

Modelos tectonoestratigráficos de las cuencas de Tiburón y Wagner en el norte del Golfo de California

Juan Contreras-Pérez^{1,*}, Néstor Ramírez-Zerpa² y Raquel Negrete-Aranda^{2,3}

¹Departamento de Geología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Tijuana-Ensenada No. 3919, Zona Playitas, 22860 Ensenada BC., México.

²Posgrado de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Tijuana-Ensenada No. 3919, Zona Playitas, 22860 Ensenada BC., México.

³Geosciences Research Division, Scripps Institution of Oceanography UCSD, 9500 Gilman Drive, La Jolla CA, 92093, USA.

*juanc@cicese.mx

RESUMEN

El sistema de rifts del norte del Golfo de California consiste en una serie de fallas que acomodan tanto deformación normal como de rumbo. Las fallas que lo integran generaron semigrábenes que fueron llenados por más de siete kilómetros de sucesiones siliciclasticas profundamente cíclicas a varias escalas de tiempo. La chronoestratigrafía de las cuencas indica que la subsidencia inició en el Mioceno medio (~15 Ma). En este trabajo presentamos modelos tectonosedimentarios para la cuenca Tiburón, en la parte sur del sistema, y la cuenca Wagner, en la parte norte. Los modelos están constreñidos por perfiles sísmicos 2D y por la estratigrafía de dos pozos profundos adquiridos por PEMEX-PEP. Los modelos son cinemáticos e incorporan los efectos de deformación por fallamiento, flexión, compactación y redistribución de masa por erosión y sedimentación.

El análisis de las líneas símicas y los resultados del modelado muestran que: (i) la subsidencia está controlada por fallas normales de alto ángulo y por flujo de la corteza inferior; (ii) las cuencas comparten una historia de subsidencia común y (iii) la manera como la deformación fue acomodada en las cuencas varía considerablemente, algo típico de ambientes rifts. Las fallas que limitan a la cuenca Tiburón tienen una geometría anidada, forman un semigraben con caída al E y su secuencia de activación fué W-E. La estructura fue creada en dos pulsos de actividad de fallas. Uno está relacionado con la fase de extensión del protogolfo y el segundo con la fragmentación de Baja California durante el Pleistoceno. La cuenca Wagner, por otra parte, tiene una historia más compleja. Es producto de dos generaciones de fallas. La fase de extensión del protogolfo dio origen a dos semigrábenes limitados por las fallas de Cerro Prieto y San Felipe. Esas fallas tienen un arreglo en dominó y caída hacia el W. En una segunda fase de extensión las fallas del sistema de Consag y Wagner formaron la depresión que alberga a la cuenca Wagner moderna.

Palabras clave: modelado cinemático, cuencas de rift, balanceo de secciones, Golfo de California, México.

ABSTRACT

The northern Gulf of California rift system consists of a series faults that accommodate both normal and strike-slip motion. The faults formed a series of half-grabens filled with more than 7 km of deeply cyclical siliciclastic successions. The chronostratigraphy of the basins shows that subsidence started

during the middle Miocene (~15 Ma). Here, we present tectonostratigraphic models for the Tiburón basin, in the southern part of the system, and the Wagner basin in the north. The models are constrained by two-dimensional seismic lines and by the stratigraphy of two deep boreholes drilled by PEMEX-PEP. Models are kinematic and incorporate the effects of faulting, flexure, sediment compaction and redistribution of mass by the combined effects of erosion and sedimentation.

Analysis of the seismic lines and models' results show that: (i) subsidence of the basins is controlled by high-angle normal faults and by flow of the lower crust, (ii) basins share a common history, and (iii) there are significant differences in the way brittle strain was partitioned in the basins, a feature frequently observed in rift basins. On one hand, the bounding faults of the Tiburón basin have a nested geometry and became active following a west-to-east sequence of activation. The Tiburón half-graben was formed by two pulses of fault activity. One took place during the protogulf extensional phase in the Miocene and the other during the opening of Gulf of California in the Pleistocene. On the other hand, the Wagner basin is the result of two fault generations. During the late to middle Miocene, the west-dipping Cerro Prieto and San Felipe faults formed a domino array. Then, during the Pleistocene the Consag and Wagner faults dissected the hanging-wall of the Cerro Prieto fault forming the modern Wagner basin.

Key words: kinematic modeling, rift basin, balanced cross-sections, Gulf of California, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La apertura del Golfo de California en el Mioceno medio y tardío (Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Helenes *et al.*, 2009) creó una serie de cuencas transtensionales a lo largo del límite entre las placas de Norteamérica y Pacífico (Figura 1). La parte sur y central del sistema de cuencas se caracteriza por cuencas estrechas, conectadas entre sí por fallas transformes en donde la deriva de Baja California es facilitada por advección de magma (Buck, 2009). En contraste, las cuencas del norte se caracterizan por estar limitadas por una serie de fallas pobremente ligadas entre sí y por estar distribuidas en un área mayor. Otra diferencia es que la corteza de la parte norte se encuentra adelgazada en un estado de transición, *i.e.*, el proceso de ruptura no ha concluido (González-Fernández *et al.*, 2005; Fuis *et al.*, 1984).

Observaciones en el norte del Golfo de California indican que aquellas cuencas que están activas subsiden a tasas de ~1 mm/año (Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Contreras *et al.*, 2005; Seyler *et al.*, 2010) y que algunas de ellas (v.g., Cerro Prieto) lo hacen a tasas mayores a 1 cm/año (Figura 1b; Sarychikhina *et al.*, 2005). Aunado a la rápida subsidencia que experimenta el área, altos volúmenes de sedimentos transportados por el río Colorado desde el interior de Norteamérica colmaron las cuencas con sucesiones siliciclásticas profundamente cíclicas. Las cuencas del alto Golfo de California contienen, por lo tanto, una sección estratigráfica prácticamente continua que abarca desde el Mioceno medio hasta el Reciente.

Gracias al acceso a una base de datos de PEMEX-PEP que consiste en más de 7,500 km de líneas sísmicas, registros geofísicos de 17 pozos exploratorios profundos, muestras de núcleos y mediciones del campo de gravedad y magnético de la Tierra, el grupo de Análisis de Cuencas del CICESE estableció la cronoestratigrafía y estructura de

las cuencas del norte del Golfo de California (Pacheco *et al.*, 2006; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Helenes *et al.*, 2009; González-Escobar *et al.*, 2009).

Con base en este marco de referencia temporal este trabajo busca cuantificar la evolución de este sistema rift clásico de la tectónica global. Para ello se establecen modelos bidimensionales tectonosedimentarios de las cuencas de Tiburón y de Wagner. Con la ayuda de los modelos se busca determinar la secuencia de activación de las fallas que limitan a las cuencas y constreñir su cinemática. Los modelos están basados en ecuaciones de la mecánica del medio continuo que son resueltas numéricamente a través de programas de cómputo desarrollados por Contreras y Suter (1990) y Contreras (2002, 2010b). Los modelos son alimentados con información estructural observada en dos líneas sísmicas de reflexión que atraviesan las cuencas en dirección ESE-WNW; adicionalmente se utiliza la cronoestratigrafía de dos pozos ubicados sobre las líneas sísmicas.

Este artículo inicia con una discusión de la arquitectura de las cuencas del Golfo de California. Le sigue una revisión de las sucesiones estratigráficas que rellenan las cuencas. Después se presenta una descripción de los modelos empleados para simular la evolución tectonoestratigráfica de las cuencas Wagner y Tiburón. Finalmente, se presentan y discuten los resultados del modelado y sus implicaciones tectónicas.

ARQUITECTURA DE LAS CUENCAS DEL RIFT DEL NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA

La siguiente discusión se basa en material publicado por otros autores (v.g., Pacheco *et al.*, 2006; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; González-Escobar *et al.*, 2009) y en reportes inéditos de PEMEX-PEP. No obstante, debe observarse que existe un sesgo en esos trabajos ya que las secciones sísmicas sobre las que se fundamentan fueron

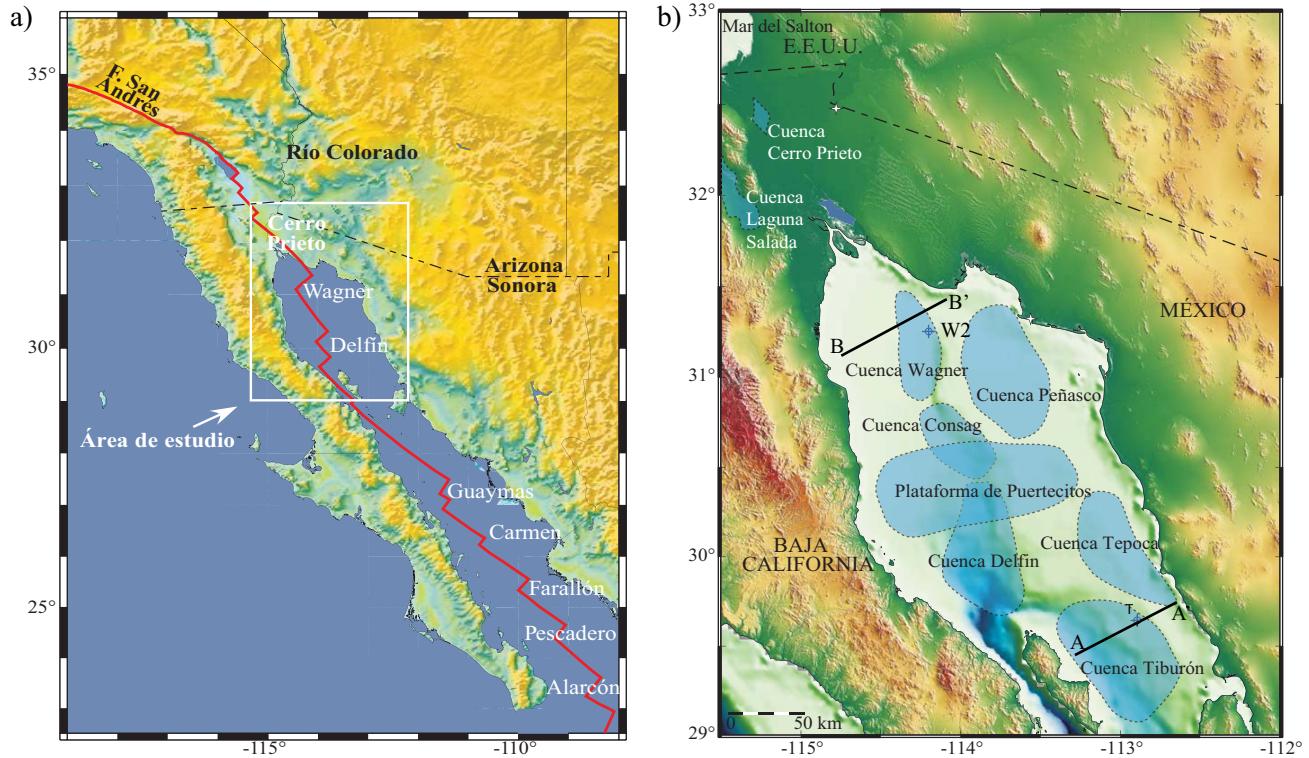


Figura 1. a) Mapa tectónico del Golfo de California. b) Mapa de las cuencas del sistema de rifts del norte del Golfo de California (áreas azules). T y W2 corresponde con la ubicación de dos pozos profundos utilizados en este artículo; las líneas A-A' y B-B' son perfiles de reflexión utilizadas en el modelado.

adquiridas en dirección E–W y no en la dirección del transporte tectónico NW–SE. Como resultado, sólo se cuenta con información parcial de la estructura de las cuencas en la dirección de la verdadera extensión. Desde luego que es posible efectuar una reconstrucción por interpolación; sin embargo, el grado de detalle de la reconstrucción resultante es función de la separación entre líneas (~5 km). Esto significa que sólo aquellas estructuras con longitud de onda mayor a 15–20 km pueden resolverse adecuadamente en la dirección del transporte tectónico.

