

ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LOS RASGOS MORFOTECTÓNICOS POSTCRETÁDICOS DE MÉXICO

Joaquin Eduardo Aguayo-Camargo*
Salvador Mario Cordova **

RESUMEN

La configuración actual de México es consecuencia de tres desplazamientos tectónicos mayores y otros menores, que han actuado simultáneamente desde el Cretácico Superior tardío, en el Terciario y el Cuaternario: (1) La placa Continental de Norteamérica migrando al occidente y al suroccidente, (2) La placa oceánica del Pacífico en subducción, con dirección hacia el noreste, (3) La placa oceánica del Caribe con movimiento inicial hacia el noreste y posteriormente al oriente.

Varios rasgos morfotectónicos mayores se observan en el interior del continente y en sus márgenes, tales como: fracturas y fallas distensivas y de cizallamiento con orientación NE 45° -55° SW, así como cabalgaduras cuya vergencia es hacia al norte-noroeste. Estos sistemas estructurales se extienden desde la vertiente del Pacífico hasta la provincia del Golfo de México y están asociados con hidrotermalismo, rocas volcánicas básicas, zonas de mineralización y focos sísmicos.

Los rasgos estructurales descritos fueron causados durante la asimilación de la placa oceánica del Pacífico por el continente: la litosfera oceánica está fragmentada en subplacas por fallas de transformación, cada una descende hacia el manto con diferente inclinación y rumbo azimutal. Los límites entre ellas se reflejan en la superficie del continente como sistemas de fracturas y fallas de transcurrencia, cuyas paredes son casi verticales.

Otras provincias geológicas prominentes se formaron como consecuencia de la geodinámica que existe entre las tres placas tectónicas mencionadas, y son las siguientes: Sierra Madre Oriental, Sierra de Chiapas, Cuencas Marginales, Sierra Madre Occidental, Golfo de Tehuantepec, Golfo de California y Cinturón Volcánico Transmexicano.

ABSTRACT

The actual configuration of Mexico resulted of three major displacements and other minor ones working simultaneously during late Upper Cretaceous, Tertiary and Quaternary times: (1) The North America plate moving to the west and southwest. (2) The subduction of the Pacific plate dipping to the northeast. (3) The oceanic Caribbean plate drifting first to the northeast and later eastward.

Several prominent morphotectonic features are observed at the interior of the mainland and at its margins, such as: tensional and shear fractures and faults oriented NE 45 - 55 SW, and also thrust folding and faulting oriented to the north-northeast. These structural systems extend from the Pacific Ocean to the Gulf of Mexico and they are associated with hot-water springs, basic volcanic rocks, mineralised zones and seismic focus.

The structural features just described above, were caused during the assimilation of the oceanic Pacific Plate subducted by the mainland; the oceanic lithosphere is broken into discrete slabs by transform faults, each one descends during subduction into the mantle with different dip and strike. Their borders are reflected on the surface of the continent as high-angle strike slip faults and tensional fractures.

Other prominent geological provinces developed due to the geodynamic of the three tectonic plates mentioned above, such provinces are: East Sierra Madre, Sierra de Chiapas, Marginal Basins, West Sierra Madre, Gulf of Tehuantepec, Gulf of California and Transmexican Volcanic Belt.

*Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

**Instituto Mexicano del Petróleo, subdirección de Tecnología de Exploración

INTRODUCCIÓN

La geología de México se ha estudiado seriamente durante varias décadas recabándose un gran volumen de información con objetivos científicos y práctico-económicos, que han servido como base para postular modelos de evolución tectónica. Las interpretaciones simples sobre la geodinámica del país son inadecuadas a medida que se enriquece el conocimiento científico cuando se obtienen nuevos datos, o bien, cuando la información previa se organiza y reinterpreta de acuerdo con los criterios que dicta el conocimiento actual de la ciencia. En ambos casos se manifiesta continuamente la necesidad de intensificar los estudios en todos los campos de la geología, ya que de ello también depende la localización de los recursos minerales, energéticos, geotérmicos y geohidrológicos contenidos en las diversas provincias.

En este trabajo se pretenden explicar las interrelaciones que existen entre las cuencas oceánicas con el continente, que dieron origen a la actual configuración de México y a los rasgos morfotectónicos mayores de ambas provincias, durante el Terciario y el Cuaternario.

MÉTODOS DE TRABAJO

Los lineamientos estructurales oceánicos mayores se analizaron a partir de las cartas batimétricas y escala 1: 1, 000,000, editadas por la Dirección General de Geografía de la Secretaría de programación y Presupuesto (1981-1983), y por "The Cartographic Society", en Washington, D.C.. También se consideraron algunos perfiles geofísicos de zonas locales en las provincias del Golfo de México y del Pacífico, las que se refieren en este trabajo.

Los rasgos morfotectónicos mayores del continente (figuras 1 y 2), se visualizaron mediante el análisis del mosaico de imágenes tomadas por el satélite LANSAT 1, esc. 1:2, 000,000 que fue elaborada por el Dr. Felipe Guerra Peña y editada por CETENAL en 1976; el autor tomó como referencia la carta topográfica The World Aeronautical Chart (1974-1975). La información anterior se complementó con otros trabajos similares, elaborados por la Gerencia de Geofísica de la Subdirección de Exploración del Instituto Mexicano del Petróleo y por el Departamento de Nuevas Técnicas de la Gerencia de Geología de la misma institución.

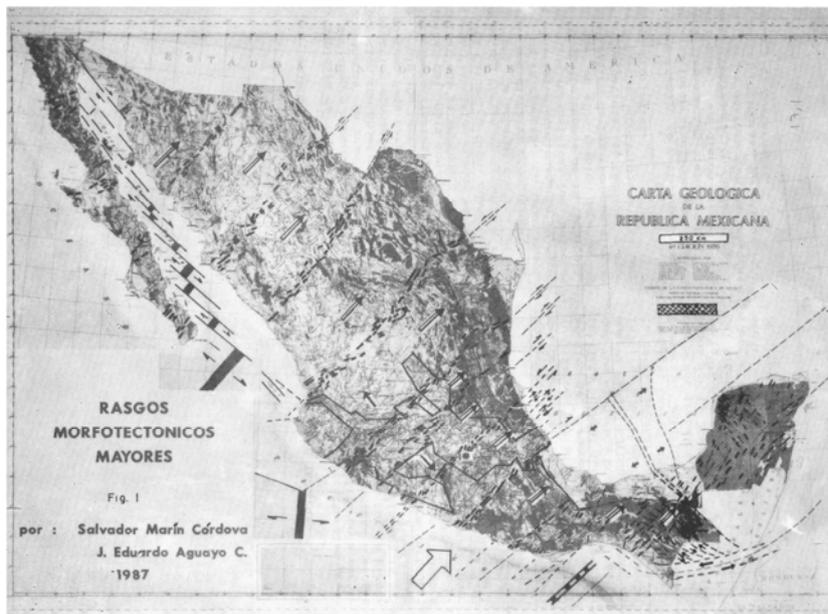


Figura 1.

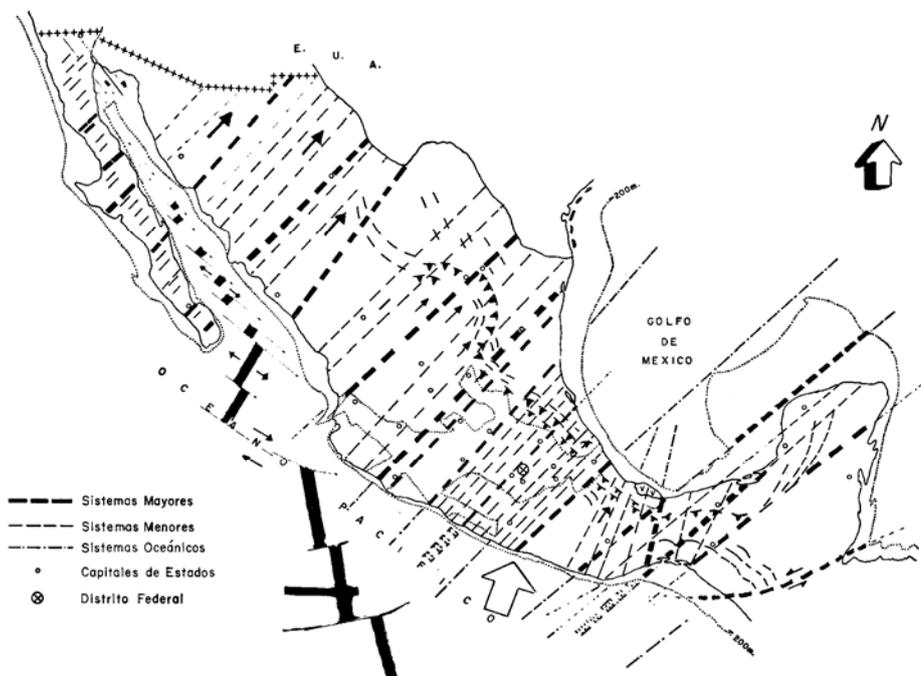


Figura 2. Sistemas actuales, mayores y menores en el continente, de fracturas y fallas transcurrentes NE-SW, esquematizadas; mostrando alguna de ellas su continuidad hacia las cuencas oceánicas.

El detalle estructural y estratigráfico está basado en la verificación directa en el campo, con apoyo de cartas geológicas y topográficas a diferentes escalas, editadas por DETENAL, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Instituto de Geología (Universidad Nacional Autónoma de México), Petróleos Mexicanos, Sociedad Geológica Mexicana y por otras Instituciones. La Carta Geológica de la República Mexicana editada en 1976 por el Instituto de Geología de la UNAM, se usó como base para destacar los rasgos morfotectónicos mayores, objetivo de este trabajo.

ANTECEDENTES

La República Mexicana ha sido afectada por múltiples procesos tectónicos a través del tiempo geológico, que para explicarlos en forma secuencial se ha requerido de estudios estratigráficos, petrológicos y estructurales de áreas locales, los cuales se han desarrollado durante varias décadas; esta información se ha integrado e interpretado a medida que se tiene un mejor conocimiento de las diversas provincias y subprovincias que conforman el país. Algunas de estas integraciones de carácter regional, solamente ilustran la distribución geográfica de las unidades litoestratigráficas y del ambiente de depósito en el que se formaron, erróneamente denominadas "paleogeográficas", puesto que toman como base la configuración actual de México. Otras reconstrucciones interpretan los procesos evolutivos del continente y de las provincias oceánicas, en el tiempo y en el espacio; p. ej., Carey (1958) propuso que el Bloque de Yucatán durante el Jurásico, giró 135° en sentido opuesto al de las manecillas del reloj, y el de Honduras también giró 65° en el mismo sentido que el primero. Estos movimientos fueron conceptuados por el autor para explicar la actual configuración del Golfo de México.

