Interrelación Geodinámica del Golfo de México y el Eje Neovolcánico

*Lejsec, R.J.**, *Del Castillo, G.L.***, *González, M.T.*** y *Comínguez, G.A.H.****

INTRODUCCION

Entre uno de los objetivos del Departamento de Exploración del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México está el de realizar investigación a nivel regional de la tectonofísica profunda de México. Desde el año de 1968 se ha puesto especial atención al estudio del Eje Neovolcánico y del Golfo de México, contando en la actualidad con una serie de trabajos publicados ó en preparación (Del Castillo, 1975; González, 1974; Del Castillo y Vivas, 1973; Moore y Del Castillo, 1974; Sandoval, 1975).

El mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer en el área de estudio indica la presencia de una deficiencia de masa bajo los rasgos topográficos mayores a los 3000 m y en la proximidad de la costa un alto gravimétrico sugiere la presencia de un levantamiento de la corteza que posteriormente, dentro del Golfo de México, adquiere un nivel estable con un suave buzamiento hacia el centro del mismo.

El propósito del presente trabajo es el continuar y tratar de postular a través de la interpretación de estas anomalías gravimétricas combinada con otras investigaciones ya realizadas una estructura apropiada para la corteza entre el Macizo de

Teziutlán en el continente, el Macizo de Santa Ana (Viniegra, 1965) en la costa y la plataforma continental del Golfo de México. Este análisis permite investigar a nivel regional la parte Este del Eje Neovolcánico Mexicano mediante la aplicación de técnicas de filtrado e interpretación bi y tridimensional, los cuales proporcionan un mayor entendimiento de datos geofísicos y que conjuntamente con la geología permiten determinar las estructuras locales del área para conocer algo más cerca del origen y la tectónica de esta parte del Continente Mexicano. Se trata de encontrar una evolución lógica dentro de los procesos geodinámicos que justifiquen las diversas hipótesis que se tienen sobre tectónica global en esta porción del Continente (IGC, 1974).

ANTECEDENTES

Existen varias publicaciones sobre el Eje Neovolcánico y se referirán en su oportunidad, pues algunas proporcionan puntos de vista de gran interés e importancia para la reconstrucción de fenómenos tectonofísicos regionales, cuyo significado no se había discutido.

Woollard y Monges (1956) hicieron un estudio de las anomalías de Bouguer del Continente Mexicano relacionando el efecto de la topografía en las anomalías e interpretando las mismas en términos de las teorías de la isostasia; los puntos relevantes de estos autores son: a) La distribución de anomalías de Bouguer se ajusta muy bien al relieve topográfico de México; b) A una profundidad de 96 km los valores de las anomalías isostáticas son

* Universidad de Concepción, Bolivia.

** Instituto de Geofísica UNAM, México.

*** University of Texas at Galveston, U.S.A.

mínimos; c) Las anomalías de gravedad positiva están asociados con elementos estructurales positivos tales como levantamientos y horst ó unidades de rocas básicas y las anomalías de gravedad negativa se deben a unidades estructurales tales como cuencas y grabens y/o áreas conteniendo apreciables cantidades de sedimentos de baja densidad e intrusivos graníticos. Ellos también aluden estructuras locales con gravedad anómala que no tienen efectos geológicos.

Los mismos autores con Machesky (1969) hacen la correlación de las anomalías de Bouguer con la geología regional y la elevación. Para tal efecto presentaron gráficas con promedio de elevaciones para anomalías de Bouguer distribuidas en una red de estaciones digitalizadas en retículas de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ y $3^{\circ} \times 3^{\circ}$. Las conclusiones a que llegan respecto a los rasgos geológicos y las anomalías de Bouguer son: a) La Cuenca Central y la Sierra Madre Oriental se caracterizan por las marcadas anomalías negativas. El estrecho plegamiento hacia la terminal oriente de la Cuenca está representado por muchas anomalías positivas indicadoras de estructuras tipo horst y graben. Las anomalías gravitacionales están fuertemente influenciadas por los rasgos tectónicos y geológicos; b) Las anomalías siguen aproximadamente la estructura y cambios en la geología mejor que con la topografía. En el extremo oriente del Continente (Golfo de México) los contornos gravimétricos delinean burdamente los modelos geológico-estructurales; c) La alta anomalía localizada en $96^{\circ} 22'$ de longitud Oeste y $19^{\circ} 42'$ de latitud Norte está centrada en un área volcánica Cenozoica y se podría atribuir a un acercamiento del basamento, a la alta densidad o a algún intrusivo.

Mooser (1972) indica que el Eje Neovolcánico es una antigua sutura reabierto en el Terciario Medio, la cual sufrió grandes desplazamientos en épocas geológicas anteriores y que el material lávico proviene de la subducción de la Fosa de Acapulco. Este autor fundamenta su idea en la dirección NE-SW de las fallas y que los volcanes aparecen en las intersecciones de estas fallas ó en los vértices que forman estas con otras menores.

El trabajo de Del Castillo et al (1973b) proporciona un sumario de los resultados de los levantamientos geofísicos llevados a cabo hasta 1972 a lo largo del Eje Neovolcánico, haciendo notar que habría que considerar las condiciones estructurales y corticales del Eje en base a nuevas hipótesis ó delineando zonas de aparente debilidad cortical asociados a un patrón geotermal y/o zonas de alteración hidrotermal. El mismo autor (1975) analiza

los perfiles magnéticos tomando como punto de partida un modelo en el que las causas de las anomalías corresponden a irregularidades de la superficie del basamentocrystalino, indicando que el modelo encaja bastante bien en la plataforma continental y en las zonas adyacentes pero no más allá de la zona de costa del Eje Neovolcánico. Entre sus conclusiones define en forma aproximada la localización del Eje Neovolcánico hacia el mar. Otros autores del Castillo (1974), González (1974) y Sandoval (1975) han interpretado información geofísica recabada recientemente para apoyar la línea seguida por el Departamento de Exploración en 1970 (IGC, 1975).

