

MODELO GEODINÁMICO DE LA ESTRUCTURA DEL GOLFO DE MÉXICO

H. SANDOVAL*

A. H. COMÍNGUEZ*

L. DEL CASTILLO*

RESUMEN

A través de dos cortes verticales en el Golfo de México, se hace un análisis tectono-físico para proponer un modelo de la estructura regional del Golfo. Para ello se cotejó la información gravimétrica y se tuvieron en cuenta trabajos previos de prospección sísmológica.

El estudio geodinámico resume un comportamiento post-Triásico, caracterizado por una distribución compleja de eventos en el tiempo geológico y en el espacio.

De los modelos propuestos se extraen columnas imaginarias, las cuales son empleadas para sintetizar el análisis isostático del Golfo de México.

ANTECEDENTES

La figura 1 muestra los contornos del campo gravimétrico vertical correspondientes al Golfo de México. Esta configuración fue conformada recopilando la información de los levantamientos geofísicos marinos del Decenio Internacional de Exploración Oceanográfica (I. D. O. E.), en el que toma parte el personal del Departamento de Exploración Geofísica del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. Estos datos fueron sometidos ya a un primer análisis por los mismos autores (Cominguez *et al.*, 1977). En la localización de los cortes transversales con rumbos N 75°45' E y N 31°W se tomaron en cuenta franjas con buena densidad de información sísmológica (Antoine y Ewing, 1963; Houtz, Ewing y Le Pichon, 1968; Hales, Helsley y Nation, 1970; Antoine y Gilmore, 1970; Antoine y Pyle, 1970).

* Departamento de Exploración, Inst. de Geofísica, UNAM.