Para esta misma provincia y la del Caribe, Freeland y Dietz (1971) conceptuaron que, durante el Triásico tardío el Bloque de Oaxaca estaba situado en el Pacífico y los de Yucatán y Honduras, en el Golfo de México; posteriormente, durante el Jurásico Inferior y Medio, estos dos últimos giraron entre 100° y 180° en el sentido de las manecillas del reloj, y simultáneamente, el de Oaxaca se desplazaba hacia el sureste hasta llegar a su posición actual, Walper y Rowett (1972) y Helwin (1975), proponen el rompimiento del Bloque de Yucatán seguido de un desplazamiento en sentido contrario al de las manecillas del reloj, hasta alcanzar su posición actual en el Terciario. Uchupi (1973) fija al Bloque de Honduras en su posición actual girando a la vez, al de Yucatán, 40° en sentido sinistral durante el Mesozoico tardío y el Terciario temprano. Gose y Swarts (1977), basados en estudios paleomagnéticos, proponen que, durante el Cretácico el Bloque de Honduras estaba en el Pacífico de México. Walper (1980) sitúa a Yucatán como un segmento de corteza oceánica que se desplazó hacia el oriente, o sea, hacia Cuba. Moore y del Castillo (1974), Humphris (1979), Dickinson y Coney (1980), Buffler *et al.*, (1980), Salvador (1979, 1980 y 1987), además de otros autores, proponen un rompimiento cortical intercontinental y posteriormente la expansión del fondo oceánico, para dar origen al Golfo de México. Dengo (1983), conceptuó al Bloque de Chortis (Honduras-Nicaragua) durante el Pérmico tardío-Jurásico temprano, unido con el de Oaxaca en el Pacífico de México, y el Golfo de México ocupado por el Bloque de Yucatán. A fines del Jurásico, el de Honduras-Nicaragua se desplazó inicialmente hacia el sureste a lo largo de la costa del Pacífico de México y de Guatemala; el Bloque de Yucatán también se desplazaba hacia el sureste bordeando a la actual provincia del Golfo de Me-

xico, en su porción occidental. El Bloque de Yucatán y el de Chortis alcanzaron su posición actual durante el Cretácico tardío-Terciario temprano, el primero, y en el Mioceno, el segundo; Centro-América (Costa Rica y Panamá) siguió evolucionando desde el Mioceno tardío hasta el Plioceno temprano.

Los autores mencionados, como conclusión, conceptúan al Golfo de México como resultado de la movilidad de los bloques tectónicos a través del tiempo geológico. Esta concepción es diferente a las ideas anteriores, que consideraban al Golfo de México como consecuencia de la subsistencia de un sector continental, hasta conformarse el fondo oceánico actual (p. ej. Viniegra 1971). Una tercera hipótesis conceptúa al Golfo de México como permanente desde su origen, y sin cambios morfológicos regionales (p. ej., Meerhoff y Meyerhoff, 1972).

Los trabajos sobre la geodinámica de México y del Caribe así como de Centro-América, son numerosos y con objetivos diversos; por ej., Pilger (1980) sintetizó las diversas teorías más reciente sobre el origen y evolución del Golfo de México; Coney (1983) relacionó la geodinámica de México con el Caribe y América del Sur; el Instituto Mexicano del Petróleo publicó en 1984 un mapa de Terrenos Estratoectónicos; Padilla (1986) propuso un modelo tectónico post-Paleozoico del noreste del país y lo relacionó con la evolución del Golfo de México. Longoria (1985 y 1986), entre otros trabajos del mismo autor, enfatizó sobre los procesos transgresivos como origen importante de los rasgos estructurales de México. Otros estudios geológicos relacionan a las provincias minerales con la tectónica (p. ej., Salas 1975; Campa y Coney 1983).

Las referencias que se mencionan distan mucho de ser los únicos estudios desarrollados con énfasis en

tectónica, solamente se refieren algunos de ellos para ilustrar la problemática que existe sobre la geodinámica del país.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA POSCRETÁCICA

La placa continental de Norteamérica durante su migración hacia el noroccidente y el occidente, asimiló progresivamente a las oceánicas del Farrallón y Kula, lo que dio como consecuencia que el arco magmático desarrollado durante el Jurásico Superior migrara hacia el noreste en el interior del continente, seguido por otros arcos magmáticos hasta el Cretácico Superior temprano (Anderson y Silver, 1974; Henry, 1975 y Coney, 1983).

Durante ese tiempo, la velocidad de incidencia entre las dos placas, la oceánica y la continental, se incrementó de 6 a 7 cm/año hasta 15 cm/año; a la vez, la zona Benioff sufrió un cambio de inclinación de menos de 10°, variando la polaridad entre ambas placas y como consecuencia, la actividad magmática migró hacia el oriente dando inicio el evento tectónico de deformación con vergencia hacia el noreste, conocida como "Orogenia Laramide" (Coney, 1976, 1979 y 1983; Dickinson, 1979). El arco magmático bordeaba la costa occidental de México y estaba interrumpido por la falla de transformación que limitaba la porción oriental del Bloque Maya de la placa oceánica del Pacífico Oriental y ésta, a su vez, migraba hacia el noreste, subduccionándose en la trinchera de Cuba y obduccionándose en la de Puerto Rico. La placa del Pacífico Oriental se enmarcaba desde el occidente de la actual Isla de Cuba hasta la trinchera oceánica del noroccidente de América del Sur (Malfait y Dinkelman 1972), (Figura 3-1).

Del Cretácico Superior al Paleoceno (Figura 3-2) en México, el arco magmático del margen pacífico siguió mi

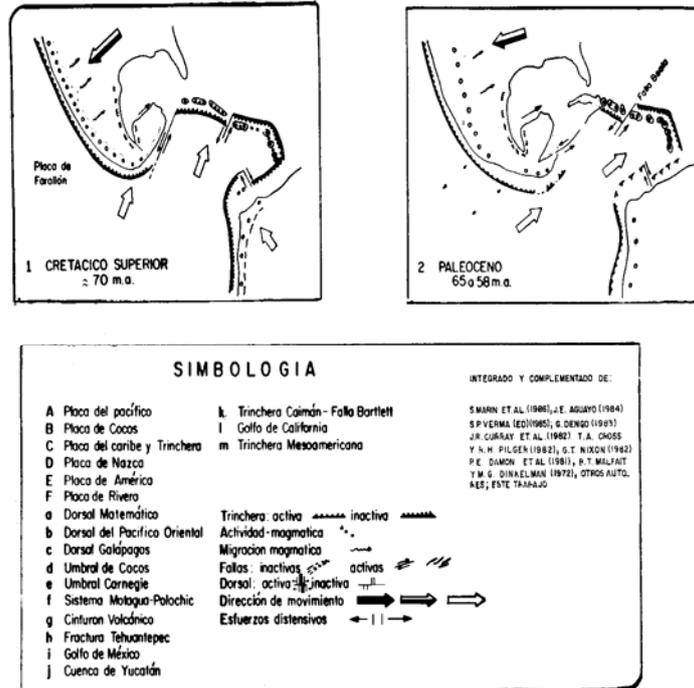


Figura 3 (1-2). Modelo conceptual geodinámico, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario.

grando hacia el oriente; en la actual Baja California y en las costas de Sonora y Sinaloa se inició un periodo de quietud magmática, que perduró hasta el Eoceno Superior. Al mismo tiempo, desde Cabo Corrientes en el Estado de Jalisco hasta el actual Golfo de Tehuantepec, en Oaxaca y Chiapas, una porción del margen continental comenzó a ser desplazada hacia el sureste intermitentemente, a lo largo de la costa actual del Pacífico, durante el desplazamiento hacia el noreste de la placa oceánica proto-caribeña, que se movía a medida que se separaban las placas de Norteamérica y de Sudamérica.

El fragmento continental desplazado constituye el basamento Paleozoico del sur de Guatemala y del norte de Honduras (Malfait y Dinkelman *op. cit.*); de acuerdo a estos autores, la traza de la falla corresponde a la actual trinchera del Pacífico de México, y su continuación hacia el noreste corresponde al sistema de fallas de transformación que han migrado del noreste hacia el oriente, como consecuencia del movimiento de la placa proto-caribeña en esa misma dirección.

El fragmento continental del sur de México, migrado hacia la actual América Central, es motivo de controversia; De Cserna (1960), King (1969) Malfait y Dinkelman (*op. cit.*), Karig (1974) y Dengo (1983), aceptan la hipótesis mencionada; no obstante, otros autores opinan que el truncamiento continental del sur de México, es producto de un proceso subductivo durante la convergencia de la placa oceánica con la continental (p. ej. Scholl *et al.*, 1970; Katz, 1971; otros autores). Otra opinión conciliatoria a las dos anteriores, es la propuesta por Karig (*op. cit.*), que postula la ruptura del margen continental transportándose lateralmente a lo largo de la falla de transcurrencia, durante la subducción de la placa oceánica en

forma transversal al continente, lo cual debió ocurrir anterior al Mioceno, ya que Karig *et al.* (1978), con base en estudios geofísicos en la trinchera del Pacífico, en las cercanías del puerto de Acapulco, no encontraron evidencias de que los sedimentos del Mioceno al Reciente estuvieron sujetos a procesos subductivos.

Por otro lado, en la provincia del Golfo de México, la Sierra Madre Oriental siguió emergiendo por plegamiento y fallamiento, y al pie de la misma, en el margen continental, se formaban una serie de cuencas y subcuencas debido al fallamiento distensivo del basamento que subsidía hacia el Golfo de México. Estas depresiones marginales se hundían intermitentemente y se rellenaban con sedimentos provenientes de la Sierra Madre Oriental, depositándose, a la vez, en ambientes que variaban desde litorales hasta marinos someros y profundos, dependiendo de su actividad tectónica local dentro del patrón regional (Peterson 1983; Santiago *et al.*, 1984; otros autores).

En particular, al sur del Golfo de México, en las cuencas terciarias de Veracruz, Tabasco y Campeche (Fig. 3-3) subsidieron en forma discontinua los bloques del basamento a partir del Cretácico Superior tardío, y principios del Terciario, ocurriendo el mismo fenómeno en el margen occidental del Banco de Campeche durante el desplazamiento del Bloque de Yucatán, hacia el noreste (este trabajo); lo cual es evidente en las secuencias estratigráficas y por el estilo de fallamiento normal en bloques, que se observa en el subsuelo, (Viniegra, 1971; Santiago *et al.*, *op. cit.*; Peterson, *op. cit.*; Puerto, 1986; otros autores).

El mecanismo de desplazamiento del Bloque de Yucatán no está del todo entendido; sin embargo, Viniegra (*op. cit.*) postula un movimiento del blo-

que yucateco hacia el norte para explicar los procesos distensivos que dieron lugar a la formación de las cuencas marginales del Terciario y a la formación y evolución del Cañón de Campeche. Por otro lado Charleston *et al.*, (1984), proponen un modelo tectónico para la placa chiapaneca, que explica el plegamiento de la Sierra de Chiapas al desplazarse la Plataforma de Yucatán del NE al SW, durante el Mioceno Medio, a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic.

Los autores del presente trabajo están de acuerdo con el modelo propuesto por Charleston *et al.*, con la salvedad de que el movimiento tectónico de la Plataforma de Yucatán se manifestó en la porción sur del Golfo de México, a partir del Cretácico Superior y principios del Terciario, dando lugar al rompimiento del basamento en bloques, y a la subsidencia diferencial de los mismos, intensificándose estos movimientos durante el Mioceno.

