Marseille, France.
- Singh S.K. & M. Pardo, 1993. *Geometry of Beniof zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico*. *Geophys.Res.Lett.*,20, p.1483-1486.
- Soler-Arechalde, A.M.,1990. *Paleomagnetismo de la región de Acambay, Faja Volcánica Transmexicana*. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, 110 p.
- Soler-Arechalde, A.M. & J. Urrutia-Fucugauchi, J. Santos 1990. *The Acambay Graben, Central Mexico. Paleomagnetic Study*. *EOS*, vol.71, no. 28, p. 865.
- Soler-Arechalde, A.M. & J. Urrutia-Fucugauchi & G. Aguirre-Díaz,1993. *Characterization and stratigraphy of large ignimbrites of Central Mexico from Palaeomagnetism and K-Ar dating*. *Terra abstracts*, vol 5, no. 1.
- Soler-Arechalde, A.M. & J. Urrutia-Fucugauchi, 1994. *Regional rigid block-rotation, small domains rotations and distributed deformation within the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt: paleomagnetic implications*. *Geof. Int.* , Vol. 33,num. 4. p. 564-574.
- Spector, A. & B.K. Battacharya, 1966. *Energy density spectrum and autocorrelation function anomalies due to simple magnetic models*. *Geophys.Prospect.* , 14, p. 242-272.
- Spector, A & F.S. Grant, 1970. *Statistical models for interpreting aeromagnetic data*. *Geophys.*,35, no.2, pp.293-302.
- Suarez, G. & S.K. Singh, 1986. *Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Discussion*. *Tectonophysics*, 127,155-160.
- Suter, M., 1990. *State of stress and active deformation in Mexico and Western Central America*. Siermons, D.B. and others (eds.), *Neotectonics of North America: Geological Society of America, Decade of North American Geology*, v. DMV001
- Suter, M., O. Quintero y R. Mota, 1988. *Esfuerzos y Deformación contemporáneos en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. II. Cinemática y dinámica de las fallas activas*. *EOS. Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*, Epoca II,p.138.(abstract).

Suter, M., G.J. Aguirre, C. Siebe, O. Quintero & J.C. Komorowski, 1991. *Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt*, Field Trip Guidebook, Geol. Soc. Am., Boulder Colo., p. 224-243.

Suter, M., O. Quintero & C. Johnson, 1992. *Active faults and state of stress in the central part of the Trans Mexican volcanic belt. Part 1, The Venta de Bravo Fault*. J.Geophys. Res., 97, 11983-11993.

Suter, M., O. Quintero-Legorreta, M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz & E. Farrar, 1995. *The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico*. Tectonics, vol.14, no.5, pp. 1245-1262.

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

Tarling, D.H., 1983. *Palaeomagnetism. Principles in Geology, Geophysics and Archaeology*. Chapman and Hall. London New York, 379 pp.

Thorpe, R.S., 1977. *Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico*. Tectonophysics, vol. 40, pp.19-26.

Treitel, S., W.G. Clement & R.K. Kaul, 1971. *The spectral determination of depth to buried magnetic basement rocks*. Geophys. J.R. Astron. Soc., vol. 24, p.415-428.

Tsuboi, C. & T. Fuchida, 1937. *Relations between gravity values and corresponding subterranean mass distribution*. Earth. Res. Inst. of the Tokyo Imperial Univ. Bull., Vol. 15, p. 636-649.

Urbina, F. y H. Camacho, 1913. *La zona megaseísmica Acambay - Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912*. Instituto Geológico de México Boletín 32, 125 pp.

Uribe-Cifuentes, R.M., 1992. *Paleomagnetismo y Magnetoestratigrafía de la zona norte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato*. Tesis de Maestría en Geofísica. UACPyP del CCH. Instituto de Geofísica, UNAM. 100 pp.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1978. *Lithospheric and crustal evolution of central Mexico*. In *Mode and Mechanism*. Papers presented to the Conference on Plateau Uplift, Lunar and Planetary Institute, Houston, USA, p. 14-15.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1980. *Palaeomagnetic studies of Mexican rocks*. Ph.D. Thesis. Univ. Newcastle upon Tyne, U.K., 689 p.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. *Paleomagnetism of the Miocene Janetotelco granodiorites and Tepexco volcanic group and inferences for crustal block rotations in Central Mexico*. Tectonophysics, vol. 76, p.149-168.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1983. *Preliminary paleomagnetic study of Lower Tertiary volcanic and rocks from Morelos and Guerrero states*. Geofis. Int., vol. 22, pp. 87-110.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1984. *On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic constraints*. In *plate reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism* (VanderVoo, R. et al., Eds.) AGU Geodynamic Series, 12, 29-47

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. *Crustal thickness, heat flow, arc magmatism and tectonics of Mexico- Preliminary report*. Geof. Int., 25, 559-573.

Urrutia-Fucugauchi, J. y L. Del Castillo, 1977. *Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano*. Bol. Soc. Geol. Mex. , 38,18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J. & S. Pal. 1977. *Paleomagnetic data from Tertiary rocks, north-east Jalisco, Mexico*.

Urrutia-Fucugauchi, J., D. Morán & E. Cabral, 1987. *Paleomagnetism and Tectonics of Mexico*. Geof. Int. , Vol. 26-3, 429-458.

Urrutia-Fucugauchi, J. & H. Bohnel, 1988. *Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data*. Phys.Earth.Planet.Int.,52,320-329.

Urrutia-Fucugauchi, J., A.M. Soler-Arechaide & C.A. Johnson, 1996. *The Querétaro-Taxco fracture system: a major NW-SE fault and crustal discontinuity in central Mexico* (en preparación).

Valencio, D. *El Magnetismo de las Rocas*: Cap. I,II,III,IV,V y VI

Wallace, P., I.S.E. Carmichael, K. Righter & T.A. Becker, 1992. *Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance*. Geology, 20, pp. 625-628.

Walper J.L.,1980. *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico*, in: R.H. Pilger (ed.) *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of Central North Atlantinc*. Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, 87-98.

Watkins, N.D., B.M. Gunn, A.K. Baksi, D. York & J. Ade-Hall ,1971. *Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, Central Mexico*. Geol.Soc.Amer.Bull., 82, p. 421-445.

White, N.J., 1988. *Extension and subsidence of the continental lithosphere*. Unpublished Ph.D.thesis, University of Cambridge.

Ziagos, J.R.,D.B. Blackwell & F. Mooser, 1986. *Heat flow in southern Mexico and thermal effects of subduction*. J.Geophys.Res. 90,5410-5420.

## I. Anexo 1

### Análisis Espectral en Gravimetría y Magnetometría

#### Introducción:

El análisis espectral tanto en gravimetría como en magnetometría postula que dada una anomalía se intenta conocer la forma, densidad o magnetización del cuerpo que la provoca. Pero la solución no es única, y sólo con información adicional sobre la fuente es posible reducir el número de variables involucradas. Una de las simplificaciones más empleadas es el modelado bidimensional, aún cuando se han desarrollado un gran número de tipo tridimensional.

Los campos gravimétrico y magnético son el resultado de convoluciones entre factores dependientes de propiedades físicas (densidad y magnetización) y geométricas de las fuentes (Gunn, 1975). Estas operaciones son multiplicaciones en el dominio de las frecuencias, este dominio hace el medio adecuado para la separación de variables, siendo una de las principales la profundidad de las fuentes.

Si observamos una de las formas generales de las anomalías ya sea gravimétrica o magnética, se tiene:

$$\int_{-\infty}^{\infty} T(u, v, z) \exp[-(z-h)\sqrt{u^2+v^2}] dz \quad ..1$$

donde  $T(u, v, z)$  es el espectro de la distribución  $t(x, y, z)$   
 $h$  profundidad,  $z$  el nivel de continuación,  
 $u, v$  frecuencia espaciales

el carácter exponencial tanto de  $h$  como de  $z$  puede correlacionarse con el número de onda por medio de la pendiente en una gráfica logarítmica.

Como dichos parámetros son los de más interés en prospección y partiendo del postulado general de que las altas frecuencias se relacionan con masas pequeñas y someras mientras que las bajas con grandes y profundas (Battacharya, 1966) se han desarrollado gran número de patrones estimativos para distintas configuraciones de  $t(x, y, z)$ .

Estos postulados abrieron el campo a dos tipos de soluciones (Pedersen, 1979):

1) *La determinística*: Por medio de ella se trata de aislar la anomalía debida a la de un cuerpo sencillo y mediante la determinación de parámetros hacerlo similar a la de un cuerpo conocido.

Algunos ejemplos de desarrollos de este tipo son dados por Báth,1974:

Referencia	Tipo de cuerpo	Tipo de espectro
a) gravedad Odegard y Berg (1965)	esfera,cilindro,falla vertical	Espectro de Fourier de número de onda
Sharma y Geldart (1968)	falla inclinada	Espectro de Fourier De número de onda
Sharma et al. (1970)	dique	Espectro de Fourier De número de onda
b) geomagnetismo Spector y Bhattacharya (1966)	polos,dipolos,línea de polos y dipolos	Espectro de poder y funciones de correlación
Bhattacharya (1971)	dique vertical	Espectro de Fourier de número de onda
c) Gravedad y Geomagnetismo Naidu (1968)	fuentes distribuidas al azar (sobre sábanas infinitas o conjunto de ellas o sobre un medio semi-infinito)	Espectro de poder
Milcoveanu (1971a,b)	cilindro,esfera,escalón,varios tipos de fallas, horst,graben, anticlinal,sinclinal, placa	Espectro de Fourier de número de onda y de poder, autocorrelaciones
Milcoveanu (1972)	capa inclinada	Ditto

*Estadística:* Mediante ella se estima el aspecto general del cuerpo como por ejemplo la profundidad media de sus masas dominantes (Spector y Grant, 1970) o el delineamiento de sus partes homogéneas (Naidu,1970).

Los campos magnéticos y gravimétricos por ser de tipo potencial están muy relacionados y básicamente la misma teoría de análisis espectral es empleada para su estudio.

A continuación mostraremos algunos de los desarrollos hechos a los espectros de las anomalías tanto magnéticas como gravimétricas originadas por algunos de las formas geométricas más comunes. También mencionaremos las características generales de algunos métodos estadísticos y en mayor profundidad el de Spector y Grant,1970 para la determinación de profundidades promedio.

**Anomalia Magnética causada por una esfera:**

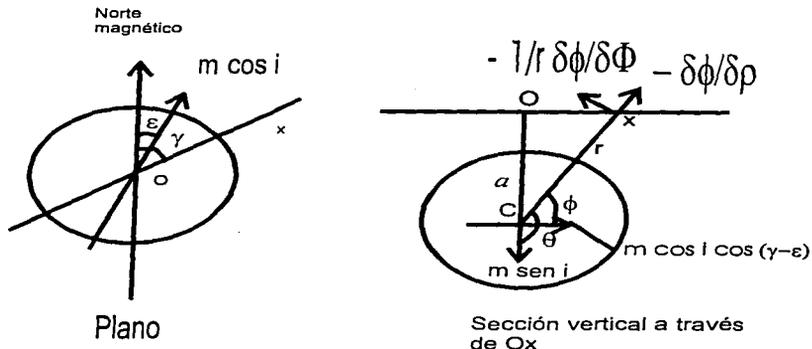


Fig. 1 Esfera magnetizada con momento  $m$ , que forma un ángulo  $i$  con la horizontal y  $\varepsilon$  con el plano vertical a través de  $m$  y el meridiano magnético.

Aunque una esfera es una forma geológica rara, es útil su estudio ya que más bien da normas para el estudio de cuerpos isométricos.

Consideremos una esfera con momento magnético  $m$  y no necesariamente en la dirección de  $T_0$ , la fuerza magnética terrestre no perturbada, implicando una magnetización remanente además de la inducida por  $T_0$ . Y asumamos que el medio que las rodea es no magnético.

Sea  $i$  la declinación del momento  $m$  con la horizontal y  $\varepsilon$  el ángulo entre el plano vertical a través de  $m$  y el meridiano magnético. Sea  $x$  la coordenada sobre la superficie terrestre medida del origen  $O$  verticalmente sobre el centro de la esfera y  $a$  es la profundidad del centro bajo la superficie.

$$r^2 = a^2 + x^2$$

es el cuadrado de la distancia desde el centro y  $G$  el ángulo entre el meridiano magnético y la línea  $Ox$ . El eje  $z$  apunta hacia abajo. Véase la Fig. 1.

El momento  $m$  puede resolverse en una componente vertical de magnitud  $m \sin i$  y dos componentes horizontales  $m \cos i \cos(\gamma - \varepsilon)$  y  $m \cos i \sin(\gamma - \varepsilon)$ . Así, de la Fig.1 podemos escribir el potencial en  $x$  como:

$$\phi = \frac{m \operatorname{sen}(i) \cos(\theta)}{4 \pi r^2} + \frac{m \cos(i) \cos(\gamma - \varepsilon) \cos \Psi}{4 \pi r^2} \quad ..2$$

$$\phi = \frac{-m \operatorname{sen}(i) \operatorname{sen} \Psi}{4 \pi r^2} + \frac{m \cos(i) \cos(\gamma - \varepsilon) \cos \Psi}{4 \pi r^2} \quad ..3$$

La componente  $m \cos i \operatorname{sen}(\gamma - \varepsilon)$  no contribuye a  $\phi$  ya que forma un ángulo  $\pi/2$  con Cx. Pero sí contribuye con una densidad de flujo anómala en x

$$\Delta B_y = -\mu_0 \frac{m \cos(i) \operatorname{sen}(\gamma - \varepsilon)}{4 \pi r^3} \quad ..4$$

que apunta hacia afuera del plano, véase Fig. 1b., esto es, en la dirección y.

De las componentes de la fuerza de magnetización  $-(\partial\phi/\partial r)$  y  $-(1/r)(\partial\phi/\partial\Psi)$  sobre y perpendicular a Cx, se obtiene una densidad de flujo anómalo debidos a la esfera

$$\Delta B_x = -\mu_0 \frac{\partial\phi}{\partial r} \cos \Psi + \mu_0 \frac{1}{r} \frac{\partial\phi}{\partial\Psi} \operatorname{sen} \Psi \quad ..5$$

$$\Delta B_z = \mu_0 \frac{\partial\phi}{\partial r} \operatorname{sen} \Psi + \mu_0 \frac{1}{r} \frac{\partial\phi}{\partial\Psi} \cos \Psi \quad ..6$$

Usando la expresión del potencial se obtiene

$$\Delta B_x = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \cos(i)}{r^3} \left[ \left( \frac{3x^2}{r^2} - 1 \right) \cos(\gamma - \varepsilon) - \frac{3ax}{r^2} \tan(i) \right] \quad ..7$$

$$\Delta B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \operatorname{sen}(i)}{r^3} \left[ \frac{3a^2}{r^2} - \frac{3ax}{r^2} \cot(i) \cos(\gamma - \varepsilon) - 1 \right] \quad ..8$$

Y para calcular  $\Delta B_t = \Delta B_h \cos \alpha \cos I + \Delta B_z \operatorname{sen} I$ , donde  $I$  es la inclinación geomagnética normal, debemos, primero calcular  $\Delta B_h = (\Delta B_x^2 + \Delta B_y^2)^{1/2}$ .

Si no hay magnetización remanente  $m$  sobre el meridiano magnético y su magnitud es

$$\frac{4}{3} \pi b^3 \frac{3\kappa}{3 + \kappa} T_o (Am^2) \quad ..9$$

donde  $b$  es el radio de la esfera y  $\kappa$  la susceptibilidad.

Si tomamos  $\gamma = 0$

$$\Delta B_t = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{r^3} \left( \frac{3x^2 \cos^2 I - 3ax \operatorname{sen} 2I + 3a^2 \operatorname{sen}^2 I}{r^2} - 1 \right) \quad ..10$$

La Fig. 2 muestra  $\Delta B_z$  y  $\Delta B_t$  para tres diferentes latitudes magnéticas, para una esfera con una susceptibilidad de 0.01, que apenas toca la superficie.

Se puede observar que para altas latitudes magnéticas  $\Delta B_z$  y  $\Delta B_t$  se parecen mucho y que en todos los casos la línea que pasa a través de las anomalías más positivas y más negativas coincide con la dirección Norte-Sur que es también la dirección de la componente horizontal del momento magnético de la esfera. Si la esfera tiene una magnetización remanente además de la inducida por el campo terrestre la línea que une el norte y el sur en el mapa de anomalía se desviará e indicará la dirección de la componente horizontal del momento magnético neto de la esfera.

El análisis de la figura nos señala que en altas latitudes magnéticas el centro de la esfera es más o menos debajo del punto de mayor anomalía positiva si es I positiva. Note también que en bajas latitudes en los mapas de  $\Delta B_t$  tienen un rumbo E-W aunque el cuerpo es perfectamente simétrico.

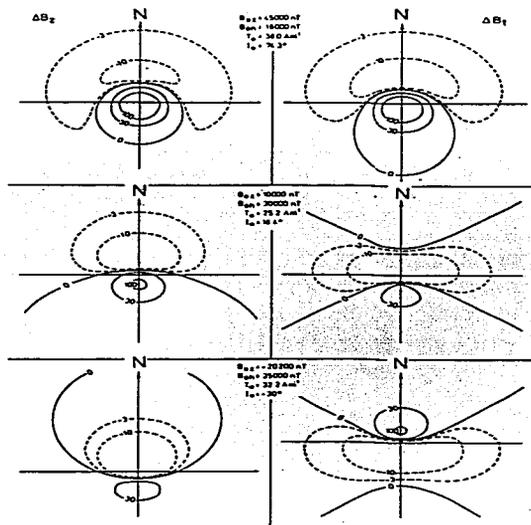


Fig. 2. Anomalia generada por una esfera que casi toca la superficie a tres distintas latitudes.

### Anomalías generadas por sábanas

Este tipo de anomalía tiene mayores similitudes con la realidad geológica ya que puede ser similar a vetas de mineral o a diques. Para su estudio primero se considerará una fina hoja de longitud y profundidad infinitas y asumamos que se encuentra uniformemente magnetizada, aunque de hecho esto no es posible.