El Sistema de Rifts del Norte del Golfo de California (SRNGC) tiene ~300 km de longitud y está formado por un arreglo de fallas transtensionales distribuidas sobre un ancho típico de ~150 km (Figura 2). El sistema de fallas forma parte del límite entre las placas del Pacífico y de Norteamérica y se conecta hacia el sur con los rifts oceánicos del este del Pacífico a través de las transformes de Guaymas, Carmen, Atl, Pescadero y Tamayo (Figura 1a). Hacia el norte se conecta con el sistema de fallas transformes de Cerro Prieto–Imperial–San Andrés del norte de México y sur de California.

El SRNGC se compone de dos sistemas de deformación que se ramifican a partir del término sur de la falla de Cerro Prieto (Figura 2 y 3). Aquí se les denominan la rama de Sonora y la rama axial del Golfo de California. La rama de Sonora se encuentra sepultada por los sedimentos de la margen continental de la placa de Norteamérica; está

formada por las fallas de Cerro Prieto Sur y Peñasco, en su parte norte, y por las fallas de Libertad, Punta Lobos, de Mar y Desemboque en el sur. La subsidencia en esas cuencas inició en el Mioceno medio y cesó en algún punto durante el Plioceno (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Las fallas de este sistema están conectadas por una zona de acomodo anticlinal (ZAA) que se desarrolló entre la terminación norte de la falla de Tiburón y la terminación sur del segmento inactivo de la falla Cerro Prieto (Figura 3, Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007) con una actitud de ~45 grados con respecto al rumbo de las estructuras frágiles. Además, la ZAA creó una depresión secundaria sobre la rampa de relevo formada entre las fallas de Mar y las falla Amado y Punta Lobos en donde se depositaron los sedimentos de la Cuenca de Tepoca.

Se ha propuesto que el sistema oriental inició su actividad durante el Mioceno temprano-medio y fue abandonado en el Plioceno tardío (Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007) y que las fallas se caracterizan por acomodar deslizamiento normal. Esta fase es denominada como la fase de extensión del protogolfo, la cual corresponde con deformación de trasarco ya que coincide con un período en que la extinta placa de Farallón se retrajo a lo largo de la entonces activa zona de subducción de Baja California (Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 2000). El ángulo de subducción cambió de uno cuantos grados, al inicio del Mioceno, a ~20° a finales

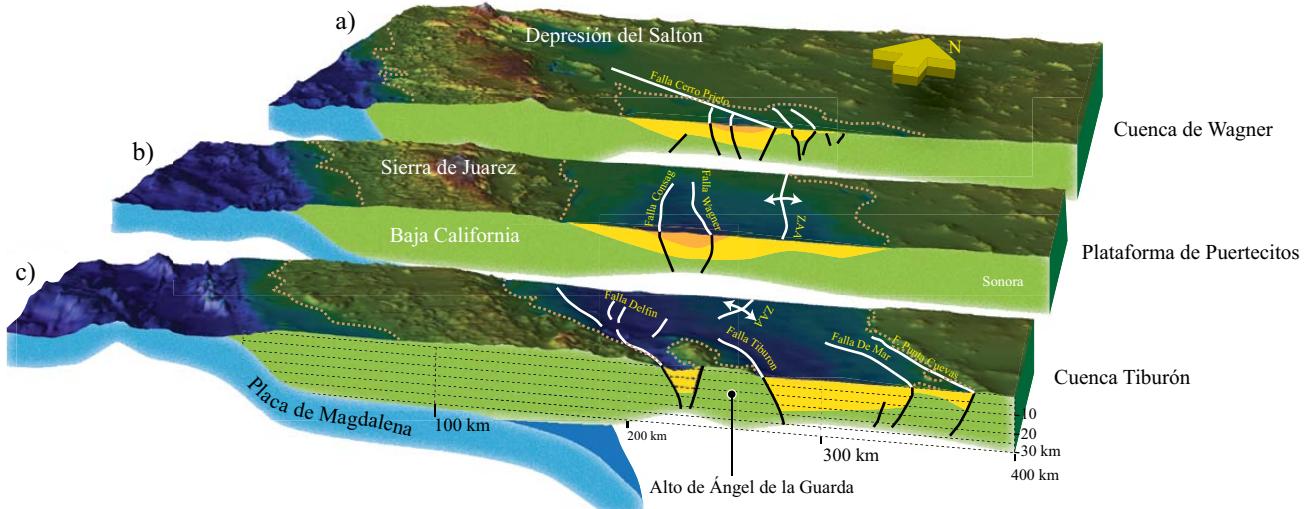


Figura 2. Cortes tectónicos que muestran la estructura de las cuencas del sistema de rifts del norte del Golfo de California a diferentes latitudes. a) Las cuencas del norte tienen una morfología de semigraben con vergencia hacia el W. b) La parte central del Golfo de California se caracteriza por una cuenca de flexión (plataforma de Puertecitos) cortada en su parte central por el sistema de fallas Consag y Wagner, así como una zona de acomodo anticlinal (ZAA). c) La parte sur se caracteriza por un semigraben con vergencia hacia el E, i.e., la cuenca Tiburón, y un graben completo separados por el alto estructural de Isla de Ángel de la Guarda.

de éste. Esto fué acompañado de alto flujo de calor por advección debido a flujo del manto astenosférico hacia la cuña del manto (Goes y van der Lee, 2002; Ferrari *et al.*, 2005). Estos procesos a su vez pudieron propiciar la fragmentación y captura de la península de Baja California por la placa del Pacífico durante el Mioceno tardío (Langenheim y Jachen, 2003).

A diferencia de la rama de Sonora que se encuentra inactiva y no presenta vulcanismo, la rama axial del Golfo de California presenta vulcanismo activo y tiene actividad sísmica (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; González-Escobar *et al.*, 2009). Esta segunda fase de deformación se caracteriza por una fuerte componente de deslizamiento oblicua. Es durante ésta que ocurre la separación de Baja California, la subsecuente generación de piso oceánico en la boca del golfo y la formación de corteza transicional en la región norte. En algún momento durante el Plioceno tardío, el fallamiento se propagó hacia el norte a partir de la transforme de Canal de Ballenas (Seyler *et al.*, 2010). Esto dió origen a una zona de deformación distribuida, constituida por las fallas de Volcanes, Delfín y Consag, entre otras (Figura 3). Estas fallas cortan los sedimentos antiguos de la plataforma de Puertecitos (Figura 2). Esta es una cuenca que carece de control de fallas en la zona donde se tiene cobertura sísmica; probablemente es una cuenca por flexión que se desarrolló en la parte central del norte del Golfo de California.

Otros elementos arquitectónicos del SRNGC son dos prominentes altos de basamento (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Uno de ellos se encuentra en la parte oriental del sistema en donde el basamento llega a tener profundidades de 2s de tiempo doble de viaje o ~3 km. El sistema de fallas de Sonora corta este alto formando una serie de horsts

y grabenes; el relleno de estos últimos originó una serie de cuencas secundarias (para más detalles ver Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Este alto está limitado por la falla de Cerro Prieto y por la falla de Mar. La Isla Ángel de la Guarda es el otro alto estructural prominente en el área; es un bloque levantado entre las fallas Tiburón y la falla transforme del canal de Ballenas (Figura 2).

Ahora se discute con detalle la estructura de la cuenca Tiburón y de la cuenca de Wagner, las cuales son el propósito principal de este trabajo.

Estructura de la cuenca Tiburón

La cuenca Tiburón tiene una estructura de semigraben, el elemento arquitectónico fundamental de los sistemas de rifts continentales (Figura 4; Rosendahl, 1987). La cuenca tiene dimensiones aproximadas de 80 km de largo, 55 km de ancho y 7 km de profundidad. Esto arroja un volumen de sedimentos depositados en la cuenca del orden de 15,000 km³. Sin embargo, su tamaño es relativamente pequeño, por lo menos por un factor de cuatro, cuando se compara con semigraben de otros sistemas de rift como el del Este de África (Rosendahl, 1987) o el Supergrupo de Newark en el este de Estados Unidos (Olsen *et al.*, 1996). Esto se debe a que el tamaño de los semigraben es controlado por la distribución y tamaño de las fallas que a su vez son función del espesor de la corteza continental (Scholz y Contreras, 1998).

La subsidencia de la cuenca Tiburón está controlada por la falla Tiburón, la cual es una falla de alto ángulo que limita la cuenca en su margen oeste. La caída de la falla es de por lo menos 4 segundos de tiempo doble de viaje, lo

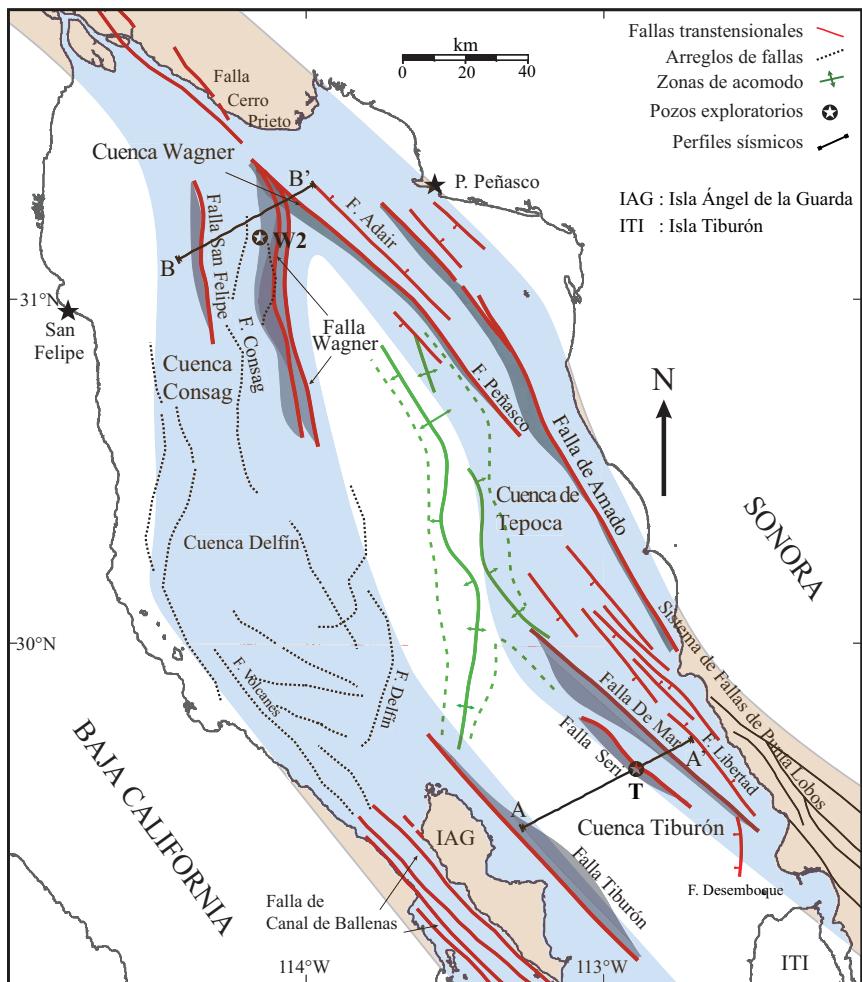


Figura 3. Mapa simplificado de las estructuras del la parte norte del sistema de rifts del Golfo de California (modificado de Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Las regiones sombreadas corresponden con zonas de localización de deformación a lo largo de sistemas de fallas. Ver detalles en el texto.

que corresponde con ~ 7 km (Figura 4). El flanco dominado por flexión en la margen este de la cuenca, por otra parte, está cortado por un sistema de fallas antitéticas formado por las fallas Seri, de Mar y Punta Cuevas (Figura 4). Estas forman un arreglo anidado con la falla Tiburón y le otorgan al basamento de la margen continental de Sonora una geometría escalonada.

Estructura de la cuenca Wagner

La cuenca de Wagner tiene dimensiones aproximadas de 80 km de largo, 80 km de ancho y 7 km de profundidad. El volumen acumulado de sedimentos en la cuenca es del orden de $\sim 20,000$ km³, aproximadamente el mismo orden que la cuenca Tiburón. Sin embargo, la cuenca Wagner tiene una evolución más compleja que la cuenca Tiburón; esta depresión fué formada por dos generaciones de fallas como se aprecia en la Figura 5. La falla de Cerro Prieto y la falla de San Felipe comenzaron a acumular deformación en la fase temprana de extensión. Estas fallas crearon dos

semigrábenes con un arreglo en dominó con caída hacia el oeste. La primera de esas estructuras ha sido reportada con anterioridad (v.g., Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; González-Escobar *et al.*, 2009). Es una estructura claramente identificable en la sísmica regional ya que tiene una caída de más de tres segundos de tiempo doble de viaje. La segunda falla se reporta aquí por primera vez. Esta se caracteriza en la sísmica por una discontinuidad en el basamento de ~ 1 segundo de tiempo doble de viaje y por un fuerte patrón de solapamiento transgresivo sobre el bloque levantado (Figura 6). La magnitud de la caída sugiere que esta falla tiene por los menos 60 km de longitud.

