

## Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y *detachment* del bloque Chortís

Gilberto Silva-Romo\* y Claudia Cristina Mendoza-Rosales

Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510. México, D.F., México.

\* silvarg@servidor.unam.mx

### RESUMEN

El modelo de erosión por subducción recientemente propuesto para explicar el truncamiento cenozoico del sur de México es confrontado con el modelo tradicional de truncamiento debido al *detachment* del bloque Chortís, el cual se ha asumido sin reparar en algunas objeciones reconocidas desde hace más de un lustro. En este trabajo, las objeciones principales derivadas fundamentalmente de la geometría del sistema de fallas Polochic–Motagua son superadas al considerar un desplazamiento lateral izquierdo relativo de aproximadamente 120 km entre el sistema de fallas y el Macizo de Chiapas conforme a un rumbo al sureste, desplazamiento que se infiere de la deformación por cizalla aún activa en la región chiapaneca y de los rasgos estructurales de la plataforma continental del Golfo de Tehuantepec.

A partir del registro geológico del sur de México, con énfasis en el propio de las cuencas mesozoicas, así como del registro estratigráfico del bloque Chortís se favorece el modelo de truncamiento del sur de México por el *detachment* del bloque Chortís y su transferencia a la placa del Caribe. Se descarta el proceso de erosión por subducción para explicar el truncamiento tectónico del sur de México, ya que su invocación implica un ritmo de erosión por subducción de 823.5 km<sup>3</sup>/m.a./km, índice 20 veces mayor que el promedio con que ocurre actualmente el fenómeno. El *detachment* del bloque Chortís permanece como el modelo más probable para explicar el truncamiento tectónico del sur de México.

Palabras clave: erosión por subducción, *detachment*, bloque Chortís, placa del Caribe, sur de México.

### ABSTRACT

The subduction erosion model recently proposed as an explanation for the Cenozoic truncation of southern Mexico is confronted with the traditional model by *detachment* of the Chortís block. The Chortís block *detachment* model has some objections previously recognized. In this work, the main objections arisen from the geometric array of the Polochic–Motagua fault system are resolved with a relative left lateral slip of ca. 120 km between the Chiapas Massif and the Polochic–Motagua system, along a southeasterly trend. Such displacement is inferred from the active shear deformation on the Chiapas region and from structural features on the platform of the Gulf of Tehuantepec.

On the basis of the geologic record of southern Mexico, with emphasis on mesozoic basins, as well as on the Chortís block stratigraphic record, the model of Cenozoic tectonic truncation of southern Mexico by *detachment* of Chortís block and its transference to the Caribbean plate is favored. We discard subduction erosion as the process that trimmed southern México, because its invocation implies a subduction erosion rate of 823.5 km<sup>3</sup>/m.y./km, a rate 20 times greater than the fast subduction erosion presently occurring. *Detachment* of the Chortís block remains as the more plausible model for the Cenozoic tectonic reduction of southern Mexico.

Key words: subduction erosion, *detachment*, Chortís block, Caribbean plate, southern Mexico.

## INTRODUCCIÓN

De acuerdo con Cloos y Shreve (1988), en una margen convergente, la subducción se puede resolver en tres escenarios no excluyentes: a) La edificación de un prisma de acreción (*subduction accretion*), en donde materiales raspados de las placas involucradas y/o materiales sedimentarios se acumulan en el borde continental con un efecto aditivo en el sector del antearco; b) subducción de sedimentos (*sediment subduction*), proceso mediante el cual los materiales sedimentarios no consolidados son transportados hacia el manto por el efecto tractivo o de arrastre de la placa subducida; el destino del material sedimentario arrastrado bajo la corteza continental puede ser la adición en la base del prisma acrecional, el retorno a niveles someros y su incorporación al prisma acrecional o incluso el arribo a profundidades propias de la generación de magmas de arco; c) erosión por subducción (*subduction erosion*), proceso destructivo del bloque sobrecorrido debido al raspado y acoplamiento de las rocas de su base a la placa en subducción y su dragado a grandes profundidades. En la margen continental mexicana, a la latitud de Acapulco, se ha reconocido una margen convergente compleja que implica truncamiento tectónico y la edificación de un prisma de acreción juvenil, sobre el cual se han acumulado rocas sedimentarias con una edad máxima de ~10 Ma (Moore *et al.*, 1982). El truncamiento se ha explicado por el *detachment* del bloque Chortís (Watkins *et al.*, 1982; Bellon *et al.*, 1982; Shaaf *et al.*, 1995) o por erosión por subducción, proceso viable pero difícil de probar (Moore *et al.*, 1982). Con base en el registro estratigráfico de la región del antearco en el entorno de Acapulco (Moore *et al.*, 1982), el truncamiento del sur de México ocurrió en un lapso comprendido entre los 35 y los 10 Ma, de acuerdo con la edad de una diorita cortada a 50 km de la trinchera de Acapulco que arrojó edades K-Ar en roca total de  $34.5 \pm 2$  a  $36.4 \pm 1.8$  Ma (Bellon *et al.*, 1982) y a la edad de los sedimentos más antiguos acumulados sobre el prisma de acreción (Stradner y Allram, 1982).

La conformación geológica del sur de México denota un truncamiento continental evidente manifiesto en la exposición de una franja de intrusivos del Eoceno-Oligoceno emplazados en la *suite* mesocortical del Complejo Xolapa en la franja costera entre Acapulco, Gro., y Puerto Escondido, Oax. (Herrmann *et al.*, 1994) (Figura 1). Este truncamiento se ha explicado por el *detachment* del bloque Chortís mediante un proceso de transferencia del bloque de la placa de América del Norte a la placa del Caribe (Carfantan, 1981; Pindell *et al.*, 1988; Pindell y Barret, 1990; Meschede y Frisch, 1998; Mann, 1999; Cerca-Martínez, 2004; Cerca-Martínez *et al.*, 2004). El sector truncado de la margen sur de México se caracteriza por una plataforma continental angosta en contraste con la amplitud de la plataforma continental mexicana que se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta Tapachula, anchura que se conserva a lo largo de América Central.

Los modelos que explican el truncamiento por el

*detachment* del bloque Chortís proponen la conexión de la trinchera de Acapulco con el sistema de fallas de desplazamiento lateral izquierdo Polochic – Motagua; sin embargo, en la actualidad no es posible establecer continuidad entre dicho sistema y la zona de subducción, ya que la falla Polochic termina al este de Macizo de Chiapas sin dislocarlo (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000), estos autores destacan este hecho como una objeción a los modelos de evolución del Caribe que consideran al bloque Chortís en una posición al sur de México durante el Cretácico. Para Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000), la terminación occidental del límite entre las placas de América del Norte y del Caribe se expresa en una zona de deformación intraplaca que comprende a las provincias chiapanecas de fallas inversas y la de fallas laterales (Figura 1).

La objeción de Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000), aunada a la presencia de una sucesión del Cretácico tardío – Reciente sin deformar, alojada sobre la proyección aparente de la falla Polochic en la plataforma continental del Istmo de Tehuantepec, llevó a Keppie y Morán-Zenteno (2003) a proponer un modelo alternativo para la evolución del sur de México, en el cual presentan una reconstrucción paleotectónica desde hace 45 Ma, tiempo para el cual consideran el inicio de la apertura de la fosa Caimán (Figura 2). Para Keppie y Morán-Zenteno (2005) (ver Figura 3), simultáneamente a la apertura de la fosa Caimán, el bloque Chortís adosado a la placa del Caribe experimentó una rotación horaria conforme al polo euleriano cercano a Santiago de Chile propuesto previamente (Pindell *et al.*, 1988), mientras que en el sur de México ocurrió un proceso acentuado de erosión por subducción y la reorientación del arco volcánico continental, cuyo eje rotó en sentido antihorario.

Con base en el registro geológico del sur de México y del bloque Chortís, en este trabajo se confrontan los modelos propuestos para el truncamiento del sur de México: erosión por subducción y *detachment* del bloque Chortís, favorecemos este último dado el paralelismo en el registro mesozoico del borde noroeste del bloque Chortís y el sur de México.