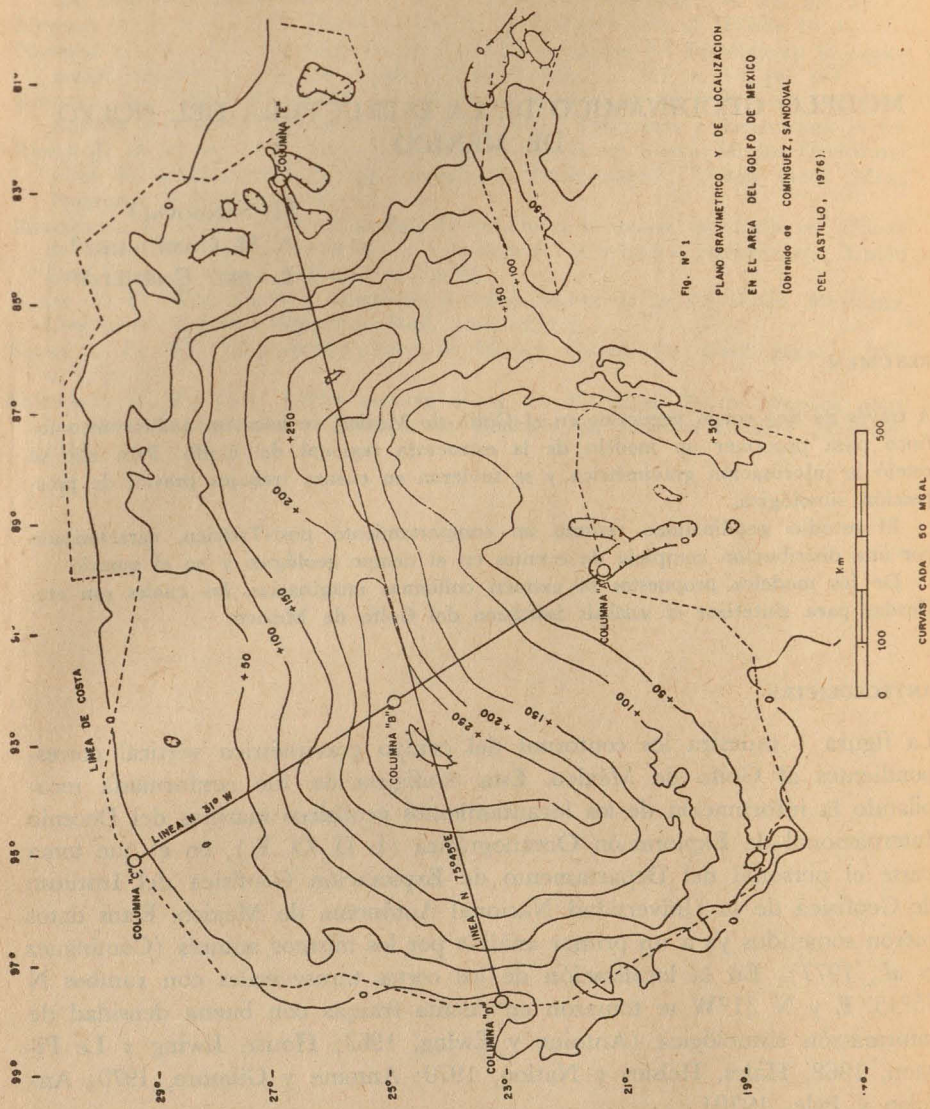


Fig. N° 1
 PLANO GRAVIMETRICO Y DE LOCALIZACION
 EN EL AREA DEL GOLFO DE MEXICO
 (obtenido de COMINGUEZ SANDOVAL
 DEL CASTILLO, 1976).

SECCIÓN N 75°45' E, EXTREMO PUNTA JEREZ

La existencia de la paleopenínsula de Tamaulipas puede correlacionarse con el hecho de que el espesor de corteza que identifica el modelo, no muestra en forma definitiva un borde continental tipo, es decir, no presenta en la actualidad un acunamiento característico normal de borde de placa continental (figura 2).

El modelo exhibe una distribución amplia de densidades relativamente pequeñas, un gran espesor ligero en proceso de elevación a partir del Mesozoico, quedando expuesto a la acción de desgaste erosivo. El extremo SW corresponde a la presencia de un gran paleoanticlinal que, como apoyan otros autores (Álvarez, 1965; López Ramcs, 1974), funcionó como un antepaís durante el Mesozoico al formar parte del orógeno mexicano (Plataforma de Coahuila, Plataforma Burro Picachos-Península de Tamaulipas).

La antigua Plataforma de Tamaulipas se extiende desde las sierras de San Carlos y Cruillas al N hasta cerca de Misantla al S (Álvarez, 1965). Esta plataforma estuvo sujeta a los efectos isostáticos en el Pre-Triásico y recibió los últimos efectos de tensión en el S de la Orogenia Palizada (Triásico Superior), así estableció su influencia posterior controlando los procesos sedimentarios del Mesozoico hacia el Golfo de México, una vez que éste se abrió. El movimiento epeirogénico de la Península de Tamaulipas continuó evolucionando durante la creación del Golfo de México porque aún no se había llegado al equilibrio isostático completo; esto es, ambos evolucionaron simultáneamente.

Esto se observa en el modelo al no haber en el sector comentado cambios laterales de densidad en forma drástica, pero a su vez esto no excluye la existencia de cambios litológicos. O sea, que la evolución simultánea de esta región orientándose hacia un equilibrio isostático, es uno de los factores que le dan forma a la estructura y homogeneidad a las densidades. Esta homogeneidad y continuidad de densidades se propició en una época de esfuerzos tensionales en condiciones de tendencia hacia el equilibrio isostático y en un corto intervalo de tiempo (unos 20 millones de años), donde los procesos intrusivos desde el Manto, con metamorfismo, compactación y cristalización; equilibraron y compensaron la continuidad de las masas rocosas de la misma densidad, aunque de variadas litologías laterales. Por lo que en la distribución horizontal, debido a la influencia de la tendencia al equilibrio isostático, se controlaron y definieron los procesos de metamorfismo diferente (compactación y recristalización) y depósito, que

tuvieron como resultado una homogeneidad horizontal regional de la densidad sin implicar, desde luego, una homogeneidad litológica (figura 2).

En otro aspecto de esta misma región, los parámetros 2.55-2.65 gr/cm³ de densidad representan la complejidad litológica, es decir, con la relación densidad-velocidad de onda p (Woollard, 1959) se puede observar que pueden presentarse cambios laterales radicales de velocidad correspondientes a la variada litología, sin manifestar cambios de densidad sensibles.

Concluyendo, todo este proceso de conformación consistente en fracturación, intrusión y metamorfización, simultáneo con la depositación, es el justificativo de la continuidad lateral de la densidad en esta porción del modelo.

SECCIÓN N 75°45' E, EXTREMO LA FLORIDA

La existencia de la Plataforma de La Florida es anterior a la formación del Golfo de México al contener rocas del Paleozoico (Dunbar, 1972). Su posición no ha variado en forma drástica respecto a la Placa Americana y consiste en una masa de poca inercia que ha sido jalada por el continente (Escudo Canadiense) en su movimiento de deriva hacia el N. Además se considera que forma parte de la Placa Americana al no haber trincheras en su derredor. Este bloque cortical de la Plataforma de La Florida, también está caracterizado por densidades relativamente bajas; este hecho justifica la poca inercia a través de largos periodos de tiempo y se supone que de esta manera ha acompañado al Escudo Canadiense y su posición relativa respecto a éste no ha cambiado.

Salvo que no apareciesen fuerzas de origen tectónico en el pasado geológico que fueran visibles en la actual estructura, el modelo no refleja en toda su extensión, excluyendo afallamientos por asentamiento, cambios laterales drásticos de densidad; esto podría implicar que no hubo esfuerzos actuantes que produjesen cambios abruptos en poco tiempo, en la tectónica de la estructura del Golfo. La tectónica fue actuando pero a largo plazo; no existen fallas transformes, ni trincheras, solamente se presenta evolución para compensar el peso con migración del material del continente y marino hacia el seno del Golfo.

En el panorama complejo de esta sección (figura 2), al tratar de analizar la estructura tridimensional real, se observan tres factores que adolecen de la óptima precisión: el error natural que arroja el análisis del modelo en dos dimensiones, pero a su vez, el tipo de estructura contiene una am-