Una segundo sistema de fallas cortaron la estratigrafía del semigraben de Cerro Prieto formando un arreglo anidado de fallas antitéticas. Éstas corresponden con el sistema de fallas Wagner y Consag (Figura 2 y 3), las cuales dieron lugar a la formación de un graben de ~ 20 km de ancho que alberga a la cuenca moderna de Wagner. En el interior del graben se encuentra un anticlinal en extensión entre la falla de Cerro Prieto y las fallas del sistema de Consag (Figura 5). Esta segunda generación de fallas se presentó en una

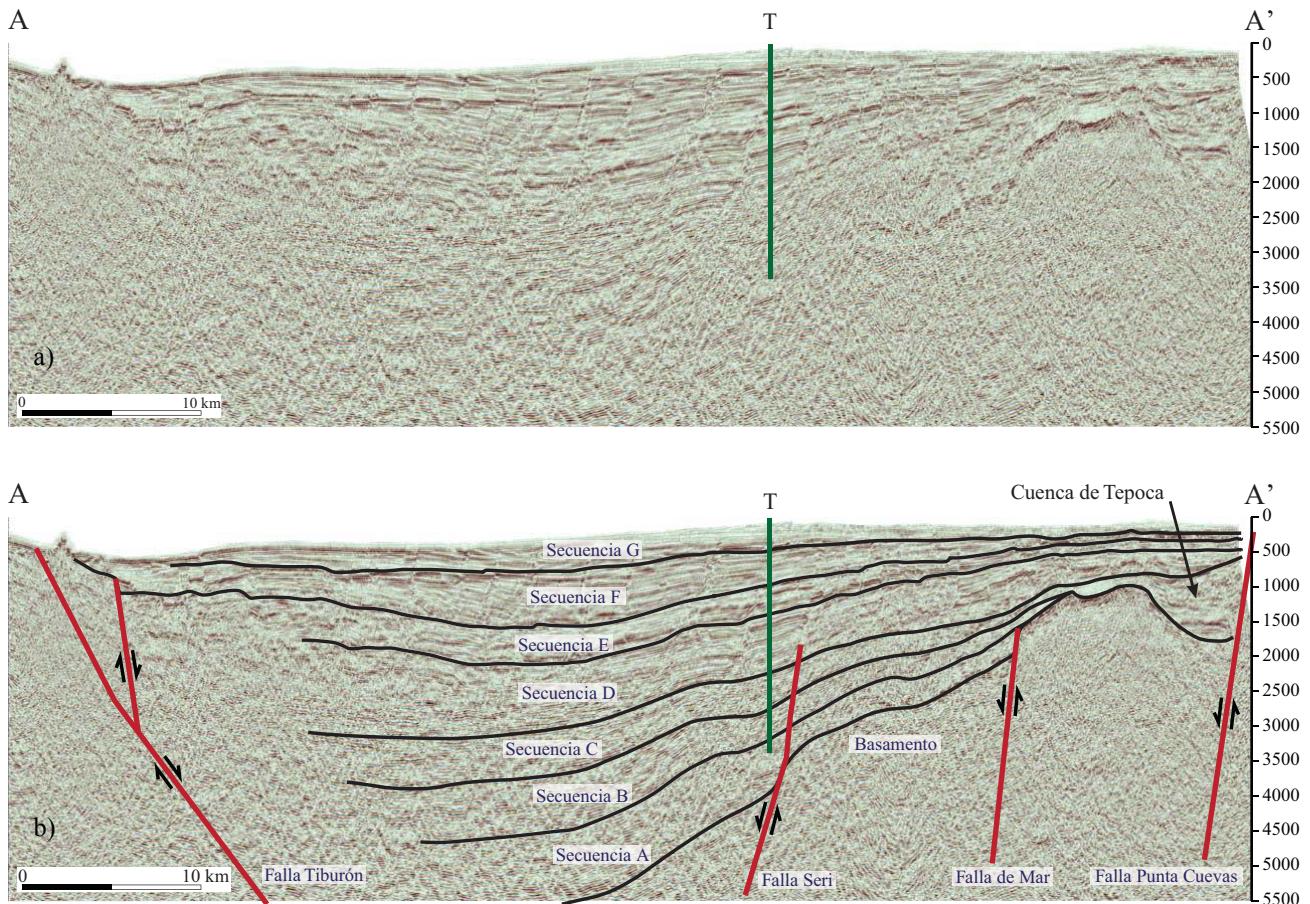


Figura 4. a) La línea sísmica A-A' cruza la porción central de la cuenca Tiburón. Ver Figura 1b para su ubicación. La cuenca tiene una estructura de medio graben. b) Interpretación estructural y de estratigrafía de secuencias de la línea sísmica. Escala vertical en ms de tiempo doble de viaje.

fase tardía de la evolución de la cuenca como lo indica el engrosamiento de la secuencia F en el interior del graben.

ESTRATIGRAFÍA DE LAS CUENCAS

Como se mencionó, el espesor de los sedimentos acumulados en las cuencas es de ~7 km. Esto permite estimar que el desplazamiento vertical total de las fallas principales es del orden de 15 km, asumiendo que el bloque de piso se levantó la misma cantidad que el de techo se hundió. Al mismo tiempo, procesos de erosión removieron por lo menos cuatro kilómetros de la estratigrafía de los bloques levantados en la Sierra de Juárez y de San Pedro Martír. Este cálculo crudo sugiere que la sección depositada contiene aproximadamente tres kilómetros de sedimentos provenientes de la cuenca hidrológica del río Colorado y las márgenes levantadas. Con respecto a su estratigrafía es poco lo que se conoce ya que están pobres expuestas en los márgenes de las cuencas. Probablemente sólo se conocen de núcleos y recortes de perforaciones hechas por PEMEX-PEP y en secciones sísmicas (v.g., Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Hellenes *et al.*, 2009).

Analisis de esos datos indican que las cuencas fueron llenadas por sucesiones siliciclasticas marinas profundamente cílicas a varias escalas espaciales y temporales. A la escala kilométrica, las cuencas tienen ciclos granocrecientes los cuales inician en su base con facies de ambientes marinos profundos que cambian gradualmente hacia arriba de la sección a facies gruesas depositadas en ambientes cada vez más someros (Figura 7). Observaciones en numerosos rifts continentales (Lambiase y Bosworth, 1995) y simulaciones numéricas (Contreras *et al.*, 1997; Gupta *et al.*, 1998) indican que el depósito de tal sucesión es originada por actividad de las fallas que limitan a las cuencas. Inicialmente las fallas tienen altas tasas de desplazamiento que producen un pulso de subsidencia y la generación de grandes volúmenes de espacio de acomodación. Como resultado se depositan sedimentos de aguas profundas. Al paso del tiempo la actividad de las fallas disminuye lo que permite el depósito de facies de aguas más someras de grano grueso.

Hellenes *et al.* (2009) documentaron numerosas sucesiones granocrecientes en la estratigrafía de la cuenca en la escala de cientos de metros. Martín-Barajas *et al.* (2006) reconocieron siete secuencias principales con una fuerte periodicidad de 2 Ma las cuales son identificadas

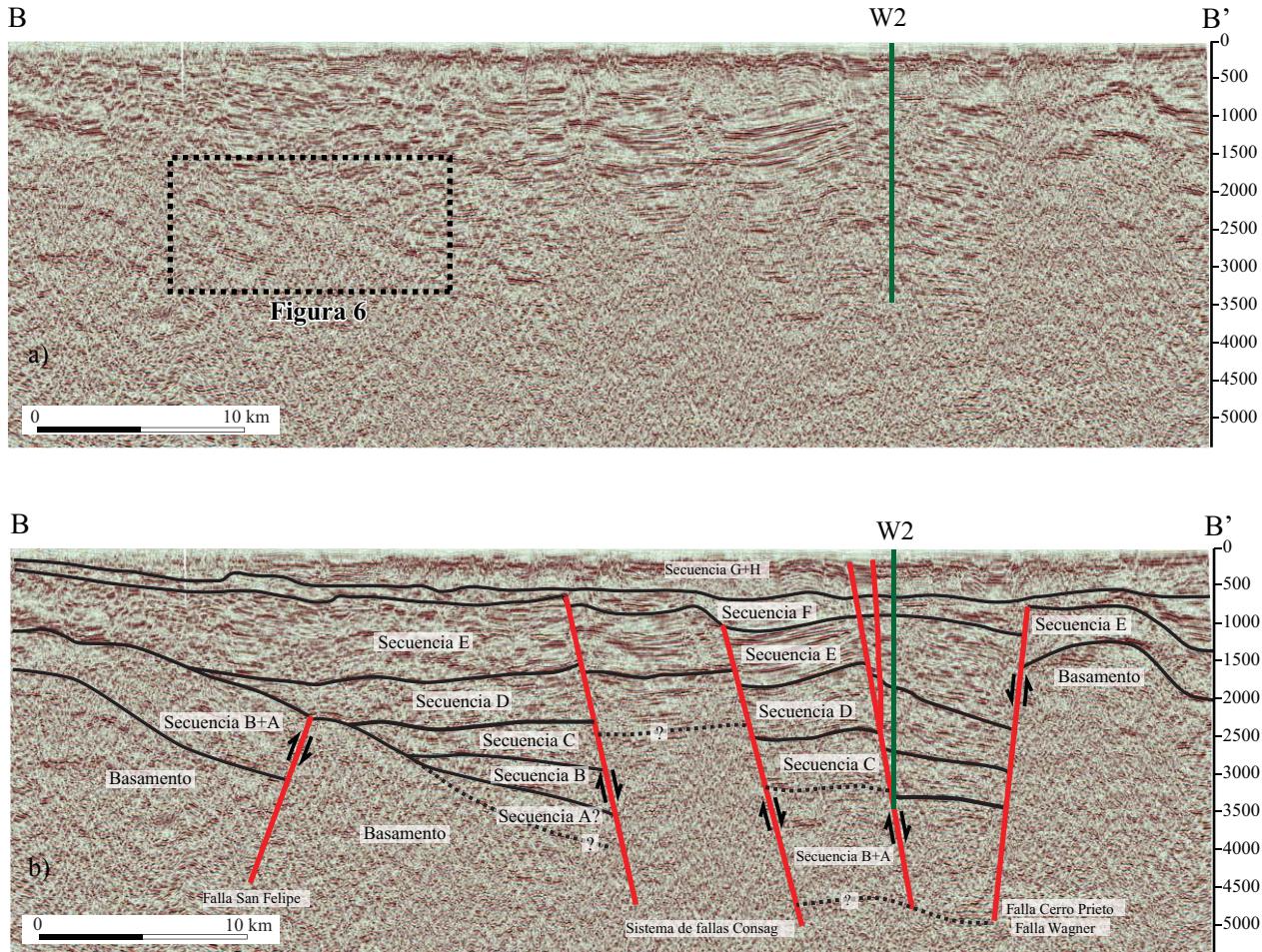


Figura 5. a) La línea sísmica B-B' cruza la porción central de la cuenca Wagner. Ver Figura 1b para su ubicación. b) Interpretación estructural y de estratigrafía de secuencias de la línea sísmica. Escala vertical en ms de tiempo doble de viaje.

con las letras A–H en la Figura 7. Las secuencias consisten en sucesiones granocrecientes con espesores del orden de quinientos metros. Inician con sedimentos limo-arcillosos depositados en ambientes marinos neríticos. Estos cambian gradualmente ciclo arriba a tamaños más gruesos depositados en ambientes transicionales y continentales. Los contactos entre secuencias son erosionales. Martín-Barajas *et al.* (2006) también concluyeron que dichas sucesiones estuvieron controladas por cambios globales en el nivel del mar. Esto les permitió asignar edades absolutas a los límites de secuencias con base en la curva de cambios eustáticos del nivel del mar de Haq *et al.* (1987). Las edades de los límites de secuencias van desde 12.5 Ma hasta 2.5 Ma (Figura 7).

