

Modelado numérico de la deformación litosférica activa en el norte de Centroamérica, Bloque de Chortís: Implicaciones en la tectónica regional

Numerical modeling of the active lithospheric deformation in northern Central America, Chortís Block: Implications in the regional tectonics

J.A. Álvarez-Gómez^{1,2}, P.Th. Meijer³, J.J. Martínez-Díaz¹ y R.Capote¹

1 Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais s/n, 28040 – Madrid, España. jaalvare@geo.ucm.es; jmdiaz@geo.ucm.es; capote@geo.ucm.es

2 Instituto Geográfico Nacional, C/ General Ibáñez Ibero nº3, 28003 – Madrid, España.. jaagomez@fomento.es

3 Department of Earth Sciences, Faculty of Geosciences, University of Utrecht. Utrecht, The Netherlands. meijer@geo.uu.nl

Resumen: Hemos desarrollado un modelo de elementos finitos de propiedades elásticas para estudiar el papel de las diferentes fuerzas tectónicas actuando en la parte noroccidental del Arco Volcánico Centroamericano y el Bloque de Chortís. Los modelos muestran que para obtener el estado de esfuerzos observado, el arco debe modelarse como una zona de debilidad litosférica, las fuerzas asociadas a la deriva relativa de la placa del Caribe deben ser superiores a las asociadas a la subducción de la placa de Cocos y el grado de acoplamiento en ésta debe ser bajo, con o sin partición del deslizamiento. El extremo occidental del Bloque de Chortís es pinzado contra la placa de Norteamérica, haciendo del punto triple entre las placas de Cocos, Caribe y Norteamérica una zona de deformación difusa. La extensión E-W en la parte occidental del Bloque de Chortís es explicada por la geometría del límite entre las placas de Norteamérica y Caribe y por la dirección de movimiento de la última. La mayor parte de la extensión en el bloque es absorbida entre el graben de Ipala y la depresión de Honduras, siendo ambos rasgos coherentes con nuestros modelos.

Palabras clave: modelado de elementos finitos; tectónica activa; Bloque de Chortís; Surco Mesoamericano; Centroamérica.

Abstract: We have developed an elastic finite element model in order to study the role of the different forces acting on the northwestern part of the Central American Volcanic Arc and the Chortís Block. The models show that to achieve the observed state of stress on the volcanic arc, the arc must be modeled as a Lithospheric weak zone, the forces related to the eastward drift of the Caribbean plate must be higher than those related to the subduction of the Cocos plate and the coupling on the subduction interface must be low, with or without slip-partitioning due to the obliquity of the subduction. The western edge of the Chortís block is pinned against the North American plate, making the triple junction between the Cocos, North American, and Caribbean plates a zone of diffuse deformation. The E-W extension in the western part of the Chortís block is explained by the geometry of the North American-Caribbean plate boundary and the direction of motion of the Caribbean plate. The main part of the extension in the block is absorbed between the Ipala graben and the Honduras depression, both features being consistent with our models.

Key words: finite element modeling; active tectonics; Chortís block; Middle America Trench; Central America.

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO TECTÓNICO

Nuestro estudio se centra en el norte de Centroamérica, entendiéndola geográficamente como el área comprendida por Nicaragua, Honduras, El Salvador, Guatemala y el sur de México. El Arco volcánico Centroamericano se extiende desde Guatemala hasta Costa Rica, a lo largo del margen activo del Pacífico, donde la placa de Cocos subduce bajo el Bloque de Chortís, correspondiendo éste a la placa del Caribe. El arco volcánico termina abruptamente al noroeste, cortado por la falla de Polochic en Guatemala, en la zona de deformación difusa del punto triple entre las placas de Cocos, Caribe

y Norteamérica (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989). Los datos sísmicos muestran cómo el régimen de deformación activa en el arco es principalmente de desgarramiento, mientras que en la parte occidental del Bloque de Chortís éste es casi normal puro. El límite entre las placas de Caribe y Norteamérica es una zona de desgarramiento siniestra que presenta una alta actividad sísmica, al igual que la zona de Subducción, donde la actividad es también muy alta, mostrando los mecanismos focales eventos de falla inversa relacionados con la deformación más superficial del contacto entre la placa de Cocos y el bloque de proarco, y eventos de falla normal relacionados con la

deformación interna de la placa subducente y su doblamiento.

La placa de Cocos se mueve hacia la placa del Caribe con una velocidad de 70-85 mm/año, con una pequeña oblicuidad, que según DeMets (2001) es suficiente para generar partición del deslizamiento en la subducción. La placa del Caribe se mueve hacia el este, tomando la placa de Norteamérica como fija, a unos 18-20 mm/año. Además hay que añadir los 5-10 mm/año de extensión E-W que tiene lugar en la parte occidental del bloque de Chortís, en la región de “graben” de Honduras (Cáceres *et al.*, 2005; Guzmán-Speziale, 2005; Lyon-Caen *et al.*, 2006).

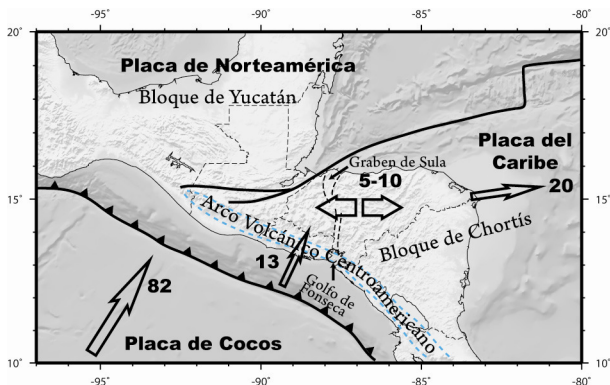


FIGURA 1. Esquema tectónico de la relación entre los bloques estudiados. Las flechas indican la tasa de movimiento calculadas para una placa de Norteamérica fija según los datos de DeMets (2001).

El objetivo principal de este trabajo ha sido estimar la importancia relativa de las fuerzas en juego, así como explicar, desde un punto de vista de esfuerzos y deformaciones regionales, las diferencias estructurales entre las diferentes zonas del arco volcánico y del bloque de Chortís (para una discusión y exposición más detallada véase Álvarez-Gómez *et al.*, 2008).

MODELO NUMÉRICO

El modelo numérico se basa en el estudio de las interacciones de tres bloques principales: Placa de Norteamérica, Bloque de Chortís y proarco del Surco Mesoamericano. Los límites entre estos bloques son: la zona de falla de Motagua – Polochic – Transformante de la Isla de Swan (límite entre Norteamérica y Caribe) y la zona de debilidad del arco volcánico Centroamericano (límite entre el bloque de Chortís y el bloque de proarco). El primero es modelado como una superficie de deslizamiento libre, mientras que el arco es modelado como una zona de debilidad litosférica (Fig. 2).

Hemos usado el paquete de software comercial ANSYS para la realización del modelo; éste consiste en 20.238 elementos triangulares de tipo membrana con comportamiento elástico y una longitud de lado media de 25 km. El espesor de la membrana adoptado como referencia para el cálculo es de 100 km. Los parámetros elásticos utilizados son un modulo de Young de 7×10^{10} Pa y un coeficiente de Poisson de 0.25. Estos valores

son representativos de una reología media de la litosfera. Para la zona de debilidad del arco volcánico hemos probado tres valores diferentes: 7×10^7 Pa, 7×10^9 Pa y 7×10^{10} Pa, este último valor implicaría la inexistencia de zona de debilidad. El valor de 7×10^9 Pa es el que mejores resultados ha arrojado y es el utilizado en los modelos de evaluación de las fuerzas.

Hemos tenido en cuenta dos fuentes de fuerzas principales: fuerzas relacionadas con la subducción y fuerzas relacionadas con la deriva relativa de la placa del Caribe. Ambos conjuntos de fuerzas han sido adecuados a partir de los vectores de velocidad de DeMets (2001) y normalizados a un valor máximo de 1×10^{12} Nm. Hemos puesto a prueba también la existencia de partición del deslizamiento en la subducción descomponiendo esta fuerza en las componentes normal y paralela al surco y haciéndolas variar independientemente. Hemos realizado 18 modelos variando el grado de debilidad del arco y el equilibrio de fuerzas aplicadas, los parámetros específicos se muestran en la Tabla I.