El vector de magnetización  $\mathbf{M}$  hace un ángulo  $i$  con la horizontal (no necesariamente igual a la Inclinación en ese lugar) la componente horizontal de  $\mathbf{M}$  es  $M \cos i$  y la componente vertical es  $M \sin i$ . La Fig. 3 muestra un esquema de la parte superior de una sábana de espesor  $b$  con una componente horizontal de magnetización que hace un ángulo  $\delta$  con el rumbo de la sábana y un ángulo  $\epsilon$  con el norte.

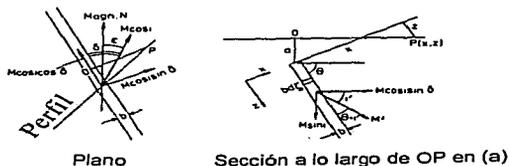


Fig. 3. Sábana de espesor  $b$  con una componente horizontal de magnetización que hace un ángulo  $\delta$  con el rumbo de la sábana y un ángulo  $\epsilon$  con el norte.

La componente  $M \cos i$  puede descomponerse en dos:  $M \cos i \cos \delta$  en la dirección del rumbo y  $M \cos i \sin \delta$  perpendicular a éste. La componente  $M \cos i \cos \delta$  no es de interés si la longitud sobre el rumbo es infinita ya que no genera anomalía. En la Fig. 3b,  $M'$  es la resultante de las componentes  $M \cos i \cos \delta$  y la componente vertical  $M \sin i$ ,  $i'$  denota la inclinación de  $M'$  con la horizontal. Así

$$\tan i' = \frac{M \sin(i)}{M \cos(i) \sin \delta} = \frac{\tan(i)}{\sin \delta} \quad \dots 11$$

$$i' = \tan^{-1} \left( \frac{\tan(i)}{\sin \delta} \right) \quad \dots 12$$

$$M'^2 = M^2 (\cos^2(i) \sin^2 \delta + \sin^2(i)) \quad \dots 13$$

Introduciendo los términos  $M'_{\parallel}$  y  $M'_{\perp}$  sobre el echado de la sábana y perpendicular a la sábana

$$\begin{aligned} M'_{\parallel} &= M' \cos(\theta - i') \\ M'_{\perp} &= M' \sin(\theta - i') \end{aligned} \quad \dots 14 \text{ y } 15$$

Las anomalías de una fina sábana pueden ser calculadas por el efecto de tiras de sección transversal de área  $b \, d\zeta$ . Y por tanto las anomalías para el campo horizontal y vertical son:

$$\Delta B_h = -\frac{\mu_0}{4\pi} 2b \frac{xM' + aM'}{a^2 + x^2} \quad \dots 16$$

$$\Delta B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} 2b \frac{aM' - xM'}{a^2 + x^2} \quad \dots 17$$

donde  $x$  es la distancia de un punto  $P$  sobre un perfil perpendicular al rumbo desde el punto  $O$  verticalmente arriba del límite de la sábana y es positivo en la dirección desde la cual  $i'$  y el echado  $\theta$  son medidos ( $-90^\circ \leq i' \leq 90^\circ$ ,  $0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$  y  $\alpha = 90^\circ - \delta + \epsilon$ ).

En el caso de que la magnetización de la sábana se debiese únicamente a la inducción del campo terrestre,  $M$  tendría  $\epsilon=0^\circ$  e  $i=I$ , por tanto  $i' = \tan^{-1}\left(\frac{\tan I}{\sin \delta}\right) = I'$  y  $\alpha = 90^\circ - \delta$  y por tanto la anomalía total sería:

$$\Delta B_t = \Delta B_h \sin \delta \cos I + \Delta B_z \sin I \quad \dots 18$$

Y un perfil general de la anomalía independientemente de si es la total o alguna de sus componentes se da en el figura 4 a continuación.

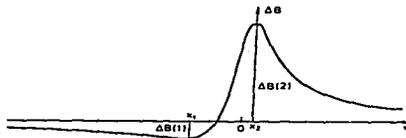


Fig. 4. Perfil General de la anomalía generada por una sábana.

*Anomalia Gravimétrica generada por un prisma rectangular bidimensional*

El efecto del prisma en el punto p es:

$$g_o = 2\rho\gamma \int_{(x-b)}^{(x+b)} \int_d^D \frac{z}{x^2 + y^2} dx dz \quad ..19$$

donde  $\rho$  es el contraste de densidad y  $\gamma$  la constante de gravitación universal (véase Fig.5).

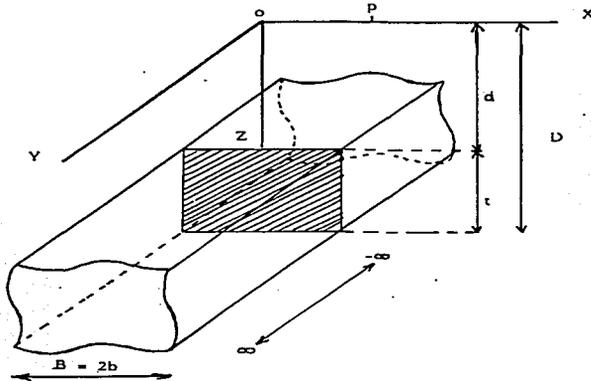


Fig. 5. Diagrama de un prisma rectangular bidimensional.

Valuando la integral da como resultado:

$$g_o(x) = 2\rho\gamma \left[ \left( \frac{x}{2} \operatorname{Ln} \frac{D^2 + x^2 d^2 + (x-B)^2 b}{d^2 + x^2 D^2 + (x-B)^2} \right) \operatorname{Ln} \frac{D^2 + (x-B)^2}{d^2 + (x-b)^2} \right] - D \left( \operatorname{tan}^{-1} \frac{x-b}{D} - \operatorname{tan}^{-1} \frac{x}{D} \right) + d \left( \operatorname{tan}^{-1} \frac{x-B}{d} - \operatorname{tan}^{-1} \frac{x}{d} \right) \quad ..20$$

Para obtener su espectro obtenemos su transformada de Fourier

$$G_o(w) = \int_{-\infty}^{\infty} g_o(x) \exp(-iwx) dx \quad ..21$$

donde  $i = (-1)^{1/2}$  y  $w$  es la frecuencia angular espacial y por tanto el valor del espectro es:

$$G_o(w) = \frac{4 \pi \rho \gamma}{w^2} \operatorname{sen} wb (\exp(-dw) - \exp(-Dw)) \quad ..22$$

la función seno da el patrón oscilatorio de  $Go(w)$  con nodos en  $w_n = (n \pi)/b$  y si definimos una función  $A1(w) = w^2 Go(w)$ , podemos de acuerdo a Battacharya (1971) obtener la mitad del ancho  $b$  del dique:

$$b = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^N \frac{n\pi}{w_n} \quad ..23$$

donde  $w_n$  son los valores de  $w$  donde  $A1(w)$  se hace mínimo. Si ahora dividimos  $A1(w)$  por  $\text{sen } wb$  como  $\exp(-Dw)$  converge más rápido que la  $\exp(-dw)$ , esta nueva función para  $w$ 's grandes será:

$$4\pi\rho y \exp(-dw) \quad ..24$$

y si graficamos el logaritmo de esta función contra la frecuencia, la pendiente nos dará  $d$  y  $\rho$  será determinada mediante la ordenada.

Aún nos falta determinar  $D$  y de nuevo mediante Battacharyya(1966), por el hecho de que el máximo de la función se desplaza de las altas a las bajas frecuencias conforme aumenta el espesor:

$$w_o = \frac{Ln(D/d)}{(D-d)} \quad ..25$$

pero aquí podemos observar que hay gran variedad de valores de  $D$  y  $d$  que originan una misma  $w_o$ .

Otra forma de obtener el ancho del prisma es mediante los momentos espectrales. El método se basa en la relación iterativa entre los espectros de orden  $n$  y  $n+1$ .

El  $n$ -ésimo momento de la función  $f(x)$  alrededor del origen está dada por:

$$M_n = \int_{-\infty}^{\infty} x^n f(x) dx \quad ..26$$

Si  $F(w)$  es la transformada de Fourier de  $f(x)$  se puede mostrar (Bracewell, 1965) que:

$$M_n = \frac{F^n(0)}{(-2\pi)^n} \quad ..27$$

tomando en cuenta que por razones de convergencia los momentos de  $f(x)$  no son los dados por la ecuación anterior, sino por

$$m_n = x^n f(x) \quad ..28$$

y de ahí que la transformada de Fourier sea:

$$F_n(w) = \int_{-\infty}^{\infty} x^n f(x) \exp(-iwx) dx \quad ..29$$

de donde se puede establecer la relación entre los momentos sucesivos del espectro

$$F_{n-1}(w) = i \frac{\partial F_n(w)}{\partial w} \quad ..30$$

de este razonamiento aplicado a la expresión de  $go(x)$  (ec.20), se obtiene el cociente de las transformadas de los momentos de  $Go(x)$

$$\frac{G1(w)}{G0(w)} = i \left[ b \cot wb - \frac{2}{w} - d - \frac{t \exp(-tw)}{1 - \exp(-tw)} \right] \quad ..31$$

y por tanto

$$\frac{d}{dw} \left[ \frac{G1(w)}{G0(w)} \right] = i \left[ \frac{2}{w^2} - b^2 \operatorname{cosec}^2 wb + \frac{t^2 \exp(-tw)}{(1 - \exp(-tw))^2} \right] \quad \dots 32$$

donde  $t=D-d$ .

Como

$$\frac{d}{dw} \left[ \frac{G1(w)}{G0(w)} \right] = i \left[ \left[ \frac{G1(w)}{G0(w)} \right]^2 - \frac{G2(w)}{G0(w)} \right] \quad \dots 33$$

que si se igualan las dos expresiones obtenidas se llega a:

$$b^2 \operatorname{cosec}^2 wb = \frac{G2(w)}{G0(w)} = \left[ \frac{G1(w)}{G0(w)} \right]^2 + \frac{2}{w^2} + \frac{t^2 \exp(-tw)}{(1 - \exp(-tw))^2} \quad \dots 34$$

y si se toma  $t$  muy grande la ecuación se simplifica:

$$b^2 \operatorname{cosec}^2 wb = \sqrt{\frac{G2(w)}{G0(w)} - \left[ \frac{G1(w)}{G0(w)} \right] + \frac{2}{w^2}} \quad \dots 35$$

y que puede resolverse por iteración tomando solo las partes reales de los espectros de los momentos.

#### Método Estadístico

Battacharyya (1966) mostró que la transformada de Fourier de una anomalía de campo magnético total por un prisma rectangular con magnetización arbitraria, daba origen a un espectro bidimensional en que los efectos de las dimensiones verticales y horizontal podían separarse y como afectaban la ubicación y el ancho de los picos.

Con lo que se abría el campo a la aplicación del análisis de espectro bidimensional y a la obtención de fórmulas analíticas para la descripción de datos reales.

Además al obtenerse el espectro de potencia se podrían no sólo estimar las profundidades sino también las direcciones horizontales del cuerpos magnetizados. Y que mediante filtrado se podrían separar las fuentes someras de las profundas

#### Método de Spector y Grant, 1970

Este método sigue siendo uno de los más usados. Se basa en que la forma del espectro de potencia bidimensional es fuertemente influida por la profundidad y volumen de los bloques y muy poco por sus fronteras. Además, que un patrón de anomalía puede verse como la suma de varias anomalías individuales caracterizada por una cierta distribución conjunta de frecuencia para una profundidad ( $h$ ), extensión de la misma ( $t$ ), longitud ( $b$ ) y dirección de los cosenos directores de la magnetización (L,M,N).

De las expresiones del espectro de Potencia dadas por Battacharyya, 1966:

$$E(r, \theta) = |F(\Delta T^2)| = 4\pi^2 \kappa^2 e^{-2hr} (1 - e^{-hr})^2 S^2(r, \theta) RT^2(\theta) R\kappa^2(\theta) \dots 36$$

donde  $\kappa/4ab$  es el momento magnético por unidad de volumen.

$$S(r, \theta) = \frac{\text{sen}(ar \cos \theta)}{ar \cos \theta} \frac{\text{sen}(br \cos \theta)}{br \cos \theta}$$

$$RT^2(\theta) = (n^2 + (l \cos \theta + m \text{sen} \theta)^2)$$

$$R\kappa^2(\theta) = (N^2 + (L \cos \theta + M \text{sen} \theta)^2) \dots 37, 38 \text{ y } 39$$

donde l, m y n son los cosenos directores del campo geomagnético  $T_0$  y L, M, N son los cosenos directores del momento magnético  $\kappa$ . Véase la Fig. 6.

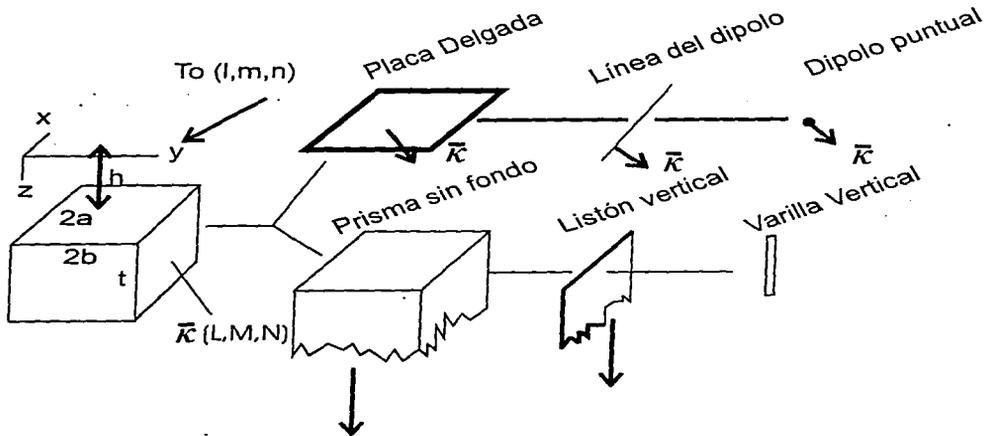


Fig.6. Modelo del paralelepípedo rectangular

La nueva definición de Spector y Grant, 1970 usa el principio de la mecánica estadística que establece que la esperanza matemática de que el valor de la función densidad de poder es igual al promedio del ensamble de E, lo que sólo es válido en grandes muestras.

Entonces se puede escribir:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = \int \dots \int E \cdot \Phi(a, b, t, h, I, D, \kappa) dV \quad ..40$$

donde  $\Phi$  es la distribución de frecuencias conjuntas del ensamble para los parámetros a, b, etc. y D e I son la declinación e inclinación del vector de momento magnético k. Asumiendo como ellos una distribución rectangular de  $\Phi$  y si a varía uniformemente entre 0 y 2a, t entre 0 y 2t, h en  $h \pm \Delta h$ , I en  $I \pm \Delta I$  y D en  $D \pm \Delta D$

$$\langle E(r, \theta) \rangle = \frac{1}{V} \int \dots \int E(r, \theta) da db dt dh dI dD d\kappa \quad ..41$$

y por tanto

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi\kappa^{-2} RT^2(\theta) \langle R\kappa^2(\theta) \rangle \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-r})^2 \rangle \langle S^2(r, \theta) \rangle \quad ..42$$

Asumiendo que para muestras grandes D e I no difieren apreciablemente del campo geomagnético, entonces se pueden igualar  $R\kappa^2$  con  $RT^2$  y puede reescribirse el espectro de potencia:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = \frac{\langle E(r, \theta) \rangle}{RT^2(\theta)} = 4\pi^2\kappa^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-r})^2 \rangle \langle S^2(r, \theta) \rangle d\theta \quad ..43$$

Lo que se llama la reducción al polo norte magnético y que siempre puede hacerse por conocerse  $RT(\theta)$ .

Como es más común tener los datos en perfiles que en mapas, y como  $\langle S^2 \rangle$  es una función "brincante" de  $\theta$  cuando a es grande, estos brincos imparten irregularidad a los contornos, por lo que es bueno promediar con respecto a  $\theta$  lo que da:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2\kappa^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-r}) \rangle \langle S^2(r, \theta) \rangle d\theta \quad ..44$$

donde

$$\langle S^2(r) \rangle = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \langle S^2(r, \theta) \rangle d\theta \quad ..45$$

y que al aplicar el logaritmo a  $\langle E(r) \rangle$  las contribuciones de los factores  $\kappa, h, t$  y  $d$  se suman y son fácilmente separables.

La expresión de  $\langle E(r) \rangle$  es fuertemente dominada por el factor  $e^{-2hr}$  y si r es menor que  $1/h$ ,  $\langle e^{-2hr} \rangle \approx e^{-2hr}$  y su logaritmo es aproximadamente una línea recta cuya pendiente es  $-2h$ , lo que determina la profundidad media de los cuerpos, que generan la anomalía.

Ahora veamos como influye la extensión en profundidad del cuerpo. El término que afecta al espectro es  $\langle C^2(r) \rangle = \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle = 1 - (3 - e^{-2tr})(1 - e^{-2tr}) / 4tr$  y donde  $t$  es un factor muy importante en la forma del espectro. Esto se ve al combinarse con  $e^{-2hr}$  (para no grandes valores de  $r$ ), ya que  $\langle C^2(r) \rangle$  introduce un pico en el espectro cuya posición tiende a menores números de onda al incrementarse  $t$  (véase Fig. 7).

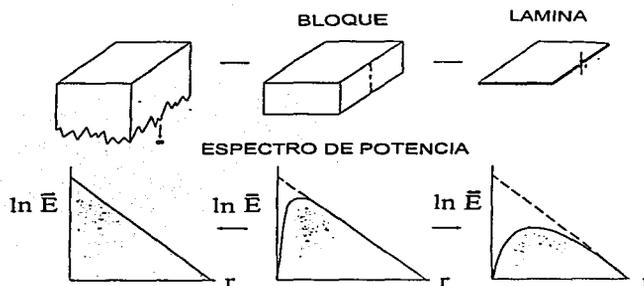


Fig.7. Efecto del espesor sobre la forma del espectro.