De acuerdo con la cronoestratigrafía mostrada en la Figura 7 se puede inferir que las cuencas comenzaron a subsidir en el Mioceno medio, antes de 12.5 Ma. El tiempo preciso en que inició no se puede constreñir con los pozos T y W2 ya que no cortaron el basamento. Sin embargo, con base en pozos perforados en otras cuencas del SRNGC publicados en Helines *et al.* (2009) se puede inferir que debe de existir una sección de 250 a 750 m de espesor por debajo

de los pozos. Extrapolando las tasas de sedimentación documentadas en los pozos, dicho espesor representa 0.5–1.5 Ma de tiempo. Esto sugiere que el inicio de la subsidencia ocurrió entre 13 y 14 Ma.

MODELADO TECTONOSEDIMENTARIO

Para modelar la evolución tectonoestratigráfica se utilizó el modelo descrito en Contreras y Suter (1990), Contreras (2002) y Contreras (2010b), el cual permite obtener modelos estructurales balanceados en dos dimensiones y simular el depósito de estratos de crecimiento. Este se describe a continuación.

Modelo 2D de deformación

La deformación u en el modelo se divide en tres componentes: deformación elástica u^e , deformaciones finitas por fallamiento u^f y deformación por compactación u^c .

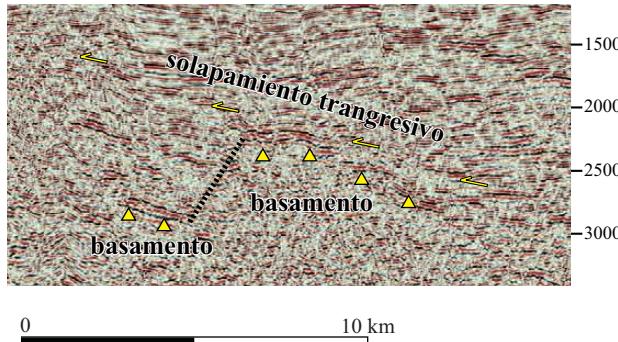


Figura 6. Detalle de la línea sísmica B-B' que muestra las relaciones de corte y superficies estratigráficas de la falla San Felipe. Escala vertical en milisegundos. La falla está definida por un salto de ~ 1 s de tiempo doble de viaje. Esto corresponde con ~ 1 km de desplazamiento vertical. Relaciones de escalamiento entre desplazamiento y longitud sugiere que la falla tiene por lo menos ~ 60 km de largo. El bloque levantado se caracteriza por un fuerte patrón de traslape transgresivo y acuñamiento sobre el hombro de la falla.

$$u = u^e + u^f + u^c \quad (1)$$

La deformación elástica u^e es producto de flexión por la acción de cargas verticales sobre la corteza en escalas de tiempo mayores a 500 ka (Watts, 2001). Las cargas están soportadas en el modelo por una placa elástica que representa a la corteza continental y por presiones hidrostáticas que actúan en un fluido que representa el manto. Con base en este modelo la flexión causada en la superficie de la corteza por una serie de fallas normales subverticales puede aproximarse por la expresión

$$u^e(x) = \sum_{i=1} D_i e^{|x-x_i|/\alpha} \cos(|x-x_i|/\alpha), \quad (2)$$

donde D_i es el desplazamiento de la i ésima falla, x_i es su posición y α es el parámetro flexural de la corteza (Turcotte y Schubert, 2002). Este último parámetro controla la longitud de onda de la deformación y depende del módulo de Young de la corteza, la razón de Poisson, el contraste de densidad entre el manto y corteza y el espesor de la corteza.

La componente de deformación volumétrica irre recuperable u^f , por otra parte, es producto de deformación plástica permanente asociada con fallamiento. Debido a la complejidad de la mecánica de la extensión por fallamiento y a que el modelo requiere de la nucleación de fallas en regiones específicas en tiempos específicos, aquí se utiliza un abordaje cinemático para aproximar las deformaciones finitas asociadas con este fenómeno. Este tipo de abordaje es usado con frecuencia en el modelado de cinturones compresionales y supone la existencia de un campo de velocidades Euleriano que es construido heurísticamente a partir de observaciones empíricas y otras consideraciones como conservación de masa. En su forma más sencilla, el campo de deformación u^f que afecta a un volumen finito de las rocas alrededor de un plano de falla F debe satisfacer la

ecuación de conservación de masa

$$\frac{\partial V_x^f}{\partial x} + \frac{\partial V_y^f}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

en donde:

$$V^f = \frac{\partial u^f}{\partial t} \quad (4)$$

Además, el campo de deformación u^f debe de satisfacer las condiciones de frontera

$$u^f(x_i) = D_i \quad (5)$$

A pesar de su simplicidad, numerosos autores han demostrado que tales modelos pueden reproducir con fidelidad las estructuras observadas en cinturones de pliegues y cabalgaduras (v.g., Hardy y Poblet, 1995; Waltham y Hardy, 1995; Contreras y Suter, 1997; Hardy y Connors, 2006; Contreras, 2010a). La aplicabilidad de este tipo de modelos es función de la información disponible en superficie y en profundidad, así como de la cantidad de distorsión (Contreras, 2010a). En general es de esperarse que a menor resolución y a mayor distorsión el modelo estructural resultante sea menos confiable. Para los casos analizados en este trabajo la distorsión es moderada y la resolución sísmica es buena para los tres primeros segundos de tiempo doble de viaje (~ 5 km de profundidad).

El proceso de compactación se refiere a la pérdida mecánica irreversible de espacio intergranular ϕ y al fenómeno asociado de expulsión de fluidos del espacio poroso por enterramiento de sedimentos. Mediante este proceso los sedimentos pueden perder hasta el 60 % de su volumen e incrementar su densidad de 2,100 kg/m³ a 2,600 kg/m³ durante los primeros tres kilómetros de su enterramiento (Allen y Allen, 2005). Este fenómeno es modelado mediante la ecuación integral

$$\frac{du^c}{dt} = V_\infty + \int_{\xi=\infty}^{\xi=y} \frac{\phi(\xi)}{\lambda} \dot{s} d\xi \quad (6)$$

donde V_∞ es la razón de compactación en la interfaz basamento-sedimento, λ es el parámetro de compactación (la distancia sobre la cual la porosidad se reduce a la mitad), \dot{s} es la tasa de sedimentación en superficie y $\phi(y)$ es la distribución de porosidad con profundidad, la cual está dada por la ley de compactación de Athy

$$\phi(y) = \phi_0 e^{-y/\lambda} \quad (7)$$

Modelo 2D de sedimentación

Siguiendo las ideas de Hardy y Poblet (1995), Hardy *et al.* (1996), den Bezemer *et al.* (1999) y Contreras (2010a), la acumulación de estratos de crecimiento es modelada mediante una ecuación diferencial en la que la topografía generada por procesos tectónicos se degrada por los efectos combinados de erosión y sedimentación. Estos procesos

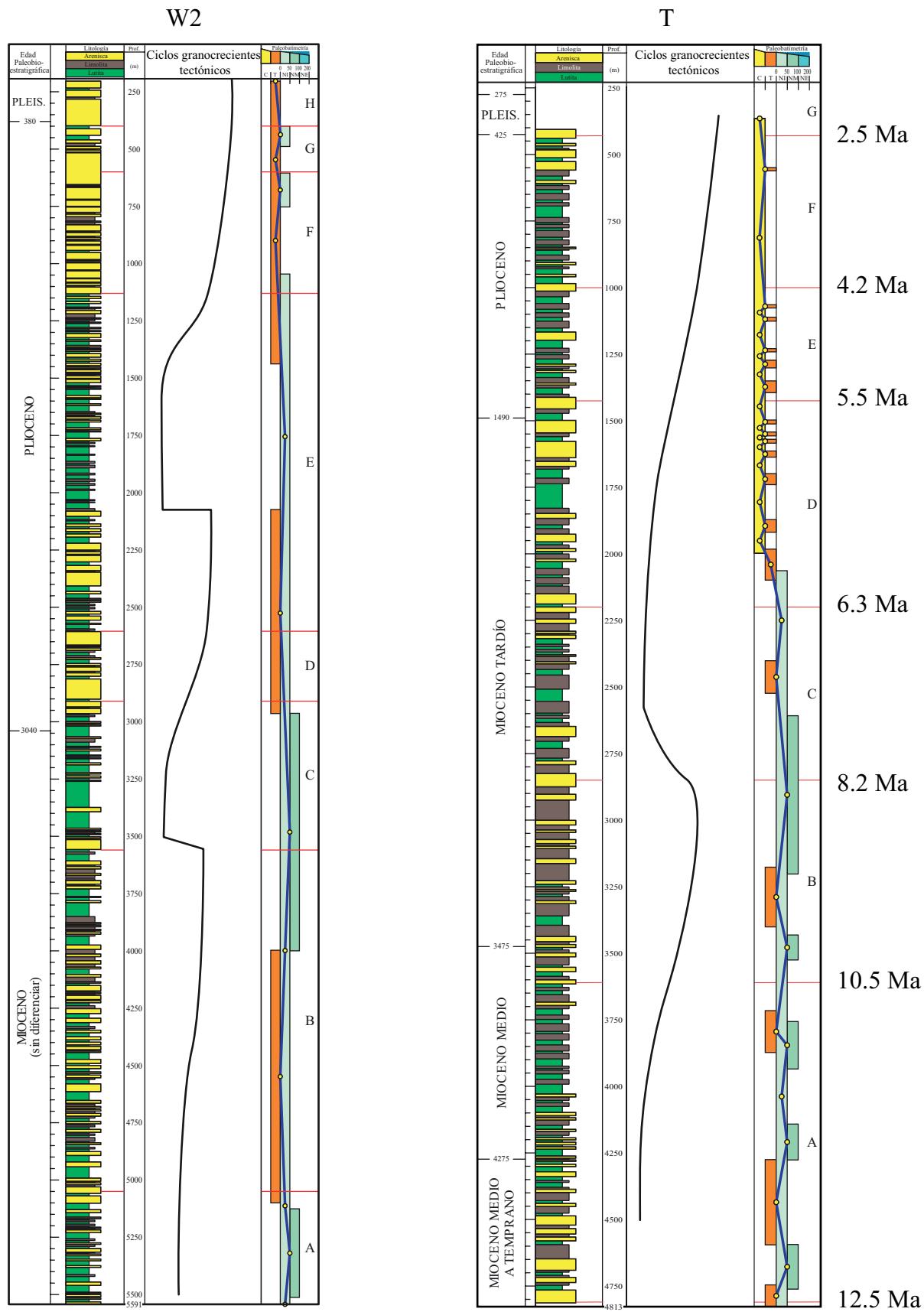


Figura 7. Columna estratigráfica de los pozos W2 en la parte central de cuenca Wagner y T en cuenca de Tiburón. En la Figura 1b se muestra su ubicación. Las columnas fueron obtenidas con base en registros de pozos, núcleos y recortes de perforación (Modificado de Martín-Barajas *et al.*, 2006).

son aproximados mediante la ecuación de transporte con difusión

$$\frac{\partial h}{\partial t} + V_x \frac{\partial h}{\partial x} = \kappa \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + S - V_y \quad (8)$$

En esta ecuación $h(x,t)$ es la topografía, κ es el coeficiente de difusión de masa, una constante que determina la erodabilidad y transportabilidad de los sedimentos, S son sedimentos provenientes de fuentes distantes y/o fuera del plano de la sección y

$$V = \frac{\partial u}{\partial t} \quad (9)$$

es la tasa de deformación. La ecuación 8 describe la evolución de la topografía y la acumulación de estratos de crecimiento en áreas tectónicamente activas donde el coluvión se encuentra fácilmente disponible para ser transportado. La ecuación 8 establece que la razón de degradación de la topografía es proporcional a la curvatura de la topografía, a la razón a la que nueva topografía es creada por tectonismo y a la tasa de depósito de sedimentos distantes.

