

MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS TRANSTENSIVAS: COMPARACIÓN CON LA CUENCA TUY-CARIACO

ANALOG MODELING OF TRANSTENSIVE STRUCTURES: COMPARISON WITH TUY-CARIACO BASIN

Claudia M. Sánchez C.¹ y Redescal S. Uzcátegui G.^{2}*

RESUMEN

La Cuenca Tuy-Cariaco, ubicada en la región nororiental de Venezuela, es una estructura transtensiva debida al movimiento relativo dextral de las placas Suramericana y Caribe. Dos modelos explican el origen de la cuenca: el primero como una estructural transtensiva formada durante un único evento durante el Neógeno y el segundo como una cuenca diacrónica hacia el este en la cual durante el Mioceno Medio y Plioceno se forma un depocentro al oeste de la actual cuenca de Tuy-Cariaco, luego en el Plioceno Temprano una falla rumbo-deslizante corta la cuenca occidental causando una nueva extensión, y finalmente durante el Plioceno Temprano al Reciente se forma el depocentro transtensivo oriental. En este trabajo se estudia la geometría y el desarrollo de la cuenca Tuy-Cariaco mediante la simulación del proceso de transtensión y subsidencia utilizando modelos análogos. Los resultados experimentales muestran que la cuenca se forma por transtensión paralela, la geometría es de flor negativa, con dos fallas normales principales que limitan la cuenca, varias de carácter secundario y una falla transversal principal que la corta diagonalmente. El experimento indica que los dos depocentros de la cuenca de Cariaco pueden ser contemporáneos formados durante un único evento.

ABSTRACT

The Tuy-Cariaco Basin, located in northeastern Venezuela, is a transtensive structure due to the right lateral strike slip movement of the Caribbean relative to South American plate. Two models describe the origin of the basin; in the first, the whole basin is formed during a single transtensive event during the Neogene. in the second model the basin development is diachronic to the east instead, the first depocenter is formed west of the actual basin during Middle Miocene-Pliocene, then during the Early Miocene a strike slip fault cuts the western basin and causes a new extension, finally during the Late Pliocene-Recent the eastern transtensive depocenter formed. We study the geometry and development of the Tuy-Cariaco Basin by simulating transtension and subsidence using analog modeling. Experimental results show that the basin formed by parallel transtension, the basin is limited by two main normal faults with a central transverse fault and several secondary normal and inverse faults, with the final development of a negative flower structure. The experiment shows that it is possible to create the two Tuy-Cariaco depocenters during one single tectonic event.

Palabras clave: tectónica, transtensión, subsidencia, flor negativa

Keywords: tectonics, transtension, subsidence, negative flower

1) Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela. 2) Universidad Simón Bolívar, Departamento de Ciencias de la Tierra, Caracas, Venezuela. * Autor correspondiente.

INTRODUCCIÓN

La cuenca Tuy-Cariaco está ubicada en la región nororiental de Venezuela entre los 66° y 64° longitud Oeste, y 10° a 11° latitud Norte y forma parte de un extenso sistema de fallas rumbo-deslizante que se extiende entre los estados Táchira y Sucre (Schubert, 1984). Carlos Schubert, pionero en el estudio de estas estructuras en nuestro país, describe sistemas transtensivos a lo largo de la falla de Boconó como son La González, Mucuchíes-Las Mesitas y el sistema Boconó-Carache (Schubert, 1980); en el extremo NW de los andes de Mérida: la cuenca de Yaracuy (Schubert, 1986); en la región centro-norte: las cuencas del lago de Valencia y Guarenas-Guatire (Schubert, 1984) y en el oriente de país: la cuenca Tuy-Cariaco (Schubert, 1982).

Esta cuenca es una estructura transtensiva debida al movimiento relativo dextral de las placas Suramericana y Caribe, donde el movimiento ocurre a lo largo de los sistemas de fallas de San Sebastián y El Pilar (Schubert, 1982). A nivel regional la zona costera nororiental se puede dividir en dos franjas (Ysaccis, 1997), al norte del Alto de Patao un sistema extensional activo durante el Paleógeno donde se desarrollan las

cuenclas de La Tortuga y la Blanquilla y las subcuenclas de Margarita y Caracolito, y al sur de este Alto un sistema transtensional activo durante el Neógeno donde se encuentran la cuenca de Tuy-Cariaco, las subcuenclas de Tuy-Cariaco Norte y Paria, y la plataforma de Barcelona (Fig. 1).

La mayoría de los autores que han estudiado la cuenca coinciden en que la causa de la subsidencia es la ocurrencia de movimiento rumbo-deslizante dextral en una zona donde las fallas de San Sebastián y El Pilar forman un escalón dextral, lo cual genera una depresión en la zona de solape de ambas fallas. Sin embargo, hay diferencias en la secuencia de los eventos propuestos para explicar esta depresión: un grupo de autores la interpreta como una cuenca transtensiva madura, simétrica y de forma romboidal formada durante un único evento transtensivo ocurrido durante el Neógeno (Schubert, 1982, Goddard, 1986, Sylvester, 1988, Ysaccis, 1997, Audemard *et al.*, 2000). Mientras que Escalona *et al.* (2011) proponen que la cuenca es polifásica: durante el Mioceno Medio y Plioceno se forma un primer depocentro en la parte occidental de la actual cuenca de Tuy-Cariaco, ubicado entre el ramal norte de la falla de San Sebastián y la falla de El Pilar al sur, posteriormente duran-

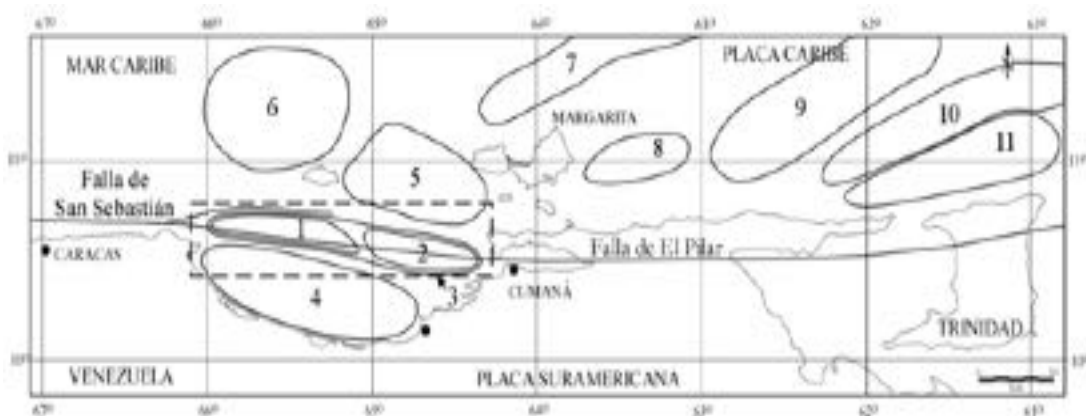


Figura 1. Mapa de la zona nororiental de Venezuela con la ubicación de la zona de estudio. 1: depocentro occidental de Cariaco, 2: depocentro oriental de Cariaco, 3: Cuenca Tuy-Cariaco, 4: Plataforma de Barcelona, 5: Subcuenca de Tuy-Cariaco Norte, 6: Cuenca de La Tortuga, 7: Cuenca de La Blanquilla, 8: Subcuenca de Margarita, 9: Subcuenca de Caracolito, 10: Alto de Patao, 11: Subcuenca de Paria.

te el Plioceno Temprano una nueva falla rumbo-deslizante diagonal, una ramificación al sur de la falla de San Sebastián, secciona la cuenca occidental de Cariaco y causa una nueva extensión, donde finalmente durante el Plioceno Temprano al Reciente, se origina una nueva cuenca transtensiva que corresponde a la cuenca oriental de Cariaco la cual posee una forma de Z extendida debido a la conexión curva entre la ramificación sur de la falla de San Sebastián y la falla de El Pilar. El objetivo de este trabajo es estudiar la geometría y el desarrollo de la cuenca Tuy-Cariaco, mediante la simulación del proceso de transtensión y subsidencia en el laboratorio utilizando modelos análogos.