Y por último veamos la influencia del tamaño del cuerpo. Este efecto se ve en la función  $\langle S^2(r) \rangle$ , ya que acentúa el decaimiento del espectro a mayor tamaño, como lo muestra la Fig. 8.

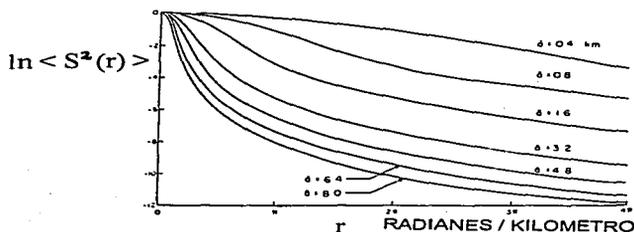


Fig.8. Efecto del tamaño de la dimensión horizontal en la forma del espectro.

En todo lo anterior se ha considerado un solo cuerpo como generador de la anomalía, lo que en la realidad es muy difícil, más bien se trata de ensambles de varios cuerpos y por tanto debemos de hacer uso de la propiedad aditiva de los espectros:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 K^2 \langle C^2(r, T) \rangle e^{-2hr} \langle S^2(r, A) \rangle + 4\pi^2 \kappa^2 \langle C^2(r, t) \rangle e^{-2hr} \langle S^2(r, a) \rangle \quad ..46$$

que es el caso de dos regiones con parámetros K, H, T, A y  $\kappa, h, t$  y a, asumiendo que los dos ensambles tiene su dirección de magnetización cercana a la del campo geomagnético, por lo que la expresión se encuentra reducida al polo.

De su forma es claro verse que el espectro constará de dos partes una proveniente de fuentes más profundas, dominante de los menores números de onda y que decae muy rápidamente y la de las fuentes más someras que es la que domina los mayores números de onda y que decae más lentamente.

Este último hecho dió origen a la técnica de emplear la herramienta anterior sobre fragmentos de un perfil, para obtener mayor información del mismo (técnica empleada en el Trabajo de Tesis, tanto en Gravimetría como en Magnetometría).

#### Método de Treitel, Clement y Kaul, 1971

Este trabajo toma datos a lo largo de un perfil unidimensional, causados por cuerpos bidimensionales, considerando las fuentes ubicadas a una profundidad uniforme h bajo el plano de observación x-y, con z perpendicular hacia abajo y la intensidad de la fuente variaba únicamente a lo largo del perfil, de forma arbitraria pero limitada I( $\zeta$ ).

Cada fuente lineal m( $\zeta$ ) d $\zeta$ , era perpendicular al plano z- $\zeta$ , extendiéndose infinitamente en las direcciones normales, por tanto se trata de un problema bidimensional.

La expresión del espectro de potencia T( $\zeta$ ) sería:

$$S_T(k) = \left( \frac{2\pi A}{\cos \alpha} \right)^2 \exp(-2|k|h) \quad ..47$$

donde T( $\zeta$ ) es la magnitud del vector de intensidad magnética del campo total T a lo largo de un perfil con abcisa  $\zeta$ , y k es el número de onda en la dirección  $\zeta$ . A es una constante derivada de las intensidades no correlacionadas de la fuente lineal m( $\zeta$ ) y  $\cos(\alpha) = (\cos^2 I \cos^2(D - P) + \sin^2 I)^{1/2}$  donde D e I son la declinación e inclinación magnéticas locales y P es el ángulo entre el Norte geográfico y el perfil.

Y como la profundidad h sólo afecta al término exponencial es fácilmente separable mediante el logaritmo y puede obtenerse de la pendiente de la línea ln (ST(k)) vs k.

El problema de este método radica en asumir que las intensidades de las fuentes m( $\zeta$ ) no estaban correlacionadas, habiéndose visto que son de tipo Log-Normal (Puranen, Marmo y Hämäläinen, 1968).

#### Modelo de Green, 1972

Se aplica el método de Spector y Grant, 1970 al análisis de perfiles, obteniendo el espectro de potencia mediante el suavizado del peridograma de los datos en el dominio del número de onda.

Estimando en forma rápida los anchos y profundidades promedio para longitudes de perfil que contienen gran número de anomalías. Y cuando se contaba con un gran número de perfiles que cortaban una misma secuencia de rocas era posible al promediar éstos, obtener un espectro que también producía estimaciones confiables de espesor.

La corrección de Ruotoistenmäki, 1983

Se propone el filtrado del espectro por un factor de frecuencia conocida ya que el efecto del tamaño hace que las profundidades de los cuerpos estimadas por el método de Spector y Grant, 1970, se hagan demasiado grandes. Esta corrección aún sigue siendo discutida.

Método de Máxima Entropía  
Blakely y Hassanzadeh, 1981

La mayor ventaja de este método es que pueden usarse perfiles con un menor número de datos, ya que mejora la resolución, pues no elimina la resolución lateral de fuentes menos extensas ni las de longitud de onda más corta. El método se basa en que el perfil puede dividirse en ventanas traslapadas y calcular el espectro de potencia para cada una de ellas.

El problema del método es que requiere que la magnetización sea no correlacionada, lo que para fuentes reales no es satisfecha.

Pero si se usa una magnetización coherente no se ven seriamente afectados los resultados, aunque siempre es necesaria una componente aleatoria en la misma; la relación entre la coherente y aleatoria es lo que deteriora la estimación de profundidades. Dicha relación está íntimamente relacionada con la escala elegida. Y la componente no aleatoria de la magnetización deberá ser no correlacionada sobre distancias aproximadamente equivalentes al intervalo de muestreo del perfil. Los autores también analizan que si hay presencia de esfuerzos compresionales o tensionales existe desmagnetización de la parte superior de una capa magnética y que por ejemplo el fallamiento tenderá a volver aleatoria la magnetización en menores escalas y que las fuentes profundas más coherentes podrían influir en los resultados.

Debe tenerse mucho cuidado que al aplicar el método las condiciones se cumplan, con el fin de obtener resultados razonables.

#### **Efectos del uso del espectro de potencia en el análisis de datos reales**

##### a) "Aliasing"

Uno de los problemas en el uso de datos reales es el de los efectos de la digitización o el problema de "aliasing". Sabemos que la longitud del registro  $L$  define el período fundamental o la frecuencia más baja  $1/L$  y por otro lado el intervalo de muestreo  $\Delta t$ , define la mayor frecuencia razonable en el cálculo del espectro. Y como para definir un período el mínimo son tres puntos, o sea dos intervalos de muestreo el período más corto a ser detectado es  $2\Delta t$  o la más alta frecuencia es su inverso. Esta frecuencia característica o de Nyquist es la mitad de la frecuencia de muestreo y es igual a  $N/2L$ , donde  $N+1$  es el número de muestras. Y todas las frecuencias mayores a  $N/2L$  que aparecen en el espectro se denominan "aliasing". Y fundamentalmente son debidas al uso de fórmulas discretas, siendo el más discutido y estudiado el debido al uso de un intervalo discreto de muestreo.

Báth(1964) da algunas de las normas más comunes para su atenuamiento.

- 1) Usar un intervalo de muestreo lo "suficientemente" pequeño, el término "suficientemente" pequeño va directamente relacionado con un aumento en el trabajo de digitización y en el procesamiento.
- 2) Utilizar registros con desigual espaciamiento, elegidos al azar
- 3) Filtrado del registro antes de mayor análisis, por ejemplo un pasa bajas. Pero esto no siempre es lo deseado ya que puede afectar partes de interés del espectro.

#### b) Uso de Ventanas

Como siempre se tiene un número limitado de datos, ello hace que se este utilizando una ventana de tipo rectangular o de caja, lo que nos hace tener una versión suavizada del espectro y que sea imposible de recuperar el verdadero.

Báth(1964) sugiere que para hacer esta distorsión mínima es necesario requerir las siguientes propiedades a la ventana espectral:

- 1) Una alta concentración en la parte central, lo que requiere una ventana amplia
- 2) Poca información a los lados , lo que requiere una ventana suave, sin escalones.

Esto nos hace apuntar que la ventana rectangular cumple muy bien con el punto a pero no así con el b, lo que nos introduce altas frecuencias no deseadas. El eliminar por completo este efecto es imposible, pero no se debe de descontar el uso de otra ventana que aunque afecte la señal original evite las altas frecuencias.

También Báth(1964) señala que no existe un procedimiento común para encontrar la forma de la mejor ventana y que más bien se trata de un proceso de prueba y error.

#### c) No periodicidad

Por ejemplo Meyer,1973 apunta que las señales de Bouguer no son periódicas, lo que muestra una clara contradicción con la aplicación de la metodología de Fourier. Aunque normalmente no se le da mucha importancia a ello Cordell y Grauch(1982) mostraron que sí era de consideración y que en lugar de usar el tren de impulsos de Dirac para discretizarla se emplease :

$$p(x) = g(x) * \sum_{n=-\infty}^{\infty} \delta(x - nL) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(x - nL)$$

y

..48 y 49

$$Pj = p(x = jdx) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(jdx - nL)$$

donde la transformada Pj de pj al haberse así construido es periódica. Mostrando así como se elimina la cola en las altas frecuencias.

El inconveniente de este método como los propios autores mencionan es la condición infinita de la n, por lo que es mejor usar un filtro que corte esta cola, pero muchas veces es difícil diferenciarla de la tendencia lineal.

#### d) Ruido

Meyer(1973) y Pal & Khurana(1980) determinan que las principales fuentes de ruido son:

- 1) las masas pequeñas y someras
- 2) errores instrumentales, de medición y de tratamiento numérico

3) presencia de cuerpos semejantes a los que conforman la señal pero que no son de interés

Los dos primeros pueden catalogarse como de origen aleatorio y estacionario, restringido a las altas frecuencias por lo que mediante filtros adecuados es posible minimizarlos. En cambio el tercero por encontrarse en el mismo rango de frecuencias que la señal de interés es muy difícil de descartar.

e) No bidimensionalidad

Respecto a este tema lo que se ha hecho es ver los límites aceptables para que la condición de bidimensionalidad sea prácticamente cumplida.

Al respecto Tsuboi y Fuchida(1937) para el caso de una lámina horizontal infinita en  $x$  con  $x=2y$ , expresan:

El efecto gravitatorio para un punto arriba de su centro de masa a profundidad  $d$  es

$$g = 4\gamma \rho \tan^{-1} \left( \frac{y}{d} \right) \quad ..50$$

que se aproxima a:

$$g_{\infty} = 2\pi \gamma \rho \quad ..51$$

si  $y$  tiende a infinito,

por tanto:

$$\frac{g}{g_{\infty}} = \frac{2}{\pi} \tan^{-1} \left( \frac{y}{d} \right) \quad ..52$$

y al graficarse para varios valores de  $y/d$  se observa que para que el error entre  $g$  y  $g_{\infty}$  sea menor al 10%,  $y$ , debe ser entre 5 y 6 veces mayor a  $d$ .

## II . Anexo 2

### Paleomagnetismo. Bases Teóricas

Como el primer objetivo del paleomagnetismo es conocer el comportamiento del campo geomagnético en el pasado, eso hace necesario tener a la mano algunos conceptos físicos, como: *Magnetización  $J$ , campo magnético  $H$ , Momento magnético  $M$  y susceptibilidad magnética  $\chi$ .*

*Magnetización.* Cuando un material es expuesto a un campo magnético  $H$ , éste adquiere una magnetización inducida  $J_i$ , que se rige por la siguiente expresión:

$$J_i = \chi H \quad \dots 1$$

Así podemos definir a la susceptibilidad  $\chi$  como la magnetizabilidad o facilidad de magnetizarse de una sustancia. En esta expresión si  $\chi$  es un escalar, implica que  $J_i$  y  $H$  son vectores paralelos, sin embargo existen materiales que presentan anisotropía magnética y en esos casos  $\chi$  es un tensor (3x3).

Los materiales además también poseen una *magnetización remanente  $J_r$* , que es un registro de campos magnéticos pasados que han actuado sobre el material.

Normalmente en paleomagnetismo se utiliza  $H$  en dos componentes (véase Fig. 1 )

$$H_v = H \text{ sen } I \quad (\text{vertical}) \quad \dots 2$$

$$H_h = H \text{ cos } I \quad (\text{horizontal}) \quad \dots 3$$

donde  $H$  es la magnitud de  $H$  e  $I$  es la inclinación de  $H$  desde la horizontal, variando de  $90^\circ$  a  $-90^\circ$  y definido positivo hacia abajo.

O también, con respecto a las coordenadas geográficas:

$$H_N = H \text{ cos } I \text{ cos } D \quad \dots 4$$

$$H_E = H \text{ cos } I \text{ sen } D \quad \dots 5$$

donde  $D$  es la declinación de  $H$ , ángulo entre el norte geográfico y la componente horizontal, y que varía de  $0^\circ$  a  $360^\circ$ , en el sentido de las manecillas del reloj.

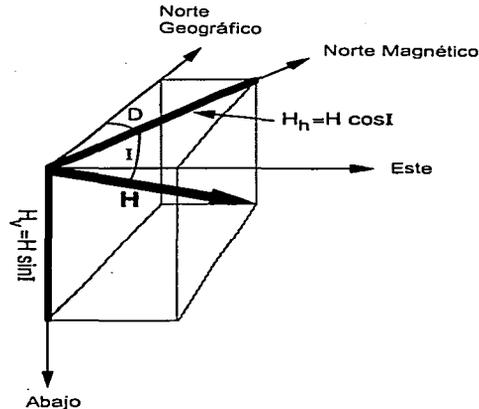


Fig. 1. Dirección del campo magnético  $H$ . El campo magnético total  $H$  se descompone en dos  $H_v$  y  $H_h$ . El ángulo  $I$  es la inclinación o el ángulo vertical entre la horizontal y  $H$ .  $D$  o declinación es el ángulo entre la componente horizontal  $H_h$  y el norte geográfico. (figura tomada de McElhinny, 1973)

Por último, al conocerse  $D$  e  $I$  la dirección del campo queda determinada y si se conoce la magnitud de las componentes, también se puede conocer la intensidad total  $H$ :

$$H = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_V^2} \quad ..6$$

**Momento Magnético.** El campo magnético al contrario del eléctrico no presenta monopolos, por lo que el momento magnético es la unidad menor de carga magnética. Este se define para un par de cargas magnéticas como el producto de la carga  $m$  por la distancia  $d$  que los separa, esto es:

$$M = m d \quad ..7$$

Pero la forma más común de generar cargas magnéticas es al circular una corriente eléctrica, y en ese caso la expresión del momento magnético es:

$$M = I A n \quad ..8$$

donde  $n$  es un vector unitario perpendicular al área que encierra la corriente al circular,  $A$  es la magnitud del área encerrada e  $I$  es la magnitud de la corriente.

Ahora en base a  $M$  definamos la magnetización de un material. La magnetización  $J$  de un material es el momento magnético por unidad de volumen, que no es más que la suma vectorial de los momentos magnéticos divididos por el volumen que los encierra.

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{volume}} \quad ..9$$

donde  $M_i$  es cada momento magnético.

### **Campo Geocéntrico Axial.**

Esta es una de las principales hipótesis del paleomagnetismo y nos dice que el campo magnético terrestre puede describirse por un dipolo colocado en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación (véase Fig.2).

Por tanto sus componentes son:

$$H_h = \frac{M \cos \lambda}{r_e^3} \quad ..10$$

$$H_v = \frac{2 M \operatorname{sen} \lambda}{r_e^3} \quad ..11$$

$$H = \frac{M}{r_e^3} \sqrt{1 + 3 \operatorname{sen}^2 \lambda} \quad ..12$$

donde  $I$ ,

$$\tan I = \frac{H_v}{H_h} = 2 \tan \lambda \quad ..13$$

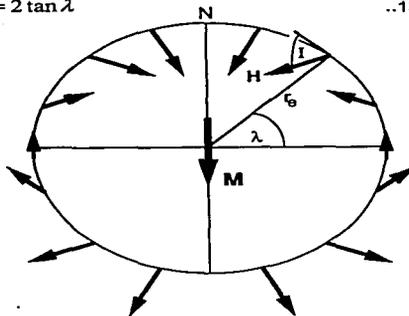


Fig.2. Modelo del Campo Dipolar Geocéntrico Axial. El dipolo magnético  $M$  se coloca en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación;  $\lambda$  es la latitud geográfica,  $r_e$  es el radio promedio terrestre.  $(I)$  es la inclinación de dicho punto y  $N$  es el norte geográfico. Las flechas indican de manera esquemática las direcciones del campo producida por el modelo. (figura tomada de McElhinny, 1973)

Pero la realidad es que el campo magnético geocéntrico y axial presenta una inclinación del orden de  $11.5^\circ$  con respecto al eje de rotación terrestre, lo que sólo implica un error del 10%. Por lo que el campo magnético total es la suma de su componente dipolar y la no dipolar.

Otra complicación es que la dirección y magnitud del campo geomagnético en la superficie terrestre varía con el tiempo. Las variaciones con periodos que van entre  $1$  y  $10^3$  años constituyen la variación secular. Las variaciones en inclinación de registros históricos desde el año 1600 van desde  $66^\circ$  a  $75^\circ$  y en declinación de  $-25^\circ$  a  $10^\circ$ . Estos patrones de variación secular son para regiones dentro de un mismo continente, pero muy variable de un continente a otro, lo que se explica debido probablemente a diferencias en el tamaño de las fuentes no dipolares del campo magnético dentro del núcleo.

El origen de la variación secular se puede dividir aproximadamente en dos contribuciones con periodicidades sobrepuestas: los cambios en las fuentes no dipolares de período corto (menores a 3000 años) y los cambios en el campo dipolar de período largo  $10^2 - 10^4$  años. A pesar de estas variaciones se ha observado que la posición promedio de el polo geomagnético es indistinguible de la del eje de rotación en los últimos dos mil años, por lo que se sustenta la hipótesis del dipolo axial geocéntrico.