Modelo	F _n	F _p	F _c	E(arco)
Aa	1 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09
Ab	1 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09
Ac	1 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09
Ba	0.6 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09
Bb	0.6 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09
Bc	0.6 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09
Ca	0.3 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09
Cb	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09
Cc	0.3 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09
Da	0 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09
Db	0 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09
Dc	0 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09
M0	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+10
M1	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09
M2	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+07
T1	1 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09
T2	0.6 x FN	0.6 x FP	0.5 x FC	7.0E+09
T3	0.3 x FN	0.3 x FP	0.5 x FC	7.0E+09

TABLA I. F_n, Fuerza normal al surco aplicada; FN, Fuerza normal al surco total a partir del vector de fuerza original; F_p, Fuerza paralela al surco aplicada; FP, Fuerza paralela al surco total; F_c, Fuerza de la deriva del Caribe aplicada; FC, Fuerza de la deriva del Caribe total; E(arco), Módulo de Young usado en la zona de debilidad del arco volcánico en Pa.

En este trabajo presentamos un mapa de ejes principales de la elipse de deformación y de régimen tectónico, definido éste último por la relación de esfuerzos, RE:

$$RE = \frac{\sigma_h}{\sigma_H - \sigma_h}$$

donde $\sigma_H > \sigma_h$, siendo el máximo y el mínimo esfuerzos horizontales respectivamente. Esta relación es similar a la del factor de forma de Angelier (1979),

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

donde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, pero teniendo en cuenta únicamente al mayor y menor de los esfuerzos horizontales. Asumimos un estado de esfuerzos plano al no imponer restricciones verticales a la deformación. Dependiendo del valor de RE podemos tener los siguientes regímenes: (1) extensión biaxial, $RE < -1$; (2) extensión uniaxial pura, $RE = -1$; (3) transtensión, $-1 < RE < -0.5$; (4) desgarre puro, $RE = -0.5$; (5) transpresión, $-0.5 < RE < 0$; compresión uniaxial pura, $RE = 0$; compresión biaxial, $RE > 0$.

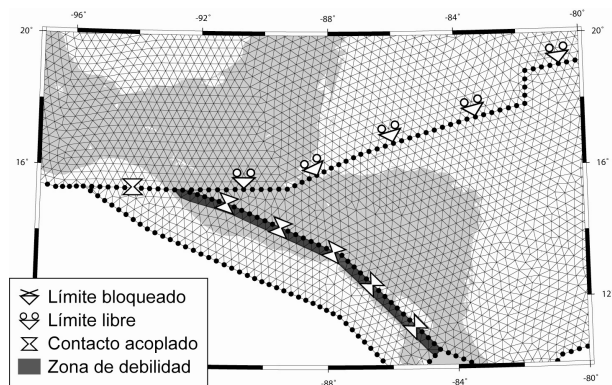


FIGURA 2. Detalle de la malla utilizada en el área de interés y condiciones de contorno.

RESULTADOS

En todos nuestros modelos el estado de esfuerzos en el arco volcánico es más compresivo que en el bloque de Chortís, siendo principalmente transpresivo en gran parte de los modelos y generalmente más compresivo en Guatemala. Aquí el régimen tectónico es siempre transpresivo independientemente de las fuerzas aplicadas desde el surco. En Nicaragua, los modelos sin fuerzas asociadas a la deriva del Caribe muestran transpresión, pero cuando las fuerzas del Caribe son mayores que las de la subducción el régimen es de transtensión. En El Salvador el estado de esfuerzos es transpresivo en los modelos con mayores fuerzas normales al surco, pero transtensivo cuando son menores. En los modelos donde las fuerzas asociadas a la deriva del Caribe son mayores que las del surco aparece un rasgo muy particular, una zona de extensión biaxial desde el graben de Sula, al norte, al golfo de Fonseca, al sur, con una dirección NNW-SSE, la misma extensión que en la realidad forma la depresión de Honduras (Fig. 1). En el bloque de Chortís la dirección de extensión es siempre aproximadamente E-W, pero el régimen tectónico de extensión pura sólo se alcanza cuando las fuerzas de la subducción son bajas.

En la Figura 3 se muestra uno de los modelos que mejor se ajustan a las observaciones geológicas, sísmicas y geodésicas. Este modelo, como los otros dos modelos que mejor se ajustan, tiene las siguientes características: El arco volcánico ha sido modelado como una zona de debilidad con una resistencia un orden de magnitud menor que la del entorno; las fuerzas asociadas a la deriva de la placa del Caribe son mayores que las de la zona de subducción y las fuerzas normales al surco en la zona de subducción son muy bajas o

nulas. La existencia de partición del deslizamiento en el surco no es necesaria para lograr el estado de esfuerzos observado.