## EL ENTORNO GEOLÓGICO-TECTÓNICO

Dado que el truncamiento del sur de México es un fenómeno tectónico cuya ocurrencia se ha asociada directa o indirectamente a la evolución cenozoica de la placa Caribe, presentamos un bosquejo no exhaustivo de su contexto geológico-tectónico para denotar la incertidumbre propia de los modelos del truncamiento. La placa Caribe tiene una conformación compleja tanto en su registro estratigráfico y estructuras geológicas, como en sus relaciones tectónicas. La placa Caribe incluye al bloque Chortís como su sector occidental de litosfera continental, en tanto que su sector oriental está conformado principalmente por litosfera oceánica engrosada. La placa Caribe se encuentra emplazada entre las placas de América del Norte y América del Sur (Figura

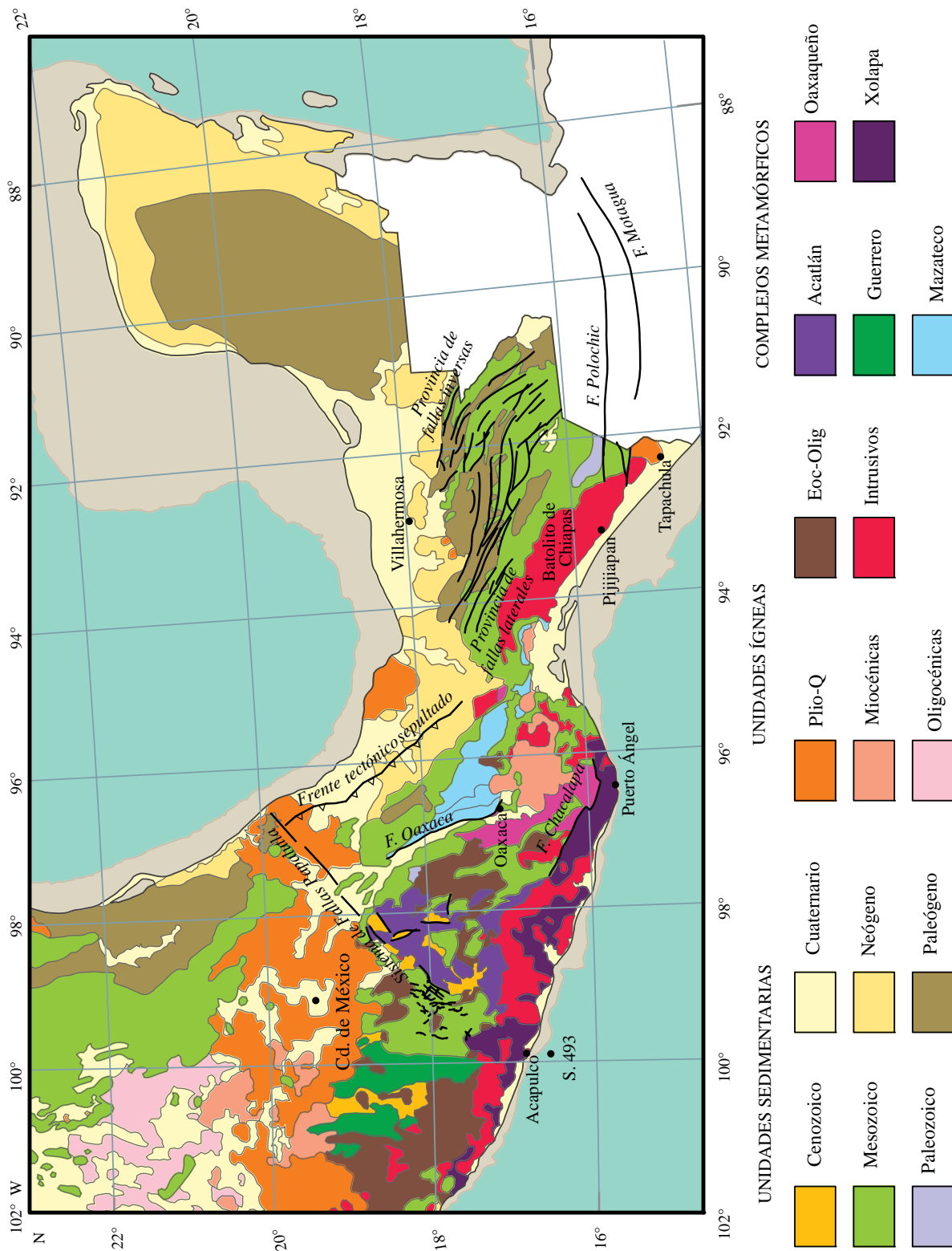


Figura 1. Mapa geológico del sur de México, con base en la carta geológica de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). En el mapa se resaltan los rasgos estructurales mayores, las estructuras en la Plataforma Guerrero-Morelos fueron tomadas de Cerca *et al.* (2004) y de las provincias en Chiapas de Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000). Plio-Q: Plioceno-Cuaternario, Eoc-Olig: Eoceno-Oligoceno. S.493: Sitio 493 del Deep Sea Drilling Project.

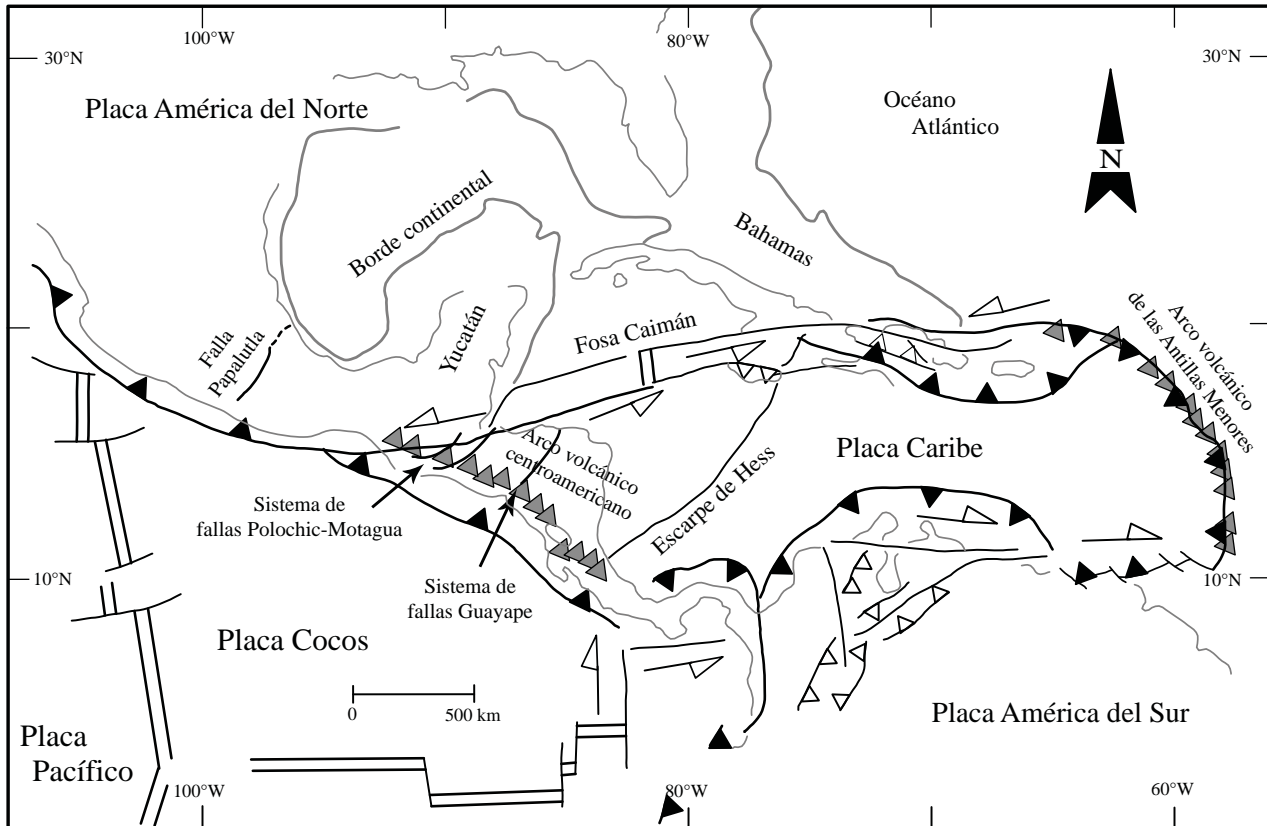


Figura 2. Entorno tectónico y rasgos mayores de la placa del Caribe con base en la fig. 16 de Acton *et al.* (2000).