Todos los trabajos mencionados previamente así como los que siguen son muy regionales ó a nivel continental y no existe en la literatura trabajos geofísicos publicados del área comprendida en este estudio.

La geología discutida por Viniegra (1965) en esta zona, da a conocer la estratigrafía así como su historia paleogeográfica. En su contribución Viniegra presenta un perfil hacia el Golfo de México donde se nota una flexión del basamento, que más adelante se relaciona con una anomalía gravimétrica positiva; dicha flexión la denomina Macizo de Santa Ana. Otros estudios de interés en áreas adyacentes son los de Woollard (1959), Chase y Menard (1968), Mooser (1968) y Kaula (1968 y 1969), pero solo sugieren algunas hipótesis sobre las fracturas del Océano Pacífico a lo largo de la costa, de gran interés en la interacción de la Placa de Coco y la junta triple involucrada en la fractura Riviera hacia la Península de Baja California. Esta zona queda dentro de los programas de investigaciones de proyecto de geodinámica Mexicana bajo el rubro de "Investigaciones tectonofísicas regionales en el Continente Mexicano y zonas adyacentes" (Del Castillo, 1975).

TECTONOFISICA

Al estudiar el mapa geológico y tectónico de la República Mexicana se nota que existe un Sistema Volcánico Transversal que abarca una extensa faja del centro del país que comienza al sur del paralelo de los 19° y termina más o menos a los $20^{\circ} 30'$ hacia el norte. Por este hecho se considera la zona como un sistema volcánico transversal con respecto a la Sierra Madre Oriental y a la Sierra Madre Occidental que corren en dirección N-S siguiendo la configuración de la República.

Este sistema se extiende desde el Volcán de Colima en el Occidente hasta el Cofre de Perote y

Pico de Orizaba en el Oriente y se le denominó Cordillera Neovolcánica (Yarza de La Torre, 1971). Las estructuras tectónicas de México obedecen a poderosos esfuerzos de plegamiento y fallas originadas por la presión causada por el gran espesor de antiguos sedimentos del Cretácico y de otros posteriores. Estos esfuerzos se produjeron a lo largo del Terciario y se puede decir que el modelado del principio del Terciario es la base del relieve actual (López Ramos, 1972). Las fuerzas tectónicas en México han obrado en dirección NW-SE y en dirección E-W. Los volcanes del Plioceno como los de la Sierra Nevada al Oriente del Valle de México, el Ventorrillo al W del Popocatepetl y otros aparecieron a lo largo de fracturas tensionales en Dirección NNW a SSE. Los volcanes del Pleistoceno surgieron y parece que continúan alineándose con las fracturas de dirección SW a NE, como los de la región de Michoacán. El Popocatepetl y el Volcán de Colima parece que se formaron en el cruce de fracturas Pliocénicas con las del Pleistoceno. (Yarza de la Torre, 1971).

La Revolución Laramídica de fines de la era Mesozoica produjo grandes movimientos tectónicos y es de gran importancia para México porque con-

tribuyó en forma contundente a la formación de los plegamientos Cretácicos sobre los que brotó el magma interno a través de fracturas y fallas.

Durante el Cenozoico, principalmente en el Paleoceno y Eoceno, hace unos 50 ó 60 millones de años y más tarde en el Plioceno y Pleistoceno, hace más de 5 millones de años, la Tierra alcanzó un auge de actividad tectónica dando origen a grandes transtornos en la Sierra Madre Occidental, en la actual Sierra Volcánica Transversal y en otras regiones que produjeron formidables cambios en el territorio (López Ramos, 1972).

Las erupciones Terciarias se caracterizan por la presencia de andesitas y riolitas que surgieron directamente sobre las rocas sedimentarias del Cretácico y en algunas regiones sobre intrusiones de sienitas y dioritas del Mesozoico. La actividad del Terciario continuó durante el Cuaternario con predominio de erupciones basálticas.

El área de estudio (Fig. 1) localizada entre los Paralelos $18^{\circ} 55'$ y $20^{\circ} 30'$ de latitud Norte y entre los meridianos $95^{\circ} 50'$ y $98^{\circ} 10'$ de longitud Oeste, presenta los siguientes antecedentes geológico-geofísicos (Fig. 2).

Fig. 2—PLANO GEOLOGICO DEL AREA (TOMADO DE LA CARTA GEOLOGICA DE LA REPUBLICA MEXICANA, 1974)

EXPLICACION	SIMBOLOS
Q Pleistoceno y Reciente.	— Río
Tm Mioceno	— Contornos Geológicos
To Oligoceno	
Te Eoceno	
Tpal Paleoceno	
Cse—Tc Superior Cretácico y Terciario Continental	
Ks Cretácico Superior	
Km Cretácico Medio	
Kl Cretácico Inferior	
J Jurásico	
Cmv Medio Volcánico	
Cav Superior Volcánico	

El Macizo de Teziutlán que ocupa la parte central de la Llanura Costera Veracruzana, limitada el Norte con la Cuenca Tampico—Misantla, al Sur con la Cuenca de Veracruz, al Este con el Golfo de México y al Oeste con los plegamientos del Mesozoico que forman la Sierra Madre Oriental. En la parte central y oriental del Macizo se encuentra la Sierra de Chiconquiaco, constituida por corrientes lávicas y material piroclástico, lo que le da un aspecto accidentado característico de regiones montañosas de origen ígneo (Viniegra, 1965). Las zonas marginales del Macizo, con elevaciones más moderadas y escalonadas, forman la transición del Macizo hacia la planicie costera, dependiendo el tipo de topografía, de las formaciones geológicas que la cubren que son principalmente sedimentos piroclásticos y arcillo—arenosos del Cenozoico así como corrientes lávicas, basálticas y andesíticas (Viniegra, 1965).