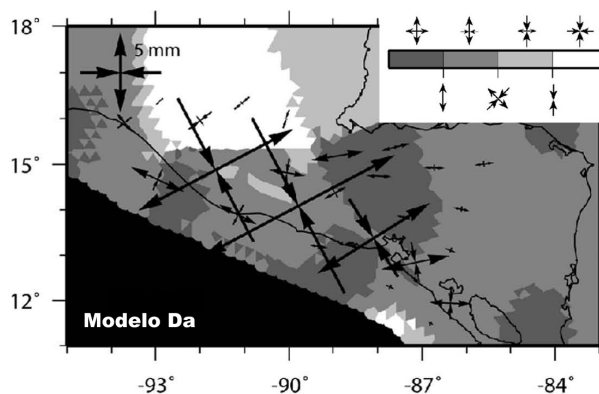


FIGURA 3. Mapa de régimen tectónico y ejes principales de la elipse de deformación de uno de los modelos que mejor se ajustan a las observaciones y datos reales. La escala de grises muestra el régimen tectónico en función del valor RE: (1) extensión biaxial, $RE < -1$; (2) extensión uniaxial pura, $RE = -1$; (3) transtensión, $-1 < RE < -0.5$; (4) desgarre puro, $RE = -0.5$; (5) transpresión, $-0.5 < RE < 0$; compresión uniaxial pura, $RE = 0$; compresión biaxial, $RE > 0$.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estado de esfuerzos en el área de “graben” del Bloque de Chortís es el resultado de la combinación de tres factores: la dirección de deriva de la parte oriental del bloque, la curvatura y estructura del límite Norteamérica – Caribe, y un grado bajo o muy bajo de acoplamiento en la zona de subducción. El estado de esfuerzos en el arco volcánico depende de los esfuerzos extensionales debidos a la deriva relativa de la placa del Caribe, la presencia de una zona de debilidad en el propio arco volcánico y un grado de acoplamiento bajo o muy bajo de la zona de subducción, independientemente de la existencia de partición de la deformación.

La asunción de una zona de debilidad en el arco volcánico es necesaria para lograr resultados comparables a las observaciones. La resistencia del arco debe ser algo inferior a la que hemos utilizado, 7×10^9 Pa, pero mayor de 7×10^7 Pa. La existencia de una topografía elevada en el arco en Guatemala se debe a las características geométricas de los límites de bloques en esta área. Las fuerzas de subducción (por bajas que sean) y el movimiento del bloque de proarco, incluso sin partición de la deformación, empuja la zona del arco en Guatemala contra la placa de Norteamérica, pinzando el bloque y promoviendo su elevación relativa.

Desde un punto de vista tectónico, la zona de subducción mesoamericana en el norte de Centroamérica debe exhibir un grado de acoplamiento bajo o muy bajo. Esto puede ser consecuencia de la geometría de la placa subducente y/o del movimiento relativo entre las placas de Cocos y del Caribe. La ocurrencia de partición de la deformación en este surco de subducción no parece necesaria para lograr el estado de esfuerzos existente en el arco volcánico, sin embargo no podemos descartar su existencia con nuestros

resultados. Si esta partición de la deformación existe, entonces debe acomodarse en estructuras previas formadas por la deriva relativa de la placa del Caribe.

La presencia de fuerzas extensionales relacionadas con el movimiento relativo hacia el este de parte del Bloque de Chortís implica la existencia de deformación interna en el extremo occidental como parte de un punto triple difuso. Esto se debe al pinzamiento del arco en Guatemala, apoyando las hipótesis de Malfait y Dinkelman (1972) y Burkart y Self (1985) entre otros.

Como lo evidencia la sismicidad, el régimen tectónico en el arco volcánico es de desgarre, con mayor componente compresiva en Guatemala. La orientación y magnitud del elipsoide de deformación en el arco volcánico que obtenemos es comparable y coherente con los presentados por Cáceres *et al.* (2005) y Guzmán-Speziale *et al.* (2005). La importancia de las fuerzas de deriva del bloque de Chortís es mayor que la de las fuerzas de subducción, debido al bajo grado de acoplamiento de la subducción.

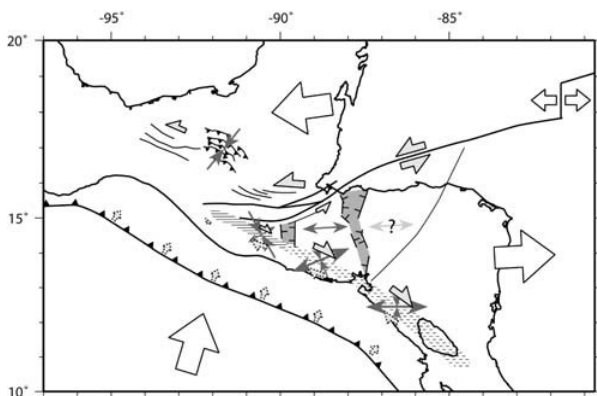


FIGURA 4. Esquema tectónico y geodinámico del modelo de síntesis propuesto. Las grandes flechas blancas muestran los movimientos relativos de los bloques tectónicos respecto al Bloque de Chortís occidental. Las flechas gris claro muestran la cinemática de las fallas y zonas de deformación. Las flechas punteadas representan las fuerzas de la zona de subducción con un bajo grado de acoplamiento. Las flechas y cruces grises oscuras muestran el estado de deformación idealizado. Las zonas sombreadas en gris sólido muestran las áreas de extensión principal en el Bloque de Chortís (graben de Ipala y Depresión de Honduras). El área sombreada con líneas horizontales muestra la zona transpresiva del arco de Guatemala. El área sombreada con rayado discontinuo muestra las zonas transtensivas del arco en El Salvador y Nicaragua. Las líneas continuas muestran las principales zonas de falla y las dentadas las fallas inversas y estructuras compresivas.

La existencia de la depresión de Honduras como un corredor de deformación entre el Océano Pacífico y el Mar Caribe, compuesto por fallas normales, es una consecuencia directa de la geometría de las zonas de desgarre que limitan el Bloque de Chortís en su extremo occidental. Estos límites, junto a las fuerzas extensionales debidas a la deriva de la placa de Caribe, explican la compartimentación del bloque propuesta por Burkart y Self (1985) y las diferencias entre los

diferentes segmentos del arco volcánico, ya que limitan con subbloques tectónicos diferentes (Cáceres *et al.*, 2005) (Fig. 4).

AGRADECIMIENTOS

J.A.A.G. estuvo financiado durante la realización del trabajo y la estancia de investigación en Utrecht por una beca predoctoral de la UCM. J.A.A.G. agradece el apoyo e interés de los profesores R. Wortel y R. Govers. Este trabajo es parte de los resultados del proyecto de investigación CGL2005-07456 financiado por el MEC. Es una contribución del grupo de Investigación en Tectónica Activa y Paleosismicidad de la UCM (UCM-910368).

REFERENCIAS

- Álvarez-Gómez, J. A., P. T. Meijer, José J. Martínez-Díaz, y R. Capote (2008): Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics*, 27, TC1008, doi:10.1029/2007TC002162.
- Angelier, J. (1979): Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89: 5835 – 5848.
- Burkart, B., y S. Self (1985): Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13, 22 – 26.
- Cáceres, D., D. Monterroso, y B. Tavakoli (2005): Crustal deformation in northern Central America. *Tectonophysics*, 404: 119 – 131.
- DeMets, C. (2001): A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophys. Res. Lett.*, 28(21): 4043 – 4046.
- Guzmán-Speziale, M., W. D. Pennington, y T. Matumoto (1989): The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: Seismicity and tectonics. *Tectonics*, 8: 981 – 997.
- Guzmán-Speziale, M., C. Valdés-González, E. Molina, y J. M. Gómez (2005): Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to subduction of the Cocos plate? *Tectonophysics*, 400: 241 – 254.
- Lyon-Caen, H., E. Barrier, C. Lasserre, A. Franco, I. Arzu, L. Chiquin, M. Chiquin, T. Duquesnoy, O. Flores, O. Galicia, J. Luna, E. Molina, O. Porras, J. Requena, V. Robles, J. Romero, y R. Wolf (2006): Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L19309, doi:10.1029/2006GL027694.
- Malfait, B. T., y M. G. Dinkelman (1972): Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 251 – 272.