RESULTADOS

Las ecuaciones descritas anteriormente fueron resueltas numéricamente a través de una serie de programas de cómputo denominado Cross-Section Tools (XST), cuya implementación detallada se encuentra descrita en Contreras y Suter (1990), Contreras (2002) y Contreras (2010b). Los modelos asumen lo siguiente: (i) La topografía inicial es plana. Las líneas sísmicas muestran que el basamento no contiene rugosidades significativas a escala kilométrica, lo que indica que ésta es una suposición razonable. De cualquier manera, lo más probable es que los primeros cien metros de los modelos no capturen adecuadamente la estratigrafía de las cuencas. (ii) Se asume que todos los sedimentos tienen la misma porosidad inicial ϕ_0 al momento de depositarse y el mismo parámetro de compactación λ . (iii) Las fallas son estructuras planas de alto ángulo que atraviesan la corteza continental. Esto es una extrapolación de lo observado en la sísmica de reflexión adquirida por PEMEX-PEP (Figura 4 y 5) que muestra que las fallas penetran hasta tres segundos de tiempo doble de viaje (~ 5 km) sin tornarse lístricas. (iv) Se asume que las fallas inicialmente tuvieron un echado de 60° . Aquí hay que notar que las fallas en las líneas sísmicas tienen echados de $\sim 45^\circ$. Esto es un fenómeno bien conocido que es atribuido a rotación gradual del plano de falla por efectos de flexión. En la simulación los echados permanecen constantes ya que nuestro sencillo modelo no incorpora el fenómeno. (v) Finalmente, se asume que la estructura de las cuencas es cilíndrica. Sólo bajo esta suposición es posible construir modelos bidimensionales. Obviamente un ambiente transtensional como el Golfo de California no cumple con esta restricción. Las limitaciones y aplicabilidad del modelo son discutidas más adelante.

La estrategia para obtener los modelos fué la de ensayo y eliminación de yerros. El objetivo de esta metodología es

la de experimentar con combinaciones de los parámetros libres del modelo, tales como el parámetro elástico de la corteza, la tasa de deslizamiento de las fallas, la tasa de sedimentación externa y la secuencia de fallamiento, para reproducir la estructura observada de la cuenca. De estas combinaciones se seleccionan aquellas que son exitosas en desarrollar atributos estructurales y estratigráficos similares a la sección a modelar, mientras que las fallidas son eliminadas. Los ensayos que son exitosos son modificados y son vueltos a evaluar, repitiendo el proceso. La Tabla 1 muestra los valores de los parámetros que producen la tectonoestratigrafía que mejor se ajusta a los datos.

Modelo tectonoestratigráfico de cuenca Tiburón

La Figura 8 muestra el modelo tectonosedimentario resultante para la línea sísmica de reflexión A-A' que atraviesa la parte central de cuenca Tiburón (Figura 4). La simulación inicia en el Mioceno medio (13 Ma) y termina en el Reciente. Las tasas de deslizamiento de las fallas utilizadas en el modelo están graficadas en la Figura 9 y los parámetros del modelo se listan en la Tabla 1. En la simulación, las fallas Tiburón, Seri, de Mar y Punta Cuevas acumulan un transporte tectónico horizontal total de ~ 7.5 km; esto sugiere que la distorsión en la dirección E-W localizada a lo largo de esas fallas en la estructura natural es de $\varepsilon = 15\%$.

Inicialmente, la subsidencia en el modelo está controlada por un arreglo anidado formado por la falla Tiburón, en el margen occidental de la cuenca simulada, y por las fallas Seri y de Mar, en la margen oriental. Estas fallas forman un graben completo y la cuenca simulada subside homogéneamente a unas décimas de milímetro por año como lo ilustra la Figura 9. Esta configuración restringe la sedimentación al interior del graben y le da una terminación de solapamiento transgresivo (*onlap*) a las sucesiones simuladas del Mioceno medio y Mioceno medio-tardío sobre el hombro oriental del rift sintético (Figura 10). Con esta configuración estructural se reproduce el patrón de sedimentación de las secuencias A y B mostrado en la Figura 4b.

En el modelo, las fallas Seri y de Mar cesan su deslizamiento en el Mioceno tardío del tiempo simulado (Figura 9 y 10). Al mismo tiempo la actividad de las fallas migra hacia el oriente; la falla de Punta Cuevas se torna activa formando una cuenca secundaria en el bloque de techo de la falla (la cuenca de Tepoca) y un alto en el basamento de la cuenca simulada entre la falla Punta Cuevas y la falla de Mar (Figura 4b). Esto resulta en la expansión de las sucesiones simuladas del Mioceno tardío en la depresión sintética de Tepoca y el desarrollo de un fuerte patrón de solape transgresivo tanto sobre el alto del basamento como sobre el hombro de la falla Punta Cuevas (Figura 10).

En la cuenca sintética, la falla Punta Cuevas cesa su actividad hacia los 4 Ma de tiempo simulado (Figura 9 y 8). Esto da lugar a un fuerte patrón de sobreelape de las sucesiones del Plioceno sobre las del Mioceno tardío en la

Tabla 1. Valores de los parámetros utilizados en el modelado tectonoestratigráfico.

Parámetro	Símbolo	Valor	Unidades
Porosidad inicial	ϕ_0	0.45	adimensional
Factor de compactación	λ	600	m
Parámetro flexural	α	45	km
Sedimentación externa	S	1	mm/año
Coeficiente de difusión de masa	κ	1.3	m^2/ka

región de la cuenca sintética de Tepoca (Figura 10). Hacia el Pleistoceno, la falla Punta Cuevas cesa su actividad y a partir de este tiempo la falla Tiburón es la única falla ma-

yor activa en el modelo (Figura 8). De hecho, durante el Pleistoceno esta falla incrementa ligeramente su actividad y sufre una reorganización (ver panel inferior en la Figura 9); esto origina un pliegue por fallamiento y una depresión topográfica adyacente a la falla. Esto es consistente con la morfología y estratigrafía reciente de la cuenca (compárese la Figura 4 con el tercer y cuarto panel de la Figura 8).

Modelo tectonoestratigráfico de cuenca Wagner

La Figura 11 muestra la evolución tectonosedimentaria de cuenca Wagner obtenida con el modelo. La evolución está basada en la línea sísmica B-B' mostrada en la Figura 5. Al igual que el modelo de cuenca Tiburón, la simula-

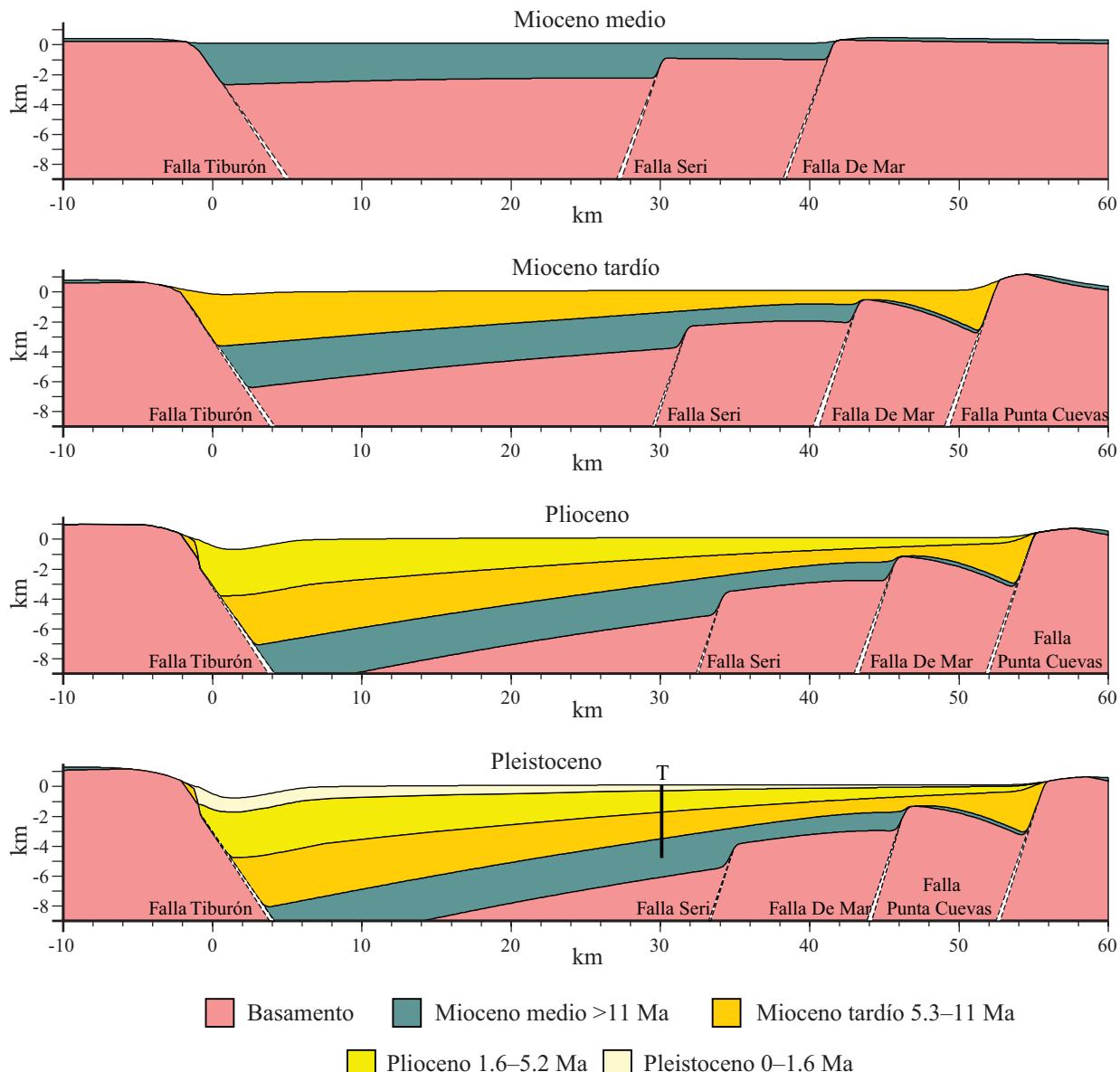


Figura 8. Modelo tectonosedimentario de la evolución de la cuenca Tiburón obtenido con el software XST (Contreras y Suter, 1990; Contreras, 2002, 2010b).

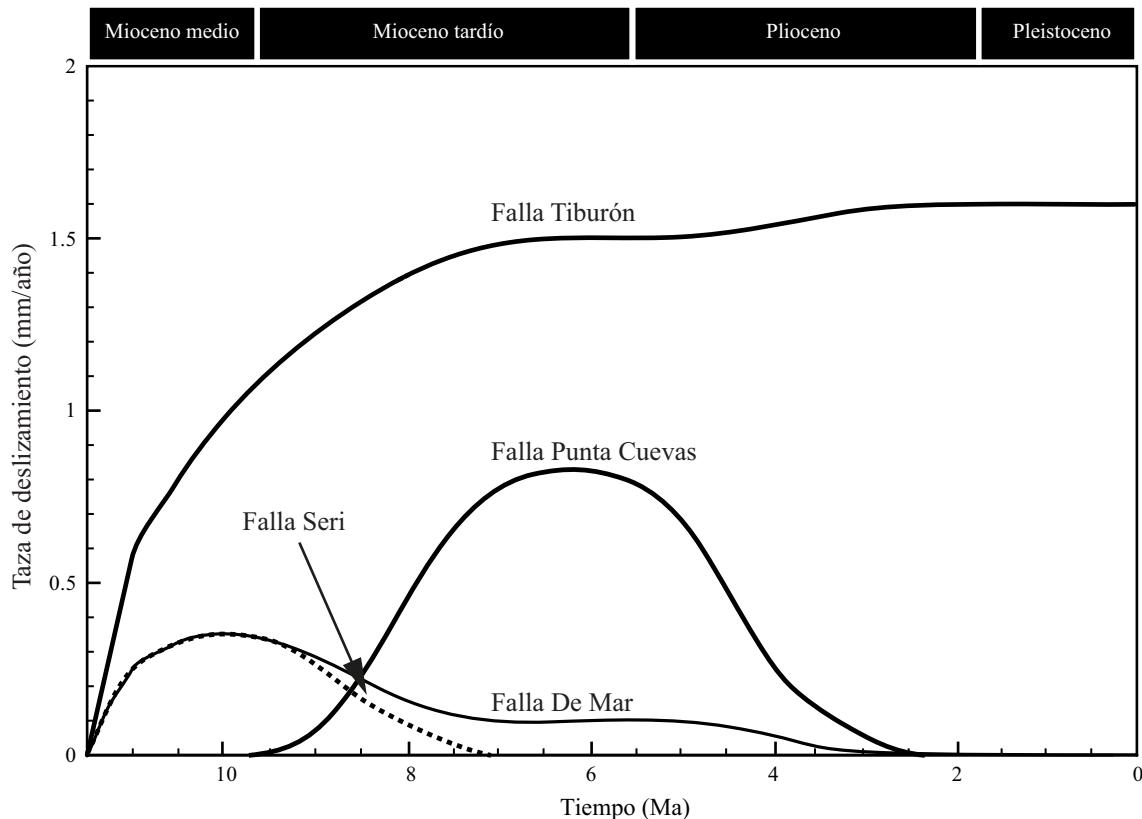


Figura 9. Gráfica de las tasas de deslizamiento de las fallas del modelo tectonosedimentario de cuenca Tiburón.

ción inicia en el Mioceno medio (13 Ma) y termina en el Reciente. Gráficas con las tasas de deslizamiento de las fallas utilizadas en el modelo se presentan en la Figura 12 y los parámetros del modelo se listan en la Tabla 1.