El desplazamiento hacia el oriente de la placa del proto-Caribe produjo el movimiento distensivo del borde oriental del bloque yucateco, lo que dio origen a la formación de la Cuenca de Yucatán y a la Trinchera del Caimán en el Mar Caribe. Por otro lado, la trinchera oceánica de la porción occidental de la Isla de Cuba, se desactivó separándose esta isla del Bloque Honduras-Nicaragua, quedando durante su migración, fallas de transformación inactivas. Simultáneamente, disminuyó el movimiento hacia el NW de la placa de América del Sur, por lo que, la subducción de la placa del Caribe en la Trinchera de Venezuela empezó también a disminuir (Malfait y Dinkelman *op. cit.*; Bell, 1972).

En el Eoceno Superior, el arco magmático tuvo su máximo avance hacia el interior de México, desde el Oligoceno Inferior al Mioceno Inferior, éste empezó a retrogradar hacia las

costas del Pacífico (Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978; Gastil *et al.*, 1980), alcanzando su máxima actividad magmática en el Oligoceno Medio (Eberly y Stanley, 1978). Al evento magmático se le conoce como "Orogenia del Terciario Medio" (Damon, 1964, 1979; Damon *et al.*, 1981a). La gran manifestación volcánica del Oligoceno Medio pudo ser consecuencia del traslape del margen continental occidental de México con alguna dorsal activa situada al este de la actual Dorsal del Pacífico Oriental, ya que las fallas de transformación que inciden en el borde continental, incluyendo a las fracturas de Orozco y de Tehuantepec, están orientadas aproximadamente SW 50° NE, y no corresponden al sistema actual de la Dorsal del Pacífico Oriental, cuya orientación en general varía de E-W y NW-SE.

Al occidente de la dorsal oceánica en mención, se localiza otra denominada del "Matemático", en la que se observan las fallas de transformación orientadas SW 75° NE, o sea, diferentes a los otros dos sistemas de las dorsales mencionadas anteriormente.

De la dorsal inferida y posiblemente asimilada en el Oligoceno Medio, quedaron como remanentes las fracturas que inciden casi perpendicularmente al borde continental del Pacífico, desde la fosa de Colima hasta la porción meridional de América del Sur, en el margen continental de Chile.

Hacia el Pacífico Sur en México y en el Caribe, durante el Eoceno y el Oligoceno Inferior, el Bloque de Honduras-Nicaragua se siguió desplazando hacia el noreste, a lo largo de las trazas de las fallas del Sistema Motagua-Polochic. La trinchera oceánica de México, se prolongó hacia el sureste, extendiéndose, a la vez, el arco magmático insular. En las costas de Venezuela se desactivó to-

talmente la trinchera oceánica y se formó la falla de transcurrencia denominada "Oca" (Bell, *op. cit.*) límite sur de la placa del Caribe (Figura, 3-3).

Hacia el norte, las trincheras de Cuba y de Puerto Rico se reactivaron a las fallas de Bartlett y de Puerto Rico formaron, en conjunto, el límite norte de la placa del Caribe durante el desplazamiento de ésta, hacia el oriente, formándose las Antillas Menores.

En la provincia del Golfo de México las cuencas terciarias siguieron evolucionando con subsidencias intermitentes durante el Oligoceno y el Mioceno Inferior; lo que es evidente en las columnas estratigráficas en las que se observan frecuentes horizontes discordantes (Santiago *et al.*, 1984; Wilson, 1987: otros autores). Hacia la provincia de la actual América Central no se manifestó ninguna actividad magmática durante este tiempo, debido al cambio de la dirección de la placa del Caribe, o bien, a la disminución del ángulo de la subducción de la placa oceánica al ser asimilada la dorsal inferida en el noreste de México, durante el Oligoceno Medio, o por otras causas tectónicas aún no detectadas o no entendidas (Figura 3-4).

Durante el Mioceno Medio el margen occidental de la placa de Norteamérica traslapó a la dorsal oceánica del Pacífico Oriental, formándose dos juntas triples asociadas a un sistema de fallas de transformación, que posteriormente facilitaron el desplazamiento del margen noroccidental de México (Atwater, 1970). Este traslape se manifestó en el continente, como un sistema de fosas y pilares elongados y paralelos al margen occidental de México. La evolución de estas fosas distensivas (*pull-apart*) permitieron las efusiones de lavas y piroclastos de

composición andesítica. La actual Península de Baja California fue afectada por las fallas de transcurrencia con movimiento lateral derecho del Sistema San Andrés y son la proyección, en la superficie, de las fallas de transformación de la dorsal oceánica asimilada por el continente (Figura 3-5).

Hacia el sur, la provincia del Istmo de Tehuantepec alcanzó su máxima actividad tectónica a partir del Mioceno Medio (Sánchez-Barreda, 1981), lo cual se refleja con la efusión de rocas volcánicas y con el rápido hundimiento del basamento, cuya expresión se manifiesta con la formación del Golfo de Tehuantepec (Pedrazzini *et al.*, 1982). La evolución de esta gran provincia geológica es consecuencia de la reactivación del Bloque Honduras-Nicaragua que se desplazaba a lo largo del Sistema Motagua-Polochic, provocando el máximo desarrollo del sistema de fallamiento lateral izquierdo en el Macizo Granítico de Chiapas; hacia el noreste, en la placa Chiapaneca, las secuencias estratigráficas del Mesozoico también fueron afectadas por los sistemas de fallas transcurrentes en mención, con orientación NW 55°SE; se generaron, a la vez pliegues en forma abanicada por este efecto transpresivo, lo cual ha sido ampliamente documentado por Sánchez (1969, 1978a y 1978b), Meneses 1977 y 1986), Charleston *et.al.*, (*op.cit.*), Ortuño (1986) y Ortuño y Ruíz (1986).

En Guatemala, Burkart (1978) también detectó e interpretó la deformación de la columna estratigráfica por la actividad del sistema Motagua-Polochic utilizando imágenes del satélite LANDSAT. El autor explica que desde el Mioceno Medio al Plioceno, el movimiento lateral izquierdo entre los bloques fue de 130 km. Simultáneamente con la actividad del sistema mencionado, también actuaban los esfuerzos compresivos generados por el desplazamiento de la Placa de

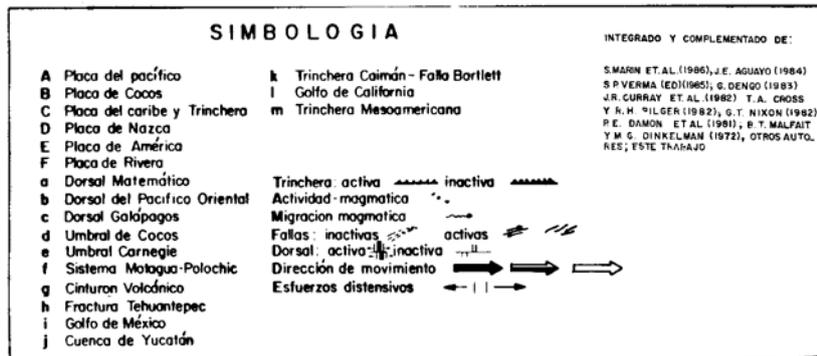
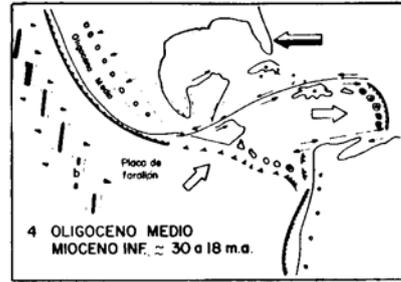
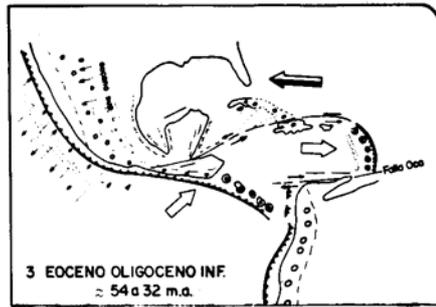


Figura 3 (3-4). Modelo conceptual geodinámico, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario.

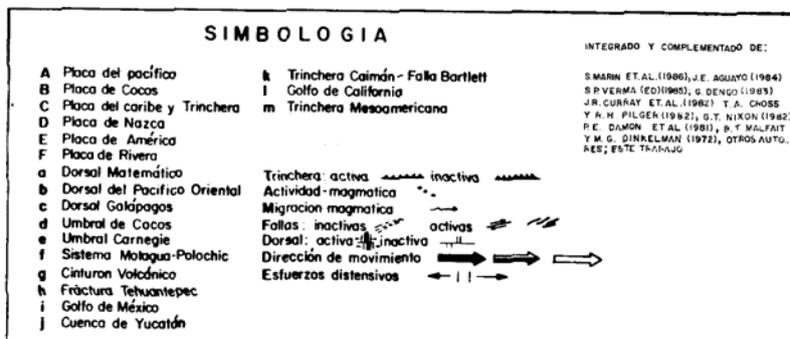
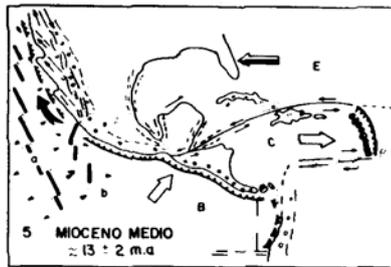


Figura 3 (5-6). Modelo conceptual geodinámico, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario.

Cocos hacia el noreste, provocando la ruptura del macizo granítico de Chiapas con sistemas de fracturas y de fallas orientadas en esa dirección, con resagos diferenciales de bloques del basamento y escarpes de fallas, como el de Chipehua, que es el límite occidental del Golfo de Tehuantepec.

El frente norte del macizo granítico ejerció un fuerte plegamiento y fallamiento izquierdo (falla Uzpanapa) en las secuencias estratigráficas del Mesozoico; hacia el poniente del mismo, se generaron las fallas también izquierdas del Jaltepec-Matías Romero y otras asociadas a este sistema; y a su vez, el borde sur del macizo fue cabalgado por la secuencia alóctona sedimentaria ya metamorfizada del Cretácico Medio y Superior (Ortuño, 1986).

La actividad tectónica miocénica en México, en América Central y el Caribe fue muy importante, particularmente durante el Mioceno Medio. Mauvois (1977) en la zona centro-meridional de México, interpretó una gran superficie de traslape de las secuencias estratigráficas del Mesozoico sobre la molasa terciaria. En la provincia del Golfo de México, desde el norte hasta el sur, el basamento del margen continental subsidió rápidamente, simultáneamente con la emersión de la Sierra Madre Oriental y con la Sierra de Chiapas. Los sedimentos miocénicos de las cuencas del Terciario están constituidos por terrígenos provenientes de las zonas expuestas, y se depositaron conjuntamente con las arcillas y los limos de origen marino. El borde occidental del banco de Campeche estuvo afectado por fallamientos distensivos y los sedimentos marinos se acumularon y subsidiaron rápidamente en forma diferencial, con franca tendencia de engrosamiento hacia las porciones occidental y suroccidental del Banco de Campeche. La sal jurásica subyacente se inyec-

tó entre los sistemas de fallas y de fracturas de los bloques subyacentes migrando hacia la superficie, plegando y fallando a los estratos del Terciario.