También se han detectado variaciones en la amplitud del dipolo (véase Fig.3), que muestra variaciones hasta del 50% en los últimos  $10^4$  años. A larga escala también se han detectado cambios de polaridad, o sea un cambio de  $180^\circ$  en la dirección del dipolo, lo que ha definido la escala de polaridad geomagnética. Pero debe aclararse que independientemente de estos cambios más severos la hipótesis del campo magnético geocéntrico y axial describe el comportamiento del campo promedio en el tiempo ya sea en polaridad normal o reversa.

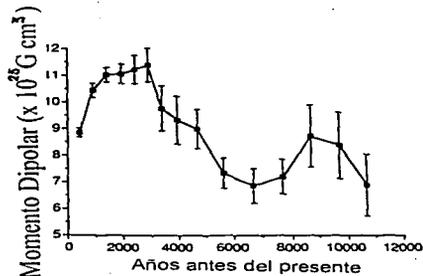


Fig. 3. Momento dipolar geomagnético en los últimos 10,000 años. Medias de 500 años se muestran para los últimos 4,000 años y medias de 1,000 años se muestran para el período entre los 4,000 a los 10,000 años con un margen de error del 95%.

## Magnetización Microscópica

El campo magnético se produce por el movimiento de carga eléctrica, el cual al más bajo nivel es el producido por el movimiento de un electrón. Este presenta 2 movimientos, uno sobre su eje de rotación y otro alrededor del núcleo, generando ambos movimientos campos magnéticos. Así a nivel atómico, todas las sustancias son magnéticas y pueden ser clasificadas en dos tipos:

a) *diamagnéticos*: que se debe a que poseen las celdas electrónicas completas y la precesión de la órbita del electrón en un campo magnético da como resultado la generación de un campo magnético en dirección opuesta al campo aplicado.

b) *paramagnéticos*: cuyos átomos poseen celdas incompletas, por lo que cada átomo tiene un momento magnético debido a los espines no compensados, por lo que los electrones preceden y el momento magnético se alinea en la misma dirección del campo aplicado. Sus susceptibilidades (magnetización adquirida por unidad de campo aplicado) son mayores que  $10 \text{ E}(-03)$  a  $10 \text{ E}(-5)$  S.I., mientras que en los diamagnéticos son menores de  $10 \text{ E}(-3)$  S.I.

Dentro de los paramagnéticos están los *ferromagnéticos*, en los cuales la interacción entre los momentos magnéticos de espines no apareados es muy intensa, pues son paralelos, razón por la cual presentan una magnetización espontánea muy fuerte, aún cuando no haya campo magnético externo. Y los *antiferromagnéticos*, cuyos momentos se aparean no paralelos, por lo que no presentan magnetización espontánea. Y un punto medio entre los anteriores, los *ferrimagnéticos*, en los que los momentos magnéticos son antiparalelos pero de diferente magnitud, por lo que su magnetización es menor que la de los ferromagnéticos, pero adquirida aún en ausencia de campo aplicado. Véase Fig. 4

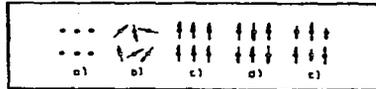


Fig. 4. Arreglo de momentos magnéticos en la estructura cristalina de minerales  
a) diamagnéticos, b) paramagnéticos,  
c) antiferromagnéticos, d) ferromagnéticos y  
e) ferrimagnéticos

El comportamiento para o diamagnético es únicamente dependiente de la temperatura, que afecta el radio orbital del electrón, pero el *ferro*, *antiferro* y *ferrimagnético* depende fuertemente de las distancias interatómicas. Al calentar hay una temperatura específica a la cual la distancia es excedida y el acoplamiento se rompe, esta temperatura es para los *ferro* y *ferrimagnéticos* la temperatura de Curie, mientras para los *antiferromagnéticos* es la de Neel. Sobre estas temperaturas todas las sustancias son *paramagnéticas*.

En los materiales *ferromagnéticos*, las características de su magnetización se definen por su ciclo de histéresis (Fig. 5). Este consiste en la respuesta de la magnetización a un campo que es aplicado en incrementos sucesivos hasta alcanzar la magnetización de saturación ( $M_s$ ). Al disminuir el campo aplicado la magnetización disminuye por una curva diferente a la que originó la saturación, y además a campo cero, el material conserva una cierta magnetización ( $M_r$ ), que será destruida al cambiar de sentido el campo en el valor  $-H_c$  que define la fuerza coercitiva. Si se

continúa disminuyendo se llegará de nuevo a una saturación, para un campo  $-H_s$ , si de nuevo se aumenta el campo, al cambiar el sentido, se completara el ciclo de histéresis.

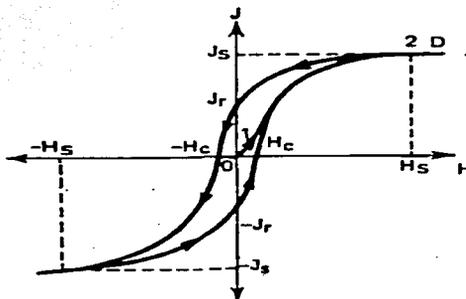


Fig.5. Ciclo de histéresis magnética de un material ferromagnético.

La susceptibilidad inicial del material la da la pendiente de la curva O1 en el origen coordinado, o sea:

$$\kappa_o = \left. \frac{\partial J}{\partial H} \right|_{H=0} \quad \dots 14$$

Por el análisis de estas curvas se determina el tipo de dominio magnético, ya que la saturación se da en campos exteriores más o menos intensos y no a dipolos atómicos paralelos en la red cristalina. Esto último no se cumple en la realidad, pues si fuese así, el momento magnético del material alcanzaría la saturación en campos poco intensos y aún nulos, pero se observa que sólo adquiere magnetización espontánea en presencia de un campo externo. Además, adquiriría magnetización espontánea sin presencia de un campo exterior al enfriarse y alcanzar temperaturas menores a la de Curie. Todo lo anterior se debe a que el material está constituido por dominios magnéticos, dentro de los cuales existe un perfecto ordenamiento de los momentos magnéticos atómicos. Pero los de los dominios cercanos no son paralelos en presencia de campos de baja intensidad, y aún antiparalelos (caso ideal). Las paredes o zonas de transición que los dividen son las paredes de Bloch y a través de ellas la dirección de los espines de los electrones no apareados cambian continuamente, desde la correspondiente a un dominio magnético hasta la del vecino dominio, por lo que en estas paredes los momentos magnéticos atómicos poseen direcciones muy distintas. El ciclo de histéresis es más sencillo de explicarse en base a desplazamiento de las paredes de Bloch o a la rotación de los momentos magnéticos de sus dominios, bajo los efectos de un campo exterior. El desplazamiento de una pared se realiza en contra de la energía magnetoelástica del cristal (originada en las tensiones mecánicas internas del cristal) y la rotación debe vencer las resistencias originadas en las energías magnetocristalinas, magnetoelástica y magnetoestáticas. (Fig. 6)

Además los materiales tienen la propiedad de adquirir magnetizaciones, por lo que la *magnetización remanente natural* es la suma de la primaria (adquirida al momento de formación) y las secundarias.

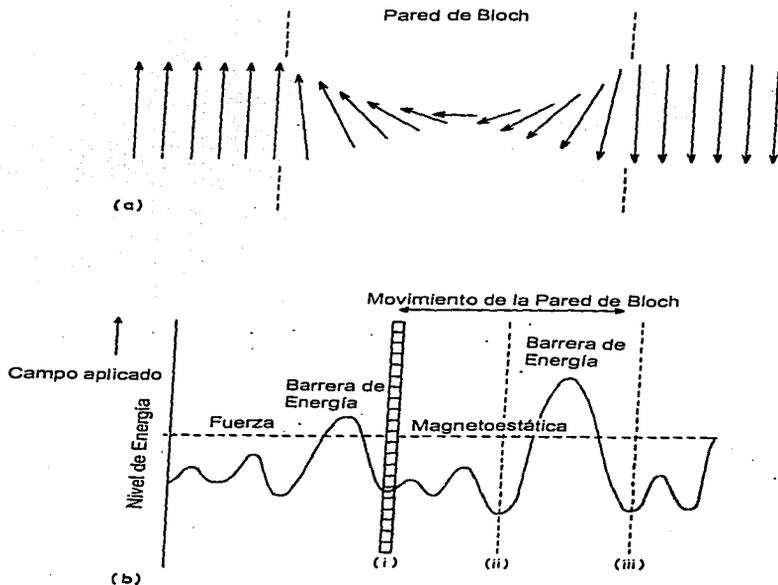


Fig. 6. Paredes del dominio magnético y sus movimientos.

a) En la pared de un dominio, las direcciones individuales de los espines pueden gradualmente cambiar de dirección de un dominio por el de aquel que le rodea. Cuando un campo es aplicado a un grano las paredes del dominio se mueven de manera que los dominios con magnetización paralela al campo aplicado crecen en volumen.

b) Estos cambios involucran el cruce de ciertas barreras de energía dentro del cristal. Si el campo aplicado es pequeño, las paredes volverán a su posición original al desaparecer el campo. Sin embargo, si el campo aplicado es muy intenso y durante un tiempo suficientemente largo, el volver a su posición original les tomará un largo periodo de tiempo.

## **Magnetización Remanente Natural**

La magnetización de un material, en este caso de las rocas, es la suma vectorial de dos componentes:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r \quad \dots 15$$

donde  $\mathbf{J}_i$ , es la magnetización inducida y  $\mathbf{J}_r$ , es la magnetización remanente natural.

La  $\mathbf{J}_i$  es normalmente paralela al campo geomagnético local y domina en la mayoría de las rocas, pero su adquisición es un proceso reversible sin memoria de campos pasados.

La magnetización remanente natural es la magnetización de la roca antes de que se le efectúe proceso alguno en el laboratorio. Depende del campo geomagnético y de los procesos geológicos durante la formación e historia de la roca. Por tanto, normalmente cuenta con más de una componente, conociéndose como primaria la adquirida durante su formación y secundarias, todas aquellas después de que se formó. En la *tabla 1* se describen los posibles mecanismos de adquisición de la magnetización.

Tabla 1. Mecanismos de Adquisición de Magnetizaciones

- a) Remanente Térmica: Depende de la composición, forma y tamaño de los granos magnéticos. Se genera al momento de enfriarse la roca a temperaturas menores de la de Curie o de bloqueo. (La temperatura de Curie es aquella a la que los minerales adquieren magnetización espontánea y la de bloqueo a la que aumenta el tiempo de relajación y el magnetismo adquirido se congela). Es una de las magnetizaciones más estables.
- b) Pseudo - Remanente Térmica: Si la roca se enfría en un campo magnético a menor temperatura que la de Curie de los minerales que la forman.
- c) Remanente Isotérmica: Cuando un gran campo actúa por un corto tiempo, por ejemplo rocas expuestas a tormentas frecuentes (relámpagos).
- d) Química: Es debida al crecimiento de cristales a temperatura constante siempre menores a la de Curie. Es dependiente de la temperatura y el tiempo. El grado de crecimiento afecta la naturaleza de los granos multidominio o pseudo-dominio-simple, de ahí su capacidad para retener una remanencia química.
- e) Viscosa: Se da en todas las rocas, es dependiente del tiempo, del material, del tamaño de grano y su composición, puede ser alterada por muchos factores. Teóricamente el rango de decaimiento de una remanencia pre-existente al ubicarse en campo magnético nulo debe ser similar al de adquisición. Este tipo de tiene tiempos de relajación muy bajos, por lo que son fácilmente removidas.
- f) Deposicional: Se adquiere por el fenómeno físico de rotación de partículas magnéticas durante la deposición, es dependiente del tamaño de grano y del proceso de depósito. A grano más fino y más lento el proceso de depósito, mayor la estabilidad y mejor será el alineamiento del campo magnético.
- g) Piezomagnética: Se adquiere al aplicar esfuerzos a una roca. Depende de los materiales magnéticos constituyentes y de la dirección de los esfuerzos.
- h) Anhistórica: Se da cuando el material es sujeto simultáneamente a dos campos : uno constante y otro alterno.
- i) Impacto: Se obtiene cuando las partículas magnéticas colisionan por impacto. Este tipo de magnetización puede ocurrir de forma natural por el choque de meteoritos.

## Métodos de Análisis de los Datos Adquiridos

### Representación de los Datos

Los vectores de dirección en Paleomagnetismo son descritos en términos de inclinación,  $I$ , con respecto a la horizontal (del sitio en que se colectó) y la declinación,  $D$ , (con respecto al norte geográfico) véase Fig. 1. Para desplegar visualmente esta información se usan dos tipos de proyecciones: *igual-ángulo*, *estereográfica* o de *Wulff* y de *igual-área* o de *Lambert* o *Schmidt*.

La primera tiene la propiedad de que un cono definido por vectores alrededor de uno central, se representan como un círculo, cuyo tamaño cambia de acuerdo a la inclinación, más pequeño a mayor inclinación, o sea más cerca del centro de la proyección. Esta será la proyección usada para el caso de datos de análisis de direcciones en paleomagnetismo (Fig. 8).

La de *igual área* tiene la propiedad de que el área de un cono de vectores alrededor de un vector central permanecerá constante independientemente de la dirección del vector central. La proyección de este cono será una elipse, a menos que el vector central sea vertical (Fig. 8).

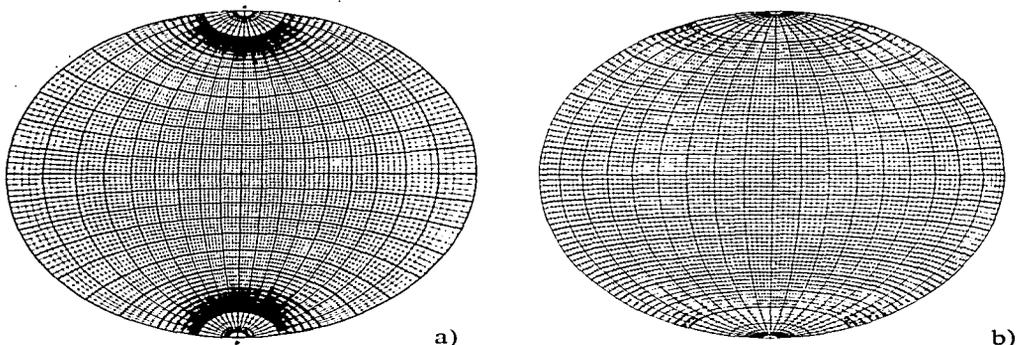


Fig. 8. a) Red estereográfica o de Wulff.  
b) Red de igual área, de Lambert o de Schmidt.

## Correcciones

Para representar estas direcciones, primero se debe de efectuar la *corrección geográfica*, o sea transformar las coordenadas de la muestra a coordenadas geográficas. Supongamos que tenemos a) la orientación de la muestra (medida en campo), b) su volumen  $v$ , y c) las componentes del momento magnético en coordenadas de la muestra (medidas en el laboratorio).

Así el momento magnético total  $M$  de la muestra es:

$$M = \sqrt{M_x^2 + M_y^2 + M_z^2} \quad ..16$$

y la intensidad de la magnetización remanente natural (NRM)

$$NRM = \frac{M}{v} \quad ..17$$

La inclinación  $I_s$  y la declinación  $D_s$ , en coordenadas de la muestra estarán dadas por:

$$I_s = \tan^{-1} \left( \frac{M_z}{\sqrt{M_x^2 + M_y^2}} \right) \quad ..18$$

$$D_s = \tan^{-1} \left( \frac{M_y}{M_x} \right) \quad ..19$$

En la Fig. 9 se muestra de forma gráfica la manera de efectuar ésta corrección.

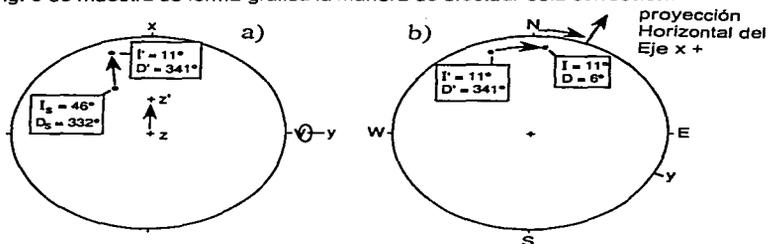


Fig. 9 Determinación de la dirección de la NRM en coordenadas geográficas.

- inclinación y declinación de la NRM en coordenadas de la muestra ( $I_s, D_s$ ) se rotan a ( $I', D'$ ), sobre el eje  $y$ , por un monto igual al buzamiento, dejando al eje  $z$  en  $z'$ .
- Los ejes de la muestra vuelven a la posición geográfica al rotar la proyección horizontal del eje  $x$  a la orientación azimuthal medida; la dirección de la NRM es rotada, junto con el sistema coordenado de la muestra. (Butler, 1992).

Después debe efectuarse la corrección de rumbo y echado, que consiste en rotar la dirección de la NRM alrededor del eje local del rumbo o en su caso del azimuth medido, por un monto igual al del echado. La Fig. 10 muestra mediante un ejemplo la manera de efectuarse. Y a continuación se presenta la matriz de rotación necesaria para efectuarla.

$$\begin{bmatrix} \cos A & -\operatorname{sen} A \cos B & \operatorname{sen} A \operatorname{sen} B \\ \operatorname{sen} A & \cos A \cos B & -\operatorname{sen} B \cos A \\ 0 & \operatorname{sen} B & \cos A \end{bmatrix} \quad \dots 20$$

donde A es el rumbo y B el echado.

- Con estas direcciones ya corregidas y graficadas por cada sitio en una red estereográfica, se puede observar si las muestras poseen más de una componente de magnetización, esto es *magnetizaciones secundarias*. Ya que por ejemplo las NRM de un sitio pueden encontrarse a lo largo de un círculo mayor, lo que es el resultado de la suma de dos vectores de diferente magnitud pero dirección constante, que conecta ambos vectores. O en otros casos mostrar mucha dispersión, por lo que el proceso de desmagnetización tendrá que ser con más cuidado y con un mayor número de pasos.