En la simulación, las fallas de San Felipe, Cerro Prieto, y el sistema de fallas Consag acumulan un transporte tectónico horizontal total de ~ 12 km; esto sugiere que la distorsión en la dirección E-W localizada por esas fallas en la estructura natural es de $\epsilon = 13\%$. La extensión inicialmente se localiza a lo largo de las fallas de San Felipe y de Cerro Prieto formando un arreglo en dominó con caída al oeste. Hay que notar, sin embargo, que durante los primeros 3 Ma de tiempo simulado la primera falla es la que subside más rápido de las dos (Figura 12). Hacia el final del Mioceno tardío del tiempo simulado, la actividad de la falla San Felipe alcanza su máxima tasa de deslizamiento de ~ 1 mm/año; después cesa abruptamente su actividad. Simultáneamente, la falla Cerro Prieto incrementa su actividad hasta alcanzar una tasa de deslizamiento similar de ~ 1 mm/año en el Mioceno medio de tiempo simulado. Esto resulta en el depósito de una serie de secuencias sintéticas con geometría de cuña llenando los semigrábenes formados por las fallas (Figura 11). Por otra parte, el cese de la actividad de la falla San Felipe e incremento de actividad en Cerro Prieto, produce erosión del bloque levantado de la falla San Felipe.

A partir de este tiempo el modelo no puede reproducir los espesores y patrones estratigráficos observados en la sección sísmica B-B'. La razón es que las fallas del rift modelado no pueden generar el suficiente espacio de acomodo. Para resolver este problema fué necesario incluir subsidencia adicional en la cuenca sintética de 0.8 mm/año (Figura 12). Esto resulta en una prominente relación angular entre las sucesiones sintéticas del Mioceno tardío y las del Mioceno medio que cambia lateralmente a sucesiones concordantes hacia el interior del semigraben de la falla Cerro Prieto (Figura 5). Esto es consiste con una discordancia similar observada en la estratigrafía de la cuenca Wagner (Figura 6). Otro efecto de la subsidencia adicional es que da lugar al sepultamiento del hombro oriental del rift durante el Plioceno.

Nótese que el acuerdo entre modelo y rift sólo es parcial. El espesor de las líneas de tiempo de las sucesiones sintéticas se engrosan hacia el plano de la falla de Cerro Prieto mientras que el espesor de las secuencias en el interior de la cuenca Wagner (la estructura natural) es constante, como se aprecia en las secuencias C y D en la Figura 5. La relevancia de esto se discute a detalle más adelante.

En la cuenca sintética, el sistema de fallas de Consag se activa durante el Plioceno y Pleistoceno. Esto origina una fuerte discordancia en la estratigrafía simulada en los hombros del rift; también expansión de las

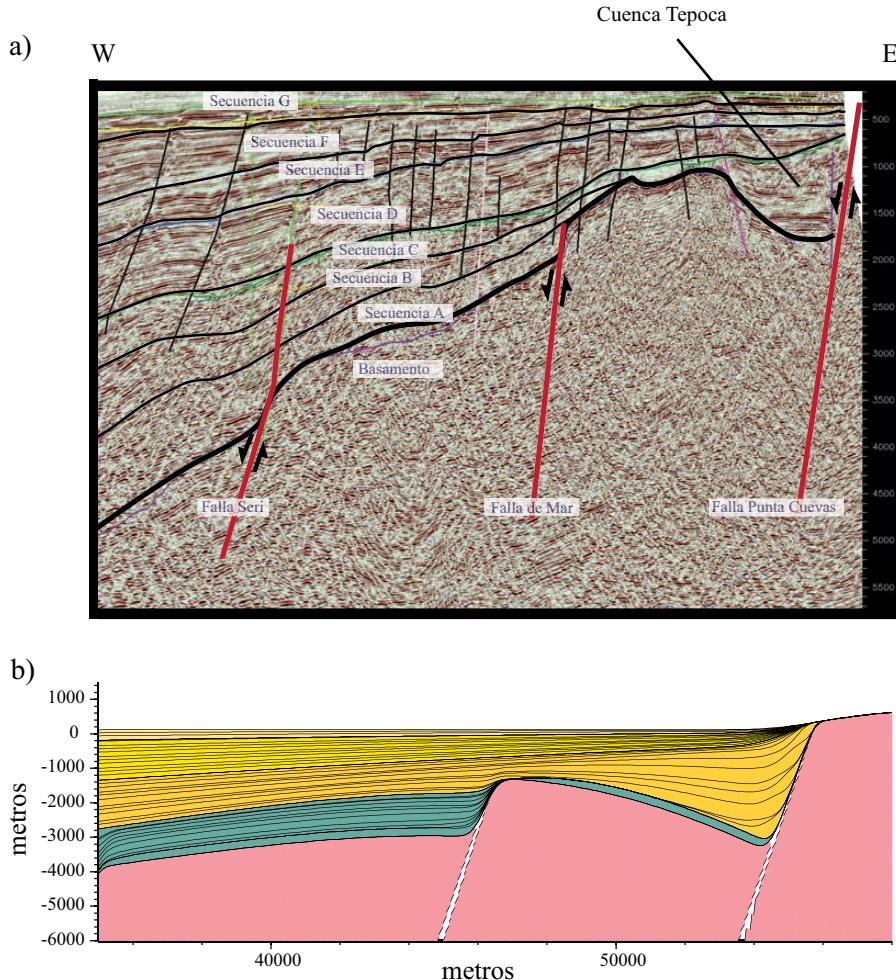


Figura 10. Detalle de la sección sísmica de reflexión en el área de cuenca Tepoca (a) y detalle del modelo tectonosedimentario de la cuenca Tiburón para la misma área (b). Las líneas en el modelo corresponden con líneas de tiempo estratigráfico. El intervalo entre líneas de tiempo en el modelo es 250 ka; los colores de las sucesiones son los mismos que en la Figura 8. La estructura y patrones de sedimentación de las líneas de tiempo del modelo reproducen los patrones en la sísmica.

sucesiones en el interior del graben formado por las fallas. Adicionalmente, durante este segundo pulso de extensión, la falla de Cerro Prieto entra en una fase de renovada actividad que origina una fuerte discordancia angular en el bloque de piso de la falla (Figura 12 y 11).

DISCUSIÓN

Implicaciones tectónicas

En la sección precedente presentamos modelos sencillos de la evolución tectonosedimentaria de las cuencas de Tiburón y Wagner. Los modelos buscan reproducir los espesores sedimentarios y patrones estratáticos observados en los pozos y en la sísmica. Los modelos indican que las cuencas tuvieron una evolución tectónica caracterizada por pulsos de actividad en las fallas que las limitan. La gráfica con la actividad de las fallas de la cuenca Tiburón (Figura

9) indica que la cuenca es el resultado de dos pulsos de actividad: uno en el Plioceno medio, asociado con la fase de extensión del protogolfo, y otro más en el Plioceno tardío–Pleistoceno temprano, asociado a la fase de apertura oblicua del Golfo de California. Esto es consistente con la estratigrafía del pozo T que contiene pulsos siliciclásticos granocrecientes de escala kilométrica de origen tectónico que ocurrieron en épocas geológicas comparables. Note que esos atributos granulométricos contienen información de pulsos tectónicos independiente de la geometría estratal y espesores sedimentarios, lo que valida nuestros resultados.

El modelo muestra que las fallas Tiburón, Seri y de Mar se activaron durante el pulso inicial y que estas últimas sólo acomodaron extensión durante los estadios iniciales de subsidencia, lo cual es común en ambientes extensionales (Figura 9). La geometría anidada de las fallas y su separación de ~20 km sugiere que el cese de su actividad se debió a interacciones a profundidad entre ellas. Conforme las fallas incrementan su longitud, éstas penetran en regiones cada vez

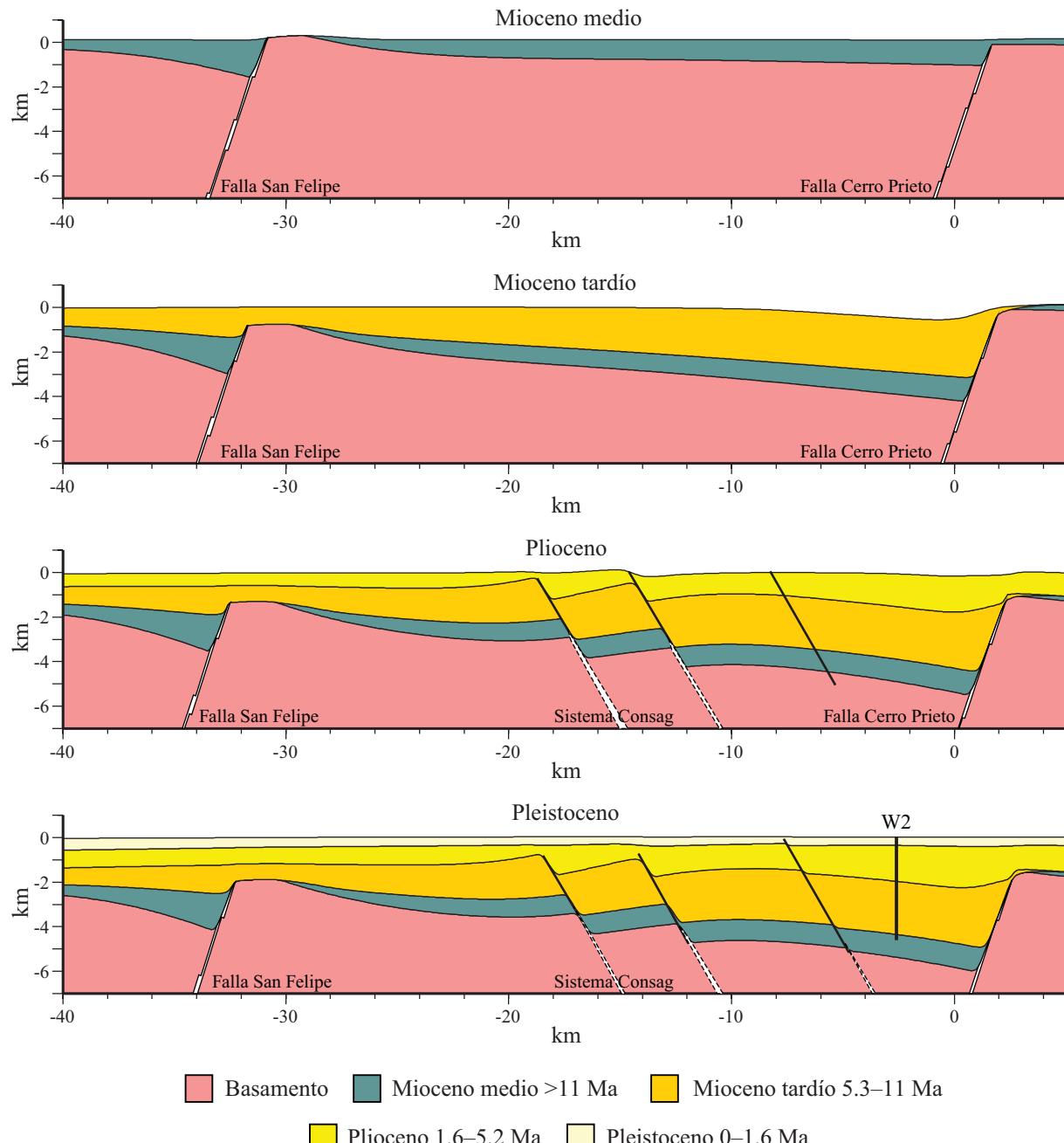


Figura 11. Modelo tectonosedimentario de la evolución de cuenca Wagner obtenidos con el software XST (Contreras y Suter, 1990; Contreras, 2002, 2010b).