2), con las cuales observa una relación de desplazamiento lateral más o menos evidente: con la de América del Norte de acuerdo a un sistema de fallas laterales, que condicionó la formación de la cuenca *pull apart* fosa Caimán, mientras que con la placa América del Sur el desplazamiento de la placa Caribe se resuelve en una zona amplia de cizalla continental que se observa en el noroeste de América del Sur, mediante una relación de cabalgadura continental. Hacia el oriente, la placa Caribe presenta una relación de convergencia relativa con los sectores de corteza oceánica de las placas de América del Norte y América del Sur, en la cual estos últimos subducen bajo la placa Caribe. Hacia el occidente el límite de placas es también por subducción, en este caso con la placa Cocos, la cual que se consume bajo la placa caribeña a lo largo de la costa suroeste de América Central. Con estas relaciones tectónicas, la placa Caribe se caracteriza por la presencia de dos arcos volcánicos activos, el correspondiente a las Antillas Menores, de carácter submarino, al oriente y el centroamericano, subaéreo, al occidente (Figura 2).

En la placa Caribe y su entorno se reconocen tres cuencas de tipo *pull apart*: la cuenca de Yucatán, la fosa Caimán y la cuenca de Granada, formadas diacrónicamente durante la evolución tectónica cenozoica. Desde el punto de vista del vulcanismo asociado a su evolución, la placa del Caribe ha sido y es escenario de la edificación de los

arcos volcánicos de las Antillas Mayores, representadas por Jamaica, Cuba y Santo Domingo, las Antillas Menores, arco que incluye a las islas volcánicas, y las Antillas de Sotavento, edificados respectivamente en los bordes norte, este y sur de la placa entre el Paleoceno y el Reciente. Estos tres arcos son considerados como el Gran Arco de las Antillas (Mann, 1999). Otros rasgos significativos en el área caribeña son el escarpe de Hess, rasgo lineal que delimita el Alto de Nicaragua de la Meseta Oceánica del Caribe como

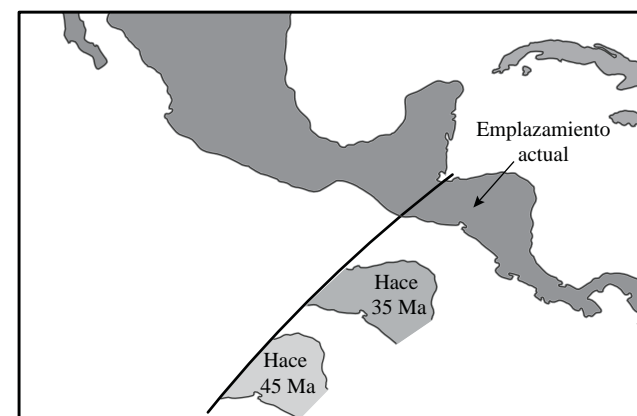


Figura 3. Trayectoria post-eocénica del bloque Chortís de acuerdo con el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005).

se puede ver en la Figura 2.

El espacio entre las masas continentales norteamericana y sudamericana que ocupan las regiones del Caribe, el Golfo de México y gran parte del territorio mexicano, fue definido en un tiempo comprendido entre el Jurásico Temprano–Medio y el Cretácico Temprano durante el proceso de disgregación del sector centro-occidental del supercontinente Pangea. (Bullard *et al.*, 1965; Le Pichon y Fox, 1971; Van der Voo y French, 1974; Pindell y Dewey, 1982). Si se considera fija a la placa de América del Norte, el movimiento relativo de la placa de América del Sur a partir del Toarciano (hace 180 Ma) fue de aproximadamente 1800 km hacia el sureste hasta hace 71 Ma; tiempo en que se inicia una convergencia entre las placas sudamericana y norteamericana del orden de 300 km, con desplazamiento

relativo de América del Sur hacia el Norte (Mann, 1999), aún vigente en el presente (Figura 4).

La evolución de la placa del Caribe es una de las interrogantes más polémica en la tectónica de placas debido a las características particulares de su litósfera oceánica: con un espesor que se ha reconocido entre 15 y 20 km, tiene un comportamiento “flotante” que ha inhibido su destrucción por subducción. La litósfera caribeña, de edad probable jurásica–cretácica, se engrosó hacia el Cretácico como una meseta oceánica, considerada como una *large igneous province*, en un evento magmático que habría involucrado: a) un punto caliente (*hotspot*) (Duncan y Hargraves, 1984) o b) un proceso tectonomagmático de subducción de la dorsal de la placa protocaribeña que se tradujo en un desgarre en la placa subducida que indujo magmatismo en la placa

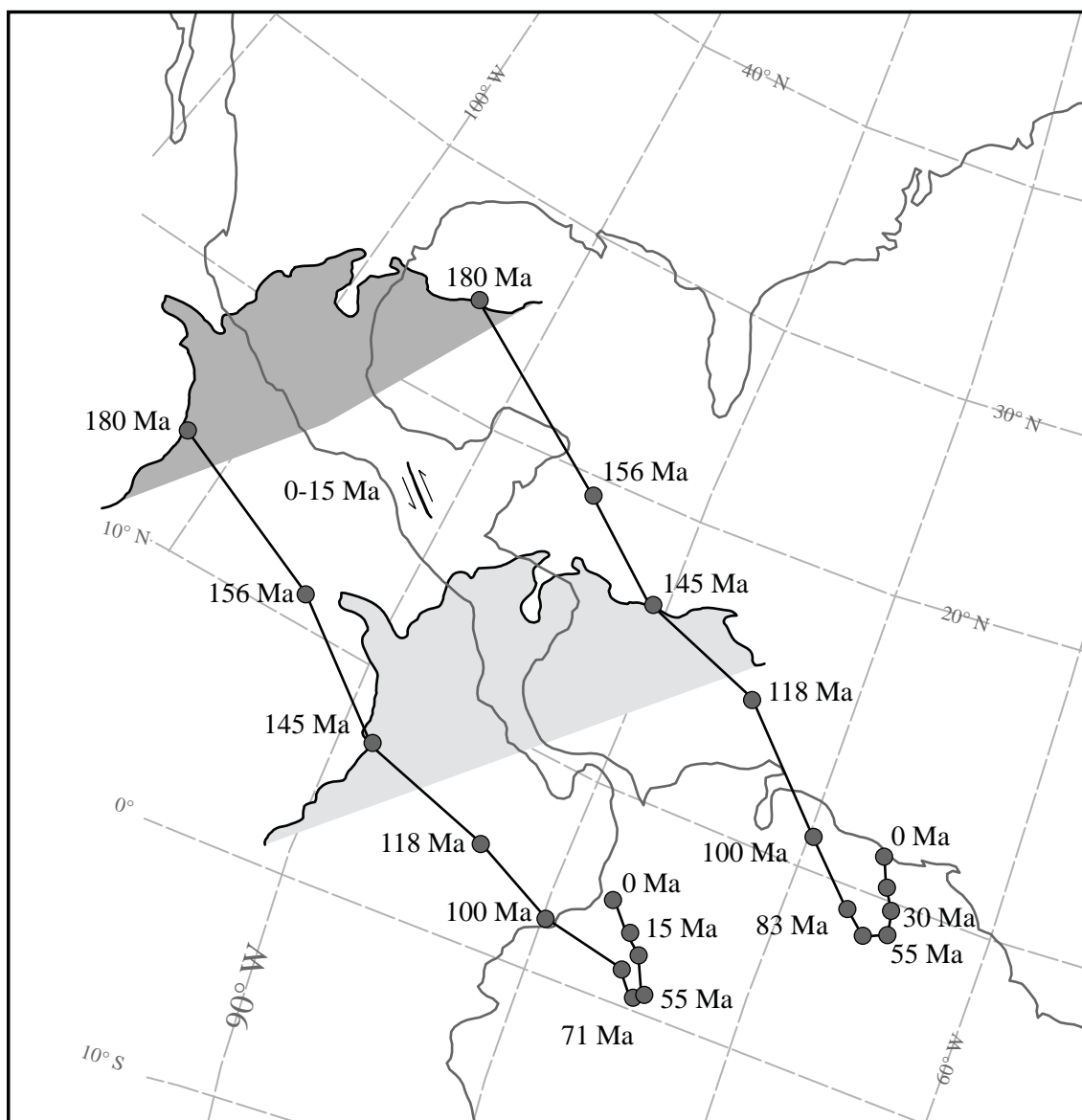


Figura 4. Trayectoria del borde noroeste de América del Sur a partir de la ruptura de Pangea. Se resalta el desplazamiento hacia el sureste de 120 km que se infiere para el Macizo de Chiapas a partir del Mioceno medio (Figura adaptada de Mann, 1999 en una proyección azimutal ecuatorial).



caribeña (“*slab gap model*” de Pindell *et al.*, 2006). Una vez engrosada, la litósfera oceánica se convirtió en un elemento menos denso e indigestible por subducción (Duncan, y Hargraves, 1984). Por su parte, el sector continental de la placa del Caribe, conocido como bloque Chortís, tenía una conformación geológica casi desconocida, por lo cual resultaba difícil reconocer afinidades con el sur de México o con otra área continental, para establecer una reconstrucción paleogeográfica precenozoica más allá de hipótesis derivadas de la geometría de los elementos involucrados, situación que cambió recientemente con el trabajo regional en Honduras de Rogers (2003).