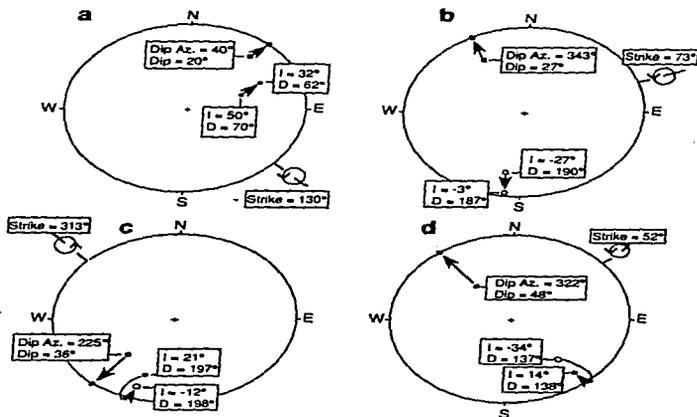


Fig. 10. Ejemplo de corrección de rumbo y echado. La posición del bedding es especificada por el rumbo y el rumbo azimuthal (cuadrado sobre la proyección de igual área). La rotación requerida para restaurar el bedding a la horizontal es horaria e igual al echado, como se muestra. La dirección in situ de la NRM es la cola de la flecha y la corregida es la punta. Los círculos rellenos indican direcciones en el hemisferio inferior y los vacíos en el hemisferio superior de la proyección, en este caso de igual área. (Butler, 1992)

Ahora se elige una o varias muestras que serán tomadas como pilotos y a las que se efectuará el tratamiento. Básicamente existen dos tipos de tratamientos para obtener la magnetización primaria o característica y la o las secundarias: *Térmico y de Campos Alternos*.

Como sólo se empleó el segundo es del que se hará una breve descripción.

#### **Desmagnetización mediante campos alternos**

Esta técnica es la recomendada para el tratamiento de rocas ígneas, ya que la magnetización remanente térmica (componente original de las rocas ígneas) es muy resistente al lavado, mientras que las viscosas y las isotérmicas son muy sensibles.

El método consiste en aplicar un campo débil a la muestra, causando que los granos de menor o igual coercitividad a la del campo aplicado se alineen a él, al reducirse el campo la magnetización de estas partículas se deja en posiciones al azar, por lo que sólo quedarán las remanencias de las partículas con coercitividades mayores que la del campo aplicado.

Incrementos sucesivos en el campo aplicado, midiendo la remanencia después de cada incremento, permite obtener el espectro de coercitividad, al graficarla contra el campo aplicado (por ejemplo la magnetización remanente de la magnetita, titanomagnetita y pirrotita desaparece entre los 0 y 1000 mT, en cambio la serie de las ilmenos-hematitas requieren de campos mayores).

Como también se mide su dirección es posible representarla en una red estereográfica, usualmente la de Schmidt, siendo círculos rellenos en el caso de inclinaciones positivas.

#### **Obtención de las componentes de magnetización**

Una herramienta muy utilizada son los diagramas de Zijderveld *DZ*, que combinan en el mismo diagrama intensidad y cambios en la dirección. El punto final del vector de desmagnetización es proyectado como dos puntos en dos planos ortogonales, el plano horizontal que contiene el vector  $\sqrt{x^2 + y^2}$  y el vertical  $x\sqrt{x^2 + y^2}$  o  $y\sqrt{y^2 + z^2}$ .

Donde  $x$ ,  $y$ ,  $z$  son las componentes referidas a los ejes coordenados.

$$x = M \cos I \cos D \quad \dots 21$$

$$y = M \cos I \sin D \quad \dots 22$$

$$z = M \sin I \quad \dots 23$$

y normalmente  $x$  representa el Norte,  $-x$  el Sur,  $y$  el Este y  $-y$  el Oeste (véase Fig. 11).

La distancia al origen es proporcional a la intensidad. Por lo que en el proceso de desmagnetización se formarán trayectorias sobre los dos planos de acuerdo a los cambios en declinación, inclinación e intensidad. La proyección sobre el plano horizontal se representa comúnmente por puntos y sobre el plano vertical por cruces.

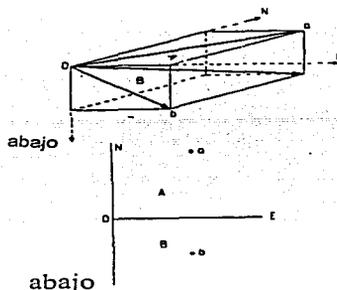


Fig. 11. Ejemplo de la representación de las direcciones de la NRM en diagramas de Zijderveld.

El caso más simple es el de remover una magnetización secundaria  $J_s$  sin alteración de la primaria  $J_p$ , o sea cuando los espectros de coercitividad no coinciden (véase Fig. 12), las trayectorias serán dos líneas rectas como se observa del dibujo, y la primaria es la que finalmente se dirige al origen. La dirección e intensidades de las componentes primarias y secundarias se pueden obtener de los ángulos que las rectas forman con los ejes del diagrama.

Este caso es prácticamente ideal, lo más común es que presenten traslape de los espectros de coercitividad, véanse figs. 12c y e, en el caso de un traslape parcial (caso b) es posible determinar las dos componentes, extendiendo las líneas rectas y tomando como referencia su intersección.

Las líneas rectas representan una magnetización constante que está siendo removida.

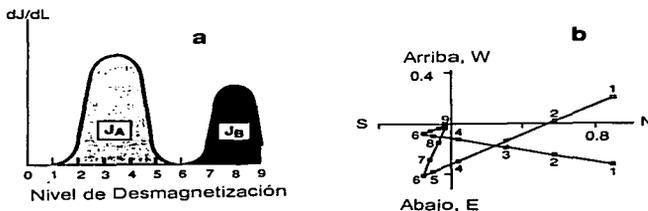
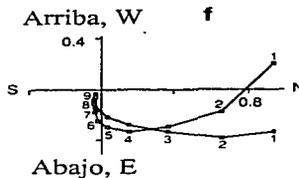
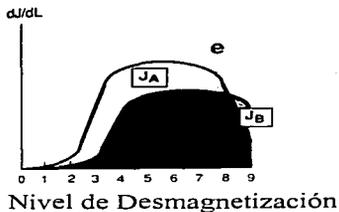
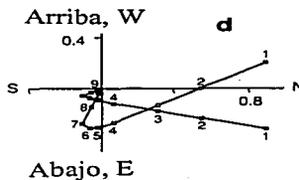
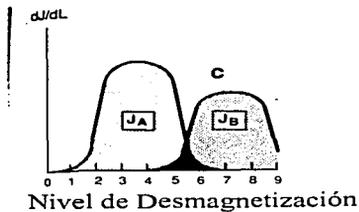


Fig. 12. Representación esquemática de los efectos del traslape de los espectros de coercitividad. Una componente de baja estabilidad JA tiene dirección  $I=25^\circ$  y  $D=15^\circ$ . Una componente de mayor estabilidad JB tiene dirección  $I=70^\circ$  y  $D=155^\circ$ .

- Espectro de desmagnetización de las dos componentes de la NRM. La componente JA es removida durante los pasos 2 al 6; la componente JB lo es durante los pasos 7 al 9.
- Diagrama de Zijderveld (DZ) del proceso de desmagnetización correspondiente al espectro mostrado en a.



- c) c) Caso en que las dos componentes de la NRM tienen un pequeño traslape en el espectro de coercitividad. La componente JA es removida durante los pasos 2 a 6; la componente JB lo es durante los pasos 7 a 9.
- d) Diagrama de Zijderveld de proceso de desmagnetización correspondiente al inciso c.
- e) Caso en el que las dos componentes de la NRM tienen un gran traslape en el espectro de coercitividad.
- f) Diagrama de Zijderveld del proceso de desmagnetización correspondiente al espectro mostrado en e. En este caso las componentes no pueden ser separadas, puesto que no existe intervalo en el espectro de coercitividad en el que se pueda remover una sola componente (Butler, 1992).

El problema general de resolver las direcciones de dos magnetizaciones superpuestas se encuentra en varios estados de complejidad. Si un punto final estable es observado, o sea una dirección de remanencia sobre un cierto campo o temperatura, las dos direcciones en principio pueden ser resueltas, lo que también es posible si hay un rango en temperaturas o campos sobre los cuales  $J_p$  es constante (véase Fig. 13).

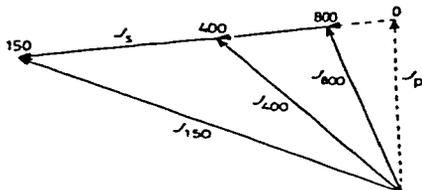


Fig. 13. Determinación de la dirección e intensidad de la NRM secundaria cuando la magnetización primaria es constante en un rango de campo alterno aplicado.

Aunque normalmente en los estudios paleomagnéticos la dirección de  $J_p$  es la de principal interés, hay casos en los que es importante documentar la  $J_s$ . En el caso más simple que es el de una magnetización primaria con una secundaria superpuesta, el procedimiento anterior falla para establecer la  $J_s$  en gran variedad de circunstancias, por ejemplo si ambos espectros de coercitividad tienen el mismo límite inferior pero  $J_p$  tiene un límite superior mayor, si el nivel de ruido del magnetómetro se alcanza antes que un punto final estable ha sido alcanzado o si los espectros de coercitividad cubren el mismo rango.

En estos casos se recomienda el uso de círculos de remagnetización. Si  $J_p$  y  $J_s$  están siendo desmagnetizadas simultáneamente los vectores resultantes después de cada desmagnetización definen un círculo mayor en la red estereográfica, el *círculo de remagnetización*. Mientras que las direcciones primarias y secundarias pueden ser definidas en forma única si un punto final estable es encontrado, con rangos de coercitividad apropiados, ellos no están definidos por el círculo de remagnetización, pero deben encontrarse en algún lugar sobre de ellos.

Si un estrato rocoso está magnetizado uniformemente, y posee una magnetización remanente natural primaria y secundaria, los círculos de remagnetización obtenidos al desmagnetizar diferentes muestras coincidirán, pero si existe dispersión en alguna de las componentes de la magnetización, los círculos no coincidirán pero tenderán a converger en un punto o polo (Halls, 1978). Dicho punto o su antipolo indica la dirección de una de las magnetizaciones. Este método también es usado para dispersiones de origen estructural, véase Fig. 14. En este caso las direcciones primaria y secundaria pueden ser determinadas por la convergencia de los círculos de remagnetización antes y después del pliegue.

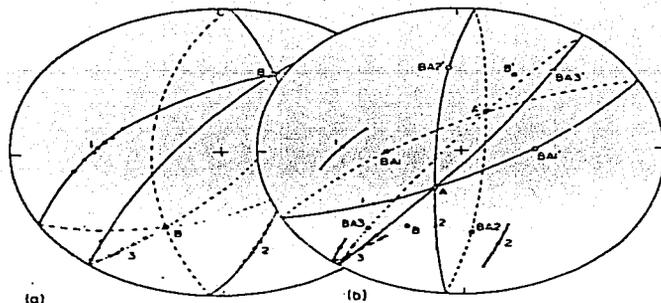


Fig.14. Convergencia de los círculos de remagnetización.

Los diagramas de Wulff, ilustran esquemáticamente como las direcciones y las edades relativas de dos componentes de magnetización pueden ser resueltas cuando al desmagnetizar se generan arcos de círculos mayores, pero no puntos finales estables. En el ejemplo hipotético mostrado, los círculos de remagnetización son definidos por muestras de los sitios 1,2,3, en un área estructuralmente perturbada. Las flechas indican el sentido de recorrido al ser desmagnetizadas. Curvas discontinuas y continuas muestran los círculos en los hemisferios inferiores/superiores; los puntos vacíos y llenos las magnetizaciones reversas y normales.

a) B y B' son las intersecciones de los círculos de remagnetización antes del despliegue estructural.  
 b) A y A' son las intersecciones después del despliegue estructural y BA1 y BA1' son las posiciones de los polos B y B' para el sitio 1, etc. Sobre cada uno de los tres círculos mayores en b hay dos posibles direcciones de las componentes primaria y secundaria rotada. La ambigüedad es eliminada ya que los datos que definen estos círculos deben caer entre las direcciones primaria y secundaria verdaderas. De ahí que A y B son respectivamente direcciones de las componentes primaria y secundaria.

### Métodos Estadísticos en Paleomagnetismo

Dada la naturaleza de los datos paleomagnéticos es necesario el empleo de técnicas estadísticas para su análisis. La estadística empleada para determinar direcciones medias en los vectores de magnetización como en los polos paleomagnéticos es de tipo bidimensional. La más utilizada es la de Fisher (1953), basada en suponer a los vectores de magnetización distribuidos en la superficie de una esfera.

La distribución Fisher ve a las direcciones de los vectores de MRN de varios especímenes como puntos en la superficie de una esfera unitaria, con cada una de las direcciones con peso unitario.

La función de densidad Fisher  $P_{\text{da}}(\theta)$ , da la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de dicha área,  $dA$ , centrada a un ángulo  $\theta$  de la media verdadera. El área angular se expresa en estereoradianes, donde el área total de una esfera unitaria son  $4\pi$  estereoradianes.

Las direcciones se encuentran distribuidas de acuerdo a la función densidad de probabilidad:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta) \quad ..24$$

donde  $\theta$  es el ángulo en la dirección verdadera, (o sea cero en este caso) y  $\kappa$  es el parámetro de precisión, esto es una medida de la concentración de la distribución alrededor del valor medio, creciendo a mayor concentración.

Si  $\xi$  se toma como el ángulo azimutal alrededor de la dirección media verdadera, la probabilidad de una dirección dentro de un área angular  $dA$ , puede expresarse:

$$P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi \quad ..25$$

El término  $\sin \theta$  aparece, ya que el área de una banda de ancho  $d\theta$  varía como  $\sin \theta$ . La normalización de la función de Fisher se expresa:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi = 1.0 \quad ..26$$

La probabilidad  $P_{d\theta}(\theta)$  de encontrar una dirección en una banda de ancho  $d\theta$  entre  $\theta$  y  $\theta + d\theta$  están dadas por:

$$P_{d\theta}(\theta) = \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta) dA = 2\pi P_{dA}(\theta) \sin(\theta) d\theta = \frac{\kappa}{2 \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta) \sin \theta d\theta \quad ..27$$

y los ángulos de porcentaje, donde la dirección media verdadera se encuentra en ese margen puede calcularse siendo algunos de los más comunes se muestran a continuación:

$$\theta_{50} = \frac{67.5^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \theta_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{\kappa}} \quad ..28$$

La dirección media puede calcularse mediante las siguientes expresiones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum m_i}{\sum l_i} \quad ..29$$

$$I = \frac{\sin^{-1} \sum n_i}{R} \quad ..30$$

$$R = \sqrt{(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2} \quad ..31$$

y donde  $l_i, m_i, n_i$  son los cosenos directores de la  $i$ ésima dirección.

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión  $\kappa$  es:

$$\kappa = \left( \frac{N-1}{N-R} \right) \quad \dots 32$$

cuando se conoce la dirección verdadera , o

$$\kappa' = \frac{N}{N - R \cos \varpi} \quad \dots 33$$

donde  $\varpi$  es el ángulo entre la dirección verdadera y las medias estimadas.

Para darse ya una dirección media, debe ir de la mano con un límite de confiabilidad, que en este caso es el llamado  $\alpha_{0.95} = \alpha_{(1-p)}$ , y está dado por la siguiente expresión:

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{N} \left\{ \left( \frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\} \quad \dots 34$$

una buena aproximación si  $\kappa \geq 10, N \geq 10$ .

#### **Determinación del Polo Magnético de la Dirección del Campo Magnético**

De la Fig. 15, sean  $(\lambda_s, \phi_s)$  la latitud y longitud de un sitio dado y las del polo  $(\lambda_p, \phi_p)$ , por tanto se forma un triángulo esférico con ápices  $(\lambda_s, \phi_s)$ ,  $(\lambda_p, \phi_p)$  y el norte geográfico N. La colatitud (distancia angular desde el norte geográfico) del sitio es  $p_s$ , y la colatitud del polo magnético  $p_p$ .

La colatitud magnética  $p_p$ , es la distancia angular sobre círculo mayor, del sitio al polo magnético. La distancia angular se determina de la fórmula dipolar:

$$p_p = \cot^{-1} \left( \frac{\tan I}{2} \right) = \tan^{-1} \left( \frac{2}{\tan I} \right) \quad \dots 35$$

utilizando la ley de los cosenos y las definiciones de colatitud, se obtiene:

$$\text{sen } \lambda_p = \text{sen } \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \text{ sen } p \cos D \quad \dots 36$$

donde

$$\phi_p = \phi_s + \beta \text{ si } \cos p \geq \text{sen } \lambda_s \text{ sen } \lambda_p$$

o

$$\phi_p = \phi_s + \pi - \beta$$

El siguiente paso es determinar el ángulo  $\beta$ , que es la diferencia en longitud entre el polo y el sitio. Aplicándose la ley de los senos, tenemos:

$$\frac{\text{sen } p}{\text{sen } \beta} = \frac{\text{sen } p_p}{\text{sen } D}, \text{ de donde se puede despejar } \text{sen } \beta. \quad \dots 37$$

sustituyendo la colatitud de  $p_p$ , finalmente  $\beta$  queda:

$$\beta = \text{sen}^{-1} \left( \frac{\text{sen } p \text{ sen } D}{\cos \lambda_p} \right), \text{ con } -\pi/2 \leq \beta \leq \pi/2 \quad \dots 38$$

En el caso de que la dirección media  $D_m, I_m$  es convertida a polo paleomagnético, el círculo de confianza  $\alpha_{95}$  se convierte en un óvalo y los errores en las diferencias medias serán:

$$dI_m = \alpha_{95} = dD_m \cos I_m \quad \dots 39$$

que corresponde a un error en la colatitud  $dp$

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) \text{ o } dp = 2 \alpha_{95} \left( \frac{1}{1 + 3 \cos^2 I_m} \right) \quad \dots 40$$

y un error  $dm$  en la dirección perpendicular al meridiano dada por

$$dm = \frac{\alpha_{95} \operatorname{sen} p}{\cos I_m} \quad \dots 41$$

lo que es debido a una transformación dipolar, ya que bajo este tipo de transformación, un conjunto de direcciones con distribución Fisher no pueden en general transformarse a un conjunto de VGP (Polos Virtuales Geomagnéticos) con distribución Fisher, sino que son una distribución oval.

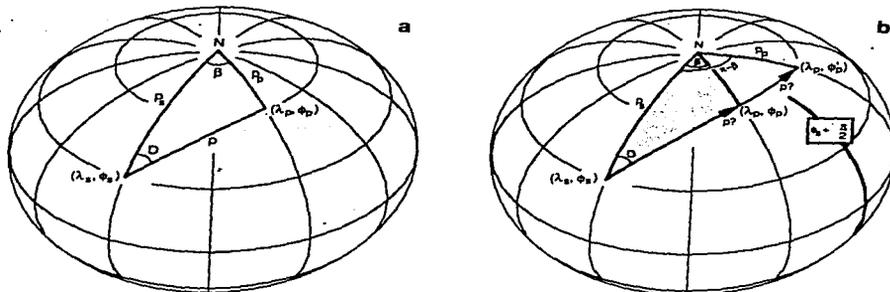


Fig. 15.

a) Determinación del polo magnético a través de la dirección del campo

Las coordenadas del sitio son  $(\lambda_s, \phi_s)$ , las del polo magnético  $(\lambda_p, \phi_p)$ ; N es el norte geográfico, la colatitud del sitio es  $p_s$ , la colatitud del polo magnético  $p_p$  y  $\beta$  es la diferencia en longitud entre el polo y el sitio.

b) La ambigüedad del polo magnético. El polo puede ser  $(\lambda_p, \phi_p)$  o  $(\lambda_p, \phi_p')$ ; la longitud en  $\phi_s + \pi/2$  se muestra por la línea más gruesa. (Butler, 1992).

### Dirección Esperada del Campo para un sitio dado

Se desea obtener la dirección del campo para un sitio dado  $(\lambda_s, \phi_s)$  debido a un campo geocéntrico axial, con polo en  $(\lambda_p, \phi_p)$ . Véase la Fig. 16. Los puntos norte geográfico, S sitio y el polo magnético P, forman un triángulo esférico y deseamos determinar  $D_x$ .

Aplicando la ley de los senos al triángulo SPN tenemos:

$$\cos p = \cos p_p \cos p_s + \sin p_p \sin p_s \cos \Delta\phi \quad ..42$$

como

$$p_p = \frac{\pi}{2} - \lambda_p, p_s = \frac{\pi}{2} - \lambda_s, \Delta\phi = \phi_p - \phi_s \quad ..43$$

sustituyendo

$$\cos p = \sin \lambda_p \sin \lambda_s + \cos \lambda_p \cos \lambda_s \cos(\phi_p - \phi_s) \quad ..44$$

La inclinación esperada  $I_x$ , se puede determinar de  $p$ , de la ecuación dipolar:

$$I_x = \tan^{-1}(2 \cot p) \quad ..45$$

El polo magnético, tiene un círculo de confianza, que en este caso es  $A_{95}$ .

El límite de confiabilidad de  $I_x$  se define como  $\Delta I_x$  y puede obtenerse de la ecuación 40, sustituyendo  $\alpha_{95}$  por  $\Delta I_x$  y  $A_{95}$  por  $dp$ .

$$\Delta I_x = A_{95} \left( \frac{2}{1 + 3 \cos^2 p} \right) \quad ..46$$

Para determinar la declinación esperada  $D_x$ , usaremos la ecuación 40 y por tanto

$$\cos D_x = \frac{\sin \lambda_p - \sin \lambda_s \cos p}{\cos \lambda_s \sin p} \quad ..47$$

y su límite de confianza, se obtiene aplicando la ley de los senos al triángulo esférico STP

$$\frac{\sin A_{95}}{\sin \Delta D_x} = \frac{\sin p}{\sin T}, \text{ como } T = \pi/2, \text{ su seno es } 1. \quad ..48$$

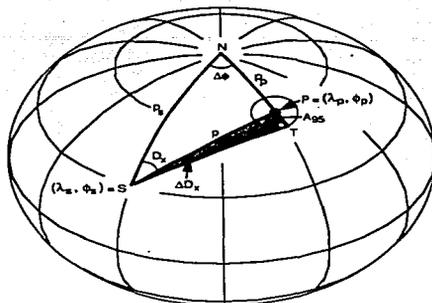


Fig. 16. Geometría usada para determinar la dirección esperada del campo a través de un polo. El polo magnético se encuentra en  $P(\lambda_p, \phi_p)$ , con un círculo de confianza  $A_{95}$ ; la ubicación del sitio  $S$  es  $(\lambda_s, \phi_s)$ .  $N$  es el norte geográfico, la colatitud del sitio es  $p_s$ ; la colatitud del polo es  $p_p$ ;  $\Delta\phi$  es la diferencia en longitud entre el polo y el sitio.  $D_x$  es la declinación esperada del campo en el sitio con un margen de confiabilidad de  $\Delta D_x$ .

### III. Anexo 3

#### **Rotaciones Paleomagnéticas Aplicaciones Tectónicas**

##### Introducción

El principio básico para esta aplicación se basa en que toda deformación tectónica que se realiza sobre rocas portadoras de magnetización origina una variación en la dirección de la misma con respecto al sistema de coordenadas plano horizontal-Norte Geográfico. Dado que dichos cambios guardan una relación con la deformación o rotación experimentada, es posible inducir características del proceso tectónico en estudio, simplemente efectuando una comparación entre direcciones.

Dependiendo del tipo de análisis será el marco de referencia que se utilice, para movimientos relativos, comparando con direcciones de rocas con remanencia estable; o para movimientos absolutos, comparando con rocas de igual edad pero no afectadas por ninguna deformación.

Lo anterior trae como consecuencia que sólo se podrá realizar si se cuenta con datos de muy alta calidad, edades confiables de las rocas en estudio y asegurarse de que el muestreo anule la variación paleosecular.

Una de dichas aplicaciones es la determinación de rotaciones sobre ejes verticales, o sea cuando un bloque cortical ha experimentado una rotación en relación con el resto de la región aledaña, quedando reflejada en la dirección de la magnetización primaria. En este caso se observará una anomalía en las declinaciones y no en las inclinaciones ya que no se espera un desplazamiento considerable latitudinalmente. Y como la precisión es muy importante y  $d = \alpha 95 \text{ sen } I$ , no se recomienda en lugares cuya paleolatitud fue alta.

##### Determinación

Para la determinación de movimiento tectónico de datos paleomagnéticos debemos comparar las direcciones esperadas ( $D_x, I_x$ ) con las observadas u obtenidas ( $D_o, I_o$ ), de ahí se definen los parámetros R y F (véase fig. 1).

El parámetro R o rotación sobre ejes verticales, se define como la diferencia entre las declinaciones observada y la esperada .

$$R = D_o - D_x \quad \dots 1$$

El parámetro F o de flatening, como la diferencia entre las inclinaciones esperada y la observada

$$F = I_x - I_o \quad \dots 2$$

Para evaluar los límites de confiabilidad de los datos se emplean las fórmulas estandar de la propagación de errores,

$$\Delta R = \sqrt{\Delta D_o^2 + \Delta D_x^2} \quad \text{y} \quad \Delta F = \sqrt{\Delta I_o^2 + \Delta I_x^2} \quad \dots 3$$

Estas fórmulas fueron corregidas por Demarest (1983), mostrando que en la mayoría de los casos, los límites de confianza son en realidad

$$\Delta R_r = 0.8 \Delta R \quad \text{y} \quad \Delta F_r = 0.8 \Delta F \quad \dots 4$$

Un desarrollo completo de lo anterior se puede observar en Demarest(1983) y en Soler-Arechalde (1990).

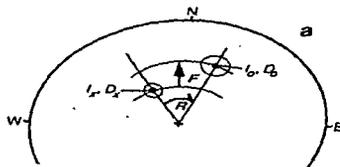


fig.1. Representación esquemática de los parámetros R y F en una red de igual área.  $R = D_o - D_x$  y  $F = I_x - I_o$ , donde  $D_o$  e  $I_o$  son la declinación e inclinación observadas y  $D_x$  e  $I_x$  la declinación e inclinación observadas (Butler, 1992).

Pero, en ocasiones es más significativo comparar un polo paleomagnético observado ( $\lambda_o, \phi_o$ ) con el polo paleomagnético de referencia ( $\lambda_r, \phi_r$ ).

#### Rotaciones sobre ejes verticales

Ha sido bien establecido que las rotaciones de tectónica de placas y de estructuras locales se lleva a cabo sobre ejes verticales los cuales pueden estar lejos del terreno rotado. Cambios significativos de latitud e inclinación pueden acompañarlos. Cuando masas corticales son acrecionadas a los terrenos adyacentes puede darse una rotación adicional por colisión cortical en la vecindad de la corteza rotada, siendo sobre ejes verticales. El sentido de la rotación puede reflejar la geometría precolisión.

Otro tipo de rotaciones sobre ejes verticales son "thrust sheets, slip sheets, decollement slices" y otros terrenos alóctonos. Siendo estructuras características de zonas frontales de la mayoría de los cinturones orogénicos.

Las rotaciones relativas sobre ejes verticales también pueden ocurrir en zonas de fallas de desplazamiento lateral o transformes. Estas pueden envolver rotaciones de cuerpo rígido en una matriz con deformación plástica de rocas cataclásticas o melange tectónico (fig.2 c) o rocas deformadas plásticamente (fig.2 d). En ambos casos el sentido de la rotación refleja el sentido del desplazamiento, rotaciones horarias en zonas de desplazamiento lateral derecho.

Rotación de bloques más pequeños de corteza y supracorteza, pueden acompañar la subducción. La subducción oblicua (fig.2 e). puede rotar bloques de corteza con movimiento llevado a cabo sobre fallas aproximadamente paralelas a la zona de subducción. En otros contextos, bloques corticales cortados por conjuntos de fallas (fig.2 f) pueden rotar con las fallas durante la deformación.

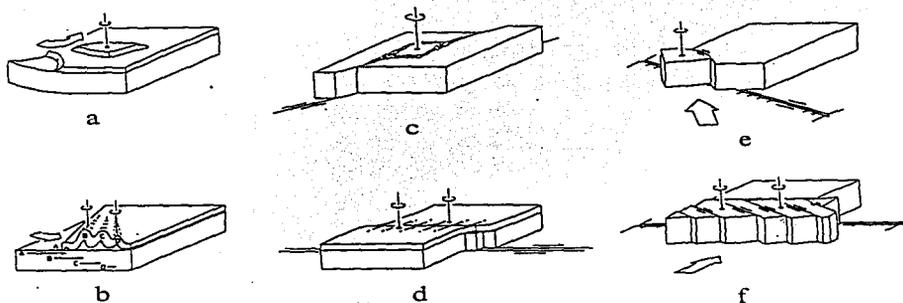


fig.2. Estructuras que permiten rotaciones tectónicas sobre ejes verticales. Paleomagnéticamente estas rotaciones semejan ejes cercanos al sitio.

- a) Sábana horizontal que se ha desgajado del plano de debilidad y se ha deslizado sobre el terreno adyacente.
- b) Estructura de decollement que resulta de un plegamiento primario
- c) Lente de cizalla formado en zonas de fallas de desplazamiento lateral, que rota sobre ejes verticales. El sentido de la rotación es relacionado al sentido de la cizalla.
- e) Subducción oblicua (transpresión) rota fragmentos de corteza a lo largo del rumbo de la falla subparalelo a la dirección de la zona de subducción.
- f) Compresión regional o esfuerzos rotan bloques sobre ejes verticales. Aquí las fallas frontera rotan con los bloques.

#### *Rotaciones sobre ejes inclinados*

La sucesión de eventos tectónicos, como plegado y fallamiento reorienta las masas rocosas varias veces durante una orogénia. Estas reorientaciones son equivalentes a rotaciones. Rotaciones secuenciales pueden combinarse en una sola rotación equivalente, cuyo marco de referencia es el plano horizontal y la dirección del campo dipolar magnético (véase fig.3, McDonald, 1980).

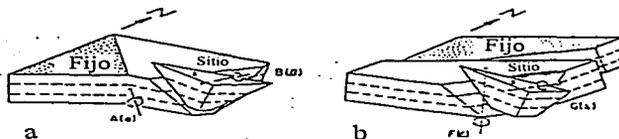


fig. 3. Diferentes historias tectónicas pueden resultar en bloques o dominios reorientados de igual manera, como puede observarse en el sitio X.

a) Fallamiento sobre el eje A seguido de fallamiento sobre el eje B.

b) Fallamiento sobre el eje F seguido de fallamiento sobre el eje G.

En la mayoría de las regiones orogénicas se han detectado rotaciones sobre ejes inclinados o ejes múltiples que equivalen a una sobre un eje inclinado, cuyo marco de referencia es el plano horizontal y la dirección del campo dipolar magnético. Tanto las fallas normales como las de thrust pueden involucrar rotaciones sobre ejes inclinados (fig.4 a y b). Y el sentido de rotación en bloques imbricados u otros conjuntos de fallas puede ser al azar o consistente (fig.4 c y d). La consistencia en el sentido de rotación se determinará cuando la dispersión de las declinaciones es todas en el mismo sentido o en ambos.

La complejidad estructural de las zonas orogénicas sugiere que rotaciones combinadas sobre ejes inclinados debe ser un fenómeno común. En algunas aplicaciones la rotación relativa entre dos sitios es fuente de información. Como por ejemplo cuando los dos sitios están separados por una estructura como un pliegue o falla, el eje de rotación relativa puede proveer de orientación del eje del pliegue o de superficie de falla.

Una rotación tectónica aparente (McDonald,1980) se obtiene al realizar la corrección de basculamiento, ya que se asume que el basculamiento tiene lugar sobre la línea de rumbo de la estratificación, lo que es incorrecto cuando ha habido rotaciones tectónicas sobre ejes no verticales. Ello origina una dispersión en las declinaciones mayor a la de las inclinaciones.

La dispersión es dependiente de muchos factores: tamaño de los bloques rotados relativo al espaciamiento de los sitios. Así por ejemplo, si los bloques rotados son de kilómetros a decenas de ellos de un lado al otro y los sitios están separados por decenas a cientos de metros, entonces la dispersión dentro del sitio en declinación no se afectará.

Sin embargo la dispersión dentro de la unidad puede ser grande si unidades coetáneas de diferentes bloques son comparadas en el caso de bloques litosféricos obducidos, donde los bloques rotados pueden ser de cientos de kilómetros.

En la fig.2 se muestran varios ejemplos que sufren rotación uniforme sobre una gran área, denotándose la importancia del conocimiento de la extensión del área sujeta a deformación. Ya que es mayor la probabilidad de que sea mayor la rotación si los bloques son pequeños, pues las rotaciones grandes de bloques grandes sobre ejes inclinados son difíciles mecánicamente debido al involucramiento de subsidencia y levantamiento.

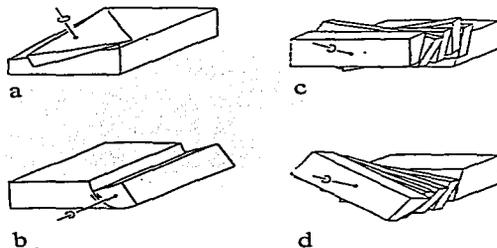


fig.4. Rotación de fallas sobre ejes no verticales.

- a) Rotación sobre una falla inversa produce una rotación sobre un eje inclinado perpendicular al plano de falla
- b) Rotación sobre fallas listricas, donde el eje es cercano a la horizontal, paralelo a la superficie de falla.
- c) Rotación en fallas imbricadas producen movimientos de tijera en ambos sentidos.
- d) rotación en fallas imbricadas produciendo movimientos de tijera pero con un sentido dominante.

La profundidad de los bloques siempre es difícil de determinar. La intuición sugiere que la profundidad será menor que la dimensión horizontal. En el caso de bloques obducidos o thrust sheets el espesor del bloque rotado debe ser mucho menor que la dimensión horizontal. Situaciones en las cuales la dimensión vertical excede la dimensión horizontal máxima, como en los prismas verticales o cilíndricos son poco comunes. Pero pueden esperarse en estructuras elongadas verticalmente como los cuellos volcánicos.

La dispersión en la declinación resultante de rotaciones tectónicas aparentes produce pequeños arcos de círculo de los vectores paleomagnéticos centrados sobre ejes verticales, véase fig.5. Al tomar inadecuadamente la distribución Fisher da como resultado una inclinación más pronunciada que la verdadera.

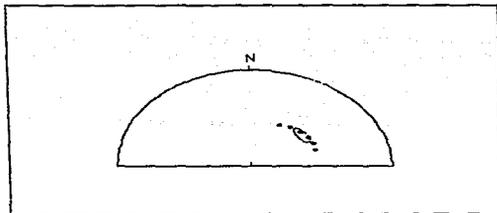


fig. 5. Distribución arqueada debida a rotación tectónica aparente. Al aplicar la distribución Fisher el polo paleomagnético se desliza hacia la zona de muestreo.

*Mecanismos que causan rotaciones sobre ejes verticales*

El monto de rotación de bloques rígidos dentro de una zona sujeta a deformación, con respecto a las fronteras de la zona depende no sólo de las magnitudes y direcciones de movimientos relativos de las fronteras, sino también de las orientaciones de los bloques dentro de la zona y de los mecanismos por los cuales la rotación es impartida a los bloques.