más profundas de la corteza; debido a su buzamiento encontrado, las fallas eventualmente se cortan entre sí. Como resultado se obtiene la formación de una falla maestra y una serie de fallas conjugadas abortadas con desplazamiento secundario (Scholz y Contreras, 1998; Contreras y Scholz, 2001). Simples argumentos de simetría expuestos por esos autores requieren que la separación entre las fallas escale como $\sim 2/3$ del espesor de la corteza continental. La separación entre fallas en la cuenca Tiburón guarda una relación similar con el espesor estimado de la corteza en la región

(~ 30 km; Fuis *et al.*, 1984)

El segundo pulso activó la falla de Punta Cuevas en la planicie costera de Sonora y cesó su actividad con el establecimiento del límite de placas en el eje del Golfo de California hacia los 4.7 Ma (Osokin *et al.*, 2001). Esto indica que algunas de las fallas de la rama de Sonora son producto de la fase de apertura oblicua del Golfo de California.

El modelo de la cuenca Wagner establece que esta cuenca es producto de cuatro pulsos de actividad de fallas (Figura 12): un pulso inicial asociado con la ruptura de la

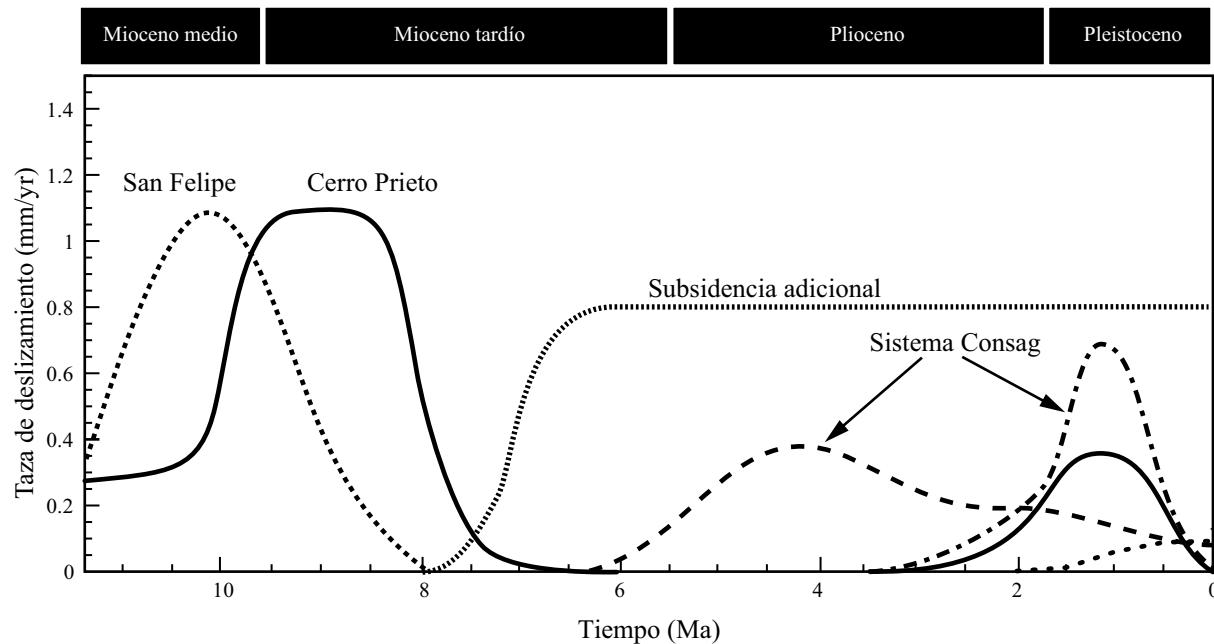


Figura 12. Gráfica de las tasas de deslizamiento de las fallas del modelo tectonosedimentario de la cuenca Wagner.

falla de San Felipe en el Miocene medio, otro en el Miocene tardío por la falla Cerro Prieto, un tercero en el Plioceno por la ruptura del sistema Consag-Wagner y un pulso final de subsidencia en el Pleistoceno. Los dos primeros pulsos se originaron durante la fase de extensión normal del protogolfo mientras que el tercero se presentó durante el establecimiento del límite de placas actual a lo largo del eje del Golfo de California, originando la cuenca moderna de Wagner. Al igual que en el caso de cuenca Tiburón, estos pulsos son claramente observados en tres ciclos granocrecientes de escala kilométrica en la estratigrafía del pozo W2 (Figura 7). El pulso final en el modelo coincide con una reorganización en el límite de placas que se ha documentado desde el sur de California hasta la zona de Isla Ángel de la Guarda (Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Seyler *et al.*, 2010). La reorganización se ha atribuido al impacto oblicuo de la Sierra de San Bernardino con la Sierra de San Jacinto a lo largo del Paso de San Gorgonio (Matti y Morton, 1993; Morton y Matti, 1993; Langenheim *et al.*, 2004).

El modelo también revela que sólo una fracción de la subsidencia de la cuenca puede atribuirse a fallamiento normal. La cuenca, por lo tanto, debió de subsidir pasivamente en respuesta a flujo de la corteza continental inferior y/o por fallas ubicadas afuera de la región con cobertura sísmica. La primera hipótesis es congruente con observaciones geofísicas que muestran un adelgazamiento de ~15 km de la corteza del Golfo de California (Fuis *et al.*, 1984; González-Fernández *et al.*, 2005).

De acuerdo con nuestros modelos, la magnitud de la extensión horizontal es similar en ambas cuencas: ~7 km. Esto corresponde con una distorsión de ~15 % en la dirección E-W. La cifra anterior, sin embargo, debe de conside-

rarse como una estimación mínima. El modelo subestima la extensión horizontal ya que las fallas mantienen su echado constante. Es decir, mientras más bajo es el echado de las fallas éstas son más eficientes en acomodar desplazamiento horizontal. Otro fenómeno importante que el modelo ignora es la contribución de las fallas secundarias y subsísmicas en la distorsión volumétrica de las rocas. En el Mar del Norte, por ejemplo, se ha demostrado que debido a una ley de potencias en la distribución de tamaños de fallas, las fallas subsísmicas acumulan una cantidad de desplazamiento similar a la de las fallas principales (Fossen y Rørnes, 1996).

Aún suponiendo que nuestros modelos subestimen la distorsión ortogonal al rift, digamos por un factor de tres, estos indican que gran parte del basamento original de las cuencas aún se encuentra presente debajo de ellas. La implicación es que las líneas de costa actuales no pueden cerrarse completamente hasta tocarse como sugieren muchas de las reconstrucciones paleogeográficas de la península que están basadas en movimiento de bloques rígidos.

Limitaciones de los modelos

El crecimiento y liga de fallas generan efectos tridimensionales que nuestro sencillo modelo bidimensional no puede capturar. Por ejemplo, a bajas distorsiones éstos producen elementos arquitectónicos complejos como rampas de relevo en pasos laterales entre fallas; zonas de acomodo entre fallas con polaridad opuesta; y pliegues en los extremos de fallas. A altas distorsiones frecuentemente se desarrollan fallas de transferencia con movimiento transcurrente que ligan sistemas de fallas en echelon. Estos elementos

estructurales no solo rompen con la bidimensionalidad de las cuencas, afectan profundamente las rutas de transporte de sedimentos los patrones de sedimentación (Contreras y Scholz, 2001).

Hay que notar, sin embargo, que debido al fenómeno de transferencia de esfuerzo el desarrollo de estas estructuras se restringe a los extremos de la fallas. En el interior de las fallas se presenta localización del desplazamiento en un núcleo de deformación y en una aureola de daño plástico cuyos tamaños escalan linealmente con el largo de la falla. Esto permite que las fallas crezcan y acomoden desplazamiento de forma quasi-bidimensional sobre su propio plano.

Otro problema de nuestros modelos es que las líneas sísmicas en las que se basan son oblicuas con respecto a la dirección del transporte tectónico NNE-SSW. Esto es una limitación heredada de la manera como las secciones sísmicas fueron adquiridas. Éstas fueron tomadas a lo largo del eje del golfo (NW-SE) y en la dirección perpendicular (SW-NE), sin duda, para maximizar cobertura. Al respecto es poco lo que se puede hacer ya que construir una sección interpolada a lo largo de la dirección de transporte introduciría artificios aún más grandes como se discutió previamente.

A pesar de esos problemas, nuestros modelos deben de capturar razonablemente bien la evolución de la cuencas, especialmente durante el Mioceno medio y tardío. Dos son las razones de esto: por una parte, las líneas sísmicas pasan por los depocentros de las cuencas que es donde se tienen las mejores condiciones de bidimensionalidad requeridas por el modelo; por otra parte, durante la fase de extensión del protogolfo del Mioceno, el eje principal de extensión fue paralelo a las líneas sísmicas (McQuarrie y Wernicke, 2005, y referencias ahí contenidas).

El modelo de la cuenca Tiburón es el más confiable. Con excepción de la falla de Tiburón, el resto de las fallas mayores cesaron su actividad o alcanzaron su máxima actividad antes del establecimiento de la fase transtensiva del Plioceno (Figura 9). Después de este tiempo la masa contenida en el alto de Isla de Ángel de la Guarda y el bloque levantado de la falla de Punta Cuevas fluyeron lateralmente; el resto de la cuenca permaneció sobre la sección ya que fué transportada pasivamente con el bloque de techo de esas fallas.

Para el caso de la cuenca Wagner, se conoce de observaciones que la falla de Cerro Prieto acomoda desplazamiento lateral de ~ 45 mm/año por lo menos desde el Pleistoceno (Bennett *et al.*, 1996). Así, creemos que este modelo contiene artificios significativos asociados con este fenómeno. Por ejemplo, este fenómeno probablemente es responsable de la manera abrupta como la falla de Cerro Prieto yuxtapone secuencias bien estratificadas del Mioceno tardío, de espesor uniforme, contra el basamento. Numerosas observaciones en cuencas de rift (v.g., Gawthorpe y Leeder, 2000) muestran que las facies de interior de cuenca forman un patrón de sedimentación divergente contra las fallas, producto del depósito de abanicos aluviales y abanicos en delta como

se muestra en la Figura 13a. El perfil sísmico de la cuenca Wagner carece de este tipo de facies. La Figura 13b presenta un esquema geológico que explica la yuxtaposición directa de facies de interior mediante una falla de desplazamiento lateral derecho. Esto podría explicar las relaciones observadas en la cuenca Wagner.

CONCLUSIONES

El análisis de líneas sísmicas de reflexión y la formulación de modelos tectonosedimentarios de las cuencas Wagner y Tiburón del norte del Golfo de California muestran los siguientes:

1) Las cuencas están formadas por elementos arquitectónicos comunes: semigrábenes.

2) El arreglo de los semigrábenes, sin embargo, es diferente en cada cuenca. Esto es común en ambientes extensionales. La cuenca Tiburón consiste de un semigráben con caída al oeste mientras que la cuenca Wagner está formada por dos semigrábenes con caída hacia el este. Adicionalmente, en su parte central tiene un sistema de fallas anidadas que alberga a la cuenca Wagner moderna.