A excepción de la corteza correspondiente a la fosa Caimán, en la placa del Caribe no hay corteza oceánica con registro de anomalías magnéticas que se puedan interpretar en términos de su formación y evolución. De tal forma existe incertidumbre en cuanto a su emplazamiento original. Los datos paleomagnéticos de los sitios 999 y 1001 del Proyecto de Perforación Oceánica Profunda (*Deep Sea Drilling Project*), permiten interpretar una paleolatitud más meridional para la placa del Caribe hace aproximadamente 80 Ma, de tal forma que la placa caribeña tuvo una latitud entre 5 y 15° más al sur que en la actualidad (Acton *et al.*, 2000).

Se han postulado varias teorías acerca del origen y la evolución de la placa del Caribe, las cuales se pueden encuadrar en dos grupos de hipótesis, el primero con hipótesis de carácter alóctono que proponen un origen de la placa Caribe en el Pacífico, seguido de un proceso de transporte tectónico largo, primero hacia el Noreste y luego hacia el Este, a expensas de la subducción al poniente de la litósfera oceánica del proto-Caribe, generada durante la separación de Norteamérica y América del Sur (Malfait y Dinkelman, 1972; Pindell y Dewey, 1982; Duncan y Hargraves, 1984; Burke *et al.*, 1984; Carfartan, 1981; Pindell *et al.*, 1988; Pindell y Barret, 1990; Cerca-Martínez, 2004). El segundo grupo de hipótesis propone un origen *in situ* para la placa del Caribe (Le Pichon, 1968; Donnelly, 1989; Frisch *et al.*, 1992; Meschede *et al.*, 1997; Meschede y Frisch, 1998). Ambos grupos de hipótesis proponen una evolución cenozoica semejante, en la cual el evento mejor documentado se refiere a la dinámica de su actual límite norte, el cual se resuelve con un desplazamiento conforme a un centro de expansión que ha acomodado aproximadamente 1100 km de desplazamiento lateral izquierdo con la formación de la fosa Caimán. El desacuerdo entre ambos grupos de hipótesis reside fundamentalmente en la historia pre-Cenozoica.

Para el grupo de hipótesis sobre un origen alóctono, la litósfera caribeña fue parte de la placa Farallón y una vez que se transformó en meseta oceánica, resultó refractaria al proceso de subducción al que estaba sometida su placa nodriza, de tal forma que el escudo o meseta oceánica invirtió la polaridad de subducción, con lo cual se inició su transporte tectónico hacia la zona entre las placas de América del Norte y América del Sur, con dirección relativa primero hacia el Norte después hacia Noreste y finalmente hacia el

Este como ocurre actualmente. En su desplazamiento hacia el Norte se generó la cuenca de Yucatán; dicho movimiento cesó por la colisión del arco volcánico de las Antillas Mayores con las Bahamas hacia el Eoceno temprano (Crón 25) (Pindell *et al.*, 1988; Mann, 1997; Mann, 1999), con lo cual la placa del Caribe inició su desplazamiento relativo hacia el Este, propiciado por la apertura de la fosa Caimán a partir del Eoceno tardío (Crón 19) (Pindell *et al.*, 1988; Mann, 1999). El desarrollo posterior de la fosa Caimán se tradujo en la configuración y emplazamiento actual de la placa del Caribe. Por otra parte, el *slab gap model* implica una formación más temprana de la Meseta Oceánica del Caribe (Pindell *et al.*, 2006). En los modelos alóctonos se considera a la litósfera caribeña, ya engrosada, sujeta a un transporte hacia el Noreste que, dado que en ese tiempo la placa sería más extensa, habría resultado en la colisión con el sector noroeste de la litósfera sudamericana, sector donde se reconocen complejos ofiolíticos que se asocian al fenómeno.

Las hipótesis “autóctonas” consideran en sus modelos a la litósfera caribeña como la originalmente generada durante la separación de las placas de América del Norte y América del Sur hacia el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. Meschede y Frisch (1998) avalan su interpretación con la firma geoquímica y la edad de los complejos ofiolíticos que bordean al suroeste a la placa del Caribe; dichas ofiolitas incluyen rocas sedimentarias con radiolarios de edad Jurásico Tardío. En el modelo autóctono se considera un proceso de engrosamiento litosférico sin la participación de algún *hotspot*. Sin embargo en los complejos ofiolíticos únicamente se han obtenido edades K-Ar cretácicas, edades que Meschede y Frisch (1998) explican por la apertura de los relojes geocronológicos debida al recalentamiento propio del evento magmático cretácico que conformó la meseta oceánica. Este fenómeno térmico también pudo haber borrado el registro paleolatitudinal original de la corteza caribeña; de tal forma, el registro que Meschede y Frisch (1998) invocan como propio del Jurásico tardío, puede corresponder a una posición ecuatorial ya en el Cretácico.

En el noroeste de América del Sur se han reconocido dos mesetas oceánicas semejantes a la caribeña, las cuales se acrecionaron a la margen continental en momentos distintos. Para Mamberti *et al.* (2003), en un lapso comprendido entre 80 y 85 Ma se acrecionó una meseta oceánica que consiste en rocas máficas y ultramáficas cumulíticas con una edad aproximada de 123 Ma; posteriormente, hace 65 ó 68 Ma, ocurrió una segunda acreción de una meseta oceánica, ahora compuesta de picritas, ankaramitas, basaltos ricos en magnesio, doleritas y gabros. Kerr y Tarney (2005) proponen que los sectores de litósfera involucrados en estas acreciones proceden de dos distintas mesetas oceánicas cretácicas, ambas con edades cercanas a los 90 Ma: a) una correspondiente a la litósfera engrosada del Caribe formada en una latitud cercana al ecuador (Meseta Oceánica del Caribe) y b) otra formada en una posición meridional entre 26° y 30°

de latitud sur (Meseta de Gorgona). El sector sureste de la Meseta Oceánica del Caribe habría colisionado con el noroeste de América del Sur aproximadamente 10 millones de años después de su formación, en tanto que la Meseta de Gorgona lo habría hecho tardíamente, hace 40 ó 50 Ma (Kerr y Tarney, 2005).

## ANÁLISIS DE LOS MODELOS

El carácter truncado del sur de México se identificó desde las etapas temprana del reconocimiento de los rasgos tectónicos mayores del sur de México (de Cserna, 1967). El truncamiento continental fue explicado por el *detachment* del bloque Chortís, y la trinchera de Acapulco se consideró como la evolución de una falla transformante que favoreció el cambio de dirección en la subducción, elementos considerados en numerosas reconstrucciones paleogeográficas cenozoicas, en las cuales se resalta la transferencia del bloque Chortís de la placa de América del Norte a la placa del Caribe. La ocurrencia del cinturón de intrusivos paleógenos asociados a la subducción en el borde continental del sur de México (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995) precisa

de un antearco de  $166 \pm 60$  km (Stern, 2002) de ancho, elemento paleogeográfico que puede estar representado por el bloque Chortís antes o durante el *detachment* o haber sido destruido, como se invoca en el modelo de truncamiento por erosión por subducción. Como una forma de poner a prueba las dos hipótesis, *detachment* del bloque Chortís o erosión por subducción, para explicar el truncamiento del sur de México, se revisan las objeciones planteadas a la primera hipótesis y se reconocen dos objeciones a la segunda.