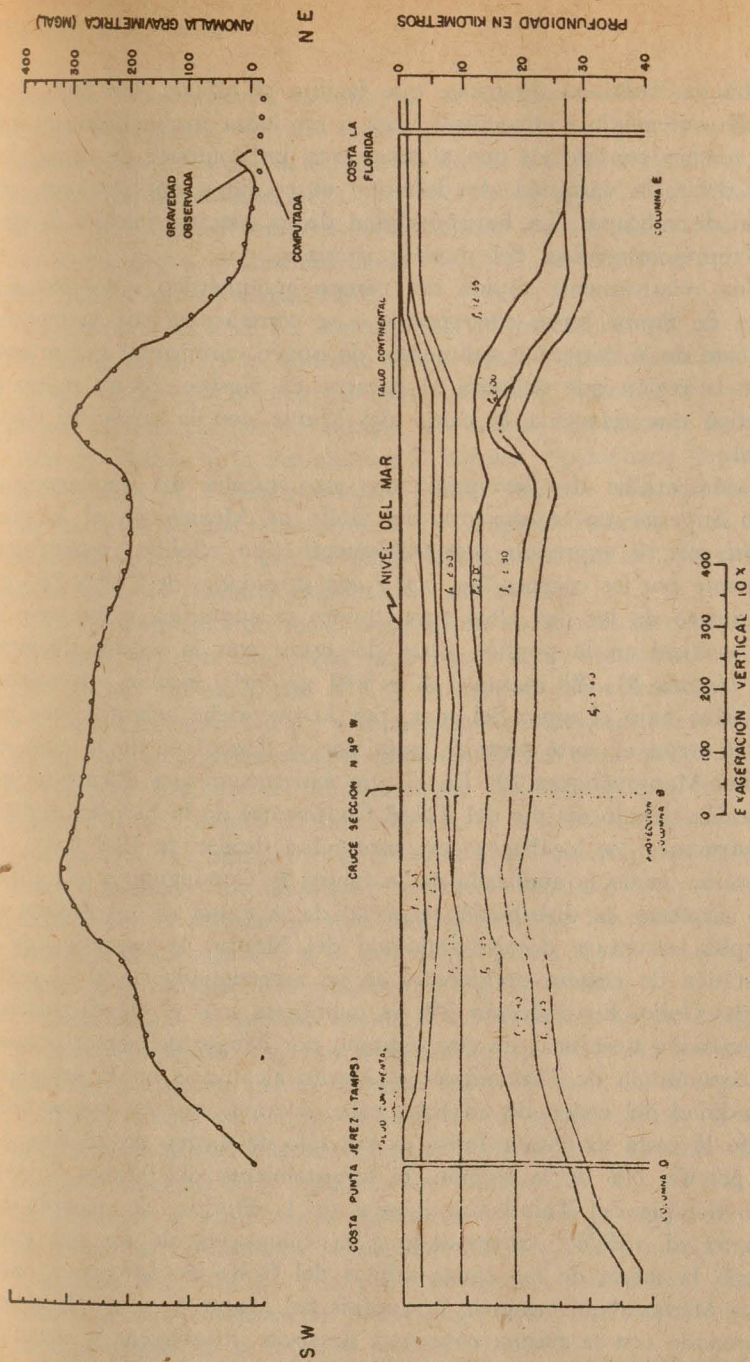


Fig. 2 Interpretación con modelados del perfil Punta Jerez, Costa de Florida.

plia distribución continua de rocas, que facilita el cálculo. Un poco al N de la sección, el máximo estructural llega a ser hasta medio kilómetro más alto, y el tercero consiste en que se interpreta un contraste de densidades, simple, es decir, la variación de densidad es continua por secciones, con distribución de subcapas. La horizontalidad de los estratos justifica la efectividad y representatividad del modelo continuo.

La caída relativamente rápida del campo gravimétrico a los 350 Km de la costa de Punta Jerez, corresponde o se correlaciona con la morfología de la base de la corteza y sedimentos de origen continental que se adelgazan bajo la región que delimita al Escarpe de Sigsbee. Es un reflejo de tipo isostático que relaciona la caída del Manto con la caída del Talud Continental.

La sección exhibe dos levantamientos estructurales del emplazamiento del Manto Superior en la abertura del Golfo de México, en el Jurásico; desde luego con su expresión presumiblemente tipo ofiolítica representada sugerentemente por los cuerpos No. 6 y 7 con densidades de 2.80 a 2.95 gr/cm³. El primero de los dos altos estructurales se cuantifica a los largo de la sección vertical en la porción oeste del cruce con la sección Progreso-Galveston (figura 3). El manto ($\rho_8 = 3.40$ gr/cm³) localiza un máximo a los 19.0 Km bajo el nivel del mar, por lo que debe aclararse que esta profundidad según el corte vertical, pasa por el flanco sur de la cima del anticlinal del Manto (figura 1). En el otro extremo, el alto estructural que corta la sección debajo del pie del Talud Continental de la Florida, es decir, el cierre estructural, se localiza a una profundidad similar de 19.0 Km.

Esta sección, como la analizada en la figura 3 (Comínguez *et al.*, 1977), representa asimismo, la distribución espacial de la carga de los estratos sobre la amplia estructura dómico-anticlinal del Manto; la expresión de la carga litostática de corteza continental se ve amortiguada hacia el centro profundo del Golfo. En dirección SW se manifiesta más el efecto tendiente a la compensación isostática; en este extremo por debajo del sector ocupado por la paleopenínsula de Tamaulipas, el Manto alcanzaría en la actualidad una profundidad del orden de 38 Km; cabe aclararse que el espesor de la corteza bajo la costa de Punta Jerez, es tan sólo del orden de 28 Km.

En la porción NE de la sección, el levantamiento del Manto Superior por debajo del pie del Talud Continental de la Florida, de acuerdo con Comínguez *et al.* (1976), corresponde a la compuerta de un paleocanal que obstruyó la salida de las aguas salinas del Golfo de México a partir del Jurásico Medio. Aquí también, la apófisis del Manto y su emplazamiento, está coronado con la misma cobertura de rocas ultrabásicas y metamór-

ficas que probablemente constituyen un complejo ofiolítico. Este emplazamiento del Manto, es una consecuencia de los procesos de tensión e isostasia producidos por la separación de los bloques corticales y plataformas tectónicas de la vecindad del Golfo de México a partir del Triásico, periodo en que los esfuerzos compresionales dejaron de actuar, en un ambiente de casi eterna deriva continental hacia el NNW, de América del Norte (Tanner, 1965; Freeland *et al.*, 1971).

En esta ocasión se ha contemplado el hecho de que el levantamiento del Manto se encuentra alineado con el cordón apalachano del Pérmico que culminó al sur con la orogenia coahuilense del Triásico. Sin embargo, sería dudosa la interrelación en tiempo, de ambos fenómenos: la creacción del Golfo de México y la Revolución Orogénica Apalachana Coahuilense post-pérmica. En el Triásico-Jurásico podría hallarse una probable conexión respecto a los efectos tensionales de la Orogenia Palizada y su manifestación de tectónica tensional con el mismo alineamiento en el área del Golfo, para recibir ésta los primeros impulsos de su creación.

El coronamiento de rocas ultrabásicas en secuencia ofiolítica, queda representada por las dos capas siguientes: la de densidad característica de 2.95 gr/cm^3 (basalto) con 3 Km de espesor identificada en las figuras 2 y 3 como el cuerpo No. 7; y la superior de densidad característica de 2.80 gr/cm^3 que en consecuencia se compone de las rocas que culminan la masa de ofiolitas. Encima del levantamiento NE del Manto, incrustado en el cuerpo No. 6 y dentro de la secuencia de ofiolitas, se presenta una cúpula (cuerpo No. 10, figura 2) de densidad 2.87 gr/cm^3 , correspondiente a un material también tipo ofiolítico y alterado (metamórfico), y altamente compactado por la presión de roca. Dicho material fue afectado en su pasado geológico al aproximarse a la superficie marina y por lo tanto representa al cuerpo que constituyó la paleocompuerta del Golfo.

Continuando el ascenso estratigráfico se presentan los cuerpos 5, 4, 3 y 2 como sedimentos que van aminorando su compactación y por ende, su densidad, a medida que se acercan hacia el nivel del mar.

Como detalle estructural se advierte un manto salino: el cuerpo No. 9, al cual se le asignó una densidad de 2.00 gr/cm^3 , ubicado en la cima del complejo ultramáfico y metamórfico (cuerpo No. 6). Al NE del cruce de las secciones, se confirma la presunción de que la región de lechos salinos del Istmo de Tehuantepec se extiende hacia el NE y queda intersectada por la sección N $75^{\circ}45'$ E (Punta Jerez-Florida). Los autores piensan que este manto es una continuación del cuerpo salino presentado en la figura 3, correspondiente a la sección vertical N 31° W.

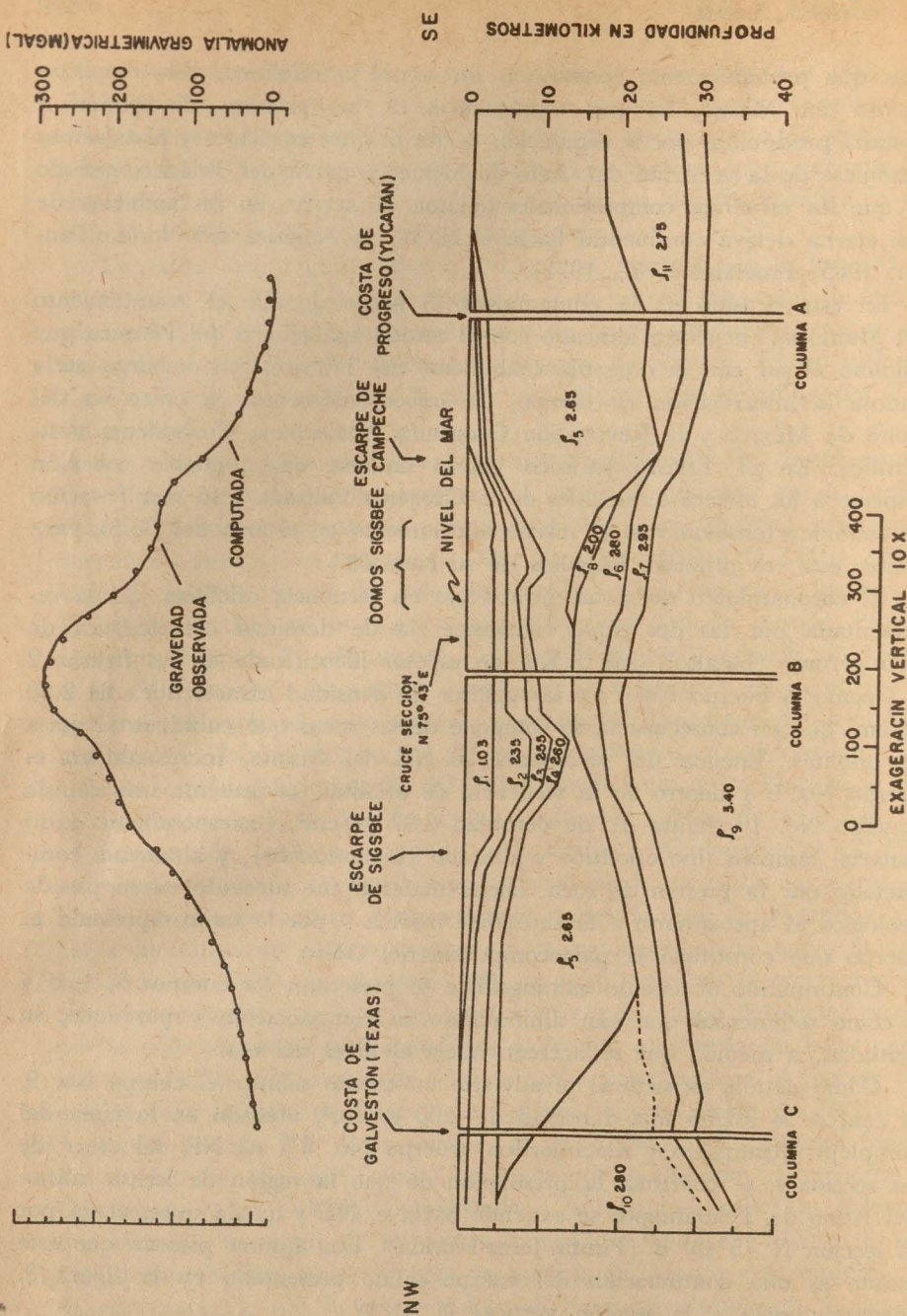


Fig. 3 Interpretación con modelado del perfil Galveston, Tex.-Costa de Yucatán,

Como dato singular en relación a la caída del campo gravimétrico, se observa un escalonamiento de los estratos ubicado aproximadamente unos 350 Km al NE de la costa de Punta Jerez, referido anteriormente (figura 2), esta caída presumiblemente forma parte del sistema de hundimiento por distensión radial alrededor de la porción profunda del Golfo de México comentado por Comínguez, Sandoval y del Castillo (1977).