3) Existen diferencias considerables en la forma como la deformación fué acomodada por las fallas que limitan a las cuencas. En la cuenca Tiburón, las fallas Tiburón y

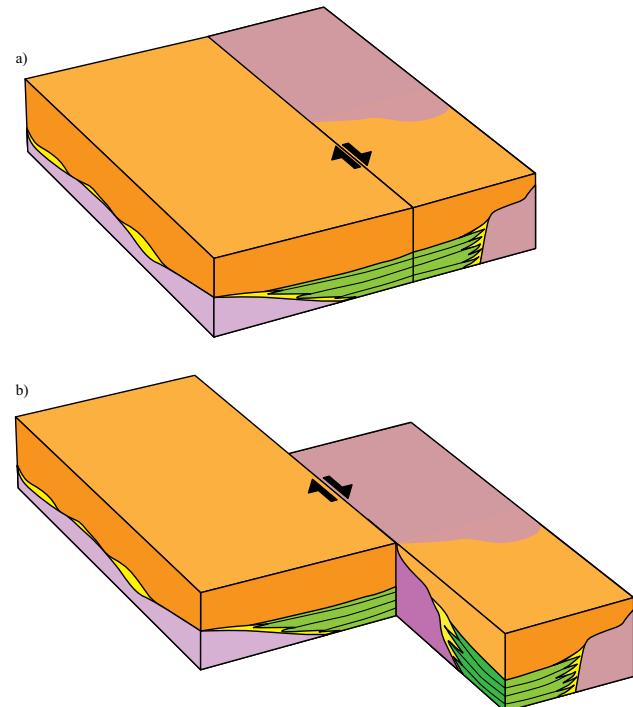


Figura 13. a) Los márgenes de las cuencas rift continentales se caracterizan por facies de abanicos aluviales y abanicos en delta (en amarillo). Los depocentros, en contraste, tienen facies bien estratificadas con buena continuidad lateral (en verde). b) En la cuenca Wagner, la falla Cerro Prieto pone en contacto directo basamento con facies de interior de cuenca. Una manera de explicar esto es mediante fallamiento de rumbo.

Punta Cuevas acomodaron la mayor parte de la deformación. La cuenca Wagner, por otra parte, tiene una historia de actividad intermitente.

4) La cuenca Tiburón presenta dos pulsos de extensión. Uno asociado con la fase de extensión del protogolfo del Mioceno medio y tardío, y otra con la fase de extensión de apertura oblicua del Plioceno.

5) La cuenca Wagner es producto de varios pulsos de subsidencia. Dos de ellos ocurrieron durante la fase de extensión del protogolfo; un tercero ocurrió durante el establecimiento del límite de placas actual a lo largo del eje del Golfo de California por el impacto oblicuo de la Sierra de San Bernardino con la Sierra de San Jacinto a lo largo del Paso de San Gorgonio en el centro de California, E.E.U.U.

6) El modelo de la cuenca Wagner reveló la existencia de un cuarto pulso relacionado con la reorganización del sistema de fallas San Andrés que ocurrió en el Pleistoceno.

7) A pesar de que existe una separación de 200 km entre las cuencas Tiburón y Wagner, los modelos que presentamos en este trabajo muestran que la extensión total horizontal en el sentido E-W en esas cuencas es similar, ~15 km. Este cálculo debe considerarse como un mínimo, ya que nuestros modelos subestiman la extensión horizontal acomodada por las fallas mayores.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Subdirección Técnica de Exploración de PEMEX-PEP por el acceso a la base de datos del Golfo de California. Agradecemos el apoyo económico recibido por CONACyT a través del proyecto 60647 y la beca de posgrado otorgada a NR. Fondos adicionales también fueron otorgados por CICESE (proyecto No. 644116). También quisieran agradecer el apoyo técnico que brindaron Martín Pacheco Romero y Sergio Arreguí Ojeda durante el transcurso de esta investigación. Finalmente, los autores agradecen la revisión hecha por los árbitros Mariano Cerca y Manuel Aragón Arreola. Sus comentarios mejoraron substancialmente este artículo.

REFERENCIAS

- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005, Basin analysis: principles and applications: Oxford, Blackwell Publishing, 2nd ed., 548 pp.
- Aragón-Arreola, M.A., Martín-Barajas, A., 2007, Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico: *Geology*, 35, 571-574, doi: 10.1130/G23360A.1.
- Bennett, R. A., Rodi, W., Reilinger, R.E., 1996, Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 101B10, 21943-21960.
- Buck, R.W., 2009, Dynamic processes in extensional and compressional settings: the dynamics of breakup and extension, *en* Watts, A.B. (ed.) *Treatise in Geophysics*, v. 6: Crust and lithosphere dynamics: Amsterdam, Elsevier, 335-376.
- Contreras, J., 2002, FBF: a software package for the construction of

- balanced cross-sections: *Computer & Geosciences*, 28, 961-969.
- Contreras, J., 2010a, A model for low amplitude detachment folding and syntectonic stratigraphy based on the conservation of mass equation: *Journal of Structural Geology*, 32, 566-579, doi: 10.1016/j.jsg.2010.03.006.
- Contreras, J., 2010b, Un abordaje euleriano al problema del balanceo de secciones geológicas estructurales: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27, 18-31.
- Contreras, J., Scholz, C.H., 2001, Evolution of stratigraphic sequences in multisegmented continental rift basins: comparison of computer models with the basins of the East African Rift System: *AAPG Bulletin*, 85, 1565-1581; doi: 10.1306/8626CCC1173B-11D7-8645000102C1865D.
- Contreras, J., Suter, M., 1990, Kinematic modeling of cross-sectional deformation sequences by computer simulation: *Journal of Geophysical Research*, 95(B13), 21913-21929.
- Contreras, J., Suter, M., 1997, A kinematic model for the formation of duplex systems with a perfectly planar roof thrust: *Journal of Structural Geology*, 19, 269-278.
- Contreras, J., Scholz, C.H., King, G.C.P., 1997, A model of rift basin evolution constrained by first-order stratigraphic observations: *Journal of Geophysical Research*, 102, 7376-7390.
- Contreras, J., Martín-Barajas, A.J., Herguera, J.C., 2005, Subsidence of the Laguna Salada Basin, northeastern Baja California, Mexico, inferred from Milankovitch climatic changes: *Geofísica Internacional*, 44, 103-111.
- den Bezemer, T., Kooi, H., Cloetingh, S., 1999, Numerical modeling of fault-related sedimentation, *en* Harbaugh, J., Watney, L., Rankey, G., Slingerland, R., Goldstein, R., Franseen, E. (eds.), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*: Tulsa, SEPM Special Publication No. 62, 177-196.
- Dorsey, R., Martín-Barajas, A., 1999, Sedimentation and deformation in a Pliocene-Pleistocene transtensional supradetachment basin, Laguna Salada, north-west Mexico: *Basin Research*, 11, 205-221.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Fossen, H., Rønne, A., 1996, Properties of fault populations in the Gullfaks Field, northern North Sea: *Journal of Structural Geology*, 18, 179-190.
- Fuis, G.S., Mooney, W.D., Helay, J.H., McMechan, G.A., Lutter, W.J., 1984, A seismic refraction survey in the Imperial Valley region, California: *Journal of Geophysical Research*, 89, 1165-1189.
- Gawthorpe, L.R., Leeder, M.R., 2000, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, 12, 195-218.
- Goes, S., van der Lee, S., 2002, Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography: *Journal of Geophysical Research*, 107, doi: 10.1029/2000JB000049.
- González-Escobar, M., Aguilar-Campos, C., Suárez-Vidal, F., Martín-Barajas, A., 2009, Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections: *International Geology Review*, 51, 133-144.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J.J., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Córdoba, D., Bartolomé R., 2005, Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California: *Journal of Geophysical Research*, 110, doi: 10.1029/2003JB002941.
- Gupta, S., Cowie, P.A., Dawers, N.H., Underhill, J.R., 1998, A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution: *Geology*, 26, 595-598.
- Hardy, S., Connors, C.D., 2006, Short note: A velocity description of shear fault-bend folding: *Journal of Structural Geology*, 28, 536-543.
- Hardy, S., Poblet, J., 1995, The velocity description of deformation. Paper 2: sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folds: *Marine and Petroleum Geology*, 12, 165-176.
- Hardy, S., Poblet, J., McClay, K., Waltham, D., 1996, Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures: *Geological Society, London, Special Publications*, 99, 265-282.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, 235, 1156-1167, doi:10.1126/science.235.4793.115.
- Helenes, J., Carreño, A.L., Carrillo, R.M., 2009, Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California: *Marine Micropaleontology*, 72, 10-25, doi:10.1016/j.marmicro.2009.02.003.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318, 1-26.
- Langenheim, V.E., Jachsen, R.C., 2003, Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting: *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL017159.
- Langenheim, V.E., Jachsen, R.C., Morton, D.M., Kistler, R.W., Matti, J.C., 2004, Geophysical and isotopic mapping of preexisting crustal structures that influenced the location and development of the San Jacinto fault zone, southern California: *Geological Society America Bulletin*, 116, 1143-1157.
- Lambiase, J.J., Bosworth, W., 1995, Structural controls on sedimentation in continental rifts: *Geological Society of London, Special Publications*, 80, 117-144.
- Martín-Barajas, A., García-Abdeslem, J., Helenes-Escamilla, J., González-Escobar, M., Aragón-Arreola, M., Pacheco-Romero, M., 2006, Evolución Tectonoestratigráfica de las Cuencas del Norte del Golfo de California: v. 1 Integración de resultados: Ensenada, Mexico, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Reporte inédito, 58 pp.
- Matti, J.C., Morton, D.M., 1993, Paleogeographic evolution of the San Andreas Fault in Southern California: A reconstruction based on a new cross-fault correlation, *en* Powell, R.E., Weldon, R. J., Matti, J.C. (eds.), The San Andreas Fault System: Displacement, Palinspastic Reconstruction, and Geologic Evolution: Tulsa, Geologic Society of America, Memoir 178, 107-159.
- McQuarrie, N., Wernicke, B.P., 2005, An animated tectonic reconstruction of Southwestern North America since 36 Ma: *Geosphere*, 147-172.
- Morton, D.M., Matti, J.C., 1993, Extension and contraction within an evolving divergent strike-slip fault complex: the San Andreas and San Jacinto fault zones at their convergence in Southern California, *en* Powell, R.E., Weldon, R.J., Matti, J.C. (eds.), The San Andreas Fault System: Displacement, Palinspastic Reconstruction, and Geologic Evolution: Tulsa, Geologic Society of America, Memoir 178, 217-230.
- Olsen, P.E., Kent, D.V., Cornet, B., Witte, W.K., Schlische, R.W., 1996, High-resolution stratigraphy of the Newark rift basin (early Mesozoic, eastern North America): *Geological Society of America Bulletin*, 108, 40-77.
- Osokin, M., Stock, J., Martín-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, 29, 459-462.
- Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cerdeña, J.M., Helenes, J., Segura A., 2006, Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: implications for the history of the Colorado River delta and the Salton Trough: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(1), 1-22.
- Rosendahl, B.R., 1987, Architecture of continental rifts with special reference to East Africa: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 445-503.
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Nava Pichardo, A., Romo, J.M., 2005, Modeling the subsidence in the Cerro Prieto geothermal field: *Proceedings of the World Geothermal Congress*, Turquía.
- Scholz, C., Contreras, J., 1998, Mechanics of continental rift architecture: *Geology*, 26, 967-970, doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0967: MOCRA>2.3.CO;2.
- Seyler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M., Geladows, A., Khon, B., 2010, Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: evidence for proto-gulf transtension in the gulf extensional province?: *Tectonophysics*, 488, 87-109.
- Stock, J.M., 2000, Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M., (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*: Boulder, Colorado, Geologic Society of America, Special Paper 334, 143-156.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, 8, 99-115.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002, *Geodynamics*: New York, Cambridge Press, 2a ed., 464 pp.
- Watts, A.B., 2001, *Isostasy and the flexure of the lithosphere*: New York, Cambridge Press, 458 pp.
- Waltham, D., Hardy, S., 1995, The velocity description of deformation. Paper 1: theory: *Marine and Petroleum Geology*, 12, 153-163.

Manuscrito recibido: Febrero 6, 2011

Manuscrito corregido recibido: Octubre 17, 2011

Manuscrito aceptado: Octubre 24, 2011