### Dilución de las objeciones geológicas al modelo de *detachment* del bloque Chortís

#### *Correspondencia tectonoestratigráfica entre la Plataforma Guerrero-Morelos (Hernández-Romano, 1999) y el terreno Chortís Central (Rogers, 2003)*

La comparación de la regionalización tectonoestratigráfica del bloque Chortís, reconocida por Rogers (2003), con la propia del sur de México (Sedlock *et al.*, 1993) (Figura 5) y las similitudes en el registro estratigráfico y de los rasgos estructurales entre el sur de México y Honduras-Nicaragua justifican una propuesta paleogeográfica en la

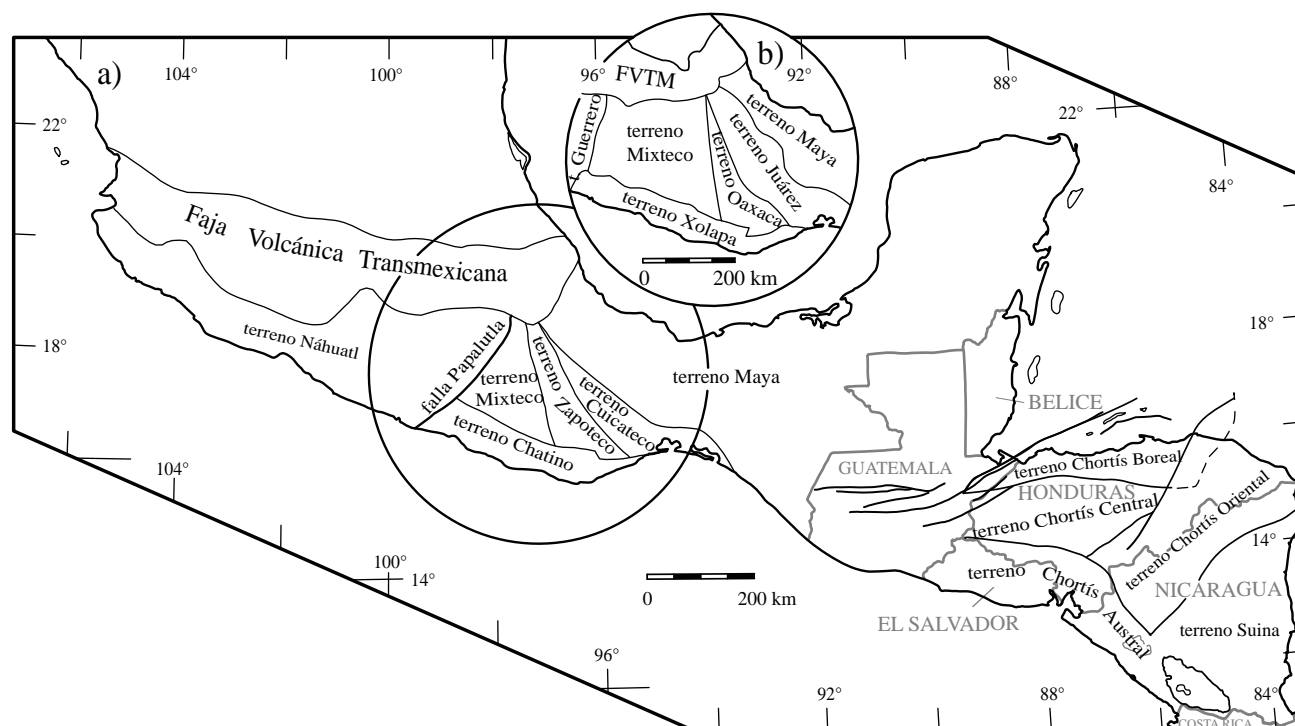


Figura 5. Terrenos estratotectónicos del sur de México (Sedlock *et al.*, 1993) y del bloque Chortís (Rogers, 2003, Rogers *et al.*, 2007a). En el recuadro b) se presentan los terrenos correspondientes para el sur de México de acuerdo con Campa y Coney (1983). La falla Papalutla como un límite entre terrenos: la Plataforma Guerrero-Morelos se localiza entre los afloramientos del Complejo Acatlán al este y la provincia volcanosedimentaria mesozoica al oeste. Aunque el basamento de la Plataforma Guerrero-Morelos era desconocido, la plataforma fue incluida en el terreno Mixteco (Campa y Coney, 1983), mientras que Sedlock *et al.* (1993) consideran a la Plataforma Guerrero-Morelos en el terreno Nahuatl. En la subdivisión tectonoestratigráfica de Campa y Coney (1983), el límite oeste del terreno Mixteco es la falla Teloloapan en el borde occidental de la Plataforma Guerrero-Morelos; Sedlock *et al.* (1993) proponen a la falla Papalutla como el límite entre los terrenos Mixteco y Nahuatl, en el borde oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos, en la cual ahora se reconoce un basamento probablemente proterozoico, condición que permite equipararla con un terreno tectonoestratigráfico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008).

cual el bloque Chortís se considera la continuación del área continental mexicana (Silva-Romo, 2008a). En dicha propuesta el sistema de fallas Guayape y la falla Papalutla formaron parte de un rasgo estructural regional que se extendía desde el sur de México hasta el bloque Chortís en un tiempo anterior al Paleoceno, mientras que al noroeste del rasgo estructural se definió una provincia geológica común, donde ocurrió la sedimentación cretácica, primero clástica y posteriormente calcárea. La alternativa paleogeográfica que considera una correlación entre terrenos diferente a la propuesta por Rogers *et al.* (2007a) está ilustrada en la Figura 6a y se basa en el reconocimiento de la falla Papalutla como una falla lateral izquierda regional. La falla Papalutla yuxtapone a la provincia Mixteca, con un basamento del Paleozoico, y a la Plataforma Guerrero-Morelos, en la cual se reconoce un basamento probablemente del Proterozoico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008). De tal forma, la falla Papalutla representa el límite entre dominios con basamento diferente, y se ha propuesto como una discontinuidad mayor que se extiende hacia el noreste hasta la costa de Veracruz (Silva-Romo, 2008b). Así, durante la deformación Laramide, la falla Papalutla funcionó como una falla de desgarre que delimita el extremo noroeste de las cabalgaduras del frente tectónico sepultado (Silva-Romo, 2008b). El desplazamiento de la falla Papalutla durante el Cenozoico generó cuencas continentales en aquellos segmentos que definen un escalón a la izquierda, y se resolvió en la cabalgadura del basamento sobre la sucesión calcárea del Cretácico en el segmento Papalutla, donde su traza define un escalón a la derecha (Silva-Romo, 2008b).

### Conexión de la trinchera de Acapulco con el sistema Polochic-Motagua

Si consideramos el movimiento relativo de América del Norte con respecto a América del Sur, masas continentales que se han aproximado desde el Cretácico tardío (Mann, 1999), conforme se desplazan en conjunto hacia el oeste en el marco de referencia del manto terrestre, la aproximación entre las masas continentales se expresa en la deformación del arco volcánico de América Central, en tanto que el territorio mexicano desprovisto del bloque Chortís, se habría desplazado relativamente hacia el sur con respecto a América del Sur. De acuerdo con Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000), la cinemática lateral izquierda en la Provincia Chiapaneca de Fallas Laterales se reconoce claramente a partir del Mioceno medio hasta el presente en condiciones alternantes entre transpresivas y transtensivas, con un desplazamiento acumulado estimado en 70 km desde el Mioceno tardío. Si consideramos este desplazamiento lateral izquierdo relativo entre dos puntos separados por la faja plegada de Chiapas en donde se ha acomodado la deformación, por ejemplo entre la ciudad de Villahermosa, Tabasco, al noreste y el poblado Pijijiapan, Chiapas, en la margen suroeste del Macizo de Chiapas (Figura 7), entonces será posible asumir, dado el comportamiento rígido del Macizo de Chiapas, que éste se ha des-