Hacia el otro extremo del cruce de los cortes verticales, el levantamiento del Manto cuantificado en el E de la Sección N 75°45' E, no aparecen las señales o rasgos del sistema de asentamiento debido presumiblemente a la acción de empuje del emplazamiento del Manto Superior.

COMENTARIOS SOBRE LAS COLUMNAS TIPO

El análisis de las columnas litostáticas (figura 4) según los modelos inferidos, indica también una anormalidad de carácter isostático con tendencia al equilibrio, con el mismo comportamiento indicado por las columnas del estudio anterior de Comínguez *et al.* (1977); es decir, expresan el avance vertical de la corteza continental circunvecina con mayor rapidez que el avance en el mismo sentido, de la corteza oceánica del Golfo de México. En cuanto al comportamiento isostático dado por la influencia del peso por unidad de área a una profundidad de 40 Km, el orden de magnitud del peso relativo indica si esa región de la corteza está o no en equilibrio isostático al ser comparadas con las "columnas continental y oceánica tipo", calculadas por Worzel y Shurbet (1955).

El carácter geológico y el arreglo en espesos cuerpos estratificados (figura 2) indican que la región no ha sufrido corrimientos horizontales de origen macrotectónico, ni ha registrado efectos morfotectónicos consecuentes de su geodinámica.

La representatividad de las columnas tomadas del modelo definen a grandes rasgos la distribución estructural del Golfo de México a lo largo de las líneas estudiadas, la estructura se observa como si fuera una "correlación de pozos de exploración que atraviesan la corteza terrestre (figuras 2 y 3).

La columna "E" de la Plataforma de La Florida permite inferir que existe un "gran estrato" caracterizado por una densidad única que se supone encierra y contiene una gruesa masa del bloque cortical de La Florida, con 2.65 gr/cm³ de densidad y una velocidad de onda p de 5.2 Km/seg de acuerdo con Woollard (1959) y Garland (1971). Se puede considerar que