Cunningham y Mann (2007 y referencias allí citadas) presentan una revisión detallada de la tectónica, geología y geofísica de las flexuras extensionales y contraccionales en fallas rumbo-deslizantes, quienes indican que las flexuras en fallas rumbo-deslizantes que acomodan acortamiento local se conocen como flexuras contraccionales y generan cuencas transpresivas, mientras que las flexuras que acomodan estiramiento local se denominan flexuras extensionales y forman cuencas transtensivas. El origen y la evolución de los depocentros asociados a estructuras transtensivas han sido extensamente estudiados. Cunningham y Mann (2007) describen procesos genéticos que abarcan las escalas global, regional y local, donde local se entiende como la cuenca transtensiva y sus adyacencias. A esta escala, Rodgers (1980) realiza modelos numéricos de cuencas transtensivas y encuentra que la formación de uno o dos depocentros y el patrón de fallas está asociado a: el solapamiento y la separación entre las fallas y si el tope de las fallas corta la superficie terrestre. Mientras que Aydin y Nur (1982) proponen dos modelos para el desarrollo de cuencas transtensivas: en el primero un sistema rumbo-deslizante puede contener varios escalonamientos menores, donde sobre cada uno se forma un pequeño graben, al avanzar el deslizamiento los grábenes coalescen y forman una cuenca mayor; su segundo modelo propone procesos de coalescencia e interacción entre los

grábenes menores más aleatorios, donde la configuración inicial de las fallas se puede formar gradualmente o estar controlada por estructuras preexistentes, con presencia de escalonamientos extensionales y compresionales y estructuras tipo graben y horst. Mann *et al.* (1983) proponen un modelo evolutivo para las cuencas transtensivas, para el que define cuatro etapas: primero a lo largo de un quiebre distensivo se forma una cuenca fusiforme, al avanzar el desplazamiento se pueden formar cuencas en forma de Z extendida en fallas dextrales, o en forma de S extendida en fallas sinestrales, posteriormente la cuenca toma una forma romboidal bien definida y finalmente en algunos casos se forma una cuenca oceánica alargada.

MATERIALES Y MÉTODOS

A) Modelos Análogos

Los modelos análogos estructurales son reproducciones en el laboratorio de procesos tectónicos que permiten observar las estructuras mientras éstas se forman y obtener conclusiones cuantitativas sobre su origen, geometría, cinemática así como su interacción con otras estructuras. Es un campo de investigación con una historia larga, bien documentada y muy activo, la literatura que revisa el estado del arte es igualmente extensa. A continuación se describen los principales trabajos de revisión donde se presentan investigadores, técnicas, fenómenos estudiados y algunos laboratorios.

McClay (1990) compara cuatro modelos que simulan la deformación de rocas sedimentarias frágiles en los primeros 10 km de la corteza. Koyi (1997) y Cobbold y Castro (1998) actualizan los avances de la técnica para finales del siglo pasado. Ranalli (2001) describe los inicios de la tectónica experimental, el desarrollo histórico e intelectual que condujo a los experimentos originales de Hall (1815), los desarrollos en el modelado de la subducción, la relación entre la reología y la profundidad y la formación de cuñas

orogénicas. Schellart (2002) hace una revisión del progreso en el modelado de procesos tectónicos a escala cortical y litosférica. Corti *et al.* (2003) examina el modelado de procesos de extensión continental con presencia de magmas. Schreurs *et al.* (2006) presentan una evaluación comparativa donde participan diez laboratorios dedicados a la investigación en este campo. Davaille y Limare (2007) presentan el estado del arte en el modelado de la convección del manto. Graveleau *et al.* (2012) reúne los avances realizados en el modelado de cuñas orogénicas. Dooley y Schreurs (2012) revisan los modelos de tectónica rumbo-deslizante en zonas de intraplaca. Strak y Schellart (2016), presentan una amplia lista de referencias a trabajos que han proporcionado información cualitativa y cuantitativa sobre procesos geológicos que ocurren desde la escala micro hasta la megascópica, como: deformación dúctil, rotación de porfiroclastos, plegamiento, fallamiento, formación de zonas de cizalla, intrusiones magmáticas, procesos volcánicos, tectónica rumbo-deslizante, evolución de cuñas de acreción, deformación a escala cortical y litosférica, interacciones entre tectónica y procesos superficiales, crecimiento de plumas, convección del manto, subducción y colisión. Schellart y Strak (2016) presentan una revisión del modelado analógico aplicado a procesos de subducción, quienes tratan cuatro aspectos principales: la clasificación de los modelos análogos, la aproximación al problema del escalamiento de la topografía, una visión general de los diferentes enfoques reológicos y las diferentes técnicas de registro y visualización. Schreurs *et al.* (2016) presenta una evaluación comparativa donde participan quince laboratorios.

Según nuestro conocimiento, el primer trabajo donde se aplica esta técnica en el estudio de la tectónica de Venezuela es el de Wilcox *et al.* (1973) que estudia el movimiento rumbo-deslizante de la falla de El Pilar. A partir de finales de los años ochenta el interés por aplicar la técnica en la geología nacional se desplaza a universidades de Europa, Richard (1989) y Richard *et al.* (1989), quienes estudian la génesis de pliegues y fallas en una cobertura sedimentaria que reposa

sobre un basamento rígido en el cual una falla preexistente es reactivada con movimiento rumbo-deslizante, estos autores desarrollan su trabajo en los sistemas de fallas de Oca-Ancón y El Pilar. Audemard (1993) y Audemard y Calassou (1996), modelan una zona de transferencia asociada al cabalgamiento de Guadalupe-Chuchure y la inversión tectónica de la cuenca de Falcón. Colletta *et al.* (1997) modelan la tectónica de basamento en los andes de Mérida. Duerto (2007) y Duerto y McClay (2009) realizan modelos análogos aplicados a la tectónica de sedimentos móviles en la cuenca Oriental.

En este panorama tan amplio nuestro trabajo se inserta en los estudios de tectónica rumbo-deslizante, con el objetivo específico de estudiar la evolución tectónica de la cuenca Tuy-Cariaco. Los ensayos fueron realizados en el Laboratorio de Modelos Análogos Estructurales y Estratigráficos de la Universidad Simón Bolívar con participación de estudiantes de la Escuela de Geología Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela. Los experimentos se diseñaron siguiendo la metodología propuesta por Richard *et al.* (1995), Dooley y McClay (1997), Rahe *et al.* (1998), Dooley *et al.* (2004), Wu (2005), Wu *et al.* (2009) y Sugan *et al.* (2014).

B) Montaje Experimental

El material utilizado es arena de sílice seca, con poco contenido de óxidos y fragmentos de rocas (<1%), donde aproximadamente el 65% del material se encuentra en el rango de los 250-525 mm de diámetro, los granos son en su mayoría equidimensionales, subredondeados a subangulares, lisos y poco fracturados (Sánchez, 2016). Para facilitar la descripción de las secciones la arena es teñida, los tintes empleados son azul de metileno, verde de malaquita y tinta china de color negro.

El aparato para deformaciones transtensivas es de 150 cm de largo por 60 cm de ancho. El paquete de arena se coloca sobre dos placas de aluminio cortadas con un escalonamiento de 10

cm y un ángulo de 30° (Fig. 2). Una de las placas se desplaza horizontalmente a una velocidad de 2 cm/h mediante un motor paso-a-paso controlado con una computadora. Al finalizar el experimento el modelo fue cubierto con arena de protección, impregnado con una solución de agaragar al 1,5 % en peso en agua a 80 °C, cortado en secciones verticales de 1 cm de espesor, fotografiado e interpretado (Sánchez, 2016).

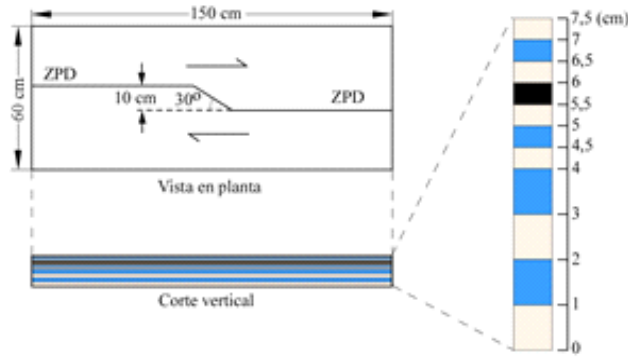


Figura 2. Dimensiones del aparato y posición de las capas de arena.

C) Teoría del Escalado

Para comparar las estructuras y deformaciones producidas en el modelo con las observadas en el objeto natural o prototipo se deben cumplir las relaciones de semejanza geométrica, cinemática y dinámica (Hubbert, 1937). Semejanza geométrica significa que cualquier longitud medida en el prototipo se relaciona con su medida correspondiente en el modelo por un factor de escala, semejanza cinemática implica que un cambio de posición, forma o tamaño en el modelo se relaciona con un cambio de posición, forma o tamaño en el prototipo por un factor de escala y semejanza dinámica cuando todas las fuerzas y torques que actúan en el prototipo tienen fuerzas y torques correspondientes en el modelo con la misma orientación y el mismo factor de escala. Se debe cumplir con las siguientes relaciones:

$$\frac{lm}{lp} = \lambda; \quad \frac{tm}{tp} = \tau; \quad \frac{mm}{mp} = \mu$$

Donde λ , τ y μ son las relaciones de escala para longitud, tiempo y masa, respectivamente y los subíndices m y p hacen referencia al modelo y al prototipo.