La rápida subsidencia del basamento durante el Mioceno Medio, tanto en las costas de Veracruz, Tabasco y Campeche, así como en la parte occidental de la Península de Yucatán, inducen a interpretar un desplazamiento rápido de esta última provincia geológica, con dirección hacia el noreste. Estas pulsaciones tectónicas son, a la vez, coincidentes con la reactivación, al sur, del sistema Motagua-Polochic, la cual fue consecuencia del desplazamiento de la Placa de Caribe hacia el oriente franco; por tal motivo, quedó bien definido el desplazamiento derecho de la falla Oca en el margen continental de Venezuela (Malfait y Dinkeman *op. cit.*). Es decir, al movimiento de la placa del Caribe hacia el oriente, reactivó a la falla Motagua-Polochic, lo que provocó a la vez, que el bloque Maya girara en sentido de las manecillas del reloj, generándose los sistemas de fallas de transurrencia que deformaron a las rocas del Mesozoico y del Terciario Inferior, que conforman a la Sierra de Chiapas.

La rotación de la Península de Yucatán también es apoyada con datos paleomagnéticos por Curran y MacDonald (1977), quienes estudiaron las rocas volcánicas en la región de Siguatepeque en Honduras, determinando que el ángulo de rotación entre los bloques norte y sur del sistema Motagua-Polochic es de 30°, lo cual ocurrió desde el Terciario Medio.

La zona de ruptura y de separación de la porción sur del Golfo de México, o sea, en la bahía de Campeche (Figura 1) se manifiesta en el continente por el cauce del río Usumacinta, que separa a la provincia fisiográficamente plana del Petén, de las

montañas Maya en Guatemala, y su continuación hacia el norte que corresponde a la Sierra de Chiapas en México.

El río Usumacinta desemboca en la Llanura Costera del Golfo de México, conservando la misma dirección, o sea, hacia el noreste. En su desembocadura en el Golfo, existe una fosa limitada por los ríos Usumacinta y Grijalva en Punta Buzy y San Pedro, en nuevo Campechito. La fosa continúa hacia la Plataforma Continental con el mismo rumbo, hacia el noroeste, hasta la isóbata 2600 m b.n.m (INEGI, Carta Batimétrica, Golfo de México-CB-003), en la provincia del Cinturón de Doms Salinos, entre el cañón de Veracruz y el de Campeche (Bergantino, 1971).

Por otro lado, durante el Mioceno Medio en América Central continuó el vulcanismo, el arco magmático casi se unió con América del Sur y la subplaca del Pacífico que conformaba a la protocaribeña, se separó de la oceánica de Farallón. La Placa del Caribe se movía independientemente a la de Farallón, que se desplazaba hacia el noreste y, la del Caribe, hacia el oriente franco (Figura 3-5).

La trinchera oceánica del noroccidente de América del sur empezó a desactivarse, y la de Galápagos entró en actividad aparentemente desde el Oligoceno Superior (Hey, 1977). Esta fractura estaba inicialmente orientada E-NE, pero adquirió su orientación franca E-W al cambiar el movimiento de la placa del Caribe hacia el oriente durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano, definiéndose, a la vez, los límites de las placas oceánicas de Cocos y de Nazca (Figura 3-6).

En el noreste de México durante el Mioceno tardío y el Plioceno temprano, el extremo suroriental de la actual Península de Baja California se empezó a separar del resto del

continente, y las aguas del Océano Pacífico penetraron por esta apertura, conformándose el proto-golfo de California (Moore y Buffington, 1968; Moore, 1973; otros autores). A partir del Plioceno (4.5 m.a.± 0.5), el margen continental se siguió desplazando hacia el noreste, separándose casi totalmente del resto de México, conformándose así, la actual Península de Baja California, lo que ha sido ampliamente documentado por Moore y Buffington (*op. cit.*), Larson *et al.*, (1968), Karig y Jensky (1972), Moore (*op. cit.*) Coney (1979), Dickinson (1979), Curray *et al.*, (1982) y Aguayo (1984), entre otros autores.

El rompimiento y desplazamiento de la Península fue debido al movimiento de la placa de Norteamérica hacia el occidente, subduccionando a la Dorsal del Pacífico Oriental, en forma distensiva se formó el Golfo de California; en su centro afloran rocas ígneas de composición dolerítica. Por otro lado, durante los desplazamientos de la Península de Baja California hacia el noreste, la placa de Norteamérica hacia el occidente, la de Cocos hacia el noreste y la del Caribe hacia el oriente, la porción meridional de México se convirtió en una zona de debilidad cortical conocida como Cinturón Volcánico Transmexicano, cuya mayor actividad volcánica se manifestó durante el Plio-Cuaternario (Figs 4 y 5). Sin embargo existen evidencias de vulcanismo precursor en diferentes sectores del cinturón magmático; por ejemplo, en los estado de Nayarit y Jalisco, Mc Dowell y Keizer (1977) reportan andesitas del Oligoceno; en La Sierra Juanacata, en Jalisco, hay una secuencia de ignimbritas del Oligoceno y Mioceno tardío (Watkins *et al.*, 1971); en el graben de Tepic, Herrera (1983) reporta vulcanismo desde el Eoceno hasta el Reciente; en la Cuenca de México, Fries (1962, 1965) y ---- Schlaepfer (1968) establecen la secuencia estratigráfica volcánica so-

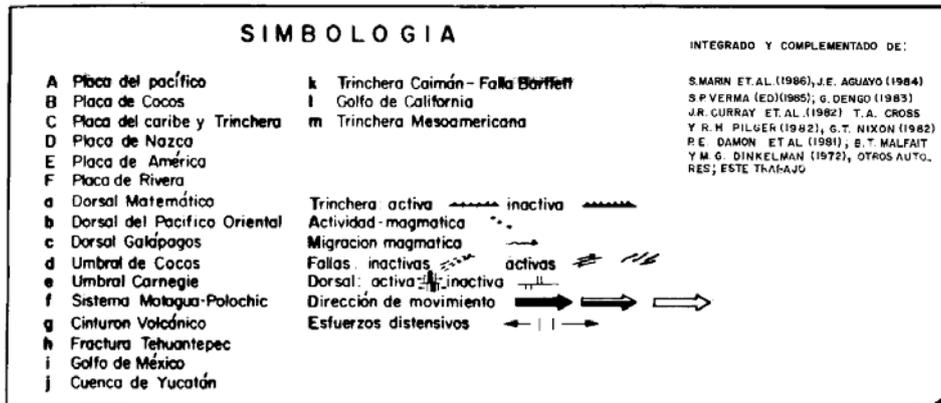
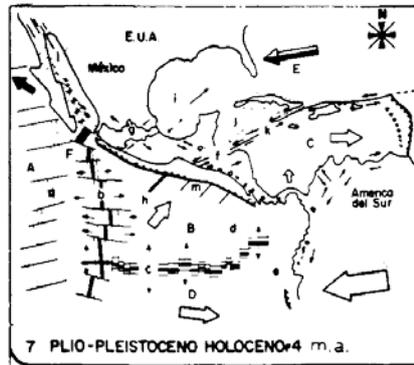


Fig. 3. (7). Modelo conceptual geodinámico, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario.

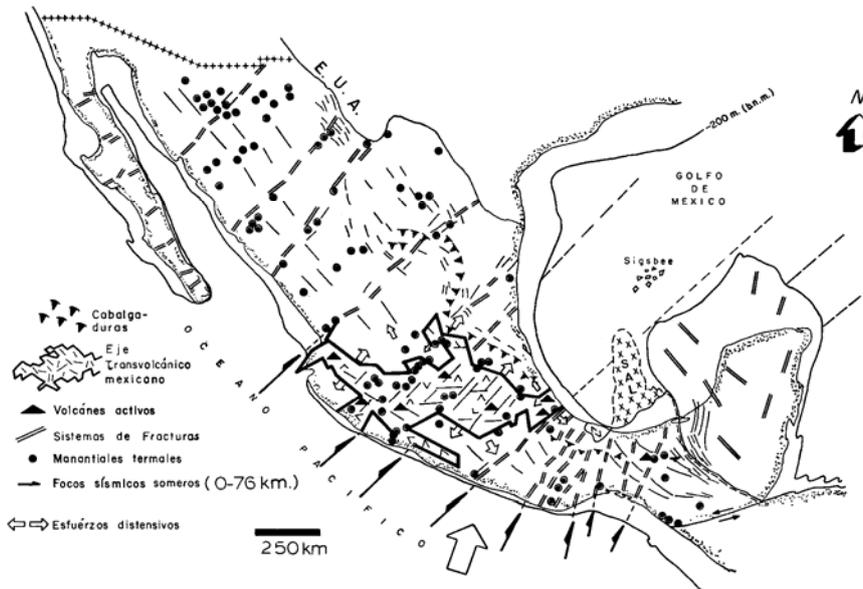


Fig. 4. Relación entre el fracturamiento mayor y la preferencia de manantiales termales y de focos sísmicos (Plio-Pleistoceno—Holoceno).

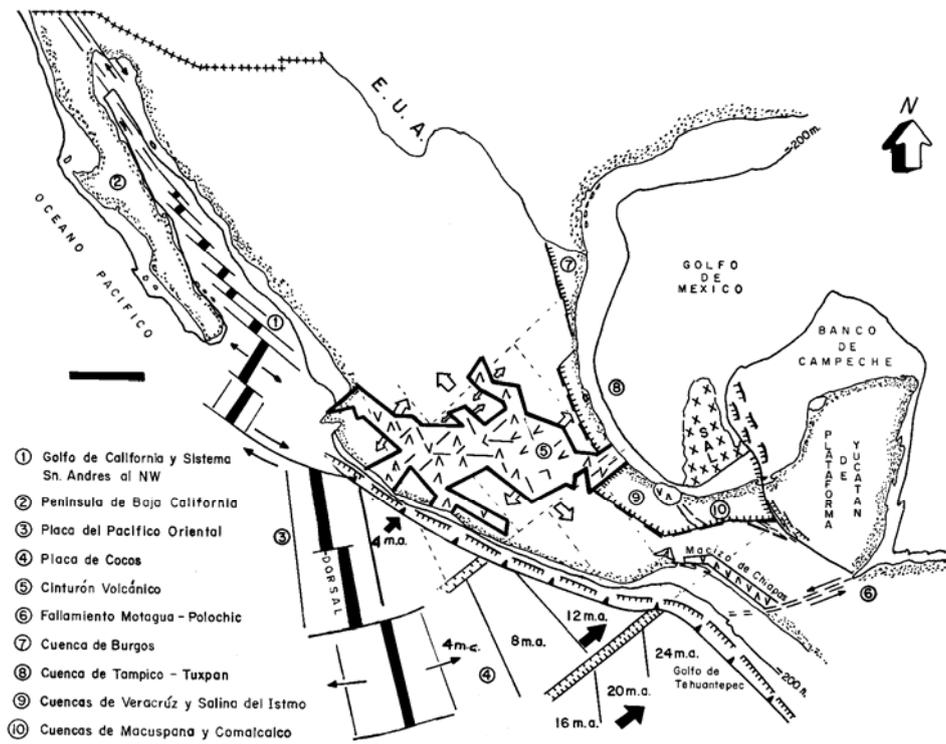


Fig. 5. Provincias morfotectónicas regionales activas (Terciario y Cuaternario).

bre sedimentos fluviales y aluviales del Grupo Balsas del Eoceno Medio-Oligoceno Inferior, y que están intercalados con rocas volcánicas de composición andesítica y riolítica (Riolita Tilzapotra) del Oligoceno Medio-Superior.