En el Macizo, las rocas más antiguas corresponden a unidades graníticas sobre las que descansan predominantemente algunos afloramientos de depósitos continentales del Jurásico y posiblemente del Triásico. Parece que existen reactivaciones del magma granítico que dieron lugar a intrusiones dentro de los Lechos Rojos de edad Jurásica (Vi-

niegra, 1965). La Cuenca de Veracruz que empieza a extenderse al Sur del Macizo de Teziutlán y se conjuga en el extremo meridional con la Cuenca Salina del Istmo, limita al Oeste con los grandes plegamientos de las rocas Cretácicas que forman la Sierra Madre Oriental, al Este con el Golfo de México y al Sur con el Macizo de los Tuxtlas y la Sierra Arcaica de Oaxaca (Alvarez Jr., 1949). Se encuentra cubierta en su mayor parte por depósitos Cuaternarios consistente en aluviones y material piroclástico reflejando la última retirada de los mares Cenozoicos con una topografía plana buzante hacia el Golfo de México (López Ramos, 1972).

En el aspecto sísmológico la República Mexicana se encuentra dentro de una zona donde la sismicidad es frecuente tanto en microsismos como en temblores de gran magnitud. En la estación sísmológica de la ciudad de México se registran alrededor de 20 a 30 sismos por mes como término medio y 2 ó 3 anuales de gran intensidad. El área de estudio se encuentra en la zona penesísmica ó de sismicidad media correspondiente a la clasificación de zonas sísmicas de la República (Figueroa, 1959).

El trabajo geomagnético realizado en el área (Del Castillo, 1975) comprende a las líneas 14 y 15 del Proyecto CICAR (Cooperative Investigation in the Caribbean and Adjacent Regions) las mismas que se encuentran localizadas en las cercanías del alto gravimétrico de la línea de costa (Fig. 1). La interpretación geológica de dichas líneas se hizo con un modelo bidimensional aplicando los programas de Corbato (1965); dichos modelos fueron propuestos en base a perfiles de reflexión acústica. Las principales características de estas líneas son: La línea 14 (Fig. 3) presenta alta magnetización en las cercanías del continente (en relación al valor medio de todas las demás estudiadas con excepción de la Línea 23, localizada frente al Macizo de los Tuxtlas), descendiendo rápidamente cuando se aleja de la línea de costa.

El modelo deducido presenta un basamento con una suave pendiente hacia el Golfo de México, indicándose a una profundidad de —3 200 m hasta —5 200 m.

La línea 14 (Fig. 4), al igual que el anterior, presenta alta magnetización cerca de la costa aunque mayor al de la línea 14. El modelo ajustado presenta una pendiente desde —1 000 m hasta —4 300 m. Esta línea presenta anomalías locales las cuales pueden deberse según el autor (Del Castillo, 1975) a extensiones superficiales del Eje Neovolcánico ó protuberancias pequeñas del basamento.

Fig. 3. Línea 14 del Proyecto CICAR (Tomado de Del Castillo, 1975)

Fig. 4. Línea 15 del Proyecto CICAR (Tomado de Del Castillo, 1975)

La correlación entre la anomalía de Bouguer (Fig. 1) y el mapa tectónico publicado por United States Geological Survey (Fig. 5) indica que los principales elementos tectónicos que se pueden localizar en el área son:

- Los anticlinales al NW del área.
- Los volcanes de Orizaba, Cofre de Perote, La Malinche y otros menores.
- Fallas de empuje indicando que el esfuerzo proviene del SW.
- Plegamientos anticlinales al SW de rocas sedimentarias.
- La parte Este del área presta estratos del Cretácico inferior indicando su tope por líneas de nivel.

La dirección de las anomalías en la parte Noroeste coinciden casi exactamente con la dirección de los ejes de los anticlinales en toda su extensión. Los bajos gravimétricos al SW se deben a la presencia de volcanes de material piroclástico de baja densidad. Al Este y sobre la costa se encuentra un alto gravimétrico positivo (100 mg) como efecto posiblemente de la aproximación del basamento a la superficie (Viniegra, 1965) ó a la continuación del Eje Neovolcánico en el mar; la línea 15 del CICAR (Del Castillo, 1975) indica que más o menos esa es la ubicación de dicha continuación volcánica.

Sobre el material Cenozoico y Cretácico que

cubre toda la plataforma continental se encuentra la anomalía de valor cero desplazado hacia el continente como efecto de la anomalía positiva mencionada anteriormente.

Los volcanes en el Sur produjeron la distorsión del tren de anomalías gravimétricas; el área se encuentra cubierta de rocas volcánicas jóvenes, principalmente Cuaternarias.

El bajo gravimétrico al SE sobre la plataforma continental se debe posiblemente a alguna cuenca en el basamento cubierta por material de baja densidad.

La anomalía de Bouguer en relación a la topografía sugiere que los elementos topográficos mayores a los 3000 m producen distorsiones en el tren de anomalías. El volcán de la Malinche (4461 m) produce una disminución del valor de la anomalía Bouguer produciendo un gradiente suave con dirección SW. El volcán Cofre de Perote (4 282 m), así como el Pico de Orizaba (5 594 m) igual que el anterior producen una distorsión como se puede ver en la parte central y Sur del área (Fig. 1). El gradiente suave en la parte Norte del área se debe al efecto de la Cuenca de Chicontepec que produjo una disminución en el valor de la anomalía debido a la topografía cuya altura media es de 1 000 m.

La anomalía negativa (-50 mgal) al SW del

área así como la de -80 mgal un poco más al Sur, se encuentran en la cuenca de Veracruz correspondiente a una tierra baja y pantanosa cubierta en su mayor parte por depósitos Cuaternarios formados de aluvión y material piroclástico (Viniegra, 1965). Las anomalías de esta cuenca no muestran ninguna relación con la topografía; así como la anomalía positiva (100 mgal) localizada al Este del área.

SISMOLOGIA PROFUNDA

El 28 de Agosto de 1973 se produjo un sismo de magnitud 6.7 de la escala de Richter localizado a los $18^{\circ} 16' 1.28''$ de latitud Norte y $96^{\circ} 35' 49''$ de longitud Oeste a las 09h 50m 40s y a una profundidad de 84.0 km (Fig. 1).

No obstante que el sismo ocurrió un tanto al Sur del área se ha visto conveniente deducir su mecanismo de foco con el objeto de determinar la dirección de los principales ejes de esfuerzos, así como el azimut y buzamiento de los planos de falla.

El método usado para obtener la solución del mecanismo de foco a partir del primer arribo de la

onda P ha sido descrito por diversos autores (Stauder, 1962; Sykes, 1967) y serán discutidos brevemente aquí. El primer movimiento de las fases sísmicas P se determina en tantas estaciones como sea posible alrededor del sismo en estudio. Sismogramas de largo período se usan en lo posible, puesto que en ellos es más fácil determinar el movimiento inicial y los datos más consistentes que los que se puedan obtener en registros de corto período (Sykes, 1967).

El azimut desde el epicentro a la estación han sido calculados por simples fórmulas de trigonometría esférica; el ángulo de emergencia del rayo sísmico en el foco, ha sido calculado a partir de las tablas de distancia extendidas de Hodgson y Storey (1953).

Los datos del primer arribo de la onda P fueron proporcionados por el Servicio Sismológico Nacional de 78 estaciones distribuidas alrededor del epicentro, las mismas que fueron proyectadas en una esfera focal (Esfera imaginaria que rodea el hipocentro) con una red de Wulff.

Si los datos del primer movimiento son de buena calidad y están bien distribuidos, se pueden dibujar dos planos ortogonales (planos nodales) para dividir los datos en cuatro cuadrantes, dos con datos de compresión y dos con los de dilatación.

En la Figura 6 se presenta la solución del mecanismo de foco. Los resultados obtenidos son los siguientes:

PLANO DE FALLA	A-A'	PLANO DE FALLA	B-B'
Azmut	6°	Azmut	104°
Buzamiento	78°	Buzamiento	72°
Desplazamiento	20°	Desplazamiento	15°
Tipo de falla: Desplazamiento		Tipo de falla: Desplazamiento	
Movimiento: Sinistral		Movimiento: Dextral	
EJE DE PRESION P		EJE DE TENSION T	
Azmut	326°	Azmut	54°
Buzamiento	2°	Buzamiento	22°

La ambigüedad que existe en determinar el verdadero plano de falla se soluciona con la ayuda de la geología y la tectónica del área. Para el presente caso, el epicentro se encuentra localizado en un área de fallas de dirección N-S, lo que indujo a elegir el plano A-A' en esta dirección como el verdadero plano de falla.

ANALISIS E INTERPRETACION

Se utilizaron filtros convencionales pasabandas bidimensionales (Comínguez, 1972) lineales y de parámetros constantes los mismos que fueron aplicados al campo gravimétrico con el fin de obtener información ya sea del regional eliminando altas frecuencias o del residual eliminando las bajas frecuencias. Las ecuaciones correspondientes a este tipo de análisis fueron dadas por Comínguez (1972). En general se basan en los tratamientos de Lee (1960), Tsuboi y Tomoda (1958) y Wiener (1933) que indican que la prolongación de campo ya sea hacia arriba o hacia abajo consiste en la convolución de la señal a analizarse con la transformada inversa del operador de transferencia. El filtro bidimensional ha sido programado (Comínguez, 1972) para utilizarse en la computadora B-6500 de la Universidad Nacional Autónoma de México y hace uso de una función "Ventana" de Hamming que corta la función en un punto deseado y además le da más peso al centro de la función que a los bordes. Todos estos programas pertenecen a las herramientas de trabajo que dispone el departamento de Exploración del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

La recopilación de datos gravimétricos se rea-

Fig.6 Mecanismo de Foco.

lizó con una rejilla de un intervalo igual a 2 000 m de donde se colectaron 8 640 datos que corresponden a una superficie aproximada de 34 560 km² o sea una matriz de 240 x 144 (Fig. 1), mismas que fueron tratadas con los programas de filtrado bidimensional descritos anteriormente.

Para la obtención del mapa regional se diseñó un filtro que elimina longitudes de onda que enmascaran el aspecto regional y para el residual se utilizó el filtro completo del regional, es decir el que elimina longitudes de onda mayores que 72.0 km (Fig. 7 y 8). Estos planos han sido reducidos por efectos del filtrado representando un área de 12 076 km² (168 x 72). Las figuras 9 y 10 muestran los resultados obtenidos en la prolongación de campo hacia abajo 1 km en la primera y 2 km para el segundo.

Del mapa regional se obtuvo un perfil (Fig. 11) que corresponde a la línea A-A' de la figura 1, el mismo que fue interpretado en dos y tres dimensiones por medio del programa de Talwani et al, 1959. Los modelos deducidos se basan en estudios gravimétricos (Henderson, 1963; Thompson y Talwani, 1964), sísmicos (Hales et al, 1970; Antoine y Pyle, 1970) y magnéticos (Del Castillo, 1974).

Las características más sobresalientes del plano de anomalía regional (Fig. 7) se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Se nota claramente que todos los efectos pequeños producidos por cuerpos superficiales fueron eliminados.

Fig. 10 - Prolongación de Campo 2 Km. Hacia Abajo

ii) Una desviación hacia el Sur del tren de anomalías como efecto del alto gravimétrico situado al Este del área.

iii) En la parte Norte del plano, el gradiente gravimétrico es menor, aumentando hacia el Sur por la influencia del alto gravimétrico mencionado anteriormente.

iv) Este dato gravimétrico no ha sido eliminando completamente debido a que la longitud de onda elegida para el filtrado es aún pequeña para el efecto de esta anomalía regional que puede representar un cuerpo pequeño de alta densidad.

El mapa residual (Fig. 8) en general muestra anomalías de pequeño rango sin ningún arreglo. En la parte central hacia el W se nota un tren de anomalías residuales que siguen la misma configuración que las anomalías regionales. En la parte Este, las anomalías residuales tienen mayor gradiente y se presentan en forma muy aislada. Se puede decir que con excepción de los residuales negativos, uno localizado al SW del área que corresponde en el plano geológico a la presencia del Volcán Cofre de Perote representado por Cenozoico Superior y clásicos volcánicos (Fig. 2) y el otro al NE del área que corresponde a la Sierra de Chiconquiaco constituida por corrientes lávicas y material piroclástico que presentan la misma configuración que la Sierra, las anomalías residuales de ésta en particular no justifican estudios más detallados de estas influencias superficiales por representar únicamente regiones de baja densidad, excepto para problemas locales de exploración con fines económicos.

La continuación de campo 1 km hacia abajo presenta una dispersión de valores debido a las irregularidades locales del basamento. La anomalía en 96° 26' y 19° 30' aumentan en valor debido al acercamiento del tope de una estructura más superficial que el de la costa. Estos valores anómalos no se observan en los datos originales (Fig. 1).

En el plano que representa la prolongación de campo 2 km hacia abajo (Fig. 10) todos los valores presentan una mayor dispersión que el anterior, sin ningún arreglo, pero si se nota que a pesar de la dispersión y el aumento de frecuencia el gradiente tiene la misma dirección que en el plano original. La anomalía positiva de la costa sufre un incremento en su valor siempre hacia el Sur notándose cierta simetría en los valores respecto a los máximos, lo que corrobora la presencia de una estructura superficial. Los valores en las coordenadas 96° 26' y 19° 30' sufren un cambio de polaridad sugiriendo que a esta profundidad (2 km) se llega al tope de la estructura que posiblemente se deba a una intrusión, raíz volcánica ó domo salino más superficial que la que se encuentra en la costa, pero de menor densidad.

El modelo estructural propuesto para la interpretación cuantitativa trata de justificar las anomalías gravimétricas por medio de distribuciones de masas en profundidad y han sido obtenidos por medio de los programas de Talwani et al (1959) y (1960) en dos y tres dimensiones. Alteraciones del espesor de la corteza y el manto fueron computados para fijar la curva tan bien como se deseaba. El modelo final de la estructura de la corteza se mues-

tra en la figura 11.

El espesor absoluto de la corteza puede estar sujeta a incertidumbre puesto que los valores elegidos para la densidad y el espesor de los estratos están basados en una sección continental estandar, datos de continuación de campo del presente trabajo, gravimétricos (Henderson, 1963; Thompson y Talwani, 1964), magnéticos (Del Castillo, 1975; Moore y Del Castillo, 1974). Debido a la ausencia de determinaciones de profundidad y velocidades sísmicas en esta región no es posible introducir modificaciones a detalle en la estructura deducida, ya que solo se tiene los modelos compilados por Moore y Del Castillo (1974) y Del Castillo (1975).

La interpretación cuantitativa gravimétrica del área se redujo al estudio del perfil A-A' de la

figura 1; este perfil corresponde a la transición de corteza continental a oceánica además de presentar una anomalía de alto valor en la línea continente-costa. Estas características han determinado que la interpretación cuantitativa se realice en dos etapas, primeramente se dedujo en dos dimensiones la estructura que corresponde a la transición de corteza continental a oceánica considerando el alto gravimétrico como un residual de proporciones regionales; la segunda etapa correspondió a la interpretación tridimensional de la anomalía. El modelo estructural deducido por medio de estos dos procedimientos se muestra en la figura 11. Las densidades asumidas para los diferentes cuerpos son: para el agua una densidad de 1.03 gr/cm^3 , sedimentos de 2.2 gr/cm^3 , granito 2.67 gr/cm^3 , basalto 2.9 gr/cm^3 y para el manto se tomó una densidad de 3.4 gr/cm^3 (Thompson y Talwani, 1964).

Fig. 12. Modelo en tres dimensiones apoyado en el perfil de la figura 11

El modelo deducido de la interpretación bi y tridimensional sugiere la presencia de un cuerpo intrusivo de una densidad de 2.9 gr/cm^3 correspondiente al basalto, de lo cual hay alguna evidencia dado por Deep Sea Drilling Project Leg 10 (Worzel et al, 1970); además implica una intrusión de material del manto produciendo una discontinuidad uniforme del Moho por debajo de la anomalía. En cualquier caso es evidente que existe un exceso de masa de forma prismática regular debajo de ésta anomalía y esto parece probable para la profundidad a la cual se ha modelado. El ajuste de la curva calculada con la obtenida del perfil presenta un error promedio de $\pm 4 \text{ mgal}$.

Los modelos estructurales propuestos para la Línea CICAR 17 (Figs. 11 y 13) tratan de justificar anomalías geofísicas correspondientes a irregularidades en la superficie del basamento cristalino, inferidas mediante el perfil de reflexión continua. La información sísmica se complementó con información magnética (Proyecto IDOE), utilizando el programa de Talwani (1959).

En el modelo magnético propuesto se despreció el efecto de la capa sedimentaria, considerando mínima su contribución al campo observado; pues

Comparación entre perfiles magnéticos

Fig. 13. Interpretación de la línea 17, proyecto CICAR.

casi todas las variaciones en la intensidad total, medidas en la superficie, están asociadas con cambios litológicos o con irregularidades del basamento.

El límite inferior de modelo se tomó a 10 km de profundidad, considerando que a mayores profundidades la contribución magnética de las rocas al campo se reduce enormemente debido a las altas temperaturas a las que se encuentran sometidas. El modelo se prolongó suficientemente en dirección lateral con el fin de reducir efectos provenientes de esas direcciones.

El cálculo del campo magnético producido se evaluó a lo largo de 24 estaciones colocadas a intervalos regulares de 2778 metros. Los datos obtenidos por la computadora se muestran en la Figura 13. El sismograma correspondiente al continente está muy ruidoso y hace que se pierda completamente el horizonte reflector principal. La carencia de información de pozos no permite tener ningún punto de control en esta parte de la costa.

La comparación entre los perfiles magnéticos calculado y observado se ilustra en la Figura 13; el ajuste es muy aceptable, registrándose a lo sumo, en algunos lugares, diferencias máximas de 20 ga-

mas entre el campo magnético observado y el calculado, que incluye errores en la posición del barco, efectos de latitud, etc. La incertidumbre se incrementa por la carencia de una solución única.

El modelo esta constituido por varios cuerpos cuyas propiedades se simulan. En cada uno de ellos puede distinguir un cuerpo con un momento magnético de 140 gamas que podría ser identificado como una capa basáltica; aquí se ha asumido un cuerpo procedente de la parte continental con un momento magnético de 40 gamas que podría identificarse como una capa granítica. Además de los cuerpos aludidos que son la parte fundamental de los modelos, se tiene un cuerpo de alta magnetización ($M = 180$ gamas) que aparece en forma de dique, atravesando estructuras y sedimentos. No se pretende que este cuerpo tenga la forma y dimensiones propuestas, pero si que represente un cuerpo intrusivo (?), que justifica un residual en la tendencia del campo observado de unas 40 gamas.

En el marco tectónico se ha discutido la evolución del Golfo de México, incluyendo una serie de reconstrucciones donde se muestran las posiciones, donde se supone estaban los cratones de Yucatán y Nicaragua-Honduras durante la abertura del Golfo y su posterior rotación a las posiciones que actualmente ocupan. Estos movimientos dejaron la zona del Golfo de México como una gran cuenca; por lo tanto es de esperar la existencia de problemas isostásicos, para tratar de solucionar la descompensación existente, no sólo de tipo vertical, sino también un transporte de material de la zona continental hacia la gran cuenca. Este argumento refuerza la existencia de cuerpos intrusivos, como el que se infiere en este modelo compuesto por la capa basáltica ($M = 140$ gamas), una capa granítica ($M = 40$ gamas), el cuerpo intrusivo ($M = 180$ gamas) y un par de cuerpos alargados provenientes de la parte continental ($M = 55$ gamas), incrustados en la sección sedimentaria, los cuales pueden referirse como horizontes volcánicos.

Ya se ha mencionado que esta línea está situada equidistante entre dos importantes unidades de la geomorfología mexicana, esto es entre la terminación Este del Eje Neovolcánico y el grupo volcánico de los Tuxtlas, donde se encuentra actividad ígnea tanto intrusiva como extrusiva.

El ambiente reflejado durante el Terciario en casi toda la cuenca salina del Istmo, principalmente en el Oligoceno y Mioceno Inferior, es una serie de alternancias de cenizas volcánicas, derrames de lava y arcillas. Algunos pozos continentales (Hernández, 1973) al Sur de la Línea 17, cerca de la

Bahía de Coatzacoalcos, confirman la presencia de derrames consistentes en tobas volcánicas y material piroclástico. Con la información geológica de la cuenca del Istmo se considera que el modelo propuesto se aproxima a la realidad geológica y el que más defensa tiene desde el punto de vista estructural, porque no se ve nada que pueda impedir la existencia de un panorama diferente durante el Terciario, semejante al de la cuenca del Istmo, al Sur de la Línea 17.

CONCLUSIONES

Para poder expresar las conclusiones del presente trabajo es necesario hacer un sumario de la historia tectónica del área con el fin de intentar una correlación de los resultados obtenidos.

Quezadas (1961) y Viniegra (1971) sostienen la hipótesis de que existió un basamento y geosinclinal Paleozoico en la parte N y NE de México. Quezadas indica que el ciclo tectónico se inició con la formación y profundización del geosinclinal y que este fenómeno se produjo durante todo el Paleozoico depositándose grandes cantidades de sedimentos. A este período sinclinal le sucedió uno orogénico plegando los sedimentos y dando lugar a sistemas montañosos acompañados por metamorfismo e intrusiones batolíticas en la época Permo-Triásica que corresponde a la Revolución Apalachiana.

En este período se cree (Quezadas, 1961) que el Macizo de Teziutlán constituyó una unidad paleozoica junto con otras (Plataforma de Tamaulipas, de Coahuila, la TrASFosa de Sabinas y los macizos Burro-Picachos) y que como resultado de la formación del Golfo de México a fines del Pérmico y principios del Triásico se dividió en varios bloques por fallamiento dando origen a plataformas, islas y cuencas debidos a sus posiciones relativos y movimientos epeirogénicos. Es de notar que este autor señala el rompimiento en bloques del basamento Paleozoico nuevamente en la época de la Revolución Apalachiana coincidiendo con la apertura del Golfo de México.

Si esto es cierto, las cadenas montañosas formadas durante esta Revolución son consecuencias de la apertura del Golfo que se prolongó durante todo el Mesozoico. Posteriormente en el Cretácico se produjo la Orogenia Laramídica originando la Sierra Madre Oriental dando como resultado estructuras plegadas con núcleos ígneos. (López Ramos, 1972).

La Plataforma de Tamaulipas corresponde a

un batolito ó a un número de cuerpos intrusivos plutónicos post-tectónicos, que funcionó como traspais en la Revolución Apalanchiana (Permo-Triásico) y como antepaís en la orogenia Laramídica, (Quezadas 1961). Es lógico suponer que el Macizo de Teziutlán se comportó de la misma manera, ya que como se indica antes junto con la Plataforma de Tamaulipas y otras unidades constituyó el basamento Paleozoico.

Por lo anterior el Macizo de Teziutlán pudo haber tenido un origen post-tectónico como efecto de intrusiones basálticas que hicieron aflorar el basamento granítico.

El Terciario ha sido relativamente afectado y en su mayor parte tiene buzamientos hacia el mar. Los aspectos tectónicos así como el origen del Eje Neovolcánico se han descrito en este trabajo.

Respecto a la tectónica del Golfo de México (Freeland y Dietz, 1971) indican que esta región formó la unión de las placas de Norte América, Sud América y África y que movimientos tensionales y compresionales produjeron una deriva hacia el Oeste y que Panamá y las Antillas son neocratones creados en el Mesozoico Cenozoico.

El fraccionamiento inicial se produjo hace 200 millones de años (Triásico Tardío) rotando Norte América en el sentido del reloj 10°, permaneciendo juntos Sud América y África. La separación entre Norte y Sud América estuvo acompañada principalmente por la apertura del Golfo de México con los bloques de Yucatán y Honduras Nicaragua girando como una sola unidad.

En el Jurásico temprano Laurasia derivó hacia el SW el cratón de Nicaragua Yucatán se separó; el Golfo de México, el Mar Caribe y el Nor Atlántico fueron pequeñas cuencas oceánicas donde empezaron a depositarse evaporitas. En el Jurásico Medio, Norte América giró hacia el NW en las pequeñas cuencas oceánicas mencionadas anteriormente siguieron las depositaciones de sal. En este período los cratones de Yucatán y Nicaragua tomaron sus posiciones relativas actuales respecto a Norte América culminando la formación del Golfo de México.

En el Cretácico Inferior se separaron las placas de África y Sud América y se crea el Mar del Caribe existiendo una conexión con el Océano Pacífico como efecto de la deriva de Norte América más al Oeste; la región del Caribe se cerró ligeramente resultando la distorsión de Panamá y que el vulcanismo terminó de cerrar esta apertura de tierra.

Moore y Del Castillo (1974) difieren de la explicación anterior en que el Golfo de México se originó al mismo tiempo que la grieta Atlántica (Triásico Tardío), en la ubicación de Honduras y algunas líneas de extensión, proponiendo que México migró hacia el Este hasta su presente posición durante y después de la apertura del Golfo debido a fuerzas provenientes del Pacífico. También indican que la evolución tectónica del Golfo de México y el Mar Caribe ha sido dominada por la apertura de las placas de Norte y Sud América y la convergencia entre las placas de Norte América y del Pacífico.

Ante este panorama los datos obtenidos en el presente trabajo conducen a las siguientes conclusiones.