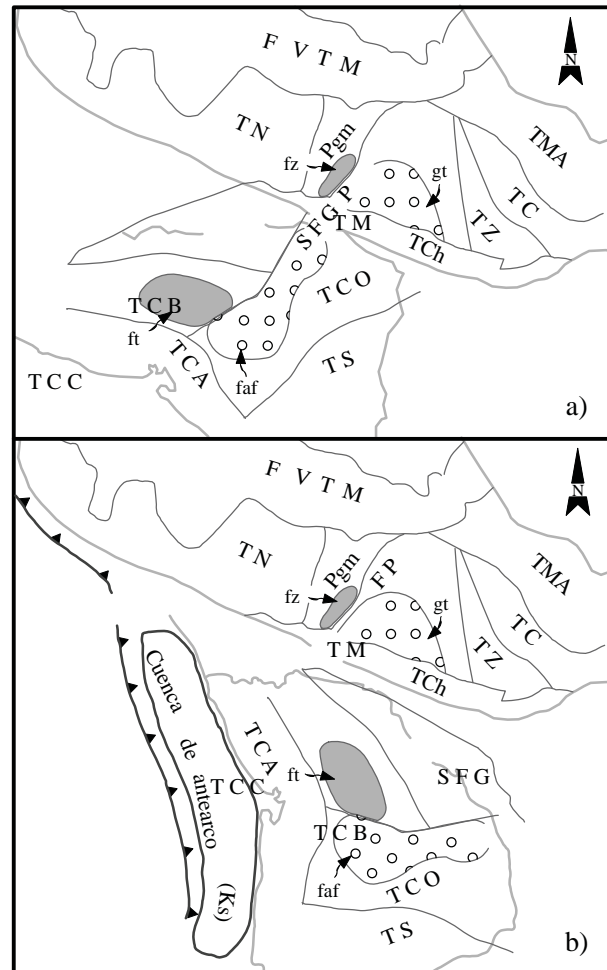


Figura 6. Reconstrucciones paleogeográficas para el sur de México durante el Cenozoico. a) Modelo propuesto por Silva-Romo (2008a) con base en las similitudes del registro geológico y de la trama estructural entre el sur de México y el bloque Chortís, donde el sistema de fallas Guayape del bloque Chortís resulta aproximadamente colineal con la falla Papalutla del sur de México, con lo cual se define el sistema de falla Guayape-Papalutla (SFGP). Esta conexión está constreñida por sucesiones correlativas (1) Al noroeste del sistema de fallas Guayape – Papalutla; la Formación Zicapa (fz) (Hernández-Romano, 1999) de la Plataforma Guerrero-Morelos (Pgm) se correlaciona con la Formación Tepemechin (ft) (Rogers *et al.*, 2007a) del terreno Chortís Central (TCC); (2) En tanto que hacia el sureste del sistema de fallas, el Grupo Tecocoyunca (gt) (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) del Jurásico Medio en el terreno Mixteco (TM) correlaciona con la Formación Agua Fría (faf) del terreno Chortís Oriental (TCO). En el sur de México, la sucesión clástica del Jurásico Medio tiene sus afloramientos más meridionales en el suroeste de Oaxaca (Elías-Herrera *et al.*, 2007). El basamento granulítico de la Plataforma Guerrero-Morelos (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) puede corresponder con basamento proterozoico que se reconoce en el terreno Chortís Central (Keppie, 2008). b) Reconstrucción propuesta por Rogers *et al.* (2007a). Nótese la distribución que resulta para los elementos estratigráficos y estructurales considerados en la Figura 6a. FVMTM: Faja Volcánica Transmexicana; TN: terreno Nahuatl; TMA: terreno Maya; TC: terreno Cuicateco; TCh: terreno Chatino; TZ: terreno Zapoteco; TCB: terreno Chortís Boreal; TCA: terreno Chortís Austral; TS: terreno Siuna; SFG: fallas Guayape; FP: falla Papalutla.

plazado lateralmente 70 km hacia el sureste con respecto a un punto localizado en Villahermosa en un tiempo posterior al considerado para el paso del bloque Chortís. Así, la falla



Polochic habría experimentado una dislocación equivalente hacia el noroeste, de tal forma que su continuación hacia la trinchera de Acapulco tendría que buscarse 70 km al sureste del actual extremo occidental de la falla Polochic. Por otra parte, Sánchez-Barreda (1981) identifica en el sector sureste del Golfo de Tehuantepec la expresión sísmica de una zona de falla con una orientación Oeste-Este, que interpretamos como la continuación de la falla Polochic, 50 km más al sur del emplazamiento esperado en el razonamiento anterior. Sánchez-Barreda (1981) reconoce para el Eoceno un sector con reflectores sigmoidales y otro sector con reflectores caóticos en el extremo oeste de la zona de falla (Figura 7), lo cual documenta la cinemática eocena del rasgo estructural

mencionado. En la Figura 7 se presenta la configuración sísmica de la sucesión del Mioceno que bosqueja un depocentro con orientación sureste-noroeste en el bloque de techo de una falla normal que controló la acumulación miocena, separada de la sucesión eocena mediante una discordancia. Con este análisis se propone que la traza dislocada de la falla Polochic queda aproximadamente en el límite entre México y Guatemala y se establece la factibilidad de que el sistema Polochic–Motagua y la trinchera de Acapulco pudieron ser colineales hacia el Mioceno temprano, tiempo en el cual dichos rasgos serían el límite entre las placas de América del Norte y del Caribe. Si se asume este desplazamiento de la falla Polochic, queda superada la objeción acerca de

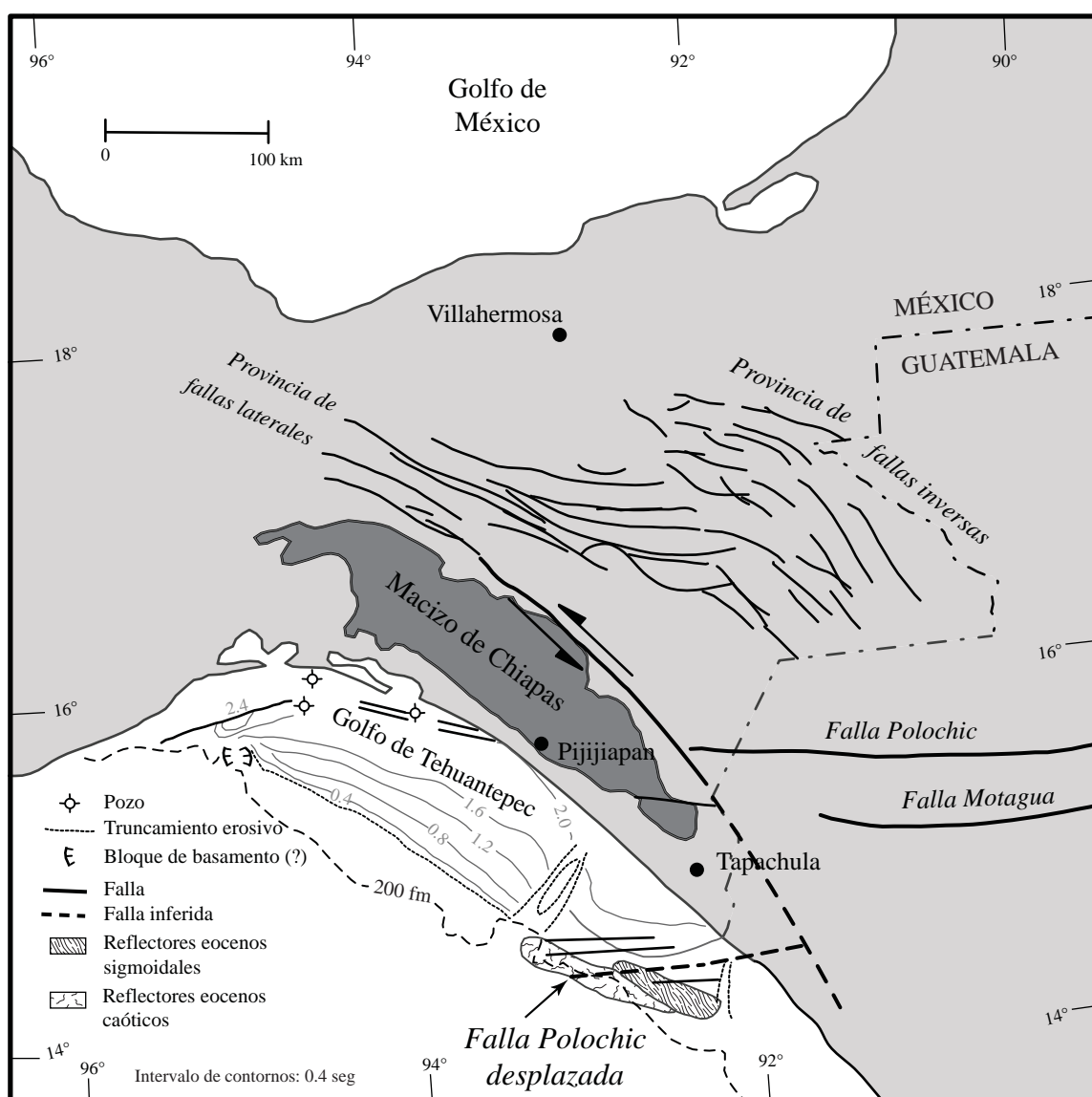


Figura 7. Esquema que muestra el desplazamiento lateral izquierdo de la traza de la falla Polochic inferido con base en la dinámica de aproximación entre las placas de América del Norte y América del Sur y en la redefinición del límite entre las placas de América del Norte y del Caribe durante el Mioceno (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). En la plataforma continental, al suroeste de Tapachula, Sánchez-Barreda (1981) reconoce una zona de falla subparalela a la falla Polochic, en cuyo extremo occidental presenta reflectores sigmoidales y caóticos en el registro sísmico. Con base en dichos rasgos se propone la traza de la Falla Polochic desplazada 120 km.

la sucesión del Cretácico tardío–Reciente no deformada en la región submarina del Golfo de Tehuantepec invocada por Keppie y Morán-Zenteno (2005), ya que la falla Polochic en su nuevo emplazamiento, 120 km al sureste de su proyección previa, no afectaría a la sucesión propia del Golfo de Tehuantepec durante el desplazamiento del bloque Chortís.

#### **Exhumación de sectores corticales durante el Paleógeno**

La exhumación del terreno Chortís Boreal, contraparte del terreno Xolapa en el bloque Chortís (Rogers, 2003), ocurrió en el Eoceno tardío como se observa en la Isla de Roatán (Avé-Lallemant y Gordon, 1999), en un tiempo semejante al documentado para el terreno Xolapa (Herrmann *et al.*, 1994; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). De acuerdo con Corona-Chávez *et al.* (2007), la naturaleza del último evento metamórfico de alta temperatura y presión barroviiana del Complejo Xolapa, corresponde con un cinturón acrecional, asimétrico y truncado que precisa una contraparte meridional. Dicha contraparte, ahora desplazada, se puede reconocer en el bloque Chortís en el litodema expuesto en la Isla Roatán (Avé-Lallemant y Gordon, 1999). Estos eventos contemporáneos son consistentes con un proceso de ruptura continental.

#### **Cinemática trascurrente sincrónica en el sur de México y el bloque Chortís**

En su reconstrucción paleogeográfica, Rogers *et al.* (2007b) (Figura 6b) proponen que las Montañas Colón y las estructuras sepultadas en la planicie Misquito fueron deformadas en el Eoceno con vergencia al noroeste y en un escenario de deslizamiento lateral cuando la placa del Caribe colisionó con el bloque Chortís. Esta deformación es congruente con el desplazamiento lateral propuesto para el sistema de fallas Guayape – Papalutla durante el Paleoceno (Silva-Romo, 2008a). De acuerdo con la reconstrucción paleogeográfica de Silva-Romo (2008a, 2008b) se puede especular que además de las Montañas Colón, el escarpe de Hess haya acomodado deformación por fallamiento lateral en el Paleógeno.

#### **Objeciones a la hipótesis de erosión por subducción**

##### **Paleolatitud de la placa del Caribe**

De acuerdo con Müller *et al.* (1999), la placa del Caribe ha tenido una posición estacionaria en relación al manto terrestre desde el cron 18 (38.4 Ma), de tal forma que el desarrollo de la fosa Caimán se llevó a cabo por el desplazamiento hacia el oeste de las placas norteamericana y sudamericana. En los modelos alóctonos, y aún en los autóctonos, se considera que los sectores continental y oceánico de la placa del Caribe se amalgamaron en un cierto momento, después de que la litósfera oceánica se engrosó, sin que se haya definido con claridad el proceso. En estos modelos el bloque Chortís es considerado como

una prolongación del área continental del sur de México que experimentó un proceso de *detachment*. En tanto que en el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) se considera a la placa del Caribe como un elemento litosférico invariante en el lapso que consideran (45 Ma al reciente), de tal forma, la placa del Caribe en el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) se ubicaría a una latitud muy al sur de lo esperado en el Eoceno tardío.

#### **Ritmo del proceso de erosión por subducción**

El truncamiento debido a erosión por subducción en el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) implica la remoción de un volumen cortical a una tasa mucho mayor que la documentada en las márgenes convergentes actuales (Scholl y von Huene, 2003) como se muestra enseguida. De acuerdo con Morán-Zenteno *et al.* (1996), la corteza involucrada en el truncamiento tectónico tenía un espesor entre 35 y 40 km y experimentó un proceso de exhumación de entre 13 y 20 km entre los 35 y 25 Ma, de tal forma que el adelgazamiento de la corteza continental fue consecuencia de una intensa erosión subaérea, acompañada con erosión por subducción subordinada. Morán-Zenteno *et al.* (2006) estiman en 200 km el ancho de la región del antearco ausente en el sur de México, y consideran que la remoción de ese volumen cortical ocurrió mediante erosión por subducción entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (un lapso de 8.5 m.a.). Si asumimos el espesor mínimo de 35 km para la corteza continental oligocénica en la región ahora truncada (Morán-Zenteno *et al.*, 1996), la remoción del antearco habría ocurrido a una tasa de erosión por subducción de 823.5 km<sup>3</sup>/m.a./km, índice 20 veces mayor que el promedio global actual (Scholl y von Huene, 2003). Si consideramos la tasa de erosión por subducción máxima actual de 62 km<sup>3</sup>/m.a./km (Scholl y von Huene, 2003), entonces para remover el antearco se hubiera requerido que el proceso de erosión por subducción se desarrollara durante 113 m.a., duración que resulta 4.5 veces mayor que el lapso máximo (25 m.a.) en que pudo ocurrir el truncamiento continental (Moore *et al.*, 1982). Si reducimos el ancho del antearco a 106 km, el mínimo para generar el magmatismo de arco (Stern, 2002), y mantenemos la tasa máxima de erosión por subducción actual, el proceso de remoción hubiera requerido una duración aproximada de 60 m.a.

#### **CONCLUSIONES**

1. El modelo de truncamiento por *detachment* del bloque Chortís y su transferencia a la placa Caribe parece ser aún la mejor explicación para el truncamiento del sur de México, dado que se pueden superar las principales objeciones de carácter geológico:

a) Falta de correspondencia entre los registros estratigráficos del sur de México y el bloque Chortís. Superada con la correlación entre el terreno Chortís Central y la Plataforma Guerrero–Morelos

- b) Falta de correspondencia entre la trama estructural del sur de México y la del bloque Chortís. Queda superada con el reconocimiento del sistema de falla Guayape–Papalutla, conexión estructural propuesta para el Cretácico y con la correspondencia entre los terrenos exhumados durante el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano: Complejo Xolapa en el sur de México y la *suite* de la Isla Roatán en el bloque Chortís.
- c) Desconexión entre la trinchera de Acapulco y el sistema de falla Polochic–Motagua. Superada con el reconocimiento del desplazamiento lateral izquierdo del Macizo de Chiapas, posterior al paso del bloque Chortís.
2. El truncamiento del sur de México por erosión por subducción, de haber ocurrido, implica una tasa de erosión por subducción muy alta, con valores hasta de 20 veces el promedio con que ocurre el fenómeno en la actualidad, razón por la que se desecha esta hipótesis.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las atinadas sugerencias que nos hicieron Fernando Ortega-Gutiérrez y Mariano Cerca, las cuales favorecieron el enfoque y la claridad de este artículo. Asimismo agradecemos a Luigi Solari su labor como editor. Este trabajo se elaboró con el apoyo de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico, UNAM (Proyecto PAPIIT IN115208-3).