La mayor parte de los autores que han estudiado el Cinturón Volcánico, consideran que las rocas efusivas anteriores del Mioceno tardío-Plioceno temprano, forman parte del complejo de la Sierra Madre Occidental, conformando conjuntamente con las rocas marinas del Mesozoico, el basamento del Cinturón Volcánico (p. ej., Verma, 1985, p. 7; otros autores).

No obstante, a los numerosos trabajos que se han realizado en esa provincia tectónica, aún sigue en discusión su origen, evolución y significado dentro del patrón geodinámico del país. Algunos autores piensan que es producto de un fracturamiento cortical ancestro, y que posteriormente se reactivó; otros la consideran como un aulacógeno generado en la unión triple oceánica con el actual Golfo de California y la Dorsal del Pacífico Oriental; la mayoría de los autores se inclinan a pensar en el modelo de Arco Magmático Intracontinental (p. ej., Damon *et al.*, 1981 b).

No es objetivo de este trabajo discutir las diversas teorías propuestas sobre el origen de esta provincia geológica en particular, ya que existen publicaciones recientes que tratan sobre el tema (p. ej., Demant, 1984; Verma, 1984; Negendank *et al.*, 1985; entre otros más); sin embargo, parece ser consecuencia del desplazamiento de la placa de norteamérica hacia el oeste, obstaculizada por la placa de Cocos que se desplaza hacia el noreste, manifestándose por estas causas, de occidente a oriente; la fosa de Bahía de Banderas, el graben de Chapala y el de Cuitzeo, las cuencas de Toluca, de México, de

Tlaxcala y la Oriental hasta Punta Delgada en el Estado de Veracruz. La ruptura cortical de Bahía de Banderas pudo ser propiciada por la placa Rivera que al ser subducionada, actuó como cuña, manifestándose en la región de Cabo Corrientes los sistemas conjugados de fallas y de fracturas que son sumamente complejos, como lo ilustran Hubp y Ortiz (1980).

Al mismo tiempo que se formaba esta zona de debilidad desde el Pacífico hasta el Golfo de México, la placa de Cocos se siguió subducionando y el magma aprovechó los sistemas de fracturas y de fallas distensivas para aflorar hasta la superficie inicialmente con efectos compresivos formando estratovolcanes, generalmente de composición andesítica, riolítica y dacítica; posteriormente cuando los bloques distensivos se conformaron en forma escalonada hacia la parte central del Cinturón Volcánico, afloraron las lavas y piroclastos de tipo explosivo y generalmente de composición básica.

Las zonas de expulsión magmática en la superficie no son estáticas, lo cual indica que las fuentes magmáticas han migrado a través del tiempo geológico, variando también en composición (Hubp *et al.*, 1985; Negendank *et al.*, 1985; entre otros autores). Los desplazamientos en el tiempo, y en el espacio de las efusiones magmáticas, así como las variaciones de composición química y mineralógica de las mismas posiblemente reflejen los cambios en los ángulos de incidencia entre las dos placas, la oceánica y la continental; así como la velocidad de subducción y la profundidad de la placa oceánica en el interior del continente, entre otros factores petrológicos y tectónicos locales y regionales.

Fisiográficamente, el Cinturón Volcánico Transmexicano es una provincia tectónica en estapa de emersión afectada por procesos distensivos

que sobresale dentro del patrón geológico regional. En su porción central existen numerosos valles que son el reflejo de las fosas tectónicas azolvadas con sedimentos lacustres, aluviales, fluviales y volcanosedimentarios (tobas y piroclastos), los cuales están intercalados con derrames ígneos. Las altitudes de las fosas tectónicas, sobre el nivel del mar, son variables y oscilan entre 400 metros (p. ej., Graben de Colima), hasta 2,500 metros (p. ej., Cuenca de Toluca y de Tlaxcala).

La expresión tectónica de la provincia en mención, corresponde a la de una ruptura (*rift*) continental, y que Demant (1984) interpreta como causa del desplazamiento diferencial que existe entre la placa de Norteamérica y la del Caribe, y que está afectada por la subducción de las placas de Cocos y Rivera desde el Mioceno tardío.

A pesar de que la máxima actividad tectónica e ígnea del Cinturón Volcánico ocurrió durante el Plio-Cuaternario y el Reciente, el fracturamiento y fallamiento inicial pudo iniciarse durante el Mioceno Medio, o sea, cuando la Dorsal del Pacífico Oriental fue asimilada por el margen occidental de la placa continental (13 m. a. ± 2) (este trabajo).

TECTÓNICA REGIONAL NEÓGENA Y CUATERNARIA

La gran complejidad estructural de México es consecuencia de la geodinámica que ha afectado a las diversas provincias y subprovincias geológicas que constituyen al país. Durante el Neógeno, como ya se mencionó en párrafos anteriores, la asimilación de la Dorsal del Pacífico Oriental por el continente, gobernó el fracturamiento y fallamiento distensivo con orientación NW-SE, asociado al origen y a la evolución del Golfo de California, y al sistema

Motagua-Polochic, en el sur de México.

Por otro lado, en las provincias del centro del país, del Golfo de México, del Caribe y el Istmo de Tehuantepec, se conjugaron varios esfuerzos tectónicos distensivos, compresivos y de cizallamiento sumamente complejos, que interactuaban simultáneamente al desplazarse la placa continental norteamericana hacia el W-SW, y el Bloque Maya deslizándose por el sistema Motagua-Polochic, así como la subducción de la placa de Cocos que generaba esfuerzos compresivos, distensivos y de cizallamiento con dirección hacia el noreste.

Estos últimos esfuerzos aparentemente son los más importantes durante el Neógeno y el Cuaternario, sin menoscabo de aquellos que localmente son significativos y que generaron otros sistemas estructurales. La información geológica y geofísica en el subsuelo y en afloramientos, es vasta en descripciones sobre los sistemas de fallas, fracturas y pliegues orientados NE-SW; sin embargo, su origen es controvertido. Para ello es necesario analizar simultáneamente los rasgos fisiográficos y estructurales del continente y de las cuencas oceánicas que lo circundan.

En este trabajo se delimitan varios sistemas estructurales distensivos y de cizallamiento (Figs. 1 y 2) que han sido detectados y verificados por los autores de este trabajo, observándose que no son accidentes tectónicos locales cuando se integraron regionalmente (Marin, 1984; Marin *et al.*, 1986; Marin y Aguayo, 1987).

En la figura 1 se muestran los rasgos morfotectónicos de la República Mexicana, destacándose algunas estructuras mayores asociadas a los sistemas de fracturas y de fallas con orientación NE-SW; en la Figura 2 se esquematizan estas mismas. La delimitación de las alineaciones dista de ser sencilla, debido a que

existen constantes bifurcaciones en los sistemas de fracturamientos conjugados; no obstante, es posible visualizarlas cuando se relacionan conjuntamente con los cambios de flexión estructural, contactos estratigráficos y fisiográficos, cauces fluviales mayores y distribución de fuentes termales y de focos sísmicos que así lo indican (Figura 4).

En la Península de Baja California el falseamiento y fracturamiento que domina es aquel cuya orientación es NW-SE, que se formó durante la evolución del Golfo de California. El otro sistema de falseamiento de la península, está orientado NE-SW, lo que es notorio al observar los cauces fluviales a lo largo de la misma, desde el río Purísima en las cercanías del poblado Comondú hasta el Arroyo el Carrizal, en el extremo sur de la península.

Las discontinuidades estratigráficas que presenta la provincia geológica en mención, son coincidentes con el fracturamiento mayor de la misma y con orientación NE-SW. En el golfo es posible observar el mismo sistema estructural en las Islas Ángel de la Guarda y Tiburón; las fracturas y fallas presentan paredes casi verticales y cortan secuencias anteriores al Plio-Cuaternario.

En el Estado de Sonora el sistema estructural está mejor definido y es consistente desde el Puerto de Guaymas, siguiendo el cauce del río Matape hasta el poblado Divisadero, continuando hacia el noreste en el Estado de Chihuahua, sobre el cauce del río Janos hasta el poblado la Ascensión.

Al sur, en el Estado de Sinaloa, el segundo sistema mayor une a la Bahía de Topolobampo y al poblado de Guasave, cruzando hasta Chihuahua, en donde se ubican la capital del mismo, y los poblados de Aldama y Placer de Guadalupe, incidiendo hacia el

noreste del río Bravo, en el poblado de San Antón.

El tercer sistema estructural de importancia también se inicia en las costas del Estado de Sinaloa, en las inmediaciones del poblado San Ignacio, sobre el cauce del río Piaxtla. La alineación estructural continúa hasta el poblado de el Palmito en el Estado de Durango, sobre el cauce del río Ramos, que es un afluente del río Nazas; hacia el noreste su traza coincide con los límites estatales de Chihuahua y Coahuila.

El límite suroccidental del cuarto sistema mayor, parte del Estado de Nayarit, en la franja comprendida entre las ciudades de Tepic y de Compostela; hacia el noreste, la alineación estructural une a las ciudades zacatecanas de Fresnillo y Concepción del Oro, continuando con esta misma orientación en el Estado de Coahuila, en las cercanías de la ciudad de Saltillo; en el Estado de Nuevo León inside en el río Sabinas y en la presa Falcón ubicada en el río Bravo.

El quinto sistema estructural es bastante complejo; se inicia en la cuenca de Colima y continúa hacia el noreste sobre la porción oriental del Lago de Chapala en Michoacán continúa con la misma orientación hasta las ciudades de León, Guanajuato y Lagos de Moreno en el Estado de Jalisco. Hacia el noreste incide en la ciudad de San Luís Potosí, y en el Estado de Tamaulipas cruza en las proximidades de Ciudad Victoria y sobre el río San Fernando hasta la costa del Golfo de México.

La definición del sexto sistema, al igual que el anterior, también es bastante compleja porque cruza el Cinturón Volcánico, El sistema estructural afecta a las costas del Pacífico, aproximadamente en los límites estatales de Michoacán y de Guerrero, entre el río Balsas y el

Carrizal; continúa hacia el noreste erráticamente hasta la ciudad de Morelia y el Lago de Cuitzeo en Michoacán; con esa misma dirección cruza a la ciudad de Querétaro y al poblado de Tolimán y continúa sobre el cauce del río Santa María, en las cercanías de Ciudad Valles, en el Estado de San Luis Potosí, hasta alcanzar el Golfo de México en Punta Jeréz, Tamaulipas.

El séptimo sistema de fallas y de fracturas NE-SW, está mejor definido que los anteriores; en las costas del Pacífico se localiza en la Bahía de Zihuatanejo, en el Estado de Guerrero y continúa hacia Ciudad Altamirano. En el Estado de México afecta a la zona de Valle de Bravo y al Valle de Toluca, atravesando la porción norte de la Cuenca de México, en Zumpango. En el Estado de Hidalgo, el fracturamiento afecta a la Ciudad de Pachuca y forma parte del río Vinásco hasta incidir en el poblado de Tamiahua, en el Estado de Tamaulipas.