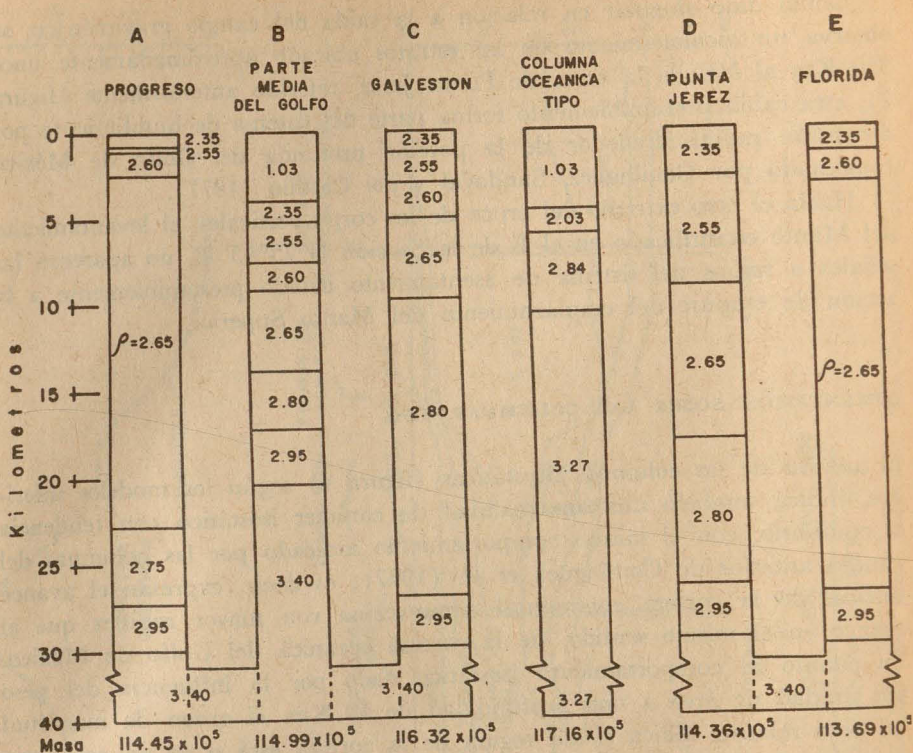


Figura 4. Cinco columnas isostáticas de las secciones del Golfo presentadas en las Figuras 2 y 3, comparadas con la columna oceánica tipo sugerida por Worzel y Shurbet (1955); densidad g/cm³, masa total, sobre un nivel de compensación a 40 Km, en g/cm³.

la masa de la plataforma queda representada por medio de la columna (E), este bloque cortical es relativamente liviano y está sujeto a los efectos isostáticos. Este hecho, asimismo, implica un levantamiento epirogénico de la masa, juntamente con el continente norteamericano. A su vez la plataforma es arrastrada por el continente en su movimiento de epiroforesis, favoreciendo dicho arrastre la poca inercia de la misma; de otra manera serían más evidentes los fracturamientos de tipo tensional en las actuales estructuras de la Plataforma de La Florida.

La columna "D", localizada en Punta Jerez, representa un arreglo que tiende a levantarse con mayor rapidez que el ubicado en el centro profundo del Golfo (columna "B"). De acuerdo al planteamiento que fuera expuesto en la discusión del extremo SW del modelo de la figura 2, la columna

“D” se encontraría en la zona de transición entre el Golfo y la región influenciada por la evolución de la Plataforma de Tamaulipas. Sin embargo, desde el punto de vista de un modelo de contrastes de densidades, la localización no es tan crítica, puesto que los “estratos” exhiben continuidad en el sentido horizontal.

Asimismo los autores piensan en la posibilidad de que la interacción del “eugeosinclinal” de la Cuenca de Burgos con el emplazamiento del Manto en su parte inferior tuvo un papel importante en la determinación de los cuerpos superiores. De esta manera la tendencia al equilibrio isostático, habría gobernado los procesos simultáneos de metamorfismo geotérmico a profundidad (metasedimentos) y el acceso intrusivo no uniforme del Manto, originando un arreglo abigarrado en detalle pero uniforme y homogéneo en su carácter regional.

La base de la “corteza sólida” de todas las columnas en el Golfo de México sería el mismo complejo ofiolítico, producto de la cobertura solidificada del Manto Superior en secuencia de rocas ultramáficas y metamórficas, incluso sin excluir la presencia de evaporitas (figura 2 y 3). Los espesores y el arreglo de parámetros de densidad-velocidad de onda sísmica, en secuencia estructural del “basamento del Golfo”, corresponderían al modelo general clásico de una secuencia ofiolítica (Peterson *et al.*, 1974). La correlación de las columnas litostáticas en cuanto a sus pesos proporciona diferencias relativas que indican un efecto de basculamiento sumado al efecto de avance epeirogénico positivo del marco tectónico-estructural del Golfo y su estabilidad tectónica sin diastrofismos; como producto de los eventos geológicos post-Jurásicos (Comínguez *et al.*, 1977). Esto es verificable a través del análisis de evolución cronológica de las antiguas líneas costeras y centros de depósito, con los métodos de la geología marina y superficial con apoyos batimétricos y altimétricos en el continente.

CONCLUSIONES

La oquedad del Golfo de México creada por efectos de tensión y recuperación isostática de la estructura sedimentaria con el emplazamiento del Manto, queda ratificada en la historia geológica desarrollada a través del análisis de un modelo de cortezas del Golfo y su vecindad, considerando este modelado como la representatividad de la distribución de masas causantes del campo potencial gravimétrico analizado (figuras 2 y 3).