La arena utilizada para los modelos tiene valores de densidad similares a la de las rocas de la corteza superior. Según (Schellart, 2000) la densidad absoluta para materiales granulares silíceos comúnmente usados en modelos análogos es de 1600-1731 kg/m³, mientras que Pannien *et al.* (2006) establecen un valor de 1480-1560 kg/m³ para la densidad aparente de estos materiales. Villarroel y Orihuela (2014) calculan valores de densidad para rocas sedimentarias y de corteza superior de la cuenca de Tuy-Cariaco de 2390 y 2710 kg/m³ respectivamente. La arena se deforma únicamente bajo la acción de la fuerza de gravedad y cumple con la teoría de Mohr-Coulomb, según estas condiciones, al calcular el factor de escala para los esfuerzos verticales, se obtiene que la relación de escala espacial determina la relación de escala para los esfuerzos:

$$\frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{\rho_m * g_m * l_m}{\rho_p * g_p * l_p} \Rightarrow \frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{l_m}{l_p}$$

Las variables geométricas escaladas fueron la separación en dirección norte-sur entre las fallas El Pilar y San Sebastián de aproximadamente 20 km (Audemard *et al.*, 2000) y el espesor de rocas que se deforma de manera frágil en la corteza superior, se estableció en 15 km a partir de la profundidad de bloqueo de 14 ± 2 km obtenida por Pérez *et al.* (2001) para la falla de El Pilar. Debido a estas condiciones y a las dimensiones del aparato de ensayo disponible los experimentos fueron diseñados con un factor de escala espacial de 2x10⁻⁵, donde el escalonamiento de 10 cm equivale a una separación de 20 km entre la falla de San Sebastián y la de El Pilar y el espesor de 7,5 cm a 15 km de profundidad.

La teoría de Mohr-Coulomb requiere considerar el coeficiente de fricción interna y la cohesión o resistencia al cizallamiento inherente del

material análogo. La primera propiedad es adimensional y no se escala. Según Byerlee (1978) para las rocas de la corteza, el coeficiente de fricción interna varía entre 0,6 y 0,85. La cohesión tiene unidades de esfuerzo por tanto también es determinada por la relación de escala espacial y debe ser prácticamente cero. Resultados experimentales muestran que para esfuerzos normales bajos 200 – 2250 Pa la cohesión está en el rango de 0-247 Pa (Schellart, 2000, Panien *et al.*, 2006). Las rocas de la corteza superior tienen una resistencia a la compresión uniaxial de 10-100 MPa y una resistencia a la tensión uniaxial de 1-10 MPa (Paterson y Wong, 2005). Por lo tanto, aplicando la relación de escala antes indicada, el material análogo debe ser 2×10^5 veces más débil.

RESULTADOS

A) Descripción de la Deformación en Planta

A continuación se describe como se forman las estructuras transtensivas en la superficie del modelo, la extensión total es de 6 cm y la descripción se hace cada centímetro. Al primer centímetro de desplazamiento, las primeras estructuras en formarse son fallas rectas y escalonadas con una longitud menor a los 10 cm que forman un ángulo de 20° con respecto a la dirección de movimiento. Al final de esta etapa se forma en la zona central sobre el escalonamiento un graben bien definido. Las fallas normales más internas presentan un trazado relativamente recto, son paralelas entre sí y buzan hacia el centro de la estructura, mientras que las fallas normales más externas se encuentran escalonadas y también buzan hacia el centro (Fig. 3A).

A los 2 cm de desplazamiento, la longitud de las fallas aumenta pero el ángulo con respecto a la dirección de desplazamiento disminuye a 15° . En la zona central la subsidencia continúa y se desarrollan nuevas fallas normales más externas, las cuales se entrelazan con las más antiguas y generan una geometría anastomosada. En este momento de la deformación es posible observar

rampas de relevo entre las fallas normales que limitan el graben central. Fuera de la zona del escalonamiento, en las zonas de deformación principal (ZPD) este y oeste se forman fallas menores pero a diferencia de las formadas inicialmente, su ángulo es menor con respecto a la dirección de desplazamiento y sus trazas son más curvas. Al final, la de la ZPD oeste se comienza a generar un relieve positivo. (Fig. 3B).

A los 3 cm de desplazamiento aplicado, la subsidencia continúa por el fallamiento normal en la parte central, el graben modifica su geometría ahora es más alargado y sigmoidal, las fallas normales más externas aumentan su longitud y su trazado es más continuo. Fuera de la zona del escalonamiento las fallas también se hacen más largas y rotan hacia la ZPD. Las fallas menores también crecen y comienzan a entrelazarse con las primeras (Fig. 3C).

A los 4 cm de desplazamiento, la geometría sigmoidal de la cuenca está definida más claramente, la falla que se inició en el extremo noreste del graben se ha propagado en dirección suroeste, esta falla se considera ahora la falla transversal de la cuenca. En el extremo suroeste el graben central es delimitado por una ramificación de la falla que se encuentra en la ZPD oeste. Las fallas presentes en las ZPD se combinaron dando origen a una zona de falla rumbo-deslizante continua. La parte oeste se caracteriza por una falla normal principal, mientras que la parte este presenta dos fallas normales casi paralelas. Al final de la ZPD, tanto este como oeste, se encuentran relieves positivos que indican compresión (Fig. 3D).

A los 5 cm de desplazamiento, la subsidencia fue máxima en la zona central del graben, la falla transversal de la cuenca (FT) sigue propagándose hacia el extremo suroeste y la geometría de la cuenca cambia de sigmoidal a romboidal. En la ZPD no se han formado nuevas fallas. Al oeste la zona de falla continúa mostrando una única falla principal, mientras al este las dos fallas principales tienden a acuñarse a

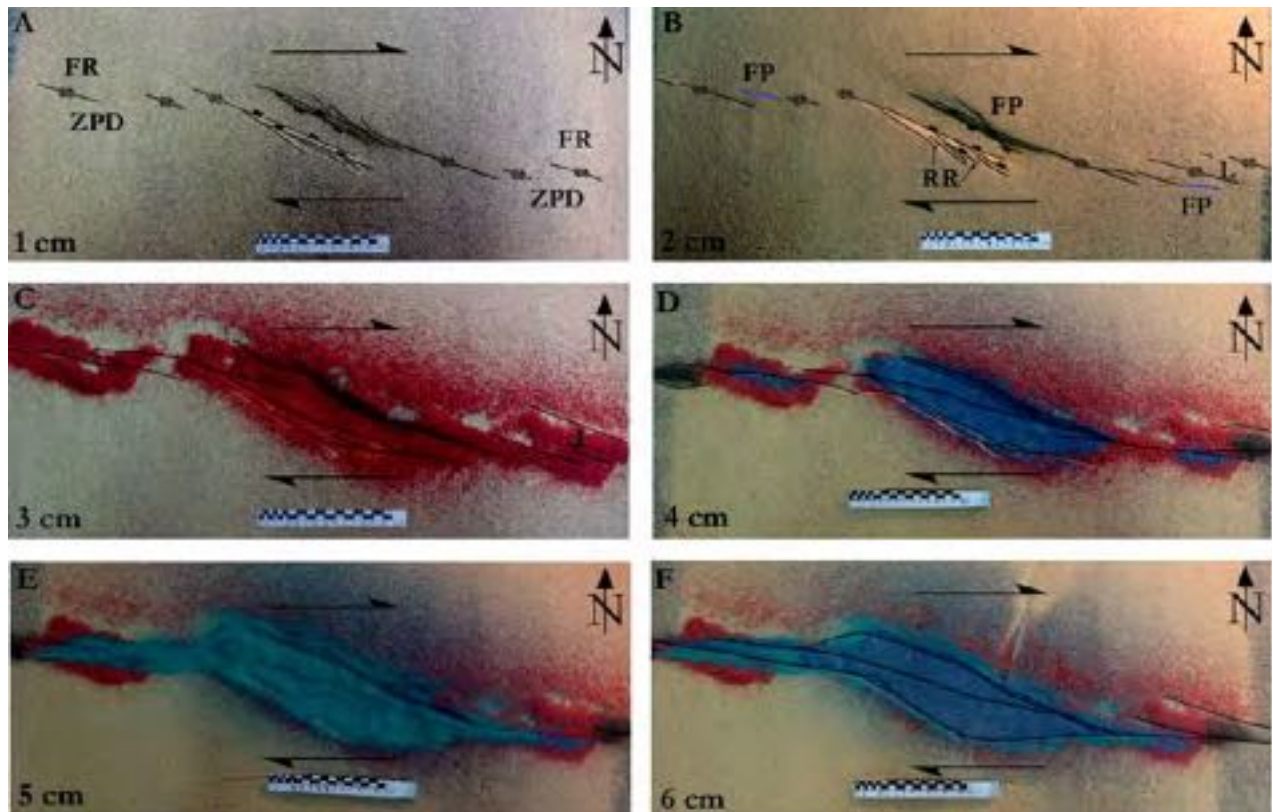


Figura 3. Imágenes en planta de la evolución de las estructuras transtensivas entre uno y seis centímetros de deformación. A y B: cuenca fusiforme, C y D: cuenca en forma de Z extendida, E y F: cuenca romboidal. Norte hacia arriba.

medida que se aproximan al área donde existe el relieve positivo (Fig. 3E). Finalmente a los 6 cm de desplazamiento, la cuenca adquiere una forma romboidal bien definida, las fallas en la ZPD mantienen su arreglo geométrico, pero la subsidencia de las fallas en esta zona disminuye en comparación con la etapa anterior, ocurriendo lo mismo en la zona del escalonamiento (Fig. 3F).