El octavo sistema estructural se inicia en la Bahía de Acapulco, Guerrero; continuando hacia Tierra Colorada y Olinalá. En el Estado de Puebla cruza por el poblado de Acatlán y hacia el noreste, por la ciudad de Orizaba, Veracruz, incidiendo en el poblado de Huatusco y en la Bahía de Laguna Verde, en la zona costera del Golfo de México.

El noveno sistema estructural afecta a los estados de Oaxaca y de Veracruz, o sea, desde el Pacífico hasta el Golfo de México, al igual que algunos de los sistemas descritos anteriormente. En Oaxaca y Veracruz incide en el cauce del río Verde, hacia el noreste afecta a las poblaciones de Sola de Vega, Tlacolula y Choapas; al noreste cruza por los poblados de Acayúcan y Chinaméca situados en la porción oriental de los Tuxtlas, en las cercanías a la Ciudad de Coatzacoalcos.

El décimo complejo estructural es la continuación de la fractura de Tehuantepec situada en el Golfo del mismo nombre, en el Pacífico. En el continente afecta a la porción oriental del Mar Muerto y al poblado de Chauites, en el Estado de Oaxaca. En Chiapas, incide en el río Cintalápa y continúa hacia el noreste, hacia el margen suroriental de la Laguna de Términos, en Campeche.

Los sistemas estructurales descritos, limitan a grandes bloques continentales (Figs 1 y 4), y entre ellos existen otros también regionales que cruzan al país, no menos importantes, marcándose esquemáticamente en la Figura 2.

El origen de esta fragmentación del basamento continental, tal vez sea el reflejo de las subplacas oceánicas que conforman a la de Cocos, y que han sido subduccionadas por la placa continental. Las placas oceánicas están divididas en un sistema complejo de subplacas delimitadas entre sí por fallas de transformación y que al ser traslapadas por el continente se desplazan individualmente y con diferentes velocidades, rumbos azimutales y ángulos de inclinación, lo cual depende de diferentes factores: velocidad de desplazamiento regional y local, ángulo de incidencia entre el continente y la placa oceánica y de la configuración basal del continente, entre otros factores mencionados por Stoiber y Carr (1973).

Los autores mencionados explican que las subplacas oceánicas en el subsuelo continental se detectan con la localización de los focos sísmicos (profundidad y distribución), los límites de las mismas se manifiestan en la superficie como sistemas de fracturas y de fallas de tipo distensivo generalmente asociadas con aparatos volcánicos, o bien con derrames ígneos de tipo fisural, fuentes hidrotermales y zonas minerali-

zadas (Figura 4). La uniformidad en la continuidad de las fallas de transformación de las placas oceánicas se enmascara en el continente por su complejidad petrológica y estructural, así como, por los movimientos diferenciales que existen entre las dos provincias tectónicas. Sin embargo, las alineaciones regionales en la superficie del continente son determinables, y están constituidas por sistemas conjugados de fracturas y de fallas que en conjunto presentan ciertas orientaciones preferenciales.

En la porción sur de California en Estados Unidos, Glazner y Loomis (1984) describen la continuidad de la Fractura Mendocino, como un sistema de fosas y pilares azolvados con grandes espesores de sedimentos fluviales y aluviales, con intercalaciones de rocas ígneas extrusivas básicas. Sandford *et al.*, (1985), ilustran los sistemas de fracturas y de fallas conjugadas de paredes casi verticales, en el cratón de Norteamérica, y los interpretan como el reflejo del rompimiento de la Pangea y de su posterior desplazamiento por eventos orogénicos en los márgenes del cratón.

En la República Mexicana se observa una serie de rasgos morfotectónicos complejos y orientados en varias direcciones. De todos ellos, se destacan en este trabajo, aquellos aparentemente generados por esfuerzos provenientes del suroeste al noreste (Figs 1 y 2). El ángulo azimutal regional de los mismos varía entre 45 y 55 grados, aunque localmente tienen un rango menor o mayor; estos sistemas de fracturas y de fallas de transcurrancia se manifiestan con paredes casi verticales, con apertura de unos cuantos centímetros entre las paredes rocosas, hasta 15 km, formando fosas y pilares. Los movimientos relativos de las fallas de transcurrancia son dextrales y siniestras (Fig. 1), y tienen des-

plazamientos laterales de unos cuantos metros hasta decenas de kilómetros; generalmente están asociadas con rocas ígneas extensivas de composición básica, fuentes hidrotermales y mineralizaciones.

Las estructuras orientadas NE-SW con características similares a las descritas, las han reportado numerosos autores y solamente se hacen mención de algunas de ellas. En los estados Morelos y Guerrero, Fries (1960); en el de Guerrero y de México, de Cserna (1978), de Cserna *et al.* (1978) y Sánchez (1978), las ilustran. Cepeda *et al.*, (1985) hacen mención del sistema estructural NE-SW durante su estudio en el Proyecto Hidroeléctrico Huites, en el Estado de Sinaloa; Venegas *et al.*, (1984) en el Estado de Michoacán, describen al sistema estructural asociado con hidrotermalismo; Yañez (1980) en su estudio en el área de Cuitzeo, Michoacán, asocia al sistema NE-SW con fuentes geotérmicas. Canul *et al.*, (1984) observaron al noreste del Estado de Michoacán, un sistema de bloques tectónicos orientados SW-NE, atribuyéndoles su origen a un proceso distensivo durante la culminación del empuje de la placa de Cocos que actúa en la de Norteamérica. Marín (1984), en el Estado de Michoacán, cartografió las estructuras y fallas con esta orientación, asociadas con derrames basálticos, hidrotermalismo y mineralización. En la Cuenca de México, Mooser (1975) y Marín *et al.*, (1986) describen un sistema de fracturas NE-SW, haciendo énfasis los últimos autores, en la importancia regional y no sólo local, que tienen estos sistemas, describiendo su continuidad hasta las plataformas continentales del Océano Pacífico y del Golfo de México, basándose en datos oceanográficos.

La continuidad del fracturamiento desde la franja marina hasta la continental, está reportada tanto en el Pacífico como en el Golfo de México.

Como ejemplos, Sandoval (1985) en un estudio geofísico en el Pacífico, detectó que los rasgos morfotectónicos del talud interior de la trinchera oceánica mesoamericana, continúan hacia el continente, siendo su expresión estructural la Falla Tecpan en el Estado de Guerrero, que separa las rocas del Paleozoico de las del Terciario, y continúan hasta el Cinturón Volcánico; la falla, desde el fondo oceánico hasta el complejo volcánico tiene una longitud de más de 300 km, lo que es evidente por observaciones directas de campo e imágenes de satélite.

Carranza-Edwards, *et al.*, (1986), describen una gran fractura orientada NE-SW en la plataforma continental del Pacífico, en las costas de Guerrero, que continúa hacia el interior del continente, en el río Ometepec. El Dr. José Guerrero G. (comunicación personal) del Instituto de Geología de la UNAM, en una expedición oceanográfica a la trinchera de Mesoamérica en el Pacífico, a bordo del barco francés Jean Charcot, localizaron la continuidad de la Cuenca de Colima hacia la provincia oceánica mencionada. En el Golfo de México, Wilson (1987) describe un cañón submarino en la plataforma continental con orientación NE-SW, que continúa hacia el continente en el cauce del río Pánuco, y que es parte del sistema estructural que se menciona y que incide a lo largo del margen occidental del Golfo de México, desde el río San Fernando en Tamaulipas, hasta el Estado de Veracruz, representado por los cauces de los ríos: Tuxpan, Cazónes, Tecolutla, Nautla, Atoyac, Papaloapan y Coatzacoalcos.

Los sistemas de fracturamiento y fallamiento de la vertiente del Golfo de México también se manifiestan en el Pacífico con la misma orientación con los sistemas fluviales, desde el Estado de Sonora hasta Chiapas. Molnar y Sykes (1969) y Dean y Drake (1978), determinaron la

dirección de los vectores de los mecanismos focales de sismos someros (0 - 76km) (Figura 4), en las costas del Pacífico en México, y concluyeron que la corteza oceánica subducionada tiende hacia el noreste, con un ángulo azimutal entre 31° y 41°. Molnar y Sykes (*op. cit.*), calcularon los ángulos de inclinación de la zona Benioff en diferentes partes del interior del continente, observando que en las cercanías del Volcán de Colima el ángulo es de 30 grados entre Toluca en el Estado de México hasta San Andrés Tuxtla en Veracruz, éste es de 20 grados; en las inmediaciones al volcán el Chichón en Chiapas la zona Benioff está inclinada hasta 40 grados hacia el sureste de México y en Centro América.

La fractura oceánica de Tehuantepec divide en dos subplacas a la de Cocos, hacia el noroeste de la misma, la zona Benioff está inclinada 15° y hacia el sureste, el ángulo es de 21 grados (Dean y Drake *op. cit.*). Esta fractura afecta a la trinchera oceánica y continúa hacia el interior del continente incidiendo en el volcán El Chichón, en las cercanías del poblado de Pichucalco, estado de Chiapas. Thorpe (1977) y Robin y Tournon (1978), describen que las rocas volcánicas del Chichón y del volcán de San Martín, en los Tuxtlas Veracruz, son de composición alcalina (picritas a hawaitas), y las relacionan con el fallamiento distensivo del Golfo de México. Sin embargo, De Long *et al.*, (1975) asocia a las rocas volcánicas del Chichón con la fractura de Tehuantepec.

En la porción oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano afloran rocas volcánicas calcoalcalinas y alcalinas derivadas estas últimas del manto superior, según Negendank *et al.*, (1985). Los autores reconocen que la distribución de los aparatos volcánicos guardan una tendencia del SW al NE contrario a lo que afirmaron Cantagrel y Robin (1979), Mooser

y Soto (1980), que relacionaron al vulcanismo en esta localidad con el fracturamiento norte-sur.

En la provincia del Pacífico, Nixon (1982) y posteriormente Negendank *et al.*, (*op. cit.*); (Fig. 4), proponen que las alineaciones NE-SW de las fallas y de las fracturas, que se observan en el sur de México, son la proyección en superficie de las fallas de transformación oceánicas asimiladas por el continente durante la subducción de la placa de Cocos. Larson (1972) basado en estudios paleomagnéticos y radiométricos en la placa de Cocos, determinó que la porción noroccidental de la misma, se subduccionó antes que la suroriental, o sea, que el margen continental de Guerrero, Oaxaca y de Chiapas. Los ángulos que forman las trazas de las fallas de transformación con el borde continental del Pacífico en México, así como la profundidad de estas estructuras tectónicas hacia el interior del continente, fueron calculados por Lynn y Lewis (1976) y Karig *et al.*, (1978). Los ángulos entre las fallas mencionadas y el margen continental, varían entre 45 y 55 grados y se subduccionan en el continente con dirección hacia el noreste, conservando el mismo rango angular, aunque en la superficie se manifiestan estructuralmente más complejas que en la cuenca oceánica (este trabajo).