- i) La exactitud de las medidas parecen ser satisfactorias para ese tipo de investigación de la corteza.
- ii) El filtro regional diseñado es el apropiado para la separación de los efectos residuales y regionales en el continente y no así para la anomalía localizada en el límite continente-costa.
- iii) El modelo estructural deducido corresponde a una intrusión basáltica.
- iv) Este modelo por tanto sería contemporáneo al Macizo de Teziutlán (Mesozoico Superior-Terciario) y que forma parte de él.
- v) El presente estudio apoya la hipótesis de la formación del Macizo de Teziutlán como efecto de intrusiones basálticas post tectónicas a la Revolución Laramídica.
- vi) El cuerpo basáltico en el área de estudio no tiene ninguna relación con el origen del Eje Neovolcánico ni con la del Golfo de México.
- vii) Por lo anterior se corrobora que existió un basamento y geosinclinal Paleozoico en la parte N y NE de México y que se dividió en varios bloques como efecto de la apertura del Golfo.
- viii) Los resultados del mecanismo de foco del sismo del 28 de Agosto de 1973 sugieren que fue de origen semiprofundo sin ninguna relación con el desarrollo tectónico del Macizo de Teziutlán y de la intrusión en el límite continente-costa.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALVAREZ, JR. M., 1949, Tectonic of Mexico: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, n. 8, p. 1319-1335.
- ANTOINE, W.J. and PYLE, E., 1970, Crustal studies in the Gulf of Mexico: Tectonophysics, v. 10, p. 477-494.
- CORBATO, C., 1965, A least squares procedure for gravity interpretation: Geophysics, v. 30, n. 2, p. 228-233.
- CHASE, T. and MENARD H., 1968, Four fractures zones of Mexico: Simposio Panamericano del Manto Superior, México, v. 2.
- COMINGUEZ, A. 1972, Filtros para campos armónicos: Tesis de Maestría, Fac. de Ciencias UNAM, México.
- DEL CASTILLO G.L., 1974, Tectonics of continental margins of the Gulf of Mexico, Geofísica Internacional, en prensa.
- DEL CASTILLO G.L., VIVAS, A., 1973, Esquema tectónico del borde de la Placa del Caribe, al Este de Yucatán: Asoc. Mex. Geof. Petr., v. 5, n. 4, p. 160-191.
- DEL CASTILLO G.L., MONGES, J., MENA M., 1973b, Anomalías gravimétricas en el Eje Volcánico Mexicano: Simposio de Geodinámica, Reunión Continental sobre la Ciencia y el Hombre, Junio México, D.F. Geofísica Internacional (abstract).
- DEL CASTILLO G.L., 1975, Marine Geophysics along the Gulf of Mexico and the Yucatan Peninsula Coastal zone: Earth Planetary Sciences, p. 227-247.
- FIGUEROA J., 1959, Carta sísmica de la República Mexicana: Anales del Instituto de Geofísica, v. 5, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.
- FREELAND, G.L., and DIETZ R.S., 1971, Plate tectonic evolution of Caribbean Gulf of Mexico region, Nature, v. 232, p. 20-23.
- GONZALEZ T., 1974, Análisis de datos sísmicos y magnéticos, Línea 17, Proyecto CICAR. Tesis de Grado, Fac. de Ciencias, UNAM.
- HERNANDEZ, I., Comunicación Personal, 1973.
- HODGSON, J. and STOREY, R., 1953, Tables extending Byerly's fault plane techniques to earthquakes of any focal depth: Sismol. Soc. Am. Bull., v. 43, p. 49-61.
- HENDERSON, G.C., 1963, Preliminary study of the Crustal structure across the Campeche Escarpment from gravity data. Geophysics, 28: 736-744.
- HALES, A.L., 1970 (1971), Crustal and Upper Mantle Structure in the region of the Gulf of Mexico. Bull. Soc. Geol. Mex. 32: 63-70.
- INTERUNION GEODYNAMICS COMMISSION, 1975, Anales del Instituto de Geofísica, UNAM, p. 171-181.
- KAULA, W., 1968, Sobre relaciones de la variación de onda larga en la gravedad respecto a corteza y manto superior: Geof. Internacional, v. 8, n. 2-4, México, D.F.
- KAULA, W., 1969, A tectonic classification of the main features of the Earth's gravitational field. Jour. Research Soc. v. 74.
- LEE, Y. M., 1960, Statistical Theory of Communication: in Wiley and Sons, N.Y.
- LOPEZ RAMOS, 1974 Geología General y de México, Inst. Politécnico Nacional, México, D.F.
- MOOSER, F., 1968, The Mexican volcanic belt—structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. Simposio Panamericano del Manto Superior, México, v. 2.
- MOOSER, F., 1972, El Eje Neovolcánico, debilidad cortical Prepleozoica reactivada, Sociedad Geológica Mexicana II Convención Nacional. Mazatlán.
- MOORE, G., and DEL CASTILLO, G.L., 1974, Tectonic evolution of the Southern Gulf of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 607-618.
- STAUDER, W., 1962, The focal mechanism of earthquakes. Landsberg and Van Mieghean Editors, Advances in Geophysics, v. 9.
- SYKES, L. 1967, Mechanism of earthquakes and nature of faulting in the mid-ocean Ridges: Jour. Geophys. Research, v. 72, n. 8.
- SANDOVAL, J., 1975, Tesis de Maestría, Fac. de Ciencias UNAM, México.
- TS-UBOI, C. and TOMODA, Y., 1958, The relation between the Fourier series method and the $(\sin x) / x$ method for gravity interpretations: Jour. of Physics of the Earth, v. 6, p. 15.
- TALWANI, M., WORSE L. LANDISMAN M., 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino Submarine fracture zone: Jour. Geophys. Research, v. 64, n. 1, p. 49.
- THOMPSON, G. and TALWANI, M., 1964, Crustal structure from Pacific to Central Nevada: Jour. Geophys. Research, v. 69, n. 22, p. 4813.
- VINIEGRA, F., 1965, Geología del Macizo de Teziutlán y de la cuenca Cenozoica de Veracruz: Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petr., v. 17, n. 7-12.
- VINIEGRA, F., 1971, Edad y evolución de las cuencas salinas del SE de México: v. 55/3, Asoc. Am. Petr. Geol.
- WOOLLARD G., and Monges, J., 1956, Gravedad, geología regional y estructura cortical en México. Anales del Inst. de Geofísica, UNAM.
- WOOLLARD, G., 1959, Crustal structure from gravity and seismic measurements: Jour. Geophys Research, v. 64, p. 1521-1544.
- WOOLLARD, G., Machesky L., Monges J., 1969, A regional gravity survey of Northern Mexico and the relation of Bouguer anomalies to regional geology and elevation in Mexico. July 15, Part. 1, University of Hawaii.
- WORZEL, J.L., et al 1970, Deep Sea Drilling Project, Leg 10: Geotimes, v. 15, p. 11-13.
- YARZA DE LA TORRE, 1971, Volcanes de México, Ed. Aguilar, 2da. Edición.