*- Rotaciones resultantes de desplazamientos sobre los límites de bloques*

a) Uno de los modelos más simples es el de Freund, 1970, Garfunkel y Ron, 1985. En el los bloques que rotan se deslizan unos sobre otros únicamente por fallas con desplazamiento lateral y acomodan el acortamiento de la región por extrusión lateral. En el mismo se espera que los vectores de desplazamiento sobre las fallas que sean consistentes con los observados (véase fig.6).

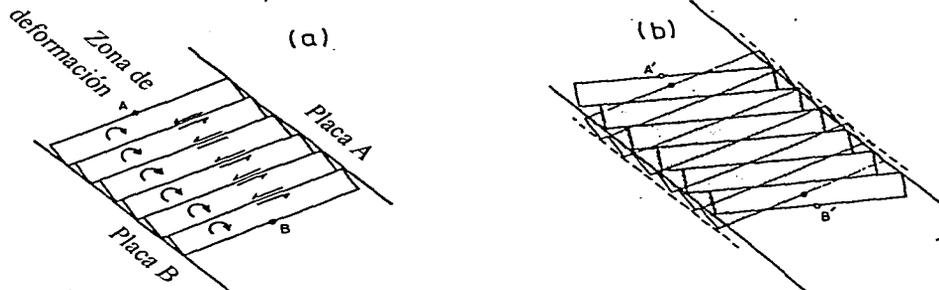


fig. 6.

En las fig.6 a y b, puede observarse que durante la deformación, una región entre los bloques limitantes es comprimida y los bloques dentro de la región rotan sobre ejes verticales (véase la fig.6b, la configuración original se muestra punteada). Como debe preservarse el área de la superficie, hay un movimiento neto de bloques de uno respecto al otro paralelo a la zona, y por tanto extrusión lateral de material debe ocurrir.

b) Modelo de bloques de deformación distribuida por fallamiento (McKenzie y Jackson, 1986)

Es un modelo bidimensional. La zona de deformación se representan por bloques rígidos atados por pivotes a las placas rígidas de cada lado. Las fronteras entre los bloques se representan por fallas. Y ambas placas están en movimiento relativo y moviéndose por separado, con componentes instantáneas de velocidad  $-2T\alpha$ , normal a la zona de deformación y  $W\alpha$  paralela a ésta. Asumiendo que los bloques se mueven rígidamente, o sea que la rotación entre bloques y las placas rígidas se lleva a cabo por deformación interna, dentro de los bloques limitados por fallas.

Al analizar el movimiento relativo entre las placas, éste puede describirse como una rotación sobre los pivotes que están en la placa 2. Como la distancia entre dos pivotes sobre cada bloque es constante, el vector velocidad de la placa 1 es normal al rumbo de las fallas, y por tanto:

$$\tan \theta = \frac{-W}{2T} \quad \dots 5$$

si la rotación angular de los bloques es  $d\theta/dt$ , la velocidad de la placa 1 con respecto a la 2 es  $(a / \sin \theta) d\theta / dt$ , en la dirección de la flecha sin relleno de la fig.7. La componente de la velocidad paralela a las fronteras de la zona de deformación será  $W\alpha$  sólo si  $d\theta/dt$  es igual a  $W$ . Y por tanto dados una  $W$  y una  $T$  para la zona hay una sola posible orientación de las fallas o para que la deformación sea distribuida.

De la fig.7, debe resaltarse que las fallas limitantes de los bloques presentan desplazamiento lateral izquierdo, pero que la zona de deformación lo presenta derecho. Por tanto los vectores de desplazamiento sobre las fallas dentro de la zona de deformación no pueden ser usados para inferir el movimiento relativo entre las placas que limitan la zona de deformación.

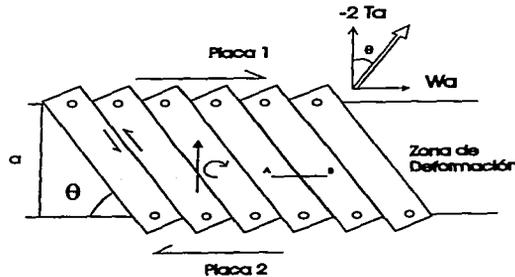


fig.7. Modelo de bloques atado a los extremos. El ancho de la zona de deformación es  $a$ . El movimiento relativo de la placa 1 respecto a la 2 se da por la flecha sin relleno, con componentes  $-2T\alpha$ , normal a la zona y  $W\alpha$  paralela a ella.  $2T$  es la cantidad de engrosamiento cortical, y es negativa si es extensión. El vector de desplazamiento entre bloques adyacentes se muestra por la flecha negra, e involucra tanto desplazamiento normal como lateral izquierdo. Los bloques rotan en sentido antihorario.

Una variación de este modelo es propuesto por McKenzie y Jackson, 1983, en el cual los bloques no están atados a las fronteras de la zona de deformación, pero contiene bloques pequeños comparados con el ancho de la zona y flotan en él. Si el movimiento relativo entre las placas es el mismo que el de la fig.7, y si no hay movimiento de material sobre el rumbo de la zona,

$$\tan \theta = -W/4T \quad \dots 6$$

$$d\theta/dt = W/2 \quad \dots 7$$

La principal diferencia entre el modelo flotante y el atado a pivotes deriva en el tamaño de los bloques, siendo más adecuado el flotante si los bloques son pequeños.

El mayor mérito de estos modelos es su simplicidad, al ser bidimensionales.

c) McKenzie y Jackson, 1983, 1986 y Luyendyk et al., 1980, 1985

Es una variación del modelo anterior. La convergencia oblicua es totalmente absorbida por rotaciones de bloques rígidos largos que se extienden por todo el dominio de la zona sujeta a cizalla (McKenzie y Jackson, 1983 1986 y Luyendyk et al., 1980, 1985). Las figs. 8 a y b, muestran un esquema en el cual ocurre un desplazamiento oblicuo entre los bloques, de forma que la dirección de desplazamiento relativo entre bloques es perpendicular a la zona de deformación.

La pérdida de superficie se acomoda por engrosamiento de la corteza. En este caso las terminaciones de los bloques están limitadas a moverse con los márgenes de la zona de deformación y están atados a éstos. En este caso no hay movimiento neto de material sobre el rumbo de la zona (la línea que une A y B no cambia de longitud). La configuración punteada en 7c muestra las posiciones del bloque superior y de la frontera de la zona como queda finalmente, fig.8 d. La velocidad de la placa B con respecto a A (flecha sin relleno), puede descomponerse en dos, una perpendicular a la zona de deformación  $2Ta$  y una paralela a la misma.  $2T$  es la razón de alargamiento o  $-2T$  si es acortamiento y  $a$  es el ancho de la zona. Siendo  $W$  en este caso el monto de rotación de los bloques con respecto a las fronteras.

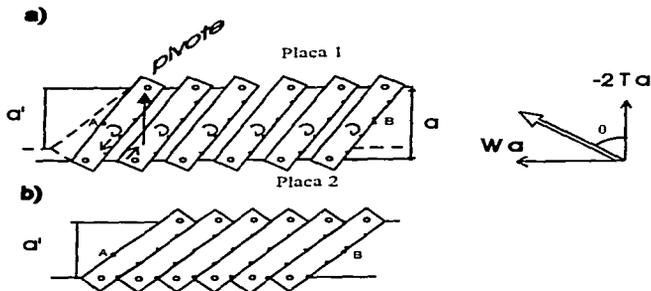


fig.8.

d) Modelo de Ron, Freund y Garfunkel, 1984

Se sugiere, de acuerdo a los criterios de fracturamiento quebradizo (Anderson, 1951) que las fallas de desplazamiento lateral se forman cuando el esfuerzo principal menor es horizontal y el mayor es vertical. Pronosticándose dos conjuntos de fallas conjugadas (fig.9).

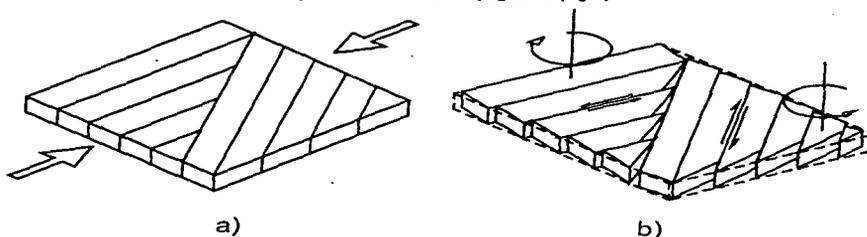


fig.9. Modelo en tres dimensiones que ilustra la actividad simultánea de desplazamiento lateral y rotación de bloques.

a) Estado inicial

b) Estado final. Un conjunto de fallas laterales izquierdas rotan en sentido horario y otras laterales derechas en sentido horario.

Cambiando la configuración original con la subsecuente deformación progresiva.

Un modelo simple se muestra en la fig.10 . Freund (1970 a y b, 1974) y Garfunkel (1974) muestran que para mantener el contacto con la frontera del dominio de falla los bloques deben rotar y que el sentido de rotación será opuesto al del desplazamiento de la falla.

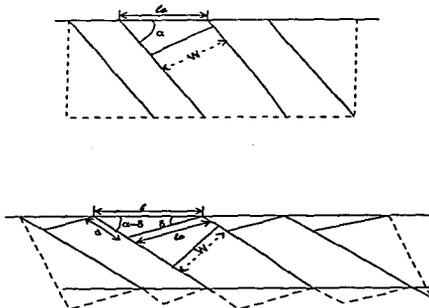


fig. 10. Modelo Geométrico que cuantifica la relación entre el desplazamiento lateral y la rotación de los bloques.

La relación geométrica entre el desplazamiento  $d$  a lo largo de la falla ( $>0$  si es lateral derecho) el ancho del bloque fallado  $w$ , el ángulo inicial  $\delta$  entre las fallas y la frontera del dominio y el ángulo de rotación (positivo si es antihorario) está dado por:

$$\frac{d}{w} = \frac{\text{sen } \delta}{\text{sen } \delta \text{sen}(\delta - \delta)} = \cot(\delta - \delta) - \cot \delta \quad \dots 8$$

La longitud de los dominios fallados paralelos a sus fronteras sobre los cuales las fallas terminan cambian por un radio:

$$\frac{l}{l_0} = \frac{\text{sen } \delta}{\text{sen}(\delta - \delta)} \quad \dots 9$$

La deformación dentro de cualquier dominio de falla es por cizalla simple, pero cuando se ve externamente es más complejo debido a la rotación. Además de el esfuerzo, las dimensiones del dominio paralelo y perpendicular a sus fronteras cambia de acuerdo a la ecuación 53. La deformación semejando cizalla pura puede darse cuando la frontera que separa dos dominios de fallas conjugadas bisecta el ángulo entre las fallas y retiene su dirección. Entonces como, la deformación progresa, las fallas rotan de forma tal que el ángulo que encierra el eje principal de acortamiento se incrementa. La terminación de las fallas de un conjunto dado en las fronteras de su dominio puede ser compleja.

En experimentos en yeso, Hoppener et al. (1969), encuentra que las fallas tienden a terminar por arqueamiento, de forma que el movimiento de desplazamiento lateral se transforma en desplazamiento de echado o deformación difusa. Freund (1974) mostró también que las fallas pueden terminar por derrame o en chafán. En estos casos las rotaciones de fallas pueden disminuir hacia el final de las mismas.

Una de las dificultades de este modelo en su forma más simple es el como acomodar la rotación diferencial sobre un eje horizontal entre un terreno extendido y basculado y su margen estable o horst block. Más aún requiere que todas las fallas estén activas simultáneamente a lo largo de toda la zona con el mismo echado y el monto de basculamiento a sus bloques limitados por fallas, mientras que en tiempo el basculamiento y la extensión varían a lo largo de la zona.

Aunque muchas de estas dificultades se resuelven si las fallas no son perfectamente planas o si los bloques que ellas limitan no son perfectamente rígidos pero se deforman internamente por fallamiento a pequeña escala, plegamiento o flujo.

La fig.11, muestra el efecto de la curvatura de una falla sobre el monto de extensión ( $\frac{l}{l_0}$ ) alcanzado por fallas rotantes (White, 1988).  $\Psi$  es el monto del basculamiento ( $\varphi_0 - \varphi_1$ ) donde  $\varphi_0$  y  $\varphi_1$  son los echados inicial y final de la falla a profundidad y  $\theta_1$  es el echado de la falla a superficie.  $\theta_0$  y  $\Psi_0$  fueron los echado iniciales de la falla a superficie y profundidad. El ejemplo (fig.11b) es para una falla cuyo echado final a superficie ( $\theta_1 = 30^\circ$ ). Entonces cuando  $\varphi_1 = 30^\circ$ , la falla es plana y ( $\frac{l}{l_0}$ ) es 1.5 para  $\Psi = 20^\circ$ . Si  $\varphi_1$  decrece a  $15^\circ$  y  $\Psi$  permanece igual a  $2.1$ .

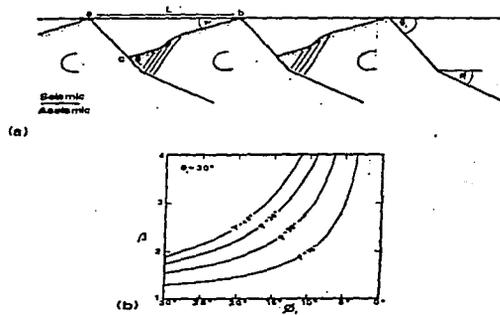


fig. 11. a) Efecto de la curvatura de falla sobre el monto de extensión de las fallas que rotan.  
b) Ejemplo (ver el texto).

#### e) Bloques Elipsoidales, Lamb(1987)

Si las rotaciones de bloques rígidos de corteza son llevadas a cabo y acopladas a la deformación continua de la corteza profunda y el manto, entonces son obtenidos montos diferentes de rotación dependiendo de la forma de los bloques(Lamb,1987). El caso más simple es en el que los bloques son equidimensionales, para los que el monto de rotación debe ser de  $W/2$  (McKenzie y Jackson, 1983).

Otro caso es el de bloques largos y delgados que son acarreados por un sustrato con deformación homogénea (fig.12). Lamb(1987) considerando un bloque rígido elipsoidal embebido en un fluido viscoso que sufre deformación homogénea. Si el campo de velocidades del fluido es independiente de la posición paralela a las fronteras y no hay convergencia o divergencia neta paralela a la zona de deformación, entonces la dirección de movimiento relativo entre bloques elípticos de dimensiones y orientaciones similares es ortogonal a las fronteras de la zona de deformación viscosa. Por analogía si la deformación viscosa a profundidad es la causa de las rotaciones de bloques rígidos largos, delgados y paralelos en la corteza superior, los azimuts de los vectores serían perpendiculares a las fronteras de la zona.

Obteniendo un monto de rotación

$$R = (W/2) (\cos 2\varphi + \tan\theta \sin 2\varphi) (1 - k^2) (1 + k^2)^{-1} \quad ..10$$

donde  $k$  es la razón entre el eje menor y mayor de la elipse

$\theta$  es el arctan ( $W/2$ )

$\varphi$  es el ángulo entre el eje mayor de la elipse y la frontera de la zona (fig.12)

En este caso a pesar de ser  $W=0$  (pura contracción o extensión) puede existir una rotación de bloque elíptico con orientación oblicua, ya que en este caso

$$R = -T \sin 2\varphi \quad ..11$$

ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

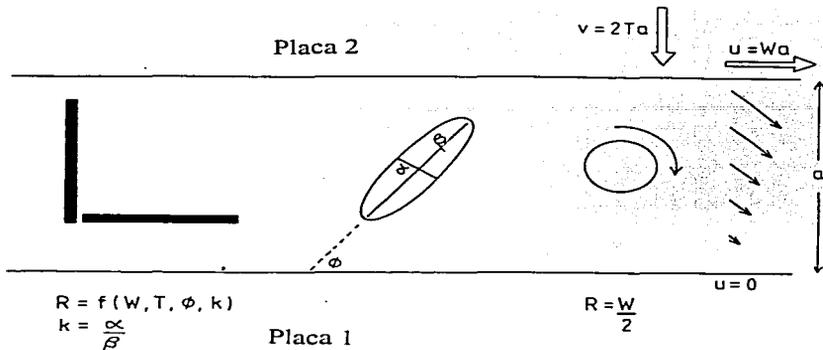


fig. 12. Modelo de Lamb. Comparación entre las rotaciones de la forma elíptica y circular en un fluido deformándose continuamente que ocupa la zona entre dos placas rígidas de espesor  $a$ . La cantidad de rotación depende en el caso circular sólo de  $W$ . Pero en el caso elíptico depende de  $W$ ,  $T$ , la forma de la elipse  $k$  y de su orientación con respecto a la tendencia de la zona de deformación.

La ecuación 11 fue derivada asumiendo que los extremos de la zona de deformación están lejos de las inclusiones elípticas. Y en este caso con un apropiado tensor de gradiente de velocidad constante se puede obtener un mecanismo que responda a la orientación actual de los vectores de desplazamiento de los sismos, la rotación promedio inferida de datos paleomagnéticos y la rotación promedio determinada de las velocidades relativas entre sitios mediante interferometría.

#### Evidencias Estructurales

Evidencias paleomagnéticas, geodésicas y estudios sísmicos han provisto evidencias de que la rotación de fragmentos corticales sobre ejes verticales es una característica común de la deformación continental y en particular en áreas donde la deformación se encuentra distribuida sobre una amplia zona (McKenzie y Jackson, 1983; Luyendik et al., 1985; Nicholson et al., 1986; Ron et al., 1984). Algunos ejemplos son el sistema de fallas de San Andrés en California, el del Lago Mead en la provincia de Basin and Range, y el Alpino de Nueva Zelanda.

Schreurs (1994) propone criterios estructurales basados en resultados experimentales, para identificar zonas naturales de deformación distribuida por desplazamiento lateral y las rotaciones de bloques asociadas. Sus criterios son los siguientes: 1) La presencia de fallas menores (cross faults) que terminan a lo largo de fallas mayores o maestras, 2) El sentido de desplazamiento a lo largo de estas fallas menores es opuesto al de las maestras, o sea si las menores son antitéticas, las mayores son sintéticas con respecto al sentido del esfuerzo regional. 3) Las fallas menores (cross) usualmente son estructuras secundarias que se forman después de las maestras. 4) El desplazamiento lateral a lo largo de las fallas menores es menor que el de las maestras. 5) Tanto las fallas menores como las maestras son subverticales. 6) La orientación de las fallas menores (en plano) generalmente no se encuentran en posición conjugada con respecto a la maestra; las fallas menores se forman en un campo de esfuerzos modificado y rotan en un medio local de cizalla simple entre las fallas maestras, 7) Las fallas menores deben ser sigmoidales y pueden exhibir una componente de desplazamiento sobre el echado y un cambio de dirección del

echado sobre el rumbo. La curvatura de las fallas sigmoidales indican el sentido de la rotación: Z para las rotaciones horarias y S para las antihorarias.

La fig. 13 muestra gráficamente el desarrollo del experimento llevado a cabo por Schreus(1994), donde  $\gamma$  es esfuerzo de cizalla, R son las fallas Riedel sintéticas,  $R'_L$  son las fallas de bajo ángulo antitéticas y  $R_L$  son las sintéticas de bajo ángulo.

Las primeras fallas en formarse son las Riedel en este caso sintéticas, dado que la cizalla aplicada es derecha, lo que se da con un  $\gamma$  de 0.09, y formando ángulos entre  $23^\circ$  y  $35^\circ$  con la dirección del esfuerzo aplicado. Casi simultáneamente aparecen las Riedel antitéticas  $R'$  (que no se muestran en la fig.13) y cuyo ángulos son entre  $70^\circ$  y  $78^\circ$ , pero se consideran como efecto de borde relacionado al de tijera del modelo. Ahora el modelo consiste de material afallado competente y de zonas de fallas dilatadas incompetentes. Al continuar la deformación, las fallas primeras continúan activas en tanto las nuevas se forman. Dos nuevos tipos de fallas secundarias se desarrollan, usualmente entre las R: 1) arreglos de fallas igualmente espaciadas con desplazamiento sinistral y con rumbos de  $60^\circ$ ,  $R'_L$  y 2) fallas con desplazamiento dextral o sintéticas de bajo ángulo  $R_L$ . Al incrementarse el esfuerzo, el ángulo entre el rumbo de las nuevas fallas y la dirección del esfuerzo disminuye y las fallas más cortas y tempranas  $R'_L$  rotan, adquiriendo forma sigmoidal y un pequeño desplazamiento sobre el echado, cambiando la dirección del echado a lo largo del rumbo. Y usualmente terminan sobre las fallas maestras. Al incrementarse el esfuerzo, las fallas  $R'_L$  y los dominios no afallados comienzan a rotar con sentido horario sobre ejes verticales, con montos de  $30^\circ$ , cuando  $\gamma$  se incrementa de 0.17 a 0.39. El desplazamiento sobre el echado aumenta conforme lo hace el esfuerzo, lo que de evidencia experimental se infiere que es debido a la rotación de las fallas menores o  $R'_L$  entre las fallas maestras, en combinación con la posibilidad de mover material hacia los lados.

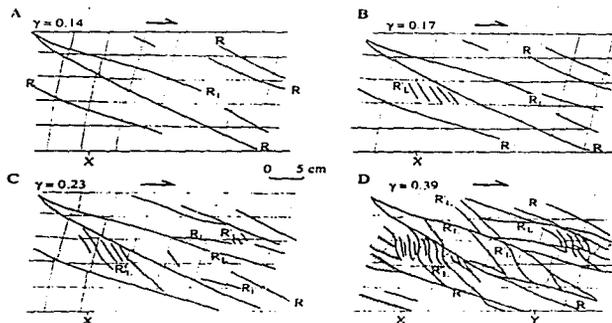


fig. 13. Esquemas obtenidos mediante trazos sobre fotografías tomadas a cuatro estados sucesivos de cizalla distribuida. Las líneas delgadas representan a los marcadores, que inicialmente son cuadrados. Las líneas más gruesas en D indican fallas cercanas a las fronteras no limitadas, con una componente importante de desplazamiento sobre el echado.  $R$  = fallas Riedel.  $R'_L$  = fallas antitéticas de bajo ángulo (cross fault).  $R_L$  = fallas sintéticas de bajo ángulo. (tomada de Schereus,1994)

**Apéndice 1 Relación entre rapidez de deformación, adelgazamiento cortical, paleomagnetismo, deformación finita y movimiento de fallas dentro de una zona de deformación. McKenzie y Jackson, 1983 (Versión resumida)**

La forma más simple de flujo contínuo que es relevante a la deformación continental es la de una fina hoja de material flotando sobre una superficie de fluido no viscoso. La extensión horizontal de la hoja es grande comparada con su espesor y las velocidades horizontales son independientes de la profundidad. Si el gradiente de velocidad es constante en toda la zona de deformación y todo el tiempo, la relación entre el vector  $y$ , que une dos puntos en la zona de deformación al tiempo  $t=0$  y al tiempo  $t$  se puede escribir:

$$y(t) = F(t) y(0) \quad \dots a1$$

donde  $F$  es el tensor de deformación. De  $F$  podemos obtener información de las mediciones de deformación finita como los efectos de rotación de cuerpo rígido. Si el gradiente de velocidades es constante en todo punto de la zona de deformación se obtiene que :

$$\frac{dF}{dt} = LF, \quad \dots a2$$

donde  $L$  es el tensor del gradiente de velocidad

$$L = \begin{bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} & \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & \frac{\partial v}{\partial y} & \frac{\partial v}{\partial z} \\ \frac{\partial w}{\partial x} & \frac{\partial w}{\partial y} & \frac{\partial w}{\partial z} \end{bmatrix} \quad \dots a3$$

$u, v, w$  son las componentes  $x, y, z$  de la velocidad  $v$ . Cumpliéndose la ec. a2 sólo si  $L$  es constante.

De la fig. a1 veremos las condiciones para resolver la relación a3. Se propone el movimiento relativo de dos placas a los lados de la zona de deformación de ancho constante  $a$ .

La primera condición concierne a los posibles movimientos de las placas. Los gradientes de velocidad sólo pueden ser constantes en todo punto si no hay rotación relativa entre las placas. La aproximación de una hoja delgada hace necesario que no puede haber variación horizontal de la componente vertical de la velocidad. Por lo tanto, si el eje  $z$  es el vertical,  $\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial v}{\partial z} = 0$

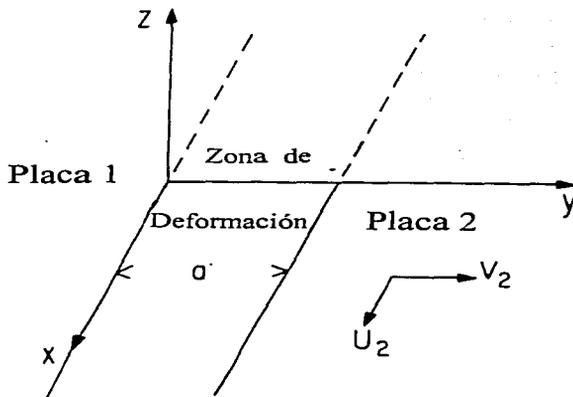


fig. a1. La zona de deformación tiene las fronteras paralelas al eje x y su ancho es a. La placa 1 se toma como fija y la 2 se mueve en el plano x-y con velocidades  $U_2$  y  $V_2$  en las direcciones x y y respectivamente (tomada de McKenzie y Jackson, 1983).

Ahora veamos las condiciones de frontera. En  $y=0$  y en  $y=a$  y tomando como marco de referencia el fijo a la placa 1 en el plano horizontal, y como se requiere que la velocidad sea continua, tanto dentro como en las fronteras de la zona de deformación, por tanto

$$\begin{aligned} u = v = 0 \text{ en } y = 0 \\ u = U_2, \quad v = V_2 \text{ en } y = a \end{aligned}$$

donde  $U_2$  y  $V_2$  son constantes y son las componentes de la velocidad relativa de la placa 2 con respecto a la 1. Como se ha asumido que los gradientes de velocidad son constantes, las componentes de la velocidad son:

$$\begin{aligned} u &= \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)x + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)y \\ v &= \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)x + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)y \\ w &= \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)x + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)y + \left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)z \end{aligned} \quad \dots a4$$

donde los términos entre paréntesis son constantes. Y las condiciones de frontera sólo pueden ser satisfechas en  $y=0$  si  $\frac{\partial u}{\partial x} = 0$  y si  $\frac{\partial v}{\partial x} = 0$  en  $y = a$ . Como se ha asumido que los gradientes de velocidad son constantes en todo punto y que el espesor cortical inicial es constante sobre la zona de deformación, la velocidad vertical sólo depende de z y no de x y y por tanto:

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial y} = 0.$$

La última condición se obtiene al requerir que el material sea incompresible en la zona de deformación, lo que implica:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots a5$$

Por tanto:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\partial v}{\partial y} \quad \dots a6$$

todo combinado implica:

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} S-T & W & 0 \\ 0 & -(S+T) & 0 \\ 0 & 0 & 2T \end{bmatrix} \quad \dots a7$$

$$\mathbf{v} = [(S-T)x + Wy, -(S+T)y, 2Tz] \quad \dots a8$$

$$S = T \quad \dots a9$$

lo que se puede simplificar:

$$S - T = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad W = \frac{\partial u}{\partial y}, \quad S + T = -\frac{\partial v}{\partial y} \quad \dots a10$$

donde S, T y W son constantes.

La fig. a2 muestra los tipos de deformación que describen las ecs. a7 y a8

#### *Relación entre deformación finita y rotación*

Se necesita obtener F de las ecs. a7 y a2, mediante integración por métodos estándar, lo que resulta:

$$\mathbf{F} = \begin{bmatrix} e^{(S-T)t} & \frac{W}{S} \sinh St & 0 \\ 0 & e^{-(S+T)t} & 0 \\ 0 & 0 & e^{2Tt} \end{bmatrix} \quad \dots a11$$

y también se necesita el tensor de rotación  $\mathbf{R}$  que describe la rotación de un vector  $\mathbf{z}(t)$  que conecta dos puntos en un pequeño cuerpo rígido embebido en un fluido que se deforma:

$$\mathbf{z}(t) = \mathbf{R} \mathbf{z}(0) \quad \dots a12$$

y como

$$\frac{D\mathbf{R}}{Dt} = \mathbf{W}\mathbf{R} \quad \dots a12a$$

donde

$$W = (1/2) \omega \times = \frac{1}{2} (L - L^T) = \begin{bmatrix} 0 & \frac{W}{2} & 0 \\ -\frac{W}{2} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad \dots a13$$

donde  $L^T$  es la traspuesta de  $L$ , y de la integración de la ec. a12a se obtiene  $R$

$$R = \begin{bmatrix} \cos \frac{Wt}{2} & -\text{sen} \frac{Wt}{2} & 0 \\ \text{sen} \frac{Wt}{2} & \cos \frac{Wt}{2} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \dots a14$$

lo que corresponde a una rotación de un ángulo  $-\frac{Wt}{2}$  alrededor del eje  $z$ , donde el signo negativo implica que la rotación es en el sentido contrario al de la rosca.

De la ec. a11, se puede obtener el ángulo  $\theta(t)$ , entre cualquier vector en el plano  $x,y$  y el eje  $x$ , en términos de su valor inicial  $\theta_0(t)$ :

$$\tan \theta = \frac{e^{-Sr}}{e^{-Sr} \cot \theta_0 + \frac{W}{S} \text{senh} Sr} \quad \dots a15$$

donde si  $\theta_0=0$  entonces  $\theta=0$  para todo  $t$ . Así los vectores inicialmente paralelos al eje  $x$ , permanecerán así durante toda la deformación. La expresión para  $F$  puede ser usada para determinar la forma de cualquier cuerpo después de la deformación. En particular un círculo en el plano  $x,y$  se deforma en una elipse. Si  $a$  es el semieje mayor de la elipse y  $b$  el menor

$$\frac{a}{b} = B + (B^2 - 1)^{1/2} \quad \dots a16$$

donde

$$B = \cosh 2St + \frac{2}{2S^2} \text{senh}^2 Sr \quad \dots a17$$

De nuevo de integrar las expresiones:

$$\begin{aligned} \frac{dF}{dt} &= LF \\ \frac{dR}{dt} &= W \end{aligned} \quad \dots a18$$

Si la velocidad angular de la placa 2 con respecto a la 1 es  $A$ , con componentes  $(A_x, A_y, A_z)$  en el sistema de referencia de la fig. a1, entonces la velocidad relativa entre las dos placas es  $A \times r$  al origen, donde  $r$  es el radio vector que une al origen con el centro de la Tierra. La velocidad resultante es:

$$v = (R_E A_y, -R_E A_x, 0) \quad \dots a19$$

donde  $R_E$  es el radio terrestre. Si  $v$  no varía con la posición, el ancho de la zona de deformación  $a$ , debe ser pequeño comparado a la distancia de la zona al polo relativo de rotación entre las dos placas. Y por tanto de  $a19$  y de  $a8$

$$S + T = \frac{R_E A_x}{a} \quad \dots a20$$

Y como se ha impuesto la condición de que la velocidad es continua en  $y=0$  y  $y=a$ , no se pueden determinar por separado  $S$  y  $T$ . Ni tampoco se puede determinar  $W$  en el caso de que su magnitud dependa de las magnitudes de las discontinuidades en  $u$ . Pero si se impone la condición de que la velocidad es continua en las fronteras de la zona de deformación, entonces:

$$S = T = R_E A_x / 2a \quad \dots a21$$

$$W = R_E A_y / a \quad \dots a22$$

y la geometría de la deformación dentro del cinturón de deformación, está dado por  $F$ , y está completamente determinado por el movimiento de las placas.

### Instantáneo Deformación Finita

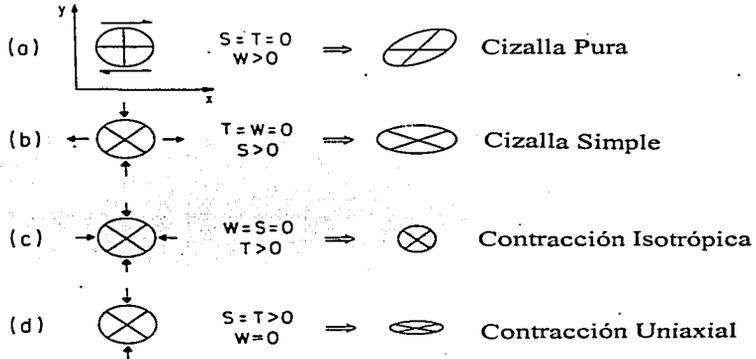


fig. a2. Relaciones entre el campo de velocidades instantáneo, definido por los valores constantes de  $S$ ,  $T$ , y  $W$  y la deformación finita resultante de los diferentes valores de  $S, T, W$  (tomada de McKenzie y Jacson, 1983).

*Relación entre el Paleomagnetismo y los cambios en el espesor cortical*

Lo primero que se mide en las zonas de deformación es la magnetización remanente osea  $p(t)$ , que puede relacionarse a la dirección inicial de la magnetización  $p(0)$ :

$$p(t) = Fp(0) \quad \dots a23$$

lo que no es generalmente correcto, ya que las muestras no son normalmente tomadas de material que haya sido deformado por el campo de deformación, pero si de pequeños bloques limitados por fallas o zonas deformadas afectadas por la deformación, y bajo dichas circunstancias, la relación es:

$$p(t) = Rp(0) \quad \dots a24$$

aún cuando la muestra paleomagnética ha sido deformada, sigue aplicando la ec.a24. Y si la deformación ha sido homogénea a través de la muestra., la rotación de cada grano magnético está gobernada por la ec. a24. En ambos casos la rotación producida por la deformación es sobre ejes verticales y sólo se ve afectada la declinación, no así la inclinación ni la magnetización.

Si el espesor cortical inicial es  $d(0)$  de la ec. a11 se obtiene que el espesor al tiempo  $t$  será:

$$d(t) = e^{2Tt} d(0) \quad \dots a25$$

si la corteza se conserva, lo que no sucede en zonas de gran vulcanismo, pero poco comunes sus contribuciones al espesor cortical y el radio

$$r = \frac{d(t)}{d(0)} = e^{2Tt} = \frac{1}{\beta} \quad \dots a26$$

donde  $\beta$  es el incremento fraccional en área, producida por la deformación.

compresión uniaxial o extensión, $W=0$ y $S=T$	cizalla simple $S=T=0$ y $W<0$	$S=T$ pero $W<0$ combinación de los casos a y d de la fig. 2
$F = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & e^{-2Tt} & 0 \\ 0 & 0 & e^{2Tt} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 1 & 1/r & 0 \\ 0 & 0 & r \end{bmatrix}$	$F = \begin{bmatrix} 1 & Wt & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -2\phi & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$	$F = \begin{bmatrix} 1 & \frac{W}{2T}(1 - e^{-2Tt}) & 0 \\ 0 & e^{-2Tt} & 0 \\ 0 & 0 & e^{2Tt} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \frac{W}{2T}\left(1 - \frac{1}{r}\right) & 0 \\ 0 & \frac{1}{r} & 0 \\ 0 & 0 & r \end{bmatrix}$
$\varphi = 0$ $\tan \theta = \tan \theta_0 / r$ $a/b = e^{2Tt} = r$	$\varphi = \left[ \frac{1}{4} \left( \frac{a}{b} + \frac{b}{a} \right) - \frac{1}{2} \right]^{1/2}$ $\frac{a}{b} = 1 + 2\varphi^2 + 2\varphi(1 + \varphi^2)^{1/2}$	$\varphi = -\frac{1}{2} Wt = -\frac{W}{4T} \ln r$ $\varphi = \frac{\ln r}{2} \left[ \frac{\frac{a}{b} + \frac{b}{a} - \left( r + \frac{1}{r} \right)}{r + \frac{1}{r} - 2} \right]$

El desarrollo de este apéndice es con el fin de aclarar las bases de los modelos de rotaciones sobre ejes verticales.