En el continente se reflejan los movimientos diferenciales que existen entre las tres provincias tectónicas, como son: la Placa de Norteamérica, la de Cocos y la del Caribe, generando rasgos morfotectónicos actualmente activos, lo que se manifiesta en el país de muchas formas: sismicidad, vulcanismo, fuentes térmicas, variaciones fisiográficas, deformaciones estructurales recientes y rápida subsistencia del basamento continental y marginal, con altas tasas de sedimentación, que sumados a otros factores, como son

los climáticos, generando oscilaciones eustáticas en el Cuaternario durante los periodos glaciales e interglaciales, complican aún más, el patrón geológico de México.

CONCLUSIONES

1. Las provincias morfotectónicas que configuran a México son consecuencia de la interacción de tres placas tectónicas mayores que han actuado simultáneamente desde el Cretácico Superior tardío hasta el Cuaternario: La placa continental de Norteamérica con desplazamientos hacia el occidente y al suroccidente, la oceánica del Pacífico en subducción, con rumbo general, al noreste y a la del Caribe, con movimiento inicial al noreste y posteriormente al oriente.

2. En la región del Golfo de México evolucionaron la Sierra Madre Oriental y adyacentes a la misma, las Cuencas del Terciario. La Plataforma de Yucatán giró en sentido de las manecillas del reloj sobre la traza del sistema Motagua-Polochic, lo que dio como consecuencia que se desarrollaran en forma distensiva las fosas del margen occidental de la plataforma en mención, y que evolucionaron la Sierra de Chiapas y las cuencas marginales del sureste de México.

3. En la porción noroccidental de México la placa continental traslapó a la dorsal oceánica del Pacífico Oriental y se formó el Golfo de California; al separarse del resto del continente y en forma distensiva, la actual Península de Baja California migró hacia el noreste.

4. Debido a los movimientos diferenciales que existen entre las tres placas tectónicas mayores en mención, se generó una zona de debilidad cortical en la porción meridional de México, conocida como Cintu-

rón Volcánico Transmexicano, y que tiene influencia magmática de la placa de Cocos que le subyace.

5. Los rasgos morfotectónicos que se observan en el interior del continente y en sus márgenes, con vergencia hacia el norte-noreste, están asociadas con fallas y fracturas orientadas SW-NE, que se extienden desde el Pacífico hasta el Golfo de México: éstos son consecuencia de la asimilación de la placa oceánica de Cocos por el continente. Los sistemas estructurales, en mención, son activos, ya que se alinean con fuentes hidrotermales, basaltos de origen fisura, conos volcánicos, zonas mineralizadas y focos sísmicos, entre otros, factores fisiográficos y estructurales aún en evolución.

LITERATURA CITADA

- Aguayo, C.J.E., Estudio de los sedimentos terrígenos de la Cuenca de Guaymas, Golfo de California, NW de México: *Rev. Inst. Mex., Petrol.*, XVI (4), 5-35.
- Anderson, T.H. y L.T. Silver, 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, México and its relationship to circum-Pacific magmatism: *Geol. Soc. America (Abstracts)*, p. 484.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America: *Geol. Soc. America, Bull.* 81, 3513-3536.
- Bell, J.S., 1972, Geotectonic evolution of the southern Caribbean area: *Geol. Soc. America, Memoir* 132, 369-385.
- Bergantino, R. N., 1971, Submarine regional geomorphology of the Gulf of México: *Geol. Soc. America, Bull.*, 82, 741-752.
- Buffler, R.T., F. J. Shuaub, R. Huer-
ta y A.K. Ibrahim, 1980, Structure and early history of the deep central Gulf of Mexico basin: *en* R.H. Pilger (Ed). *The Origin of the Gulf of Mexico and the early Opening of the Central North Atlantic Ocean: Symposium*. Baton Rouge, La., p. 3-16.
- Burkart, B., 1978, Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: *Geology*, 6: 328-332.
- Campa, M.F. y Coney, 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico: *Canadian Jour. of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cantagrel, J.M. y C. Robin, 1979, K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 99-114.
- Canul, D.R., V.S. Rocha y M.L. Milan, 1984, Evaluación geotérmica de la zona norte del Estado de Michoacán. VII Conv. Nacional Soc. Geol. Mexicana (Resumen), pp. 142-143.
- Carey, S.W., 1985, A tectonic approach to continental drift: *en* S. W. Carey (Ed) *Continental Drift, A Symposium*. Univ. Tasmania, Hobart, 177-355.
- Carr, M.M., 1976, Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central-America: *Geol. Soc. America*, 87, 825-829.
- Carranza-Edwards, A., A.Z. Marquez García y E.A. Morales de la Garza, 1986, Estudio de sedimentos de la plataforma continental del Estado de Guerrero, y su importancia dentro de los recursos minerales del mar: *An. Inst.*

- Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México, 13 (3), en prensa.
- Charleston, S. A., Hernández, J., Taul I., Martínez y A., Nagera., 1984, Modelo tectónico de la placa chiapaneca: VII Convención Nal. de la Soc. Geol. Mexicana (Resúmenes), p. 31.
- Cepeda, D.L., J. Hernández, J.L. Valencia y J.R. Vallerino, 1985, Geología y Geotectónica del proyecto hidroeléctrico Huites, Mpio. de Choix, Sinaloa: Bol. Soc. Geol. Mexicana, Tomo XLVI (1 y 2): 1-28.
- Coney, P. J., 1976. Plate Tectonics and the Laramide Orogeny, New Mexico Geol. Soc. Special Publication No. 6 5-10.
- Coney, P. J. y S. J. Reynolds, 1977, Cordilleran Benioff zones: Nature, 270, 403-406.
- Coney, P. J., 1979, Tertiary evolution of cordilleran metamorphic core complexes: *In*: J.M. Armentout, M.R. Cole y H. Fer Best (Eds.) Pacific Coast Paleogeography, Symposium 3, Pacific Section. Soc. Econ. Paleont. and Miner., p. 14-28.
- Coney, P.J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Sur y el Caribe: Rev. Inst. Mex. Petrol. 15 (1), 6-15.
- Curran, D.W. y W.D. MacDonald, 1977, Paleomagnetic study of Tertiary volcanic rocks. Un-pub. Abstract (Ver. Burkart, 1978, p. 331).
- Curry, J.R., D.G. Moore, K. Keitz y G. Einsele, 1982, Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg. 64, Part 2, XLIV, 1089-116.
- Damon, P.E., 1964, Correlation and chronology of ore deposits and volcanic rocks: Annual Prog. Rept. 000-689-42. U. S. Atomic Energy Comm., Tucson, Ariz. 28p.
- Damon, PE., 1979, Continental uplift at convergent margins: Tectonophysics 51, 307-319.
- Damon, P.E., K.F. Clark, M. Shafiqullah, J.Q. Roldan y L.J. Islas, 1981a, Geology and mineral deposits of southern Sonora at sonoran Sierra Madre Occidental. Cordilleran Section of the Geol. Soc. America and Inst de Geología Univ. Nal. Autón. México.. Memoir with Field Guide Book: 369-428.
- Damon, P.E., M. Shafiqullah y K.F. Clark, 1981b, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the Southern Cordillera: Arizona Geol. Soc. Digest, 4: 137-154.
- Dean, B.W. y C.L. Drake, 1978, Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc: Jour. Geology, 86, 111-128.
- De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in the time and space in Mexico: Geol. Rundschau 50, 559-605.
- De Cserna, Z., 1978, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Cd. Altamirano y Temascaltepec, estados de Guerrero y México: Exc. Geol. a Tierra Caliente. Soc. Geol. Mexicana. Libro Guía, p. 1-25.
- De Cserna, Z., M.P. Nieto y J. Pantoja, 1978, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noreste de Guerrero y en áreas

- colindantes de los estados de México y de Michoacán: Exc. Geol. a Tierra Caliente. Soc. Geol. Mexicana. Libroto Guía. P. 33-43.
- De Long, S.E., F. N, Hodges y R.J. Arculus, 1975, Ultramafic inclusions, Kanaga Island Alaska and the occurrence of alkaline rocks in island arcs. *Jour. Geology*, 83, 721-736.
- Demant, A., 1984, Interpretación geodinámica del Volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Rev. Inst. de Geología. UNAM.*, 5(2), 217-222.
- Dengo, G., 1983, Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. *Centro de Estudios Geológicos de América Central, Guatemala, Guatemala*, 95p.
- Dickinson, W.R. 1979. Cenozoic plate tectonic setting of the Cordilleran region in the United States. *In: J.M. Armentout, M.R. Cole y H. Fer Best (Eds.) Pacific Coast Paleogeography Symposium 3. Pacific Coast Section. Soc. Econ. Paleont. and Miner.* 13 p.
- Dickinson, W.R. y Coney, 1980, Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico: *In R.H. Pilger (Ed.). The Origin of the Gulf of México and the early Opening of the Central North Atlantic. Symposium, Baton Rouge, La., p. 27-36.*
- Eberly, L.D. y T.B. Stanley, 1978, Cenozoic stratigraphy and the geologic history of the southeastern Arizona: *Geol. Soc. America Bull.*, 89, 921-940.
- Freeland, G.L. y R.S. Dietz, 1971, Plate tectonic evolution of Caribbean Gulf of Mexico region: *Nature*, 232, 20-23.
- Fries, C. JR., 1960, Geología de los estados de Morelos y Guerrero; región central meridional de México: *Bol. Inst. Geología. Univ. Nal. Autón.. México*, 60, 236 p.
- Fries, C. JR., 1962, Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y de México. 20 Congreso Geol. Internacional, México. Libroto Guía Excursión C-9.
- Fries, C.Jr., 1965, Resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos: *Inst. de Geología, Univ. Nal. Autón.. México*, Carta Geológica. Esc. 1:100,000.
- Gastil, G.R., G.J. Morgan y D. Krumenacher, 1980, La historia tectónica de la Península de Baja California y zonas adyacentes de México. *Manuscrito inédito*, 25 p.
- Glazner A.F y D.P. Loomis, 1984, Effect of subduction of the Mendocino fracture zone on tertiary sedimentation in southern California: *Sedimentary Geology*, 38, 287-303.
- Gose, W.A. y D.K. Swartz, 1977, Paleomagnetic results from Cretaceous sediments in Honduras: Tectonic implications: *Geology*, 5, 505-508.
- Helwing, J., 1975, Tectonic evolution of the southern continental margin of North America from a Paleozoic perspective: *In A.E. M. Nair y F.G. Steilhi (Eds). The Ocean Basins and Margins; The Gulf of Mexico and The Caribbean. Plenum Press, Inc., New York*, 2, 243-255.
- Henry, C.D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batho-