B Descripción de la deformación en secciones verticales

La descripción de las estructuras en secciones verticales se hace para los 6 cm de desplazamiento (Fig. 4).

Sección 1-1'. Dos fallas normales con un ángulo de buzamiento aproximado de 83° convergen

hacia abajo en la zona donde ocurre el deslizamiento rumbo-deslizante formando una estructura de flor negativa, ambas fallas se bifurcan hacia el tope en fallas secundarias normales pero que no llegan a propagarse hacia la superficie (Fig. 4A). El mayor engrosamiento de las capas sincinemáticas se encuentra en el bloque techo de las fallas que se encuentran en la parte oeste de la estructura. La capa sincinemática que más destaca es la capa verde, la cual corresponde a la deformación entre los 4 y 5 cm de desplazamiento. El poco engrosamiento que presenta la última capa sincinemática azul indica una disminución en la subsidencia luego de los 5 cm de desplazamiento.

Sección 2-2'. Se mantiene la estructura en flor negativa pero ahora está presente una falla

normal que buza al oeste con un ángulo de 70° y es convexa hacia la superficie, ella representa el borde izquierdo de la cuenca BI (rojo) (Fig. 4B). Las fallas internas están más separadas, y la falla externa este cambia su ángulo de buzamiento a 70° y muestra una leve convexidad ha-

cia la base del modelo. Las capas sincinemáticas son notablemente más gruesas en el bloque de techo del BI, y tienen a acunarse hacia la falla externa este. El engrosamiento intermedio de la última capa sincinemática azul junto con la capa sincinemática verde indican una subsidencia más

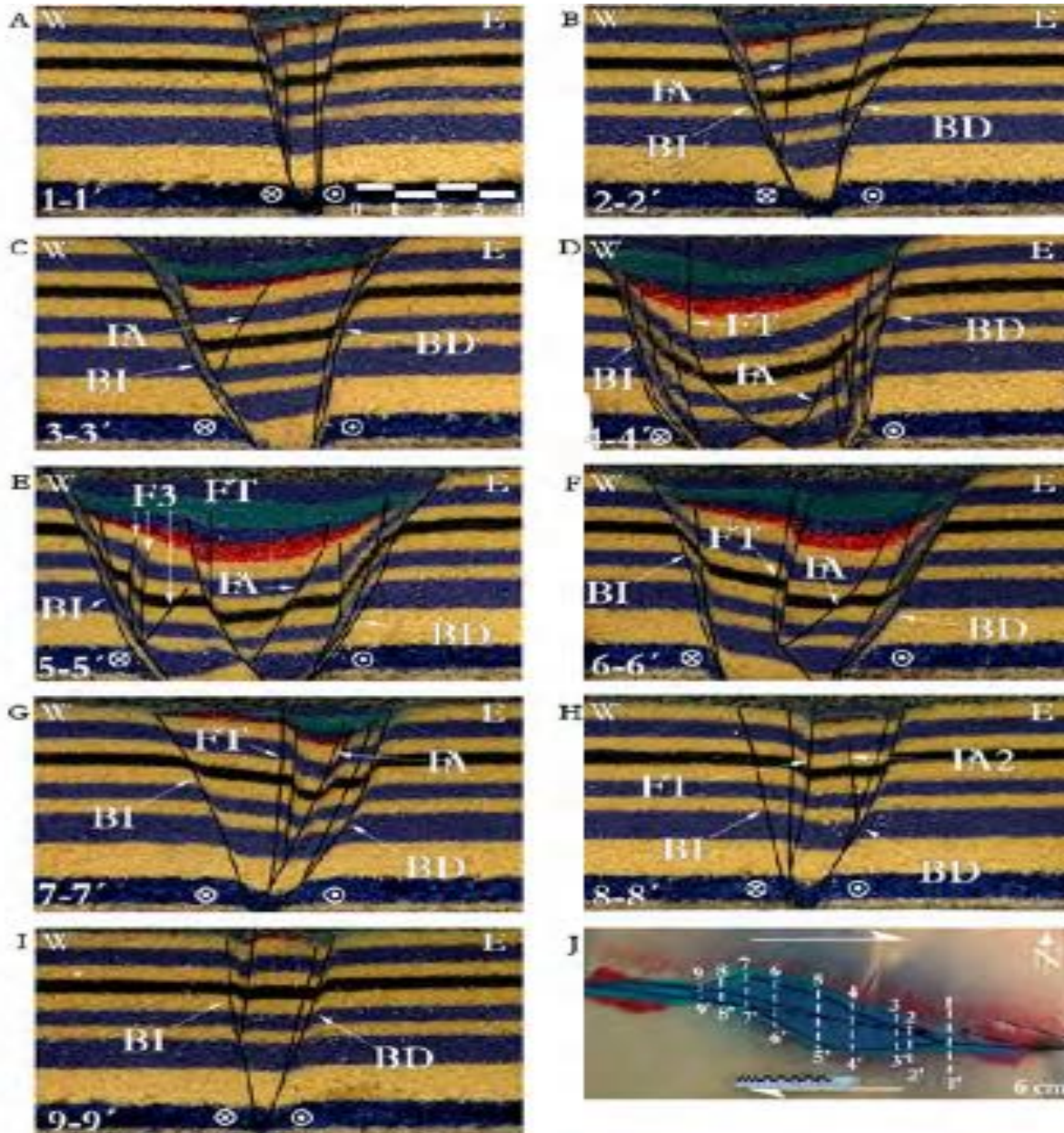


Figura 4. Secciones verticales. BI: borde izquierdo, BD: borde derecho, FT: falla transversal de la cuenca, y FA y FA2: fallas antitéticas. Vista en planta, ubicada abajo a la derecha, muestra la ubicación de los cortes seriados 1-1' a 9-9', identificados por las letras A a I, respectivamente.

activa en esta zona entre los 4 a 6 cm de deformación.

Sección 3-3'. La geometría del BI es sigmoidal y su ángulo de buzamiento disminuye a 64° . En cuanto a la falla antitética (FA) al BI, ahora se encuentra hacia el centro de la cuenca y buza 68° (Fig. 4C). A partir de esta sección ya no se observa la segunda capa precinemática en la base del graben (color azul oscuro). En el bloque techo del BI el engrosamiento de las capas sincinemáticas indican mayor subsidencia en esta zona, especialmente durante los 4 a 6 cm de deformación (capa sincinemática verde y última capa sincinemática azul).

Sección 4-4'. La cuenca se amplía y forma un graben limitado por las fallas BI (roja) y BD (azul) (Fig. 4D). Tanto BI como BD son sigmoidales y buzan con un ángulo de 70° y 75° respectivamente, adyacentes a éstas se encuentran varias fallas normales escalonadas y sintéticas a los bordes de la cuenca. En la parte central de la cuenca, la FA es seccionada por una falla listrica que se prolonga hacia la superficie, esta falla se considera como la falla transversal de la cuenca (FT). El espesor de las capas sincinemáticas roja y primera capa azul es considerablemente mayor en relación a la sección anterior. En el intervalo de deformación entre los 5 a 6 cm de desplazamiento, la mayor subsidencia ocurrió al este de la FT.

Sección 5-5'. Aún se observa el graben delimitado por los bordes de la cuenca, los cuales poseen un ángulo de buzamiento menor: 65° para BI y 63° para BD (Fig. 4E). Las fallas adyacentes a los bordes de la cuenca variaron: el lado izquierdo de la cuenca muestra mayor complejidad que el derecho con la presencia de tres fallas normales antitéticas a BI, denominadas en conjunto como F3, que buzan entre 57° y 87° al oeste y forman un horst con FT. En la parte central del graben principal está presente el mayor engrosamiento de las cuatro capas sincinemáticas, lo cual sugiere que en esta sección del graben y del modelo en general la subsidencia fue máxima, principalmente en el bloque techo de la FT.

Sección 6-6'. La estructura principal continúa siendo el graben delimitado por los bordes de la cuenca: el BI aumentó su ángulo de buzamiento a 72° y el BD mantiene el mismo ángulo (Fig. 4F). La falla F3 y el horst ya no están presentes. En el centro del graben, el tope de la FT se inclina hacia el este de la cuenca y su base se aproxima a la base del BD. El relleno sincinemático es asimétrico, siendo más gruesas las cuatro capas sincinemáticas en el bloque techo de FT, por lo que en esta zona del graben ocurrió una mayor subsidencia.

Sección 7-7'. El graben se modifica debido al acortamiento de la distancia entre las bases de BI y BD, además la FT ahora es vertical y su base converge con la base de BD. El trazado del BD es sigmoidal con un buzamiento de 66° , mientras que el trazado del BI es recto y buza con 70° (Fig. 4G). A partir de esta sección es posible observar la capa precinemática azul oscuro en la base de la estructura. El grosor de las capa roja y primera capa azul sincinemáticas disminuye. Se interpreta que en esta área de la cuenca la subsidencia fue baja en las primeras etapas de deformación, pero aumentó a los 4 cm de deformación, especialmente en el bloque techo de la FT.

Sección 8-8'. En esta sección el BI aumenta su buzamiento a 80° y es aproximadamente recto, mientras que el BD posee un ángulo de buzamiento de 69° y es cóncavo hacia la superficie (Fig. 4H). La estructura principal corresponde a una estructura en flor negativa por la convergencia en la base del BD y FT. El BD y la falla FA2 forman un graben secundario. La FT junto con una falla antitética a ella originan un semi-graben. El grosor de las capas sincinemáticas disminuye bruscamente, lo que indica poca subsidencia en esta zona de la cuenca, en especial en los primeros 4 cm de deformación.

Sección 9-9'. El BD ya no está presente en esta sección (Fig. 4I). La estructura principal es una flor negativa delimitada en el extremo izquierdo por la FT y su falla antitética, y en el

extremo derecho por una falla externa este que buza con un ángulo de 72° aproximadamente. Las capas sincinémicas son muy delgadas por lo cual la subsidencia en esta zona es muy baja durante todo el proceso de deformación.

DISCUSIÓN

Evolución de la cuenca

Para comparar los experimentos con la formación de una cuenca transtensiva seguimos el modelo propuesto por Mann *et al.* (1983) y Mann (2007), mientras que la comparación con la cuenca Tuy-Cariaco se hace con el modelo planteado por Ysaccis (1997) (Fig. 5). Para explicar la evolución de una cuenca transtensiva, Mann *et al.* (1983) definen cuatro etapas: de cuenca fusiforme, cuenca en forma de Z extendida, cuenca romboidal y finalmente cuenca bien desarrollada. Nuestros experimentos reproducen únicamente las tres primeras etapas pues la última involucra un centro de expansión y la formación de corteza oceánica; procesos que no fueron modelados. La etapa de cuenca fusiforme comprende la formación de las fracturas Riedel escalonadas a lo largo la zona de desplazamiento principal ZDP (Figs. 3A y 3B). Simultáneamente en la parte central del modelo se forman fallas con componente normal paralelas a la curva de liberación de la falla principal y que controlan la subsidencia durante todo la historia de la cuenca.

Al continuar el desplazamiento se desarrolla en la ZPD una segunda generación de fracturas denominadas fracturas P (Fig. 3B), las cuales se forman entre las fracturas Riedel y poseen un ángulo inicial muy similar a la dirección de cizalla principal. La rotación progresiva en sentido horario hacia la dirección Este-Oeste de las fracturas Riedel y P junto con el aumento en su longitud termina con la coalescencia de estas estructuras para formar una zona de cizalla anastomosada (Fig. 3B). Esta fase corresponde a la ruptura del Eoceno-Mioceno Temprano cuando la paleocuenca de Cariaco estaba limitada por dos fallas normales paralelas con orientación Noroeste-Suroeste (Figs 5 A y 5 B). La etapa de cuenca en

forma de Z extendida comienza a partir de los 3 cm de desplazamiento y se caracteriza por el entrelazamiento de las fracturas de la ZPD con las fallas normales de la zona central. Las fallas más externas que delimitan al graben central también se entrelazan entre sí dando origen a los bordes de la cuenca. En esta etapa se comienza a formar la falla transversal de la cuenca con un desplazamiento normal-dextral (Figs. 3C y 3D). Esta fase corresponde a la etapa de subsidencia del Mioceno Medio propuesta por Ysaccis (1997) cuando la falla de San Sebastián se ha propagado hacia el este y se han desarrollado sus dos ramales, dando origen a la falla que atraviesa la cuenca en forma diagonal, la cual corresponde al ramal norte de la falla de San Sebastián (Fig. 5D).

La forma de la cuenca se hace romboidal cuando el desplazamiento alcanza los 5 cm, cuando la falla transversal se extiende hasta el borde opuesto de la cuenca (Fig. 3E). Los bordes de la cuenca muestran una traza continua y bien definida. La mayor subsidencia ocurre en esta etapa, especialmente en la zona central donde las fallas son más activas (Fig. 3F). Esta fase corresponde a la etapa transtensional del Mioceno Tardío-Presente de Ysaccis (1997) donde predomina fallamiento rumbo-deslizante con orientación este-oeste junto con fallamiento normal con orientación ONO-ESE (Fig. 5E).

Comparación con la cuenca Tuy-Cariaco

Según Escalona *et al.* (2011), la falla de San Sebastián se bifurca en dos ramales principales: el ramal norte de la falla de San Sebastián posee un rumbo Suroeste-Noreste, mientras que el ramal sur posee un rumbo Este-Oeste y corta a través del centro a la cuenca hasta que desaparece hacia el final del depocentro de la cuenca este de Cariaco. La falla de El Pilar controla el límite sur de la depresión, buza hacia el norte y es la responsable de la deformación principal en la parte este de la cuenca. Nuestro modelo también está controlado por tres fallas, pero ellas ejercen un control estructural distinto al propuesto

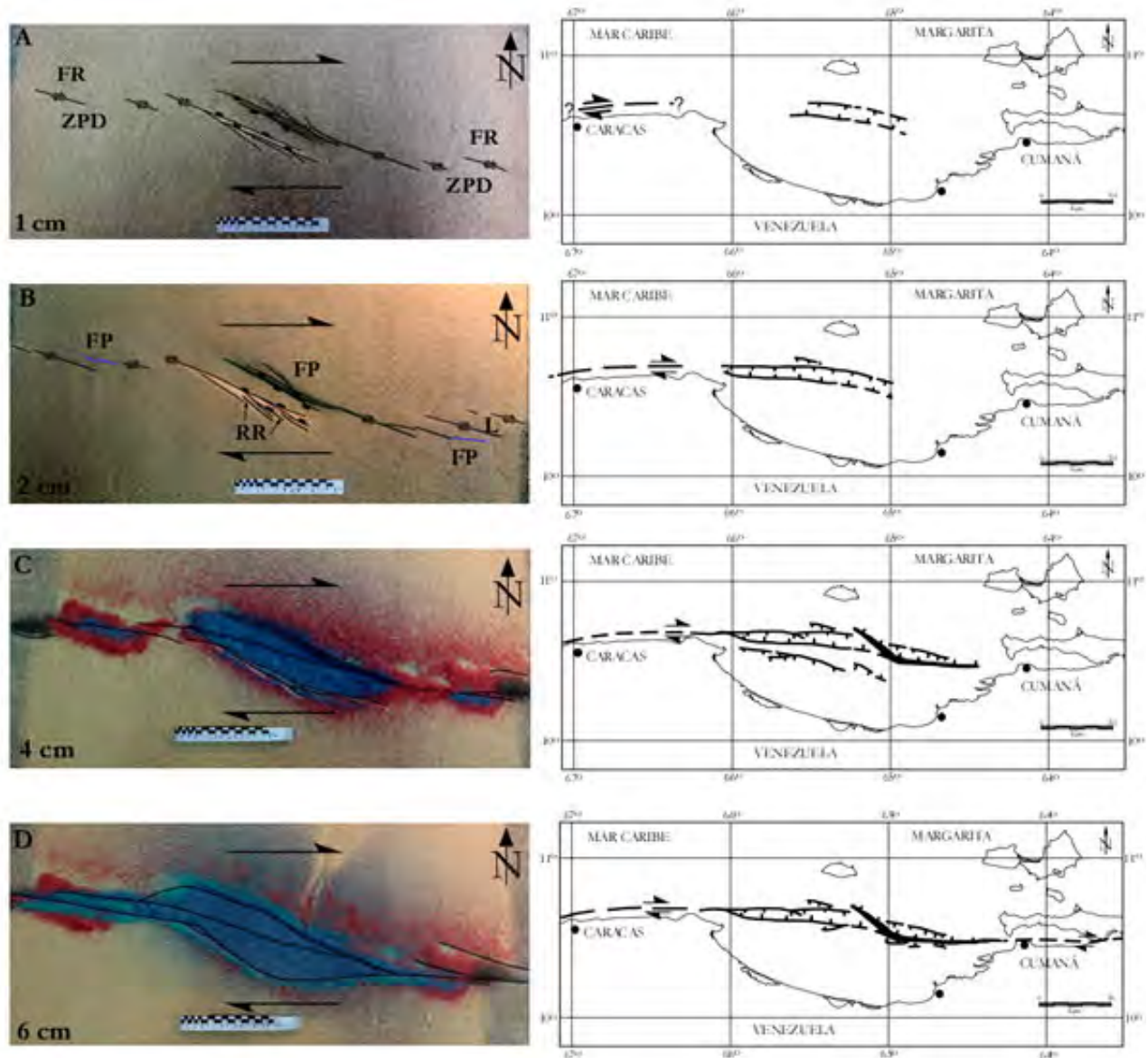


Figura 5. Comparación del modelo por transtensión simple con la evolución de la cuenca Tuy-Cariaco, según Ysaccis (1997).

por Escalona *et al.* (2011): el ramal norte de la falla oeste que corta a través del centro de la cuenca con rumbo noreste-suroeste, el ramal sur de la falla oeste que controla el límite sur de la cuenca, y la falla este que limita la cuenca en el norte (Fig. 6 F).

Escalona *et al.* (2011) interpreta un serie de perfiles sísmicos de la cuenca Tuy-Cariaco que son comparados con secciones verticales del mo-

delo con una misma ubicación relativa (Fig. 7). Según estos autores la cuenca Tuy-Cariaco posee dos depocentros elongados en dirección este-oeste, el depocentro oeste ubicado entre el ramal norte de la falla de San Sebastián y la falla de El Pilar, tiene una geometría romboidal y se forma primero, posteriormente este depocentro fue dividido diagonalmente por una nueva falla rumbo-deslizante que corresponde al ramal sur de la falla de San Sebastián, la cual causó extensión

hasta que cesó la subsidencia, la cuenca transtensional de Tuy-Cariaco oeste se extingue, la deformación migra al este y se forma el depocentro este con una forma de Z extendida. Si se compara un perfil sísmico subparalelo a la cuenca Tuy-Cariaco de Escalona *et al.* (2011) con los cortes subparalelos a la falla transversal del modelo (Fig. 8), se observa que en el mode-

lo también están presentes dos depocentros: el depocentro oeste que está controlado principalmente por la falla BI y el depocentro este que está controlado por la falla BD.

La subsidencia en ambos depocentros ocurre simultáneamente, por lo tanto el proceso está controlado por la geometría del basamento, que

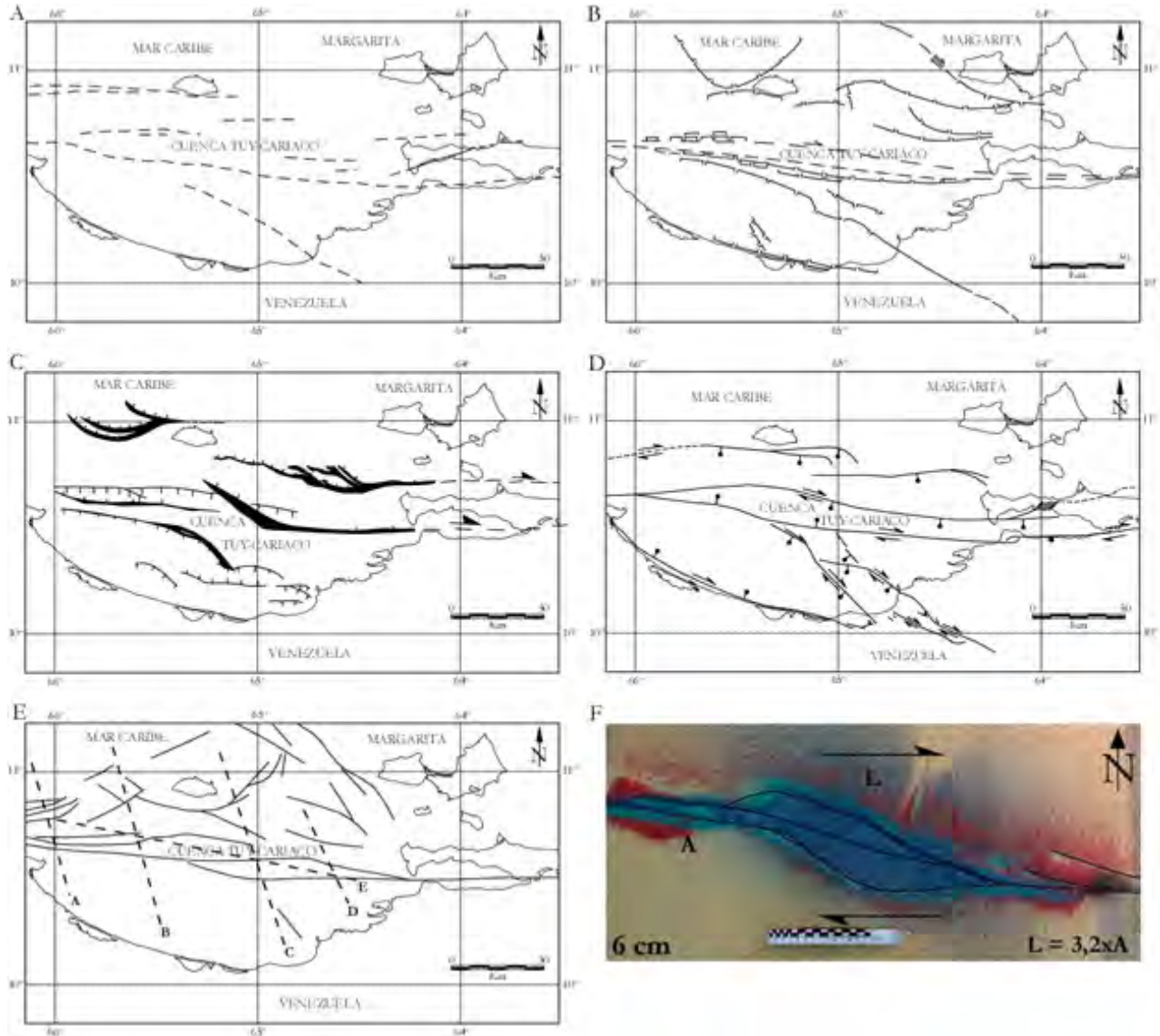


Figura 6. Comparación del modelo por transtensión simple con la geología estructural regional. A) Schubert (1982), B) Goddard (1986), C) Ysaccis (1997), D) Audemard et al. (2000) y E) Escalona et al. (2011). F) Tope del modelo

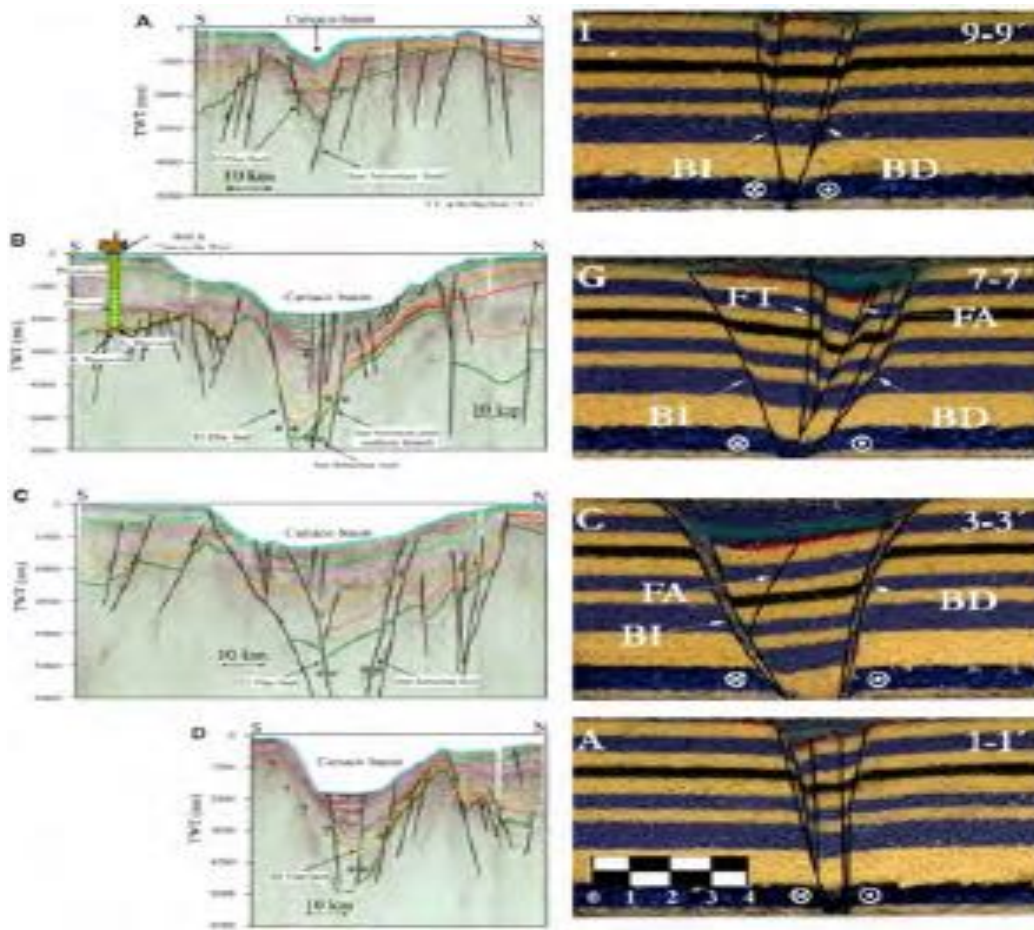


Figura 7. Comparación de los perfiles sísmicos perpendiculares a la cuenca Tuy-Cariaco interpretados por Escalona *et al.* (2011). Ver Fig. 4J para la ubicación de las secciones sísmicas.

para el modelo corresponde a dos fallas rumbo-deslizantes paralelas con un escalonamiento entre ellas. Mientras que Escalona *et al.* (2011) interpretan la geometría de la cuenca asumiendo una migración de la deformación y extinción del depocentro oeste de la cuenca Tuy-Cariaco, nuestro modelo por transtensión paralela plantea una explicación más sencilla para la formación de dos depocentros contemporáneos en este sistema transtensivo.

Al comparar el perfil sísmico interpretado por Sylvester (1988) con la sección vertical 8-8' del modelo (Fig. 9), se advierte que las fallas que se encuentran en la parte sur (para el perfil

sísmico) e izquierdo (para la sección vertical) tienden a ser verticales, mientras que las fallas del lado opuesto se muestran cóncavas hacia la superficie, lo que otorga cierta asimetría a la estructura, por lo tanto el patrón de fallas obtenidos en el modelo se corresponde con patrones de fallas que están presentes en la cuenca de Tuy-Cariaco, los cuales se deben a la componente normal y rumbo-deslizante de las fallas en esa zona (deformación oblicua).

En los modelos propuestos por Aydin y Nur (1982): coalescencia simple: donde la unión de las estructuras menores es más o menos simultánea y confinada entre las dos fallas mayores y coalescencia compleja: donde la unión es aleatoria,

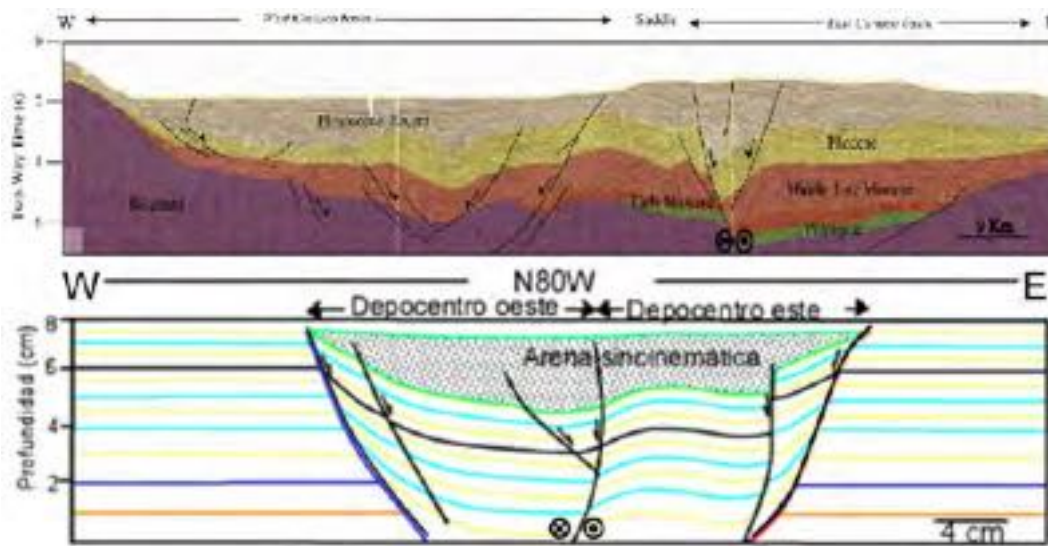


Figura 8. Comparación del perfil sísmico E, subparalelo a la cuenca Tuy-Cariaco de Escalona et al. (2011) con el modelo por transtensión simple. Ver Fig. 6E para la ubicación de las secciones sísmicas

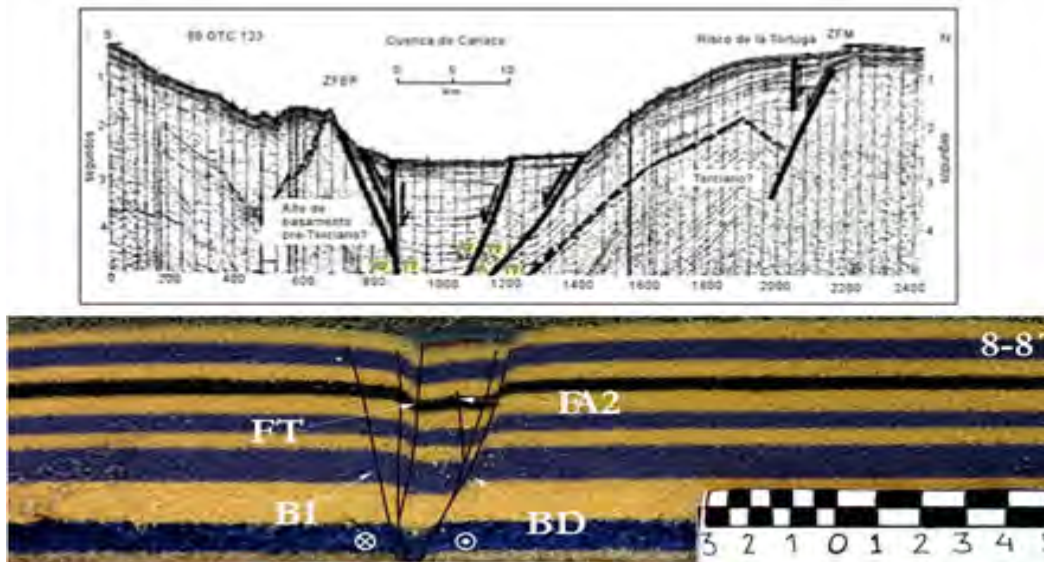


Figura 9. Comparación del perfil sísmico interpretado por Sylvester (1988) con la sección vertical H de la Fig.4.

no confinada por las fallas mayores, controlada por estructuras preexistentes y con presencia de escalonamientos extensionales y compresionales; observamos que en ambos casos sobre cada escalonamiento se forma un depocentro, mientras que en nuestro caso obtenemos dos depocentros formados sobre un sólo escalonamiento. Nuestros resultados se aproximan más a lo propuesto por Rodgers (1980), quien realiza modelos numéricos de la transtension y encuentra que cuando la distancia de solapamiento entre las fallas principales es igual a su separación, se forman dos depocentros cerca de los extremos de las fallas principales, y que las zonas de fallas normales están separadas por un sistema rumbo-deslizante, (en nuestro caso la ZPD). La geometría y la mecánica de las fallas San Sebastián y El Pilar a profundidades mayores de 7 km es poco conocida, la falla central de la cuenca puede crecer y actuar como una falla de escalonamiento en la base del modelo. Sobre este aspecto, Rodgers (1980) sugiere que los patrones de falla del basamento pueden ser muy complejos a lo largo de la historia de la cuenca, al punto que las fallas secundarias pueden cambiar su sentido de desplazamiento.

Los modelos análogos son una descripción aproximada e incompleta de la realidad. A partir de una prueba comparativa entre 15 laboratorios, Schreurs *et al.* (2016) encuentran que estos permiten hacer comparaciones generales entre el modelo y el prototipo, sin embargo, recomiendan evitar la «sobre interpretación», no tratar de hacer comparaciones cuantitativas, ni esperar «precisión» en los resultados; al igual que en los materiales naturales, leves variaciones en las propiedades mecánicas de los materiales análogos, producen diferencias en cómo, cuándo y dónde se forman las estructuras. El origen diacrónico para la cuenca Tuy-Cariaco es posible y geológicamente razonable, el resultado de este trabajo plantea nuevas incógnitas: ¿cómo modelar deformación diacrónica en la dirección del despla-

miento rumbo-deslizante?, ¿Que ocurre cuando hay dos escalonamientos adyacentes activos durante un mismo evento extensivo?, ¿cuántos depocentros se forman?, si los depocentros se unen para formar uno sólo, ¿cómo es el patrón de interferencia?

CONCLUSIONES

1. Los modelos experimentales de la cuenca de Cariaco sugieren que el desarrollo de esta estructura comprende tres etapas. Durante la fase de juventud, la geometría de las fallas coincide con zonas de debilidad que forman un escalonamiento dextral en el basamento, en nuestro caso los cortes realizados en las láminas de aluminio. Luego se forman fallas Riedel y P en la zona de desplazamiento principal a lo largo del eje mayor de la cuenca. Estas estructuras se entrelazan y forman una zona de cizalla anastomosada. En la segunda etapa, las fracturas de la zona de desplazamiento principal se unen con las fallas normales que se encuentran en el escalonamiento y comienzan a formarse las fallas que corresponden a los bordes de la cuenca. Esto conlleva que la geometría fusiforme se modifique a la de una Z extendida. En esta fase se inicia el desarrollo de la falla transversal (FT) de la cuenca. La etapa de madurez es alcanzada cuando la falla transversal se propaga hasta cruzar toda la cuenca, se registra la mayor subsidencia y las fallas normales que delimitan la cuenca alcanzan su mayor desplazamiento. En este punto la cuenca adquiere la forma romboidal típica de una cuenca transtensional limitada por 2 fallas individuales dispuestas en relevo.

2. El experimento indica que los dos depocentros de la cuenca de Tuy-Cariaco, uno ubicado al este y otro al oeste, pueden ser contemporáneos, formados por transtensión paralela, sin migración de la deformación y extinción del depocentro oeste.

LITERATURA CITADA

- AUDEMARD, F.
1993. *Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla. (Système de failles d'Oca-Ancón)*. Université de Montpellier, Francia. Tesis Doctoral. 369 p.
- AUDEMARD, F. y S. CALASSOU
1996. *The Guadalupe-Chuchure thrust fault system, Falcón Basin, northwestern Venezuela: natural example and analog modelling of a transfer zone*. 3^{er} ISAG, St. Malo, France, 277-280.
- AUDEMARD, F. A., M. N. MACHETTE, J. W. COX, R. L. DART y K. M. HALLER
2000. *Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions*. USGS Open-File report 00-0018. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr0018>.
- AYDIN, A. y A. NUR
1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1(1): 91-105.
- BYERLEE, J. D.
1978. Friction of Rocks. *Pure and applied Geophysics*, 116(4): 615-626.
- COBBOLD, P. R. & L. CASTRO
1998. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*, 301: 1-19.
- COLLETTA, B., F. ROURE, B. DE TONI, D. LOUREIRO, H. PASSALAQUA y Y. GOU
1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5): 777-794.
- CORTI, G., M. BONINI, S. CONTICELLI, F. INNOCENTI, P. MANETTI y D. SOKOUTIS
2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth Sci. Rev.*, 63: 169-247.
- CUNNINGHAM, D. y P. MANN
2007. *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends*. Geological Society of London Special Publication, n. 290, 482 p.
- DAVAILLE, A. y A. LIMARE
2007. Laboratory studies of mantle convection. *Treatise on Geophysics*, 7: 89-165.
- DOOLEY, T. y K. R. McCLAY
1997. Analog modelling of strike-slip pull-apart basins. *A. A. P. G. Bulletin*, 81: 1804-1826.
- DOOLEY, T., F. MONASTERIO, B. HALL, K. R. McCLAY y P. WHITEHOUSE
2004. Scaled sandbox modelling of transtensional pull-apart basins: applications to the Coso geothermal system. *Geothermal Research Council Transactions*, 28: 637-641.
- DOOLEY, T. P. y G. SCHREURS
2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: a review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574-575: 1-71.
- DUERTO, L.
2007. *Shale Tectonics, Eastern Venezuelan Basin*. Royal Holloway University of London, Tesis Doctoral, 424 p.
- DUERTO, L. y K. R. McCLAY
2009. The role of syntectonic sedimentation in the evolution of doubly vergent thrust wedges and foreland folds. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1051-1069.
- ESCALONA, A., P. MANN y M. PARRA
2011. Miocene to Recent Cariaco basin, offshore Venezuela: Structure, tectonosequences and basin-forming mechanisms. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1):177-199.
- GODDARD, D.
1986. *Seismic stratigraphy and sedimentation of the Cariaco Basin and surrounding continental shelf, northeastern Venezuela*. 11th Caribbean Conference.
- GRAVELEAU, F., J. MALAVIEILLE y S. DOMÍNGUEZ
2012. Experimental modelling of orogenic wedges: a review. *Tectonophysics*, 538-540: 1-66.
- HALL, J.
1815. On the Vertical Position and Convolutions of certain Strata, and their relation with Granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 7(1): 79-108.
- HUBBERT, M. K.
1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, 48:1459-1520.

- KOYI, H.
1997. Analogue modeling: from a qualitative to a quantitative technique – A historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, 20(2): 223-238.
- MANN, P., M. HEMPTON, D. BRADLEY y K. BURKE
1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, 91:529-554.
- MANN, P.
2007. Global catalogue, classification, and tectonic origin of active restraining and releasing bends on active strike-slip fault systems. En: Cunningham, D. y P. Mann (Eds.), *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society of London Special Publication*, 290:13-142.
- McCLAY, K. R.
1990. *Extensional fault in sedimentary basins: a review of analogue model studies*. Marine and Petroleum Geology, 7: 206-233.
- PANIEN, M., SCHREURS, G. y A. PFIFFNER
2006. *Mechanical behavior of granular materials used in analogue modeling: insights from grain characterization, ring-shear tests and analogue experiments*. Journal of Structural Geology 28:1710-1724.
- PATERSON, M. y T-F. WONG
2005. *Experimental Rock Deformation – The Brittle Field*. Springer, Berlin. 2^{da} Ed, 347 p.
- PÉREZ, O. J., R. BILHAM, R. BENDICK, J. R. VELANDIA, N. HERNÁNDEZ, C. MONCAYO, M. HOYER, M. y M. KOZUCH
2001. Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters*, 28(15): 2987-2990.
- RAHE, B., D. A. FERRILL y A. R. MORRIS
1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285: 21-40.
- RANALLI, G.
2001. Experimental tectonic: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, 32: 65-76.
- RICHARD, P.
1989. *Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale*. Université de Rennes I, Francia. Tesis Doctoral. 347 p.
- RICHARD, P., LOYO, B. y P. COBBOLD
1989. Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Serie II: 1061-1066.
- RICHARD, P. D., M. A. NAYLOR y A. KOOPMAN
1995. Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience*, (1): 71-80.
- RODGERS, D. A.
1980. Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. En: Ballance, P. F. y H. G. Reading (Eds.), *Sedimentation in oblique-slip mobile zones. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 4: 27-41.
- SÁNCHEZ, C.
2016. *Modelado analógico de estructuras transtensivas y comparación con la Cuenca Tuy-Cariaco*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 140 p.
- SCHELLART, W. P.
2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modeling. *Tectonophysics*, 324:1-16.
2002. Analogue modeling of large-scale tectonic processes: an introduction. En: Schellart, W. P. & C. Passchier (Eds.), 2002, *Analogue modeling of large-scale tectonic processes. Journal of the Virtual Explorer*, 7: 1-6.
- SCHELLART, W. P. y V. STRAK
2016. A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments. *Journal of Geodynamics*, 100: 7-32.
- SCHREURS, G., S. BUITER, D. BOUTELIER, G. CORTI, E. COSTA, A. CRUDEN, J. DANIEL, S. HOTH, H. KOYI, N. KUKOWSKI, J. LOHRMANN, A. RAVAGLIA, R. SCHLISCHE, M. WITHJACK, Y. YAMADA, C. CAVOZZI, C. DEL VENTISETTE, J. ELDER, J., HOFFMANN-ROTHER, A. MENGUS, D. MONTARANI y F. NILFORUSHAN
2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. En: Buitter, S. J. H., & G. Schreurs (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes. Geological Society of London Special Publication*, vol. 253, 1-27.
- SCHREURS, G., S. BUITER, J. BOUTELIER, C. BURBERRY, J-P. CALLOT, C. CAVOZZI, M. CERCA, J-H. CHEN, E. CRISTALLINI, A. CRUDEN, L. CRUZ, J-M. DANIEL, G. DA POIAN, V. GARCIA, C. GOMES, C. GRALL, Y. GUILLOT, C. GUZMAN, T. NUR HIDAYAH, G. HILLEY, M. KLINKMÜLLER, H. KOYI, C-Y. LU, B. MAILLOT, C. MERIAUX, F. NILFOUROUSHAN, C-C. PAN, D. PILLOT, R. PORTILLO, M. ROSENAU, W. SCHELLART, R. SCHLISCHE, A. TAKE, B. VENDEVILLE, M. VERGNAUD, M., VETTORI, S-S. WANG, M. WITHJACK, D. YAGUPSKY, E Y. YAMADA
2016. Benchmarking analogue models of brittle thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 92:1-24.
- SCHUBERT, C.
1980. Late-Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes. *Journal of Structural Geology* 2(4):463-468.

SCHUBERT, C.

1982. Origin of Cariaco basin, southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, 47:3345–3360.
1984. Basin formation along the Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7):5711-5718.
1986. *Origin of the Yaracuy basin, Boconó-Morón fault system, Venezuela*, Neotectonics, 1(1):39-50.

STRAK, V. y W. P. SCHELLART

2016. Introduction to the special issue celebrating 200 years of geodynamic modelling. *Journal of Geodynamics*, 100: 1-6.

SUGAN, M. S., J. E. L. WU y K. R. McCLAY

2014. 3D analogue modelling of transtensional pull-apart basins: comparison with the Cinarcik basin, Sea of Marmara, Turkey. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 55(4): 699-717.

SYLVESTER, A. G.

1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1666–1703.

VILLARROEL, V. y N. ORIHUELA

2014. Modelo geológico estructural del sector La Orchila-La Tortuga, Plataforma Centro-Norte Costera del norte de Venezuela. En: Schmitz, M., F. Audemard & F. Urbani (Eds.), *El Límite Noreste de la Placa Suramericana - Estructuras Litosféricas de la Superficie al Manto*. UCV-FUNVISIS 273-291.

WILCOX, R. E., T. P. HARDING y D. R. SEELY

1973. Basic wrench Tectonics. *A. A. P. G. Bulletin*, 57: 74-96.

WU, J. E.

2005. *4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins*. Royal Holloway University of London, Tesis de Maestría, 96 p.

WU, J. E., K. R. McCLAY, P. WHITEHOUSE y T. DOOLEY

2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1608-1623.

YSACCIS, R.

1997. *Tertiary Evolution of the Northeastern Venezuela Offshore*. Rice University, Houston, Texas, Tesis Doctoral, 285 p.