## BIBLIOGRAFÍA

- Acton, G.D., Galbrun, B., King, J.W., 2000, Paleolatitud of the Caribbean Plate since the late Cretaceous, *in* Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.B., Draper, G. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 165: College Station, TX, Ocean Drilling Program, 149-173.
- Avé-Lallemant, H.G., Gordon, M.B., 1999, Deformation history of Roatán Island: Implications for the origin of the Tela basin (Honduras), *in* Mann, P. (ed.), Caribbean Basins: Amsterdam, Elsevier, Sedimentary Basins of the World (Series Editor: K.J. Hsü), 4, 197-218.
- Bellon, H., Maury, R.C., Stephan, J.F., 1982, Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry, and geodynamics, *in* Watkins, J.S., Moore, J.C. *et al.* (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 66: Washington DC, United States Printing Office, 723-730.
- Bullard, E.C., Everett, J.E., Smith, A.G., 1965, The fit of the continents around the Atlantic: Royal Society of London Philosophical Transactions, Series A, 258, 41-51.
- Burke, K., Cooper, C., Dewey, J.F., Mann, P., Pindell, J., 1984, Caribbean tectonics and relative plate motions, *in* Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagam, R. (eds.), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonic: Geological Society of America Memoir, 162, 31-63.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal Earth Science, 20, 1040-1051.
- Carfantan, J.Ch., 1981, Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 5(2), 207-216.
- Cerca-Martínez, L.M., 2004, Deformación y Magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis doctoral, 175 p.
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models, *in* Grocott, J., Tikoff, B., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G. (eds.), Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere: Geological Society of London, Special Publications, 227, 117-140.
- Cloos, M., Shreve, R.L., 1988, Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description: Pure and Applied Geophysics, 128, 455-500.
- Corona-Chávez, P., Victoria-Morales, A., Poli, S., 2007, Deformación, metamorfismo y relaciones tectónicas del Complejo Xolapa (resumen), *en* Simposio: "GeoChortis: La conexión Chortís-sur de México en el tiempo y en el espacio": Juriquilla, Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Centro de Geociencias, p. 5.
- De Cserna, Z., 1967, Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 30, 159-168.
- Donnelly, T.W., 1989, Geologic history of the Caribbean and Central America, *en* Bally, A.W., Palmer, A. R. (eds.), The Geology of North America -An Overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, A, 299-321.
- Duncan, R.A., Hargraves, R.B., 1984, Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, *in* Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagam, R. (eds.), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoir 162, 81-93.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., Iriondo, A., Macías-Romo, C., Ángeles-Moreno, E., 2007, El margen septentrional del Complejo Xolapa en el área de Zenzontepec, Oaxaca: restricciones geológicas para la evolución tectónica del sur de México (resumen), *en* Simposio "GeoChortis: La conexión Chortís-sur de México en el tiempo y en el espacio": Juriquilla, Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Centro de Geociencias, p. 6.
- Frisch, W., Meschede, M., Sick, M., 1992, Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results: Geological Society of America Bulletin, 104, 1301-1314.
- Guzmán-Speziale, M., Meneses-Rocha, J.J., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 13, 459-468.
- Hernández-Romano, U., 1999, Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: University of Reading, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, tesis doctoral, 322 p.
- Herrmann, U.R., Nelson, B.K., Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): Tectonics, 13, 455-474.
- Keppie, J.D., 2008, The Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications: Comment: Geology, Online Forum, July 2008, e171, DOI: 10.1130/G24949C.1
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D., 2003, Alternative Cenozoic reconstructions for the Chortis Block relative to Southern Mexico (resumen), *in* Geological Society of America, Cordilleran section, 99<sup>th</sup> annual meeting, Puerto Vallarta, Jal., México: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35(4), p. 78.
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis block: International Geology Review, 47, 473-491.
- Kerr, A.C., Tarney, J., 2005, Tectonic evolution of Caribbean and northwes-

- tern South America: the case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus: *Geology*, 33, 269–272.
- Le Pichon, X., 1968, Sea-floor spreading and continental drift: *Journal of Geophysical Research*, 73, 3661–3697.
- Le Pichon, X., Fox, P.J., 1971, Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic: *Journal of Geophysical Research*, 76, 6294–6308.
- Malfait, B.T., Dinkelman, M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: *Geological Society of America Bulletin*, 83, 251–272.
- Mamberti, M., Lapiere, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., Polvé, M., 2003, Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador: *Lithos*, 66, 173–199.
- Mann, P., 1997, Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape: *Geology*, 25, 233–236.
- Mann, P., 1999, Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present, *in* Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins: Amsterdam, Elsevier, Sedimentary Basins of the World (Series Editor: K.J. Hsü)*, 4, 3–31.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998, A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate: *Tectonophysics*, 296, 269–291.
- Meschede, M., Frisch, W., Hermann, U.R., Ratschbacher, L., 1997, Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico: *Tectonophysics*, 266, 81–100.
- Morán-Zenteno, D.J., Caballero-Miranda, C.I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, 23, 453–473.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51–65.
- Morán-Zenteno, D., Keppie, J. D., Martiny, B., González-Torres, E., 2006, Synchronous arc hiatus and exhumation: the result of subduction erosion of forearc in the late Oligocene - early Miocene of southwestern Mexico (abstract), *in* Geological Society of America: Backbone of the Americas –Patagonia to Alaska, 3–7 April, 2006, Mendoza, Argentina: Geological Society of America, Abstracts with Programs, Speciality Meeting No. 2, p. 99.
- Moore, J.C., Watkins, J.S., Shipley, T.H., McMillen, K.J., Bachman, S., Lundberg, N., 1982, Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin: Synthesis of results from Leg 66 DSDP, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 847–861.
- Müller, R.D., Royer, J.-Y., Cande, S.C., Roest, W.R., Maschenkov, S., 1999, New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary Plate Tectonic Evolution of the Caribbean, *in* Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins: Amsterdam, Elsevier, Sedimentary Basins of the World (Series Editor: K.J. Hsü)*, 4, 33–59.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 5ª. Edición, 1 mapa con texto explicativo.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008, On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 346–364.
- Pindell, J.L., Barrett, S.F. 1990, Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective, *in* Dengo, G., Case, J.E. (eds.), *The Caribbean Region (The Geology of North America, Vol H): Boulder, Colorado, Geological Society of America*, 405–432.
- Pindell, J.L., Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region: *Tectonics*, 1, 179–211.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, 155, 121–138.
- Pindell, J., Kennan, L., Stranek, K.P., Maresch, W.V., Draper, G., 2006, Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved: *Geologica Acta*, 4, 303–341.
- Rogers, R.D., 2003, Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America): The University of Texas at Austin, tesis doctoral, 289 p.
- Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P., 2007a, Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data, *in* Mann P. (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America: Geological Society of America, Special Paper 428*, 65–88.
- Rogers, R.D., Mann, P., Scott, R., Patino, L., 2007b, Cretaceous intra-arc rifting, sedimentation, and basin inversion in east-central Honduras, *in* Mann P. (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America, Geological Society of America, Special Paper 428*, 89–128.
- Sánchez-Barreda, L.A., 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec on southern Mexico: Austin, Texas, University of Texas, tesis doctoral, 192 p.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Herrmann, K., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339–1350.
- Scholl, D.W., von Huene, R., 2003, Subduction erosion transports large volumes of forearc crust to the mantle –Does the influx of this material tint the geochemical signature of arc magma or influence its production? (en línea): Rice University, Department of Earth Science, <<http://terra.rice.edu/sota/papers/SCHOLL,DAVID03-SOTA.DOC>>, acceso libre, consulta: 4 de abril de 2008.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153 p.
- Silva-Romo, G., 2008a, Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications: *Geology*, 36, 75–78.
- Silva-Romo, G., 2008b, Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications: Reply: *Geology*, Online Forum, July 2008, e172, DOI: 10.1130/G25152Y.1
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones: *Reviews of Geophysics*, 40(4), 1012.
- Stradner, H., Allram, F., 1982, The nanofossil assemblages of Deep Sea Drilling Project Leg 66, Middle America Trench, *in* Watkins, J.S., Moore, J.C. *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 66: Washington DC, United States Printing Office, 589–639.
- Van der Voo, R., French, R.B., 1974, Apparent polar wandering for the Atlantic bordering continents: Late Carboniferous to Eocene: *Earth Science Reviews*, 10, 99–109.
- Watkins, J.S., McMillen, K.J., Bachman, S.B., Shipley, T.H., Moore, J.C., Angevine, Ch., 1982, Tectonic synthesis, leg 66: transect and vicinity, Project Leg 66, Middle America Trench, *in* Watkins, J.S., Moore, J.C. *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 66: Washington DC, United States Printing Office, 837–849.

Manuscrito recibido: Abril 6, 2008

Manuscrito corregido recibido: Agosto 12, 2008

Manuscrito aceptado: Agosto 26, 2008