- litic complex, Sinaloa, México: Unpublished Ph. D. Dissertation. Univ. of Texas Austin, 258p.
- Herrera, C.J.L., 1983, Estudio geológico regional de la porción occidental del Eje Neovolcánico Transmexicano: Tesis Profesional Fac. Ingeniería, Univ. Nal. Autón. México. (Inédita).
- Hey, R., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading centre: *Geol. Soc. America, Bull.*, 88, 1404-1420.
- Hubp, J.L. y M.A. Ortiz, 1980, Análisis geomorfológico-estructural del conjunto montañoso de la región de Cabo Corrientes, Jalisco, *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, XLI (1 y 2), 1-14.
- Hobp, J.L. y M.A. Ortiz, J.L. Palacios y C.B. Vendinelli, 1985, Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala), *In* S.P. Verma (Ed.). *Mexican Volcanic Belt. Bol. Geofísica Internacional*, 24 (1), 83-96.
- Humphris, C.C., 1979, Salt movement on the continental slope, northern Gulf of Mexico: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 63, 782-798.
- INEGI-SPP, 1981-1983, Cartas Batimétricas del Pacífico y del Golfo de México. Esc. 1:1,000,000.
- Karig, D.E. y W. Jensky, 1972, The protogulf of California: *Earth and Planetary Sci. Letters*, 17, 169-174.
- Karig, D.E., 1974, Tectonic erosion at trenches. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 21: 209-212.
- Karig, D.E. R.K. Cardwell, G.F. Moore y D.G. Moore, 1978, Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America trench. *Geol. Soc. America, Bull.*, 89: 265-276.
- Katz, H.R., 1971, Continental margin in Chile. Its tectonic style compressional or extentional?: *Am. Assoc. Geol. Bull.*, 55, 1753-1758.
- Keith, S.B., 1978, Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America: *Geology*, 6, 516-521.
- King, P.B., 1969, The tectonics of North America: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper No. 628, 95p.
- Larson, R. L. M. W. Menard y S.M. Smith, 1968, Gulf of California. A result of ocean floor spreading and transform faulting: *Science*, 161, 781-184.
- Larson, R.L.M., 1972, Bathymetry, magnetic anomalies and plate tectonic history of the mouth or the Gulf of California: *Geol. Soc. America, Bull.*, 83, 3345-3360.
- Longoria, J.F. 1985, Tectonic transpression in northeastern Mexico: Its relations to sea floor spreading in the Gulf of Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 35 p. 199.
- Longoria, J.F. 1986, Tectónica transpresiva en México: una alternativa conciliatoria. *Soc. Geol. Mexicana, VIII Convención Nacional (resúmenes)*, p.1.
- Lyn, W.S. y W.R. Lewis, 1976. Tectonic evolution of the northern Cocos plate. *Geology*, 4: 718-722.
- Malfait, B.T. y M.G. Dinkelman, 1972 Circum – Caribbean tectonic and igneous activity, and the evolu-

- tion of the Caribbean Plate. Geol. Soc. America, Bull., 83: 251-272.
- Marin, C.S., 1984. Estudio geológico-económico en cuatro municipios del Estado de Michoacán. Reporte Técnico. Convenio Inst. de Geología de la Univ. Nal. Aut. Méx. y el Gobierno del Estado de Michoacán. (Inédito), 45 p.
- Marin, C.S., J.E. Aguayo y J. Mandujano, 1986. Sistemas mayores de fallamiento en la Cuenca de México. VIII Conv. Nal. Soc. Geol. Mexicana. Mesa Redonda 2 (Resúmenes), p. 209.
- Marin C.S., J.E. Aguayo, 1987. Evolución geológica de la Cuenca de México e importancia de sus rasgos estructurales. In: R. Gio-Argáez (Ed.). Mem. Congr. sobre Ecología Urbana, México, D.F. Rev. Soc. Hist. Nac. 4-6: en prensa.
- Mauvois, R. 1977. Cabalgamiento miocénico (?) en la parte centro-meridional de México. Rev. del Inst. de Geología. Univ. Nal. Autón. Mex., 1. (1): 48-63.
- McDowell, F.W. y R.P. Keizer, 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental, between Durango city and Mazatlán, México. Geol. Soc. America Bull., 88: 1479-1487.
- Meneses, R.J., 1977. Estratigrafía, petrografía y diagénesis de rocas del Jurásico Superior en afloramientos del Istmo de Tehuantepec, Oaxaca. Tesis Profesional Univ. Nal. Autón. México., (Inédita), 113 p.
- Meneses, R.J., 1986. Evolución tectónica de las provincias de fallas de transcurrencia de Chiapas, México. VIII Conv. Nal. Soc. Geol. Mex. (Resúmenes), p 29.
- Meyerhoff, A.A. y H.A. Myerhoff, 1972, Age of linear magmatic anomalies of ocean basins: Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 56, 337-359.
- Molnar, P, y L. R. Syrkis, 1969, Tectonics of the Caribbean and middle America region from focal mechanism and seismicity: Geol. Soc. America, Bull., 80, 1639-1684.
- Moore, D.G. y E.S. Buffington, 1968, Transform faulting and growth of the Gulf of California since late Pliocene: Science, 161, 1238-1241.
- Moore, D.G., 1973, Plate edge deformation and crustal growth. Gulf of California structural province: Geol. Soc. America, Bull., 64 1883-1906.
- Moore, G.W, y L. del Castillo, 1974, Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico. Geol. Soc. America. Bull., 85: 607-618.
- Mooser, F., 1975. Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal, Tomo I: Depto. Distrito Federal.
- Mooser, F. y S. Soto, 1980, Geology of Laguna Verde. Comisión Federal de Electricidad, México, D.F. Vol. 1, 111.
- National Geographic, 1983, World Ocean Floor. Esc. 1:42,440,000.
- Negedank, J.F.W., R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tobschal y D. Werle, 1985, Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican Volcanic Belt: Bol. Geofísica Internacional, 24 (4): 477-575.
- Nixon G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity

- ty and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. America*, 93, 514-523.
- Ortuño, A.S. y A.V. Ruiz, 1986, Estratigrafía y evolución tectónica sedimentaria del Istmo de Tehuantepec, México: VIII Convención Nacional Soc. Geol. Mexicana, resúmenes, p. 28.
- Ortuño, A.S. , 1986, Estratigrafía y evolución tectónica del área La Zacatera, Istmo de Tehuantepec, México: Tesis de Maestría en Ingeniería, Univ. Nal. Autón.. Méx. (Inédita), 95 p.
- Padilla, S.R., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Bol. Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Pedrazzini, C., N. Holguin y R. Moreno, 1982, Evaluación geológica-geoquímica de la parte noroccidental del Golfo de Tehuantepec: *Rev. Inst. Mex. del Petróleo*, XIV, 6-26.
- Peterson, J.A., 1983, Petroleum Geology and resources of south-eastern Mexico, northern Guatemala, and Belice: Geological Survey, Circular 760, U.S.A., 44 p.
- Pilger, R.H., 1980, The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central-north Atlantic Ocean: Symposium Baton Rouge, La., 108 p.
- Puerto, C.Z., 1986, Estudio sísmológico-estructural determinado con el método tridimensional en el área marina de Campeche: *Asoc. Recip. Latinoamericana del Petróleo*, XXI Asamblea Anual. Buenos Aires Argentina, Memorias, 193-228.
- Robin, C. y J. Tournon, 1978, Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America, *Canadian Jour. Earth Science*, 15, 1633-1641.
- Salas, G.P., 1975, Carta y Provincias metalogenéticas de la Republica Mexicana: Consejo de Recursos Minerales, Publ. ZIE, 242 p.
- Salvador, A., 1979, Late Triassic - Jurassic paleogeography and the origin of the Gulf of Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, (abstract) p. 250.
- Salvador, A., 1980, Opening of the Caribbean Thetys (origin and development of the Caribbean and Gulf of Mexico): *In Colloque C5 Geology of the Alpine Chains Born of the Tethys: 26th International Congress, Paris*, 224-229.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 71 (4): 419-451.
- Sanchez-Barreda, L.A., 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southwestern Mexico. Ph. D. Dissertation, The Univ. of Texas at Austin (Inedit), 191 p.
- Sánchez, M.O.R. 1969, estratigrafía del Mesozoico de Chiapas, Mesa Redonda no. 5, *Inst. Mex. del Petróleo*, 31 p.
- Sánchez, M.O.R. 1978a, Geología petrolera de la Sierra de Chiapas: 1er. Congreso Panamericano de Ingeniería Petrolera, México (Resumen) p. 16.
- Sánchez, M.O.R. 1978b, Geología petrolera de la Sierra de Chiapas: IX Excursión Geológica de Petróleos Mexicanos, Suptcia Gral, Dttos. Explor., Zona Sur. Libroto Guía, 57 p.

- Sanchez R.G., 1978, Notas sobre volcanología cenozoica de la región entre Temascaltepec y la Marquesa, Edo. México: Soc. Geol. Mexicana. Excursión a Tierra Caliente, Edos. de Guerrero y de México. Libreto Guía, p. 26-32.
- Sandford, B. V., F.J. Thompson y G.H. McFall, 1985. Plate Tectonic a possible controlling mechanism in the development of the hydrocarbon traps in southwestern Ontario: Canadian Petrol. Geol. Bull., 33 (1): 52-71.
- Sandoval, O.J.H., 1985, The Tecpan regional fault; evidence for major NE lineaments: *In* S.P. Verma (Ed.). Mexican Volcanic Belt. Bol. Geofísica Internacional, 24 (1), 193-202.
- Santiago, J.A., J. Carrillo-Bravo y B. Martell-Andrade, 1984, Geología petrolera de México: *In* Schlumberger (Ed.). Evaluación de Formaciones en México, p. 1-36.
- Schlaepfer, C.J., 1968, Resumen de la geología de la Hoja México, Distrito Federal y Edos. de México y Morelos. Hoja México 140-h (5): Carta Geológica de México Serie 1:1000,000, Inst. Geología Univ. Nal. Autón. Mex.
- Scholl, D.W., M.N. Chistensen, R. Vonhuene y M.S. Marlow, 1970, Perú-Chile trench sediments and sea-floor spreading: Geol. Soc. America, Bull. 81, 1339-1360.
- Stoiber, R.E. y M.J. Carr., 1973, Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central-America. Bull. of Volcanology, 37, 304-325.
- Thorpe, R.S., 1977, Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico: Tectonophysics, 40, 19-26.
- Uchupi, E., 1973, Eastern Yucatán continental margin and western Caribbean tectonics: Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 57, 1075-1085.
- Venegas, S.R., R.M. Flores y J. Herrera, 1984, Recursos geotérmicos en la Faja Volcánica Mexicana: VII Convención Nal Soc. Geol. Mexicana (Resúmenes), p. 136.
- Verma, S.P., 1985, Mexican volcanic belt: *en* S.P. Verma (Ed.) Preface. Mexican Volcanic Belt. Bol. Geofísica Internacional 24, 7-20.
- Viniegra, O.F., 1971, Age and evolution of salt basin of southeastern Mexico: Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 55, 478-494.
- Walper J. L. y C. L. Rowett, 1972. Plate tectonics and the origin of the Caribbean sea and the Gulf of Mexico. Gulf Coast Assoc. Geol. Trans., 22: 105-116.
- Walper, J.L., 1980, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico: *en* R.H. Pilger (Ed.) The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean: A Symposium, Baton Rouge, La.: p. 87-88.
- Watkins, N.D. B.M. Gunn, A.K. Baku, D. A. York y J. Hall, 1971. Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago. Volcanic Central Mexico. Geol. Soc. America. Bull. 82: 1955-1968.
- Wilson, H.H., 1987, The structural evolution of the Golden Lane, Tampico Embayment, México: Jour. Petroleum Geology, 10 (1), 5-40.
- Yañez, C.G., 1980, Informe geológico

del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, Edos. de Puebla y Veracruz: Informe Técnico de la Comisión Federal de Electricidad, 59p.