

Modo de extensión de la corteza y formación del Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, a partir de datos de reflexión sísmica en 2D

Macias Iñiguez, Isabela; Yaruh, Ismael; Spelz Madero, Ronald; González Fernández, Antonio; Fletcher, John M.; Contreras, Juan; Ramírez Zerpa, Néstor; Santa Rosa del Río, Miguel A.; Guardado France, Rigoberto

Modo de extensión de la corteza y formación del Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, a partir de datos de reflexión sísmica en 2D

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 36, núm. 3, 2019

Universidad Nacional Autónoma de México, México

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57265259004>

DOI: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1352>

Modo de extensión de la corteza y formación del Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, a partir de datos de reflexión sísmica en 2D

Mode of crustal extension and formation of rift systems in the southern Gulf of California, from 2D seismic reflection data

Isabela Macias Iñiguez

Universidad Autónoma de Baja California, México

DOI: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1352>

Redalyc: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57265259004>

Ismael Yarbu

Universidad Autónoma de Baja California, México

uyarbu@uabc.edu.mx

Ronald Spelz Madero

Universidad Autónoma de Baja California, México

Antonio González Fernández

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior

de Ensenada, México

John M. Fletcher

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior

de Ensenada, México

Juan Contreras

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior

de Ensenada, México

Néstor Ramírez Zerpa

Universidad Autónoma de Baja California, México

Miguel A. Santa Rosa del Río

Universidad Autónoma de Baja California, México

Rigoberto Guardado France

Universidad Autónoma de Baja California, México

Recepción: 05 Abril 2019

Corregido: 17 Julio 2019

Aprobación: 22 Julio 2019

RESUMEN:

En este trabajo realizamos un análisis cinemático del Sistema Extensional de Cerralvo (SEC), al sur del Golfo de California (GC) y proponemos un modelo de extensión cortical a partir del procesado e interpretación de 57.4 km de datos de sísmica de reflexión multicanal en dos dimensiones. La imagen sísmica muestra que en el SEC las fallas principales buzan hacia el este con ángulos entre 10 y 25° formando un rift asimétrico. La magnitud de extensión horizontal calculada es de 28.0 km, lo que corresponde a un factor de adelgazamiento cortical de 2.0. La tasa de subsidencia promedio en el SEC es de 0.3 mm/año, lo que resulta en un transporte tectónico de hasta tres veces mayor en magnitud respecto a la sedimentación marina que alcanza valores de 0.1 mm/año. A lo largo del SEC el basamento acústico está delimitado por una capa con reflectores semicontinuos, lo cual puede representar fábricas cataclásicas y/o miloníticas asociadas con las fallas normales de bajo ángulo. La deformación penetrativa, el desarrollo de cuencas delimitadas por fallas normales de bajo ángulo y la magnitud de extensión horizontal a través del SEC, sugieren que la extensión cortical debe estar acomodada por un mecanismo de deformación por cizalla simple desde el Mioceno tardío hasta el reciente. Se infiere, además, que el SEC es una prolongación oriental del sistema estructural del Bloque Los Cabos (BLC). Así, nuestro modelo

regional propone que en fases avanzadas del proceso de ruptura continental y apertura del GC, el sistema de fallas del BLC y del SEC convergen a profundidad formando una superficie de despegue regional que atraviesa a lo largo de la placa superior, en donde el bloque de techo rota hacia bajos ángulos de buzamiento formando cuencas asimétricas con transporte tectónico hacia el este. Nuestros resultados fueron contrastados con la cartografía del fondo marino al oriente del SEC. Aquí se infiere que en el límite occidental de la cuenca pull-apart Pescadero Norte, la superficie de despegue regional debe adquirir una geometría antilístrica, atravesando la placa inferior formando una zona de cizalla de alto ángulo. Este estilo de deformación podría resultar en la formación de complejos de núcleo metamórfico asociados con estructuras regionales tipo rolling hinge.

PALABRAS CLAVE: análisis estructural, Golfo de California, deformación por cizalla simple, México.

ABSTRACT:

In this paper, we carried out a kinematic analysis of the Cerralvo Extensional System (SEC), southern Gulf of California, and propose a crustal extension model from the processing and interpretation of 57.4 km of two-dimensional multichannel seismic-reflection data. The seismic image shows that in the SEC the main faults dip eastward with angles between 10–25° forming an asymmetric rift. The amount of horizontal extension measured in Cerralvo is 28.0 km, which corresponds to a crustal thinning factor of 2.0. The average subsidence rate in the SEC is 0.3 mm/yr, which is three times the marine sedimentation documented in this basin (0.1 mm/yr). Along the SEC, the acoustic basement is delimited by a layer with semi-continuous reflectors, which may represent cataclastic and/or mylonitic fabrics associated with low-angle normal faults. The penetrative deformation, the development of basins bounded by low-angle normal faults, as well as the magnitude of horizontal extension across the SEC, suggest simple shear deformation resulted in crustal extension since the late Miocene to the present. It is also inferred that the SEC is the eastern continuation of the Los Cabos Block structural system (BLC). Thus, our regional model proposes that in the currently advanced phase of the continental rupture process and the opening of the GC, the BLC and SEC fault systems converge at depth forming a regional detachment surface along the upper crust, causing the hanging wall to rotate to lower dip angles forming asymmetric basins with an eastward tectonic transport.

Our results were contrasted with the sea bottom topography to the SEC. Here we inferred that at the western boundary of the Pescadero Norte pull-apart basin, the regional detachment surface must acquire an antilistic geometry characterized by a high angle shear zone through the lower crust. This style of deformation might result in the formation of metamorphic core complexes associated with regional rolling hinge structures.

KEYWORDS: structural analysis, Gulf of California, simple shear deformation, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Los sistemas de deformación extensional ocurren cuando las rocas son elongadas por esfuerzos tectónicos distensivos o por acción de la gravedad (Fossen, 2010). En estas regiones, la deformación de la corteza puede acomodarse por medio de dos mecanismos: (1) cizalla pura (McKenzie, 1978) donde la placa inferior es adelgazada por deformación plástica y desacoplada de la placa superior por deformación frágil, formando rifts simétricos, en los que la extensión horizontal es balanceada contra el adelgazamiento vertical; y (2) cizalla simple (Wernicke, 1981, 1985), donde la deformación es controlada por una falla de despegue que atraviesa la placa superior y cuyo transporte tectónico da origen a deformación rotacional en el bloque de techo para formar rifts asimétricos (Allen y Allen, 2005).

En provincias geológicas tales como el Basin and Range al occidente de los Estados Unidos (Wernicke, 1995) y el Bloque Los Cabos (BLC) al sur del Golfo de California (GC) (Fletcher et al., 2000; Fletcher y Munguía, 2000; Fletcher et al., 2003; Bot et al., 2016), la formación de sistemas extensionales está íntimamente asociada a fallamiento normal de bajo ángulo y zonas de cizalla simple que acomodan una fuerte componente de extensión cortical. La deformación es controlada por una zona de despegue dúctil que adelgaza la placa superior mientras la placa inferior asciende isostáticamente y eventualmente es expuesta en la superficie, dando origen a complejos de núcleo metamórfico a lo largo del despegue basal. El bloque de techo puede rotar desde una orientación original de alto ángulo o por fallas normales con bajo ángulo de buzamiento (Davis y Coney, 1979; Coney, 1980; Wernicke, 1981; Lavier et al., 1999; González-Fernández et al., 2005; Whitney et al., 2013).

Existen tres modelos para explicar la formación de fallas normales de bajo ángulo: (1) el modelo original de ruptura superficial sismogénica (e.g., Wernicke, 1995, y referencias ahí citadas); (2) el modelo de rotación de bloques, donde la deformación ocurre a través de una superficie lístrica, acomodando una serie de fallas normales paralelas, con bloques que giran hacia ángulos más someros, formando estructuras tipo dominó (e.g., Proffett, 1977; Axen, 1988; Stewart, 1999; Brady et al., 2000; Axen y Karner, 2004); y (3) el modelo de rotación tipo rolling hinge que sugiere que la deformación ocurre por rebote isostático del bloque de piso, formando un antiforme que migra en la dirección del transporte tectónico. Simultáneamente, ocurre un desplazamiento del bloque de techo, generando una serie de fallas rotadas con bajos ángulos de buzamiento (e.g., Wernicke, 1995; Wernicke y Axen, 1988; Axen y Karner, 2004; Fletcher y Spelz, 2009).

En este trabajo realizamos un análisis cinemático de la deformación del Sistema Extensional de Cerralvo (SEC), en el sur del GC, a partir del procesado e interpretación de 57.4 km de datos de sísmica de reflexión de alta resolución en dos dimensiones (2D). Asimismo, presentamos un modelo geológico donde se estima la magnitud de la extensión cortical y el adelgazamiento de la corteza a partir de la medición de parámetros estructurales y relaciones geométricas simples basadas en el principio general en mecánica de medios continuos de conservación de masa (e.g., Yarbu y Contreras, 2017; Contreras et al., 2016).

Asumiendo condiciones de deformación y sedimentación en estado estacionario, i.e., las velocidades de extensión y sedimentación sin-tectónica no varían con el tiempo, se estima además la tasa de subsidencia tectónica y la tasa de sedimentación en el SEC. Para estimar estos valores, la edad del comienzo de la deformación asociada con la formación del GC fue obtenida a partir de diferentes modelos de apertura del golfo (e.g., Stock y Hedges, 1989; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Fletcher et al., 2007; Ferrari et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2015; Balestrieri et al., 2017).

Finalmente, nuestros resultados se contrastan con la cartografía de campo realizada por Geoffroy y Pronost (2010), Bot et al. (2016) en el BLC y por Duque-Trujillo et al. (2015) en la cuenca Pescadero Norte. Este análisis ha permitido proponer un nuevo modelo regional de deformación de la corteza y la formación de sistemas de rift a través de la porción sur del GC.

MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

Geología de la península de Baja California y noroeste de México

Las provincias magmáticas de la península de Baja California y el noroeste de México registran la historia tectónica de la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana durante el Mesozoico (Gastil, 1993). Como resultado de esta tectónica convergente, el metamorfismo regional y el magmatismo asociado a la subducción resultó en la formación de un batolito peninsular compuesto principalmente por intrusiones de monzogranitos y gabros, mientras que en la parte oriental son comunes las granodioritas y las tonalitas (Figura 1; Silver y Chappell, 1988; Walawender et al., 1990; Duque-Trujillo et al., 2015; Bot et al., 2016). El batolito peninsular, con una longitud de ca. 1000 km está bien expuesto a lo largo de la península y continúa hacia el sur de La Paz, en el BLC, donde se extiende por otros ca. 400 km (Figura 1; Gastil et al., 1975; Montrella, 2004; Langenheim et al., 2014; Duque-Trujillo et al., 2015; Bot et al., 2016).

Durante el Cenozoico dominaron los depósitos de origen volcánico y sedimentario (Figura 1). En el norte de la península, las secuencias volcánicas del Mioceno temprano a Mioceno medio se formaron por la activación de volcanes dacíticos a andesíticos durante la subducción de la Placa Farallón-Guadalupe (Stock y Lee, 1994; Martín-Barajas, 2000). Las secuencias volcanosedimentarias del Oligoceno tardío al Mioceno medio conocida como el Grupo Comondú (Umhoefer et al., 2001; Bryan et al., 2014), se asocia con un magmatismo sin-tectónico ocurrido durante de la subducción del Oligoceno-Mioceno (Umhoefer et al., 2001; Ferrari et al., 2018). Este grupo se divide en tres miembros estratigráficos: (1) el miembro inferior

(<300 m de espesor) consiste de secuencias de areniscas y conglomerados de origen fluvial que gradan a depósitos de sedimentos eólicos a escala local, con presencia de tobas félscicas y flujos de lava basáltico que representan facies distales de la Sierra Madre Occidental; (2) en el miembro medio (<750 m) predominan las brechas sedimentarias masivas intercaladas con flujos menores de andesita; y (3) el miembro superior (<600 m) consiste de flujos de lava andesíticos y brechas volcánicas masivas (Hausback 1984; Sawlan y Smith 1984; Umhoefer et al., 2001; Godinez et al., 2010; Bryan et al., 2014; Duque-Trujillo et al., 2015).

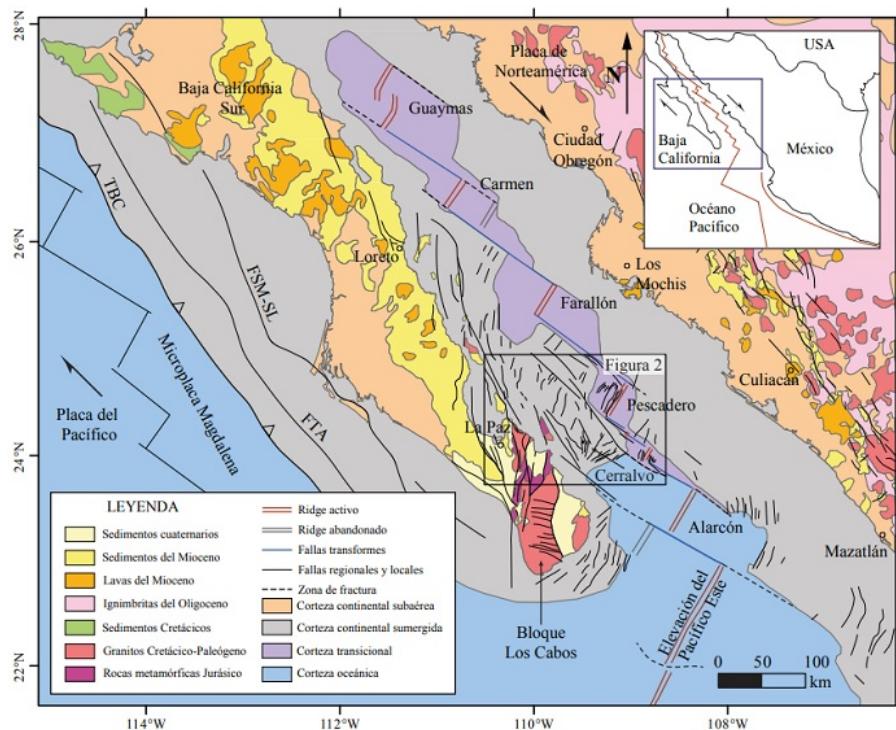


FIGURA 1

Mapa regional que muestra la geología y estructura de la porción sur del Golfo de California (GC). TBC—trinchera de Baja California; FSM-SL—falla Santa Margarita-San Lorenzo; FTA—falla Tosco-Abreojos. Modificado de Fletcher y Munguía (2000); Fletcher et al. (2007); Monrella (2014); Duque-Trujillo et al. (2015); Bot et al. (2016). El Sistema Extensional de Cerralvo se encuentra localizado en el recuadro de color negro (ver Figura 2).

Evolución tectónica del Golfo de California

El GC es una cuenca estructural caracterizada por una deformación transtensional con orientación NW-SE de ca. 1500 km de longitud y ca. 200 km de ancho, caracterizada por fallas de desplazamiento lateral que conectan una serie de cuencas tipo pull-apart formadas desde el Mioceno medio-tardío hasta el reciente (Figura 1; Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989; Bohannon y Parsons, 1995; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Umhoefer, 2011; Contreras-Pérez et al., 2012; Duque-Trujillo et al., 2015). Durante el Cenozoico la placa Farallón fue consumida debajo de la placa de Norteamérica. Con este evento se dio inicio a una extensión tras-arcos en el Oligoceno tardío al Mioceno temprano (Gans, 1997; McDowell et al., 1997; Wong et al., 2010; Ferrari et al., 2013; Bryan et al., 2014; Balestrieri et al., 2017). A partir de ca. 12.5 Ma, tras el cese de la subducción y el abandono secuencial de pequeñas microplacas (e.g., Guadalupe y Magdalena) a lo largo de la margen occidental de Baja California, una parte de la placa de Norteamérica se acopló a la placa del Pacífico por cizalla viscosa (Negrete-Aranda et al., 2013) y desde entonces ha sido arrastrada hacia el noroeste (por una distancia de ca. 650 km) dando

inicio a la ruptura continental, volcanismo intraplaca y la formación del GC (Bohannon y Parsons, 1995; Fletcher et al., 2007; Negrete-Aranda et al., 2013; Ferrari et al., 2018).

Diferentes modelos cinemáticos han sido propuestos para describir la formación del GC (e.g., Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Fletcher et al., 2007). El modelo de evolución cinemático de apertura del GC en dos fases (e.g., Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007), propone que la cizalla transtensiva asociada con el movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica fue particionada en dos zonas de deformación en cada lado de la microplaca de Baja California. En esta primera fase se propone que toda la cizalla lateral derecha (300–350 km) fue acumulada exclusivamente a lo largo del sistema Tosco-Abreojos al oeste de Baja California y al mismo tiempo toda la componente extensiva fue acumulada en la región del futuro GC por fallas normales. Se propone que la segunda fase (ca. 6 a 0 Ma) inició cuando las fallas laterales al oeste de Baja California murieron y esta componente de movimiento relativo migró hacia la región del futuro GC formando el régimen de cizalla transtensiva que se observa hoy en día (Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Osokin y Stock, 2003; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Darin et al., 2016; Balestrieri et al., 2017).

Hasta la fecha de elaboración de este trabajo, nadie ha intentado contestar dos preguntas fundamentales sobre la dinámica de este modelo cinemático. La primera es, por qué la cizalla dextral transtensiva fue particionada en dos zonas de cizalla distintas. La segunda es, por qué las fallas más dominantes de la frontera de placa al oeste de Baja California murieron hace 6 Ma. Existe mucha evidencia observacional en contra de este primer modelo de la apertura del GC en dos fases cinemáticas. Con base en correlaciones litológicas regionales, Fletcher et al. (2007) demostraron que el desplazamiento finito acomodado por la zona de cizalla al oeste de Baja California es menor a 150 km. Este sistema no sólo consiste en fallas laterales sino también presenta grandes cuencas extensionales, lo cual demuestra que el régimen de cizalla es uno de transtensión integrada (Fletcher et al., 2007; Brothers et al., 2012). Además, estudios geodésicos demuestran que este sistema de fallas sigue siendo activo en el presente (Dixon et al., 2000; Gonzalez-Garcia et al., 2003, Plattner et al., 2007). En la Provincia Extensional del Golfo, varios estudios han demostrado que el inicio de un régimen de cizalla transtensiva ocurrió mucho antes de 6 Ma. Muchos estudios han demostrado que fallas laterales y el régimen de cizalla transtensiva fueron activados durante la primera fase de apertura ca. 12-6 Ma (Seiler et al., 2010; Bennett et al., 2013; Ferrari et al., 2013; Bennett, et al., 2016; Darin et al., 2016).

Más recientemente, Ferrari et al. (2013) y Bryan et al. (2014) modificaron el modelo cinemático de la apertura del GC con base en evidencias de tectonismo extensional previo a la reorganización de la frontera de placas Pacífico-Norteamérica hace ca. 12 Ma. Estos autores documentaron que a lo largo de la margen oriental del GC la corteza fue adelgazada a la mitad de su espesor original hace 11–10.5 Ma, cuando fueron emplazados flujos basálticos post-tectónicos, justo por encima del nivel del mar en Sinaloa y Nayarit. Ferrari et al. (2013) proponen que gran parte de la magnitud del adelgazamiento cortical ocurrió por extensión trasarco que inició en el Oligoceno hace ca. 30 Ma. Su reconstrucción cinemática sólo requiere 350 km de cizalla transtensiva en la región del golfo después de ca. 12 Ma. Aunque todavía existe controversia sobre la cantidad de desplazamiento acumulado después de ca. 12 Ma, a la fecha de realización de este trabajo existe un consenso sobre el carácter transtensivo de la cizalla durante este periodo.

Geología y estructura del Bloque Los Cabos

El BLC está ubicado en el extremo sur de la península de Baja California, justo en la transición entre el Golfo de California y el océano Pacífico (Figura 1). En esta región, la corteza continental está constituida por un basamento granítico, metamórfico y sedimentario de edad Mesozoico, sobre el cual subyacen sedimentos del Mioceno hasta el Cuaternario (Figura 1; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988; Schaaf et al., 2000; Fletcher et al., 2003; Montrella, 2004; Duque-Trujillo et al., 2015; Bot et al., 2016; Balestrieri et al., 2017).

En la margen occidental del BLC el basamento superior granítico contrasta con la geología circundante, la cual es dominada por sucesiones de ignimbritas, así como rocas volcanoclásticas y epiplásticas del grupo Comondú (Figura 1; Fletcher et al., 2000; Bryan et al., 2014; Ferrari et al., 2018). En la margen oriental, el BLC está caracterizado por la presencia de secuencias sedimentarias del Cenozoico, mientras que hacia el norte se observan en contacto con complejos metamórficos pre-batolíticos compuestos por rocas metasedimentarias y gneises tonalíticos (Figura 1; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988; Fletcher et al., 2000; Schaaf et al., 2000; Montrella, 2004).

Las facies metasedimentarias encontradas en la Sierra La Gata e Isla Cerralvo representan el cinturón metamórfico del BLC (Figura 1; Montrella, 2004). Hacia la margen oriental de la Sierra la Gata, la cuenca Los Barriles (Figura 2) está compuesta por una secuencia sedimentaria marina del Mioceno que grada hacia depósitos continentales del Plioceno y abanicos aluviales del Pleistoceno y Holoceno (Schwennicke y Umhoefer, 2008; Arreguín-Rodríguez y Schwennicke, 2013; Schwennicke et al., 2017). Hacia la Isla Cerralvo el basamento está compuesto principalmente por rocas graníticas y metamórficas (Figura 1), cortadas por diques de composición máfica, que subyacen a rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario y rocas carbonatadas del Plioceno (Montrella, 2004). Hacia el fondo marino del BLC, frente a las islas Cerralvo, San José y cuenca Pescadero, son comunes las intrusiones de monzogranitos de edad Mioceno medio (Duque-Trujillo et al., 2015; Balestrieri et al., 2017).

Las estructuras en el BLC se componen de una serie de fallas normales regionales que buzan dominante hacia el este, delimitando cuencas continentales llenadas por sedimentos Terciarios (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Fletcher et al., 2000; Schwennicke et al., 2017). Algunos autores sugieren que el sistema de fallas Los Barriles (Figura 2) no es la continuación de la falla San José del Cabo, sino que es un sistema independiente (Bot et al., 2016; Schwennicke et al., 2017). La activación del sistema de fallas Los Barriles comenzó a finales del Mioceno-medio e inicios del Mioceno tardío (Fletcher et al., 2000). Sin embargo, otros autores proponen una edad más antigua (ca. 18 Ma), durante el Mioceno temprano (Bot et al., 2016). Este evento coincide con el fallamiento extensional en la cuenca San José del Cabo, donde se generaron fallas actualmente sepultadas hacia su parte central (Busch et al., 2011; Arreguín-Rodríguez y Schwennicke, 2013; Schwennicke et al., 2017). El modelo estructural propuesto por Geoffroy y Pronost (2010) y Bot et al. (2016) sugiere que la Falla Los Barriles se propaga a profundidad formando una superficie de despegue que corre a lo largo de la corteza continental hacia la plataforma del GC, y sobre la cual el bloque de techo ha rotado en sentido anti-horario, poniendo en contacto lateral rocas del basamento con sedimentos marinos y continentales (Bot et al., 2016).

MÉTODOS

Procesamiento de datos sísmicos

El procesado de datos sísmicos consiste en la selección y aplicación de una serie de parámetros y algoritmos a datos adquiridos en el campo (ver Tabla 1). Los datos fueron colectados abordo del buque oceanográfico (B/O) Francisco de Ulloa, propiedad del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), en colaboración con Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California en San Diego, Estados Unidos, en septiembre de 2006.

El procesado de los datos sísmicos se realizó en tres etapas: pre-apilamiento, apilamiento y post-apilamiento (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001). En la primera etapa se ajustó la geometría de los datos a un sistema de referencia de coordenadas geográficas y se eliminaron trazas con un nivel de ruido alto. Se realizó un filtrado pasa banda para conservar las frecuencias donde domina la señal de interés, así como un filtrado inverso

(deconvolución; Peña-Domínguez, 2018). Este último paso permite recuperar altas frecuencias, atenuar reflexiones múltiples y ecualizar las amplitudes de la señal (Yilmaz, 2001).

Durante la etapa de apilamiento, se agruparon las trazas que pertenecen a un punto de reflexión común (CDP) de reflexión en el subsuelo. El análisis de velocidad por semblanza se realizó mediante el proceso de corrección conocido como Normal-MoveOut (NMO; Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001). Aquí se aplica la velocidad media cuadrática (RMS) y se corrige el efecto de la distancia fuente-receptor. Las trazas de registros sísmicos diferentes con un punto medio común (CMP) son sumadas para formar trazas apiladas, lo que mejora la relación señal-ruido.

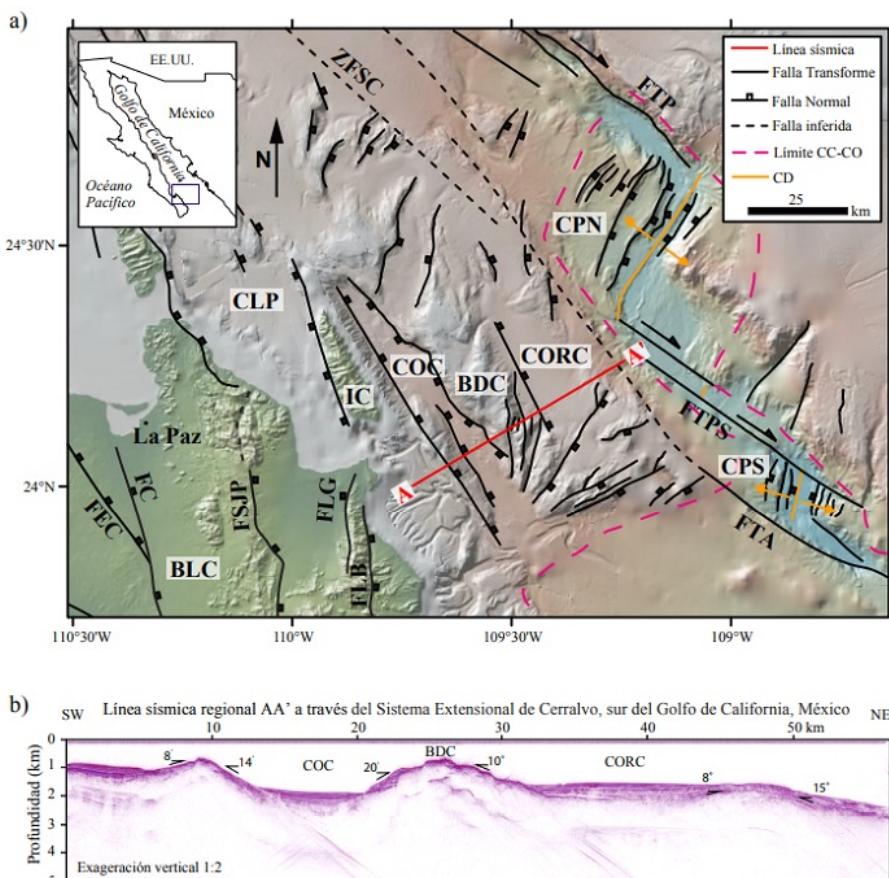


FIGURA 2

(a) Mapa estructural de la porción sur del Golfo de California (Modificado de Fletcher et al., 2007; Duque-Trujillo et al., 2015). El modelo de elevación digital fue creado usando GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>). El Sistema Extensional de Cerralvo (sección sísmica AA') se encuentra delimitado por la cuenca Pescadero hacia el este, por el Bloque Los Cabos hacia el oeste, la Isla Cerralvo y cuenca La Paz hacia el norte, y la cuenca Alarcón hacia el sur. Las estrellas de color rojo muestran los epicentros de eventos sísmicos ocurridos durante el año 1969. BLC—Bloque los Cabos; CLP—cuenca La Paz; FEC—falla El Carrizal; FC—falla Centenario; FSJP—falla San Juan de lo Planes; FLG—falla La Gata; FLB—falla Los Barriles; IC—isla Cerralvo; COC—Cuenca Occidental de Cerralvo; BDC—Banco de Cerralvo; CORC—Cuenca Oriental de Cerralvo; CPN—cuenca Pescadero Norte; CPS—cuenca Pescadero Sur; ZFSC—zona de falla Santa Cruz; FTP—falla transforme Pescadero; FTPS—falla transforme Pescadero Sur; FTA—falla transforme Alarcón; CC—corteza continental; CO—corteza oceánica; CD—centro de dispersión. (b) Sección sísmica AA' del Sistema Extensional de Cerralvo, en la porción occidental de la cuenca Pescadero. El fondo marino varía entre 800 y 1900 m de profundidad. Observe los bajos ángulos de buzamiento de las pendientes de los taludes que delimitan las cuencas submarinas.

En la etapa de post-apilamiento, el proceso de migración consiste en la extrapolación de la señal en el dominio de la frecuencia por medio de un operador de cambio de fase; esto corrige las trayectorias de rayos sísmicos, desplazando la señal hacia su posición correcta. Este proceso provoca el colapso de difracciones y mejora la calidad de la imagen de estructuras geológicas como fallas (Yilmaz, 2001). Por último, se aplicó un segundo filtrado de frecuencias para atenuar efectos espurios que se hayan generado durante cada etapa del procesado y se realizó una conversión de los datos de tiempo de viaje doble (TWTT) a profundidad en kilómetros a partir del análisis de velocidad (Yilmaz, 2001).

TABLA 1
Parámetros de adquisición de los datos sísmicos en el Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, México.

Parámetros	Valores
Fuente de energía	Cañón de aire Sercel GI
Volumen/presión	0.00245 m ³ / 13.8 MPa
Longitud del <i>streamer</i>	600 m
Distancia entre fuentes	37.5 m
Distancia entre receptores	12.5 m
Offset inicial	100 m
Número de canales	48
Tiempo de grabación	6000 ms
Intervalo de muestreo	1 ms
Muestras por traza	6000

Análisis estructural

Para entender la cinemática de la deformación a lo largo del SEC es necesario introducir, primero, algunas relaciones geométricas simples basadas en el principio general de la mecánica de medios continuos de conservación de masa. Necesariamente, éstas sólo capturan una realidad idealizada y simplificada de la evolución de cuencas extensionales en condiciones de deformación por cizalla pura con litología homogénea e isotrópica. Sin embargo, dichas relaciones han sido empleadas exitosamente en ambientes compresionales (e.g., Yarbuah y Contreras 2017; Yarbuah et al., 2018, y referencias ahí citadas). En particular, nos interesan parámetros estructurales que permiten cuantificar la deformación finita en términos de la magnitud de extensión, e , el estiramiento, s , y la distorsión, ϵ (Groshong, 1994; Fossen, 2010). Estas variables están relacionadas entre sí mediante la siguiente relación:

$$L_0 = L_1 \cdot e \quad (1)$$

donde L_0 es la longitud inicial de la estructura, e es la magnitud de extensión lineal y L_1 es la longitud final. L_1 es conocida y corresponde con la longitud horizontal total del perfil de reflexión sísmica del SEC.

La extensión, e , puede ser calculada a partir de la sumatoria de la componente horizontal de desplazamiento a lo largo de cada falla, e_i , contenida en la sección sísmica AA' (Figura 3)

$$e = \sum_{i=1}^i e_i \quad (2)$$

El estiramiento estructural, s , por otra parte, es un parámetro relacionado con el adelgazamiento de la corteza, también conocido como factor β (Allen y Allen, 2005; Fossen, 2010) y se estima a partir de la relación

$$S = \frac{L_1}{L_0} \quad (3)$$

El cambio en la longitud y la forma (deformación no-rígida) puede ser expresado en términos de la distorsión lineal, ε (en porcentaje), la cual se define como la razón de la deformación total respecto a las dimensiones iniciales del sistema extensional

$$\varepsilon = \left(\frac{e}{L_1 - e} \right) \times 100 \quad (4)$$

Asumiendo condiciones de deformación y sedimentación en estado estacionario, es decir, que las velocidades de extensión y la sedimentación sin-tectónica no varían con el tiempo, se puede estimar la tasa de subsidencia tectónica, v_e , y la tasa de sedimentación, d_s , por medio de las siguientes expresiones:

$$v_e = \frac{\delta_e}{t_u} \quad (5)$$

$$d_s = \frac{\Delta_w}{t_u} \quad (6)$$

donde δ_e es la componente vertical de la depresión estructural, Δ_w es el espesor de los sedimentos sin-tectónicos (Figura 3) y t_u es el tiempo que marca el comienzo de la deformación.

RESULTADOS

Interpretación sísmica

La interpretación sismo-estratigráfica se basa en el carácter sísmico, la continuidad lateral y la geometría interna de los sismo-reflectores (Figura 4a). Con base en estos atributos es posible identificar las diferentes facies de una imagen sísmica (Chopra y Martfurt, 2007). La sección sísmica AA' (Figura 4a) puede resolver dos sismofacies principales: un basamento acústico con una penetración de hasta 500 m de espesor, y diferentes paquetes sedimentarios de 800 m de espesor. El primero se caracteriza por una zona de deformación por cizalla simple en la transición entre el basamento y las capas sedimentarias superiores afectadas por deformación frágil. El segundo por una alternancia de materiales con contrastante intensidad de reflexión sísmica.

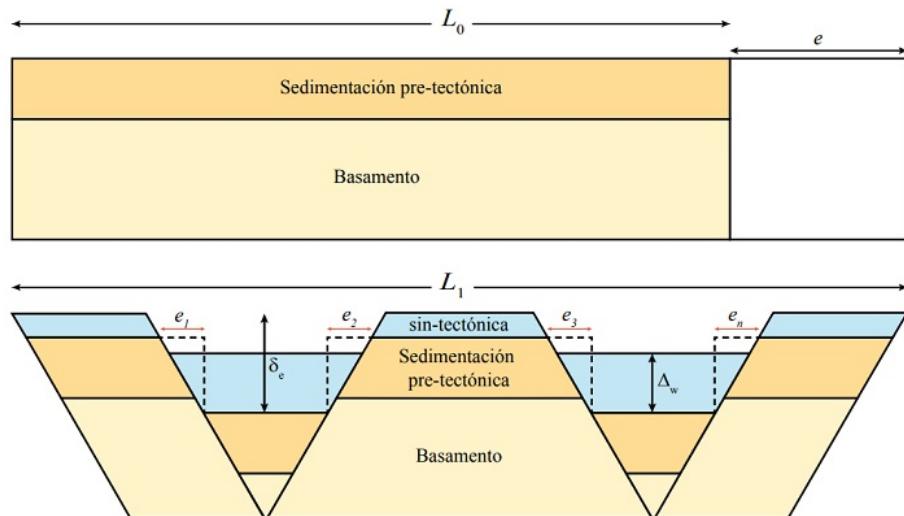


FIGURA 3

Diagrama que muestra los principales parámetros estructurales de un sistema extensional. $e_1, e_2, e_3, \dots, e_n$ son la componente horizontal de cada falla; e es la magnitud de extensión lineal; L_0 es la longitud inicial de la estructura; L_1 es la longitud final; δ_e es la depresión estructural; Δ_w es el espesor de los sedimentos sin-tectónicos. Modificado de Groshong (1994) y Fossen (2010).

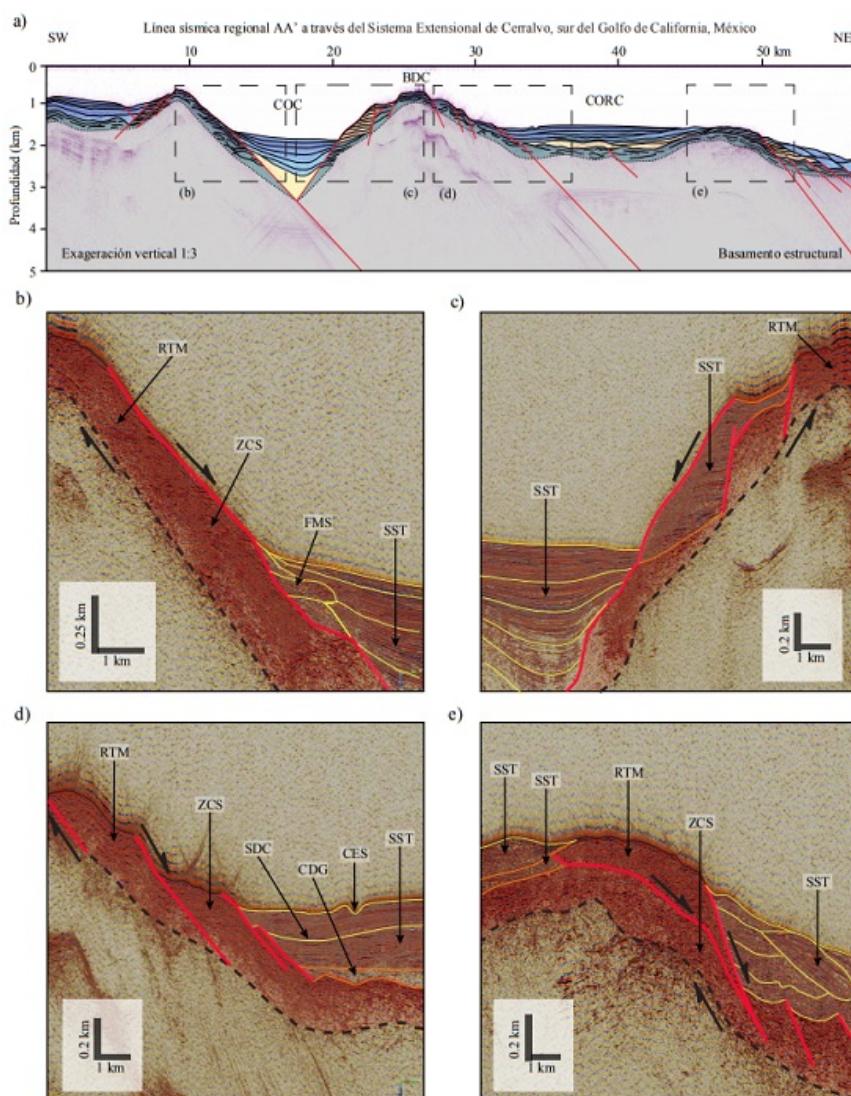


FIGURA 4

a) Interpretación del perfil de reflexión sísmica AA' del Sistema Extensional de Cerralvo. El área de color verde representa el basamento acústico delimitado por zonas de cizalla simple; las áreas de color amarillo y azul representan la sedimentación sin-tectónica. El área de color azul representa la sedimentación tardía; las líneas de color rojo corresponden con fallamiento normal. COC—Cuenca Occidental de Cerralvo; BDC—Banco de Cerralvo; CORC—Cuenca Oriental de Cerralvo. (b), (c), (d) y (e) corresponden a secciones ampliadas extraídas de la línea sísmica AA'. RTM—rocas con texturas metamórficas; ZCS—zona de cizalla simple; FMS—flujo de masa superficial; SST—sedimentación sin-tectónica; SDC—superficie de contorno; CES—canal de erosión superficial; CDG—concentraciones de gas; las líneas de color rojo corresponden con las fallas observadas; las líneas punteadas de color negro representan la superficie basal de la zona de cizalla simple.

En la Cuenca Occidental de Cerralvo (COC; Figura 4a), los sedimentos Terciarios parecen gradar de materiales gruesos en la base de la secuencia sedimentaria hacia capas delgadas de materiales finos en la cima. Estos podrían corresponder con la alternancia de materiales carbonatados, dada su buena continuidad lateral, baja intensidad de reflexión sísmica y poca coherencia (e.g., Chopra y Martfurt, 2007). Típicamente estos sedimentos se observan en ambientes pelágicos (e.g., Rebesco et al., 2014; Figura 4b y 4c). En el flanco occidental del COC, las pendientes abruptas promueven el desarrollo de flujos turbidíticos a escala

local (Figura 4b). En el flanco oriental de la COC, la sucesión sismo-estratigráfica está compuesta por una alternancia de materiales finos, con alta reflectancia, buena coherencia y continuidad lateral, y materiales gruesos con reflexiones más atenuadas y con poca coherencia (Figura 4c; Kluesner et al., 2014). Hacia la cima de la sucesión, los sedimentos parecen formarse por flujos de masa suerficial provenientes de la cresta del Banco de Cerralvo (BDC). Este cambio en la estratigrafía podría indicar el límite entre dos sucesiones estratigráficas sin-tectónicas.

En el BDC (Figura 4a), pensamos que la corteza superior está representada por una serie de reflectores semicontinuos con aspecto fibroso (ropey-layer; e.g., Sutherland et al., 2012), posiblemente de origen dúctil, con presencia de texturas foliadas, imbricadas y plegadas, lo que sugiere un basamento de origen metamórfico.

En la Cuenca Oriental de Cerralvo (CORC), el carácter sísmico de las rocas sugiere que el límite entre el basamento acústico y la base de los estratos sin-tectónicos, consiste de sedimentos con alto contenido de materia orgánica y con posibles concentraciones de fluidos. Este tipo de reflexiones sísmicas tenues se conocen como dim spots (Chopra y Martfurt, 2007). Esto es corroborado por geometrías alargadas con poca reflectancia y poca coherencia (Figura 4d). Hacia la cima de la sucesión, el desarrollo de una superficie de contorno generada por corrientes de fondo (Rebesco et al., 2014), marca un cambio en la sedimentación hacia materiales depositados en capas delgadas de sedimentos finos, con posible alternancia de materiales carbonatados. En la superficie del fondo marino se pueden apreciar además canales de erosión superficial hacia la parte occidental, mientras que acumulaciones sedimentarias de tipo “montículos” se observan hacia la parte oriental (Figura 4e; Rebesco et al., 2014). Hacia la porción más oriental de la sección sísmica, los sedimentos modernos forman depósitos turbidíticos que migran hacia el este en dirección de las zonas abisales.

Geometría y estructura

El SEC en el perfil de reflexión sísmica AA' abarca una serie de cuencas y altos estructurales delimitados por un arreglo de fallas normales con buzamientos $< 25^\circ$ (Figura 2), que corren a lo largo del talud continental del BLC al oeste y se extiende hacia la COC, en contacto por falla con el BDC y la CORC (Figura 2; Sutherland et al., 2012; Duque-Trujillo et al., 2015). La geometría de las estructuras en el SEC presenta un arreglo de fallas regionales activas sub-paralelas con orientación N-NE, asociadas con fallas antitéticas más jóvenes con buzamiento hacia el oeste, formando cuencas que ponen en contacto lateral la superficie basal con estratos sin-tectónicos (Figura 4). Hacia el extremo oriental de la sección sísmica, el sistema de fallas normales paralelas da paso al desarrollo de la cuenca Pescadero Norte hacia las zonas abisales, donde la frontera de placas Pacífico-Norteamérica está representada por la zona de fallas transformes Alarcón y Pescadero (Figuras 1 y 2; Sutherland et al., 2012; Duque-Trujillo et al., 2015).

Se interpretaron un total de 18 fallas normales con ángulos de buzamiento entre 10 y 25° . La pendiente promedio de las fallas es de 18.2° , y la componente de extensión horizontal, e_i , varía entre 0.2 y 8.2 km (Figura 5; Tabla 2). La magnitud de extensión total, e , es de 28.0 km, mientras que la longitud final de la sección sísmica, L_1 , es de 57.4 km. La longitud inicial, L_0 , es de 29.4 km (ver Ec. 1 y 2). Así, el factor de estiramiento estructural (Ec. 3), s , es de 2.0, mientras que la deformación del SEC expresada en términos de la distorsión lineal (Ec. 4) es de 95 %.

Para cuantificar la tasa de subsidencia tectónica, v_e , y la tasa de sedimentación, d_s (Ec. 7 y 8), el valor del comienzo de la deformación, t_u , fue ajustado con base en diferentes modelos de apertura del GC (e.g., Stock y Hodges, 1989; Fletcher y Munguía, 2000; Aragón-Arreola y MartínBarajas, 2007; Fletcher et al., 2007; Lizarralde et al., 2007; Ferrari et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2015; Brune et al., 2016; Balestrieri et al., 2017). La datación radiométrica y por huellas de fisión en apatito de las muestras de rocas monzograníticas en el BDC indican que la deformación extensional en esta parte del Golfo comenzó hace ca. 8.1 Ma (Balestrieri et al., 2017). Utilizando este valor como t_u , se estimó que la depresión estructural, δ_e , promedio para el SEC

es de 2.5 km, lo que se traduce en una tasa de subsidencia tectónica, v_e , de 0.3 mm/año. Adicionalmente el espesor promedio, Δ_w , de los sedimentos sintectónicos en la fosa de Cerralvo y la cuenca oriental de Cerralvo es de 0.8 km, lo que resulta en tasas de sedimentación, d_s , de 0.1 mm/año.

DISCUSIÓN

Deformación de la corteza

A partir del análisis de los resultados presentados en este trabajo, proponemos que el modelo geológico que mejor describe la formación y evolución del SEC (Figuras 5 y 6), es el modelo de cizalla simple, el cual está caracterizado por un sistema maestro de fallamiento de bajo ángulo con rotación de bloques hacia el oeste a través de una zona de despegue basal formando cuencas asimétricas controladas por fallas antitéticas (Wernicke, 1981, 1985). En este modelo, el basamento estructural (placa inferior) del SEC es considerado como una extensión del complejo metamórfico La Gata-BLC y del complejo metamórfico en Isla Cerralvo (Figuras 1 y 2; Montrella, 2004). Estas rocas consisten de intrusiones ígneas Cretácicas y de rocas metasedimentarias pre-Cretácicas (Garrow, 2002). En nuestro modelo, el basamento está delimitado por zonas de deformación por cizalla simple con transporte tectónico hacia el este (Figura 6). Brady et al. (2000) discuten diferentes modelos genéticos que pueden producir este tipo de sistema de fallas y uno de ellos es el modelo rolling hinge, el cual fue propuesto por primera vez por Wernicke y Axen (1988). En la Figura 6 la forma antilístrica de la falla maestra de despegue es consistente con la geometría esperada en el modelo rolling hinge, y en este caso está mostrado esquemáticamente. Sin embargo, no descartamos la posibilidad de que el sistema de fallas en el SEC se haya formado siguiendo el modelo de rotación de bloques para formar estructuras tipo dominó (Brady et al., 2000) debido a la alta cantidad de extensión acumulada en esta margen del GC.

TABLA 2

Desplazamiento horizontal y ángulo de buzamiento de las fallas asociadas al Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, México.

Falla	Extensión e_i (km)	Buzamiento α (grados)
F ₁	0.5	10.3
F ₂	1.9	13.8
F ₃	0.3	13.2
F ₄	0.3	21.4
F ₅	8.2	15.3
F ₆	2.6	21.4
F ₇	1.9	24.1
F ₈	1.0	29.2
F ₉	0.6	19.4
F ₁₀	0.6	17.9
F ₁₁	0.6	15.5
F ₁₂	0.4	24.7
F ₁₃	6.8	10.3
F ₁₄	0.7	32.1
F ₁₅	0.2	15.7
F ₁₆	0.2	18.2
F ₁₇	0.7	10.6
F ₁₈	0.4	14.4
$L_0 = 29.4$ km	$e = 28.0$ km	α prom = 18.2 °
$L_1 = 57.4$ km	$\varepsilon = 95$ %	$s = 2.0$

L_0 : longitud inicial; L_1 : longitud final; e : magnitud de extensión; ε : distorsión lineal; α prom: buzamiento promedio; s : factor de adelgazamiento.

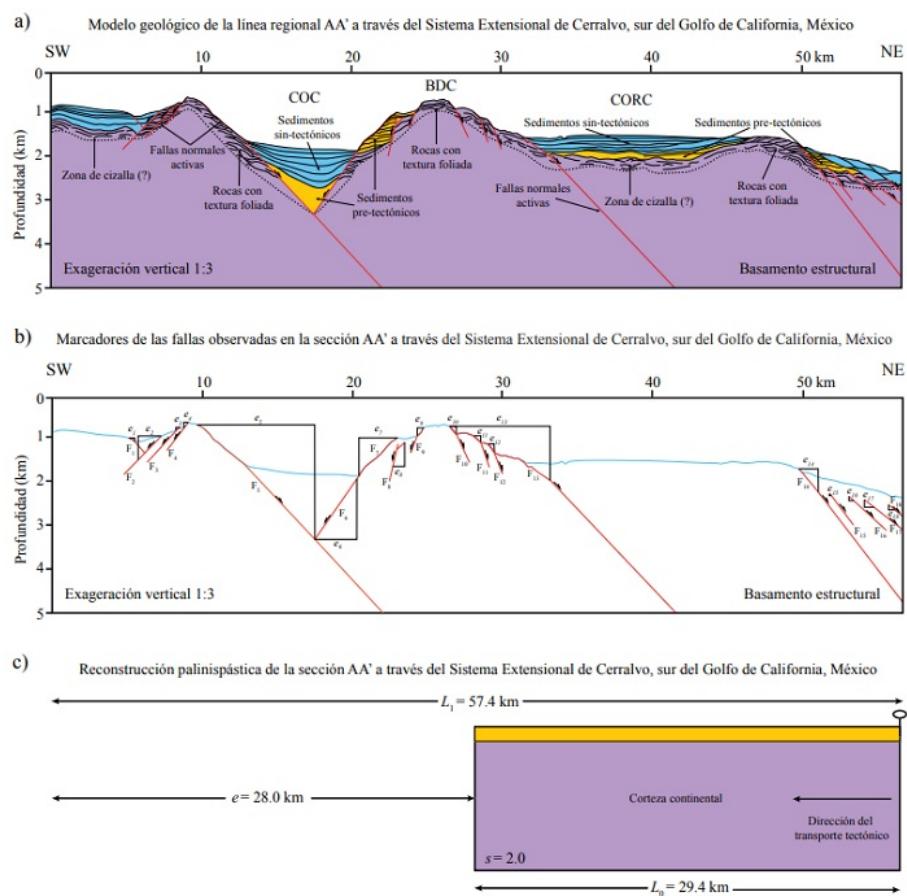


FIGURA 5

(a) Modelo geológico del Sistema Extensional de Cerralvo obtenido del procesado, análisis e interpretación de la sección de reflexión sísmica AA'. COC—Cuenca Occidental de Cerralvo; BDC—Banco de Cerralvo; CORC—Cuenca Oriental de Cerralvo. (b) Marcadores de las fallas observadas en el Sistema Extensional de Cerralvo. Las estructuras analizadas se muestran con las etiquetas F₁ a F₁₈ (ver Tabla 2). La extensión horizontal de cada falla se muestra con las etiquetas e₁ a e₁₈. (c) Sección estructural reconstruida del Sistema Extensional de Cerralvo. L₀—longitud inicial; L₁—longitud final; s—factor de adelgazamiento.

Nuestra interpretación sísmica sugiere que la sedimentación en el SEC ocurrió en dos eventos: un primer evento de sedimentación temprana que subyace a un segundo pulso más joven de sedimentación sin-tectónica, el cual se caracteriza por la rotación y divergencia hacia los flancos (Figura 5; Sutherland et al., 2012). A pesar de que la sedimentación presenta una geometría sub-horizontal, se infiere que este último pulso de sedimentación ocurrió de manera sincrónica con la propagación de la falla antitética (e.g., escarpe oriental de la COC), después de la rotación de los bloques de techo hacia el oeste.

Los resultados sugieren que las rocas del basamento han sufrido un segundo estadio de deformación post-Cretácico, asociado a mecanismos de deformación por cizalla dúctil, con desarrollo de texturas foliadas plegadas bien definidas (Figura 4), y posiblemente asociadas con magmatismo sin-tectónico (Ferrari et al., 2013). Observaciones similares se han documentado en la zona norte del GC (cuencas Tiburón y Delfín Superior), donde el modo de extensión cortical puede estar asociado a la formación de complejos de núcleo metamórficos a lo largo de un despegue basal, formando zonas de milonitización (González-Fernández et al., 2005).

Duque-Trujillo et al. (2015) y Balestrieri et al. (2017) muestran que en el SEC la corteza superior contiene plutones masivos de rocas monzograníticas que han sido fechadas en ca. 15 Ma por el método U/Pb en

zircón. Estos autores interpretan estas rocas como intrusivos sin-tectónicos. A pesar de esta interpretación, los perfiles sísmicos no permiten discernir estos intrusivos de otros plutones Cretácicos que forman parte del basamento cristalino pre-tectónico. Sin embargo, hay evidencias empíricas que indican que estos dos procesos de cizalla simple y magmatismo sin-tectónico no son necesariamente excluyentes. Resulta que estudios realizados en otros sistemas extensionales continentales similares, como la región del Egeo Turkia Occidental (e.g., Erkül y Erkül, 2012), muestran el desarrollo de deformación por cizalla simple asociada con la formación de complejos de núcleo metamórfico y plutonismo sin-tectónico. En esta región, los granitoides se derivaron de un magma híbrido que se originó a partir de la mezcla de un magma felsico en la corteza inferior y magmas máficos originados en el manto litosférico durante los procesos de extensión. Otro estudio realizado en las montañas Buckskin y Rawhide en Arizona, USA (Singleton y Mosher, 2012), muestran la formación de un emplazamiento intrusivo producido por la milonitización de la placa inferior en una zona de despegue regional, en donde se han desarrollado complejos de núcleo metamórfico.

Magnitud y Modo de extensión

Nuestro modelo geológico es consistente con la cartografía de campo de fallas de bajo ángulo asociadas con la deformación penetrativa a lo largo del sistema de fallas San José del Cabo-San Juan de Los Planes-Los Barriles al oeste y suroeste del SEC (Figuras 1 y 2; Bot et al., 2016). Bot et al. (2016) proponen que el BLC representa el bloque de piso exhumado de una falla de despegue regional marcada por una zona de cizalla quebradizo-dúctil con desplazamiento finito hacia la plataforma y el talud continental del sur del GC (Figura 6).

Aunque se piensa que el escarpe de falla sintético que controla la margen occidental de la depresión de Cerralvo es una estructura inactiva (Sutherland et al., 2012; Lonsdale y Kluesner, 2010; Kluesner, 2011), el contexto estructural y la sismicidad en la región sugieren que el SEC es un sistema tectónicamente activo (Figura 7; Molnar et al., 1973; Fletcher y Munguía, 2000; Munguía et al., 2006; Duque-Trujillo et al., 2015; Castro et al., 2017). El análisis de mecanismos focales en la Figura 7 (ver Tabla 3) muestra una predominancia de fallas de desplazamiento lateral derecho hacia el extremo oriental del SEC, cerca del eje del golfo y en las cercanías con los sistemas de fallas maestras que controlan la cuenca Pescadero. Por el contrario, los mecanismos focales con desplazamiento normal son más prominentes hacia el occidente del SEC, con excepción del sismo de magnitud 5.4 del 5 de septiembre de 2007. Sin embargo, la orientación de los planos nodales para este mismo evento no son compatibles con ningún rasgo topobatimétrico, lo cual podría sugerir que se trata de un evento producido por cizalla antitética (i.e., lateral izquierda) al régimen esperado de deformación regional.

La deformación del SEC expresada en términos de la distorsión lineal (Ec. 4) es de 95%, compatible con las mediciones en otros sistemas extensionales asociados a fallas de bajo ángulo (Axen, 1992; Axen et al., 2000). Nuestras estimaciones para el SEC sugieren una extensión horizontal de 28.0 km con un factor β de 2.0 en la dirección sub-paralela al eje de máxima extensión instantánea (ca. 265°) en el GC. Este es un valor bajo y típico de zonas con relativamente baja extensión (Allen y Allen, 2005), lo cual sugiere que debe existir una componente adicional de adelgazamiento cortical asociada con la componente de deformación lateral a lo largo del sistema. Sin embargo, esta componente de cizalla lateral no puede ser medida directamente en la sección de reflexión sísmica del SEC. Otra posibilidad es que el déficit en la deformación se deba a la presencia de fallas subsísmicas (i.e., fallas menores a 50 m) las cuales, por su escala, no son visibles a lo largo de la sección sísmica. Es bien conocido que la distribución de fallas sigue una ley de potencias y que las fallas subsísmicas, dado su gran número, pueden acomodar tanta deformación como las fallas de mayor tamaño (e.g., Groshong, 1994; Fossen y Rørnes, 1996). En conclusión, creemos que el valor del factor β está subestimado y que podría alcanzar hasta dos veces la magnitud calculada en este trabajo. Estimaciones similares han sido calculadas al sur del GC hacia la Elevación del Pacífico Oriental (Figura 1; Páramo et al., 2008). La extensión estimada en esta región es de 35 km, en la cual la corteza continental, 28 km de espesor, se ha adelgazado hasta alcanzar

7 km de corteza oceánica, lo que resulta en un factor de estiramiento de 4 (Páramo et al., 2008; Brothers et al., 2012; Bot et al., 2016).

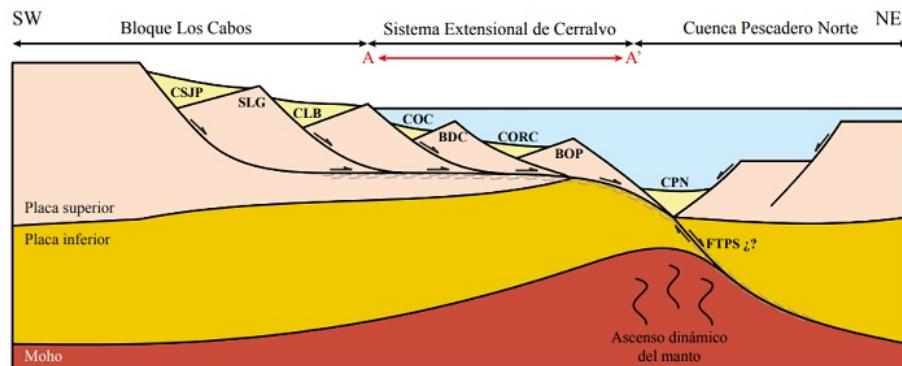


FIGURA 6

Modelo idealizado de la extensión de la corteza y formación de sistemas de rift en la porción sur del Golfo de California (Wernicke, 1981, 1985; Fossen, 2010). CSJP—cuenca San Juan de Los Planes; SLG—Sierra La Gata; CLB—cuenca Los Barriles; COC—Cuenca Occidental de Cerralvo; BDC—Banco de Cerralvo; CORC—Cuenca Oriental de Cerralvo; BOP—banco occidental de Pescadero; CPN—cuenca Pescadero Norte; FTPS—falla transforme Pescadero Sur; la línea de color rojo AA' corresponde con la sección sísmica del Sistema Extensional de Cerralvo; el área de color azul corresponde con las aguas del Golfo de California; el área de color amarillo claro corresponde con sedimentación Terciaria; el área de color rosa y amarillo oscuro corresponde con la placa superior e inferior, respectivamente; el área de color rojo corresponde con el manto litosférico.

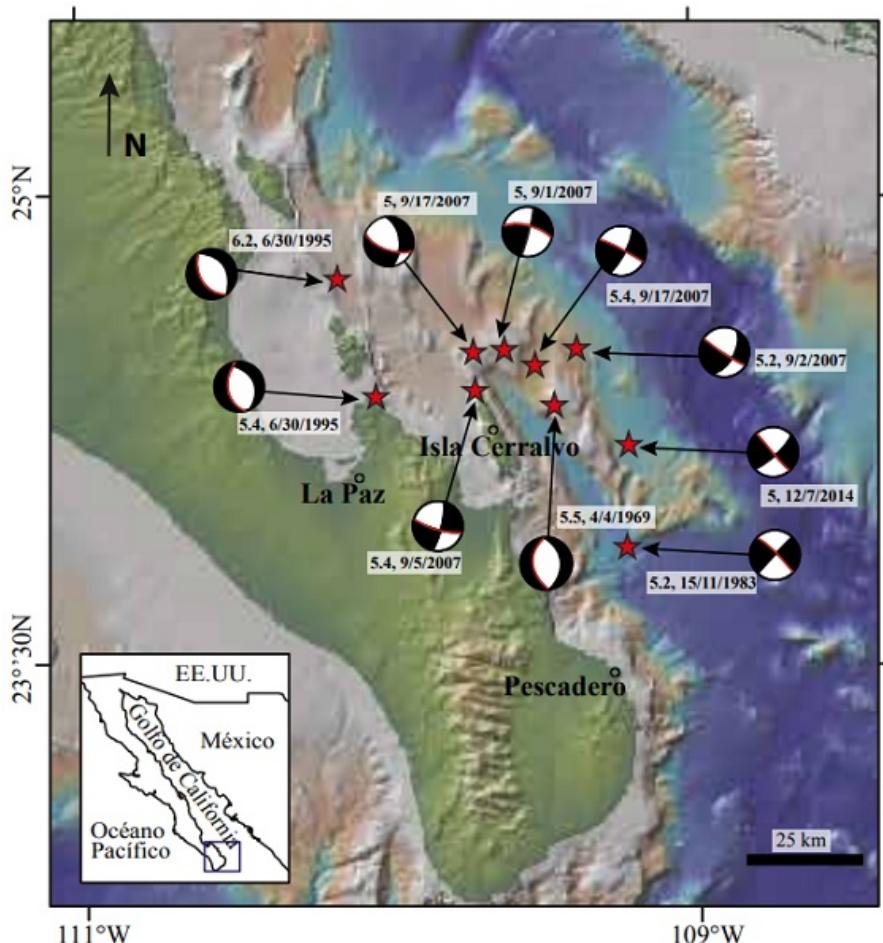


FIGURA 7

Localización de epicentros y mecanismos focales correspondientes a eventos sísmicos seleccionados durante 1969-2014 con magnitud > 5.0 (ver Tabla 3). Observe que los sismos ocurridos a lo largo de los escarpes de fallas que delimitan la región de Cerralvo sugieren un sistema estructural tectónicamente activo. La topografía y batimetría fue tomada de GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>). El mecanismo focal del año 1969 fue tomado de Molnar et al. (1973). Los mecanismos focales del año 1995 fueron tomados de Munguía et al. (2006). El mecanismo focal del año 1983 fue tomado del catálogo CMT (www.globalcmt.org). Los mecanismos focales de los años 2007, 2014 fueron tomados del catálogo USGS-ANNS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage>). La línea de color rojo en el mecanismo focal representa la solución del plano de falla verdadero.

El análisis de la interacción entre la deformación y la sedimentación sin-tectónica en el SEC sugiere que la magnitud del transporte tectónico es hasta tres veces mayor en magnitud respecto a la sedimentación marina en la región, lo que resulta en tasas de sedimentación relativamente bajas en comparación con las cuencas sedimentarias del norte del GC, donde los sedimentos alcanzan espesores de hasta 5 km (e.g., cuenca Tiburón; Contreras-Pérez et al., 2012). Por lo tanto, la tasa de sedimentación, ds , en esas regiones debe alcanzar valores de hasta 0.6 mm/año.

CONCLUSIONES

El SEC es un sistema de deformación extensional activo cuya evolución geológica y estructural es compatible con un rift asimétrico, de cizalla simple, el cual está caracterizado por un sistema maestro de fallamiento de bajo ángulo con transporte tectónico hacia el este.

El basamento estructural del SEC está conformado por rocas cristalinas hacia la base y rocas metasedimentarias Mesozoicas hacia la cima. Éstas han sufrido un episodio de metamorfismo dinámico a partir del Cenozoico, evidenciado por sismo-reflectores semicontinuos, con presencia de texturas foliadas, imbricadas y plegadas. Aquí los procesos de metamorfismo son diferentes a los observados en regiones vecinas (e.g., metamorfismo de contacto; complejo metamórfico La Gata-BLC y complejo metamórfico en Isla Cerralvo).

La magnitud de extensión horizontal medida en Cerralvo es de 28.0 km, la cual es una estimación mínima debido a la presencia de fallas subsísmicas (i.e., fallas menores a 50 m de longitud), las cuales, por motivos de escala y resolución, no pueden ser medidas a través del perfil de reflexión sísmica analizado.

El factor de estiramiento ($\beta = 2.0$) medido en la región de Cerralvo es un valor que debe ser tomado con reservas. El adelgazamiento de la corteza continental es bajo con respecto a la porción central del GC, hacia la cuenca Pescadero, donde la extensión de la corteza transicional ha evolucionado para formar centros de dispersión bien definidos, caracterizados por el arreglo de fallas de alto ángulo, subparalelas, delimitadas por fallas maestras de cizalla lateral derecha, las cuales han acumulado desplazamientos horizontales de gran magnitud.

TABLA 5
Parámetros de mecanismos focales para sismos localizados en la
región de Cerralvo-La Paz, sur del Golfo de California, México.

Fecha	Magnitud (Mw)	Longitud W	Latitud N	Rumbo (grados)	Buzamiento (grados)	Rumbo (grados)	Buzamiento (grados)
04/04/1969	5.6	NA	NA	NA	NA	NA	NA
15/11/1993	5.2	109.16°	23.8°	313	82	223	89
30/06/1995	6.2	110.228°	24.688°	350	70	170	20
01/09/2007	5.0	109.915°	24.502°	283	69	14	86
02/09/2007	5.2	109.824°	24.615°	122	85	29	58
05/09/2007	5.4	109.951°	24.352°	13	78	105	78
17/09/2007	5.0	109.953°	24.453°	109	61	354	54
17/09/2007	5.4	109.850°	24.489°	296	85	27	77
07/12/2014	5.0	109.31°	24.05°	47	77	138	87

AGRADECIMIENTOS

Los datos utilizados en este proyecto fueron proporcionados por CICESE-CeMIEGeo-P03. Este trabajo recibió apoyo por parte del convenio PRODEP UABC- PTC-704-511-6/17-8051. También se recibió financiamiento por parte del proyecto interno CICESE 644143 (JC). Los autores agradecen a María Tazzo y Elizabeth Solano por su valiosa contribución en la interpretación de mapas y construcción del modelo geológico digital. También nos gustaría agradecer al editor asociado Luca Ferrari y al revisor Mariano Cerca por sus valiosas sugerencias y reflexiones las cuales ayudaron a mejorar significativamente el manuscrito.

REFERENCIAS

- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. Basin Analysis: Principles And Applications. Second edition: Oxford, UK, Wiley-Blackwell, 549 pp.

- Aragón-Arreola, M., Martín-Barajas, A., 2007, Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico: *Geology*, 35(6), 571-574.
- Aranda-Gómez, J.J., Pérez-Venzor, J.A., 1988, Estudio geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 7(1), 1-21.
- Arreguín-Rodríguez, G. de. J., Schwennicke, T., 2013, Estratigrafía de la margen occidental de la cuenca San José del Cabo, Baja California Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(2), 481-496.
- Axen, G.J., 1988, The geometry of planar domino-style normal faults above a dipping basal detachment: *Journal of Structural Geology*, 10(4), 405-411.
- Axen, G.J., 1992, Pore pressure, stress increase, and fault weakening in low - angle normal faulting: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6), 8979-8991.
- Axen, G.J., Karner, G.D., 2004, Mechanics of low-angle normal faults, in *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*: New York, Columbia University Press, 46-91.
- Axen, G.J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O.M., Rothstein, D.A., Fletcher, J.M., Farley, K., Abbott, P.L., 2000, Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low - angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges: *Tectonics*, 19(2), 197-212.
- Balestrieri, M.L., Ferrari, L., Bonini, M., Duque-Trujillo, J., Cerca, M., Moratti, G., Corti, G., 2017, Onshore and offshore apatite fission-track dating from the southern Gulf of California: Insights into the time-space evolution of the rifting: *Tectonophysics*, 719, 148-161. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.012>.
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2013, Transtensional rifting in the proto-Gulf of California, near Bahía Kino, Sonora, México: *Geological Society of America Bulletin* 125, 1752-1782, <http://dx.doi.org/10.1130/B30676.1>
- Bennett, S.E., Oskin, M.E., Iriondo, A., Kunk, M.J., 2016, Slip history of the La Cruz fault: Development of a late Miocene transform in response to increased rift obliquity in the northern Gulf of California: *Tectonophysics*, 693, 409-435.
- Bohannon, R.G., Parsons, T., 1995, Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions: *Geological Society of America Bulletin*, 107(8), 937-959.
- Bot, A., Geoffroy, L., Authemayou, C., Bellon, H., Graindorge, D., Pik, R., 2016, Miocene detachment faulting predating EPR propagation: Southern Baja California: *Tectonics*, 35(5), 1153-1176.
- Brady, R., Wernicke, B., Fryxell, J., 2000, Kinematic evolution of a large-offset continental normal fault system, South Virgin Mountains, Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, 112(9), 1375-1397.
- Brothers, D., Harding, A., González - Fernández, A., Holbrook, W.S., Kent, G., Driscoll, N., Fletcher, J.M., Lizarralde, D., Umhoefer, P., Axen, G., 2012, Farallon slab detachment and deformation of the Magdalena Shelf, southern Baja California: *Geophysical Research Letters*, 39(9), L09307.
- Brune, S., Williams, S.E., Butterworth, N.P., Müller, R.D., 2016, Abrupt plate accelerations shape rifted continental margins: *Nature*, 536(7615), 201.
- Bryan, S.E., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., López-Martínez, M., 2014, Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: is there a Comondú arc?, en Gómez-Tuena, A., Straub, S.M., Zellmer, G.F. (eds.), *Orogenic Andesites and Crustal Growth*. 385: Geological Society of London, Special Publication, 389-407. <http://dx.doi.org/10.1144/SP385.8>
- Busch, M.M., Coyan, J.A., Arrowsmith, J.R., Umhoefer, P.L., Martínez-Gutiérrez, G., 2011, Normal fault basin geometries from gravity analyses in the La Paz-Los Cabos region, Baja California Sur, Mexico: *Lithosphere*, 3,110-127.
- Castro, R.R., Stock, J.M., Hauksson, E., Clayton, R.W., 2017, Active tectonics in the Gulf of California and seismicity ($M > 3.0$) for the period 2002–2014: *Tectonophysics*, 719, 4-16.
- Chopra, S., Marfurt, K.J., 2007, Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. Tulsa, Oklahoma, U.S.A., Society of Exploration Geophysicists and European Association of Geoscientists and Engineers, 457 pp.

- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: An overview: Geological Society of America Memoir, 153, 7-31.
- Contreras, J., Yarbu, I., Lotero-Vélez, A., 2016, Derivation of the area balance relations of detachment folds from first principles: *Marine and Petroleum Geology*, 78, 247-253. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.09.015>.
- Contreras-Pérez, J., Ramírez-Zerpa, N., Negrete-Aranda, R., 2012, Modelos tectonoestratigráficos de las cuencas de Tiburón y Wagner en el norte del Golfo de California: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 140-157.
- Darin, M.H., Bennett, S.E.K., Dorsey, R.J., Osokin, M.E. Iriondo, A., 2016, Late Miocene extension in coastal Sonora, México: Implications for the evolution of dextral shear in the proto-Gulf of California oblique rift: *Tectonophysics*, 693, 378-408.
- Davis, G.H., Coney, P.J., 1979, Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes: *Geology*, 7(3), 120-124.
- Dixon, T.H., Farina, F., DeMets, C., Suárez-Vidal, F., Fletcher, J.M., Marquez- Azua, B., Miller, M.M., Sanchez, O., Umhoefer, P.J., 2000, New kinematic models for Pacific - North America motion from 3 Ma to present, II: Evidence for a "Baja California shear zone": *Geophysical Research Letters*, 27(23), 3961-3964.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S.E., Kluesner, J., Piñero-Lajas, D., Solari, L., 2015, Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: insights from the plutonic record: *Geological Society of America Bulletin*, 127(5/6), 702-736.
- Erkül, S.T., Erkül, F., 2012, Magma interaction processes in syn-extensional granitoids: the Tertiary Menderes Metamorphic Core Complex, western Turkey: *Lithos*, 142, 16-33.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Duque- Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013, Late Oligocene to middle Miocene rifting and syn-extensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: the beginning of the Gulf of California rift: *Geosphere*, 9, 1161-1200, <http://dx.doi.org/10.1130/GES00925.1>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Lopez-Martinez, M., Silva-Fragoso, A., 2018, Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift: *Earth-Science Reviews*, 183, 115-152.
- Fletcher, J.M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels, G.E., 2007, Ridge- trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas: *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12), 1313-1336.
- Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Foster, D.A., Gleadow, A.J.W., 2000, Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology: *Geology*, 28, 107-110.
- Fletcher, J.M., Munguía, L., 2000, Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California: *Tectonics*, 19(6), 1107-1123.
- Fletcher, J.M., Pérez-Venzor, J.A., González-Barba, G., Aranda-Gómez, J.J., 2003, Ridge-trench interactions and the ongoing capture of the Baja California microplate—New insights from the southern Gulf extensional province, en 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Geologic Transects across Cordilleran México (abstract), Guidebook for Field Trips, 13-31.
- Fletcher, J.M., Spelz, R.M., 2009, Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge?: *Geosphere*, 5(4), 385-407.
- Fossen, H., 2010, Structural Geology: Cambridge, U. K, Cambridge University Press, 463 pp.
- Fossen, H., Rørnes, A., 1996, Properties of fault populations in the Gullfaks Field, northern North Sea: *Journal of Structural Geology*, 18(2-3), 179-190.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora, implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics* 16, 388-408, <http://dx.doi.org/10.1029/97TC00496>.
- Garrow, P.K., 2002, Geology of the La Gata Metamorphic Complex, Los Cabos Block, Baja California Sur, Mexico: San Diego, CA, USA, San Diego State University, tesis doctoral, 109 pp.

- Gastil, R.G., 1993, Prebatholithic history of Peninsular California, en Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California, Colorado: Geological Society of America Special Paper, 279, 145-156.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: Geological Society of America Memoirs, 140, 1-201.
- Geoffroy, L., Pronost, J., 2010, Late Pliocene to Early Quaternary extensional detachment in the La Paz–El Cabo area (Baja California Sur, Mexico): Implications on the opening of the Gulf of California and the mechanics of oblique rifting: *Terra Nova*, 22, 64-69.
- Godinez, N.S., Kimbrough, D.L., Kohel, C., 2010, Stratigraphy and petrologic evolution of the Oligocene–Miocene Comondú Group near Bahía Concepción and Loreto, Baja California Sur, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 42(4), p. 66.
- 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, Solid Earth*, 110(B1), 1-17.
- Gonzalez - Garcia, J.J., Prawiordirdjo, L., Bock, Y., Agnew, D., 2003, Guadalupe Island, Mexico as a new constraint for Pacific plate motion. *Geophysical research letters*, 30(16).
- Groshong Jr, R.H., 1994, Area balance, depth to detachment, and strain in extension: *Tectonics*, 13(6), 1488-1497.
- Hausback, D.E., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, en Frizzell V.A., *Geology of the Baja California Peninsula: Bakersfield, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 219-236.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate inter- actions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318(1-4), 1-26.
- Kluesner, J., 2011, Marine Geophysical Study of Cyclic Sedimentation and Shallow Sill Intrusion in the Floor of the Central Gulf of California: San Diego, California, University of California, tesis doctoral, 232 pp.
- Kluesner, J., Lonsdale, P., González-Fernández, A., 2014, Late Pleistocene cyclicity of sedimentation and spreading-center structure in the Central Gulf of California: *Marine Geology*, 347, 58-68.
- Langenheim, V.E., Jachens, R.C., Aiken, C., 2014, Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholith: Implications for tectonic evolution and neo-tectonics, in Morton, D.M., Miller, F.K. (eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir* 211, 1-20.
- Lavier, L.L., Roger Buck, W., Poliakov, A.N., 1999, Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults: *Geology*, 27(12), 1127-1130.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Páramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J., 2007, Variable styles of rifting in the Gulf of California: *Nature*, 448, 466-469, doi: 10.1038/nature06035.
- Lonsdale, P.F., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology*, 499-521.
- Lonsdale, P.F., Kluesner, J., 2010, Routing of terrigenous clastics to oceanic basins in the Southern Gulf of California, inherited from features of the pre-spreading protogulf: San Francisco, California, American Geophysical Union, fall meeting supplement, abstract T33C-2265.
- Martín-Barajas, A., 2000, Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 72-83.
- Martínez-Gutiérrez, G., Sethi, P.S., 1997, Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, México, en Johnson M.E., Ledesma-Vázquez, J. (eds.), *Pliocene carbonates and related facies flanking the gulf of California, Baja California, Mexico: Boulder, Co. USA, Geological Society of America Special Paper*, 3(18), 141-166.

- McDowell, F., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 109, 1349-1360, [http://dx.doi.org/10.1130/00167606\(1997\)109b1349:IOSA VDN2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/00167606(1997)109b1349:IOSA VDN2.3.CO;2).
- McKenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: Earth and Planetary science letters, 40(1), 25-32.
- Molnar, P., 1973, Fault plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera Fracture Zone. Geological Society of America Bulletin, 84(5), 1651-1658.
- Montrella, J.J., 2004, Geology of Isla Cerralvo, Baja California Sur, Mexico: San Diego State University, Department of Geological Sciences, tesis doctoral, 113 pp.
- Munguía, L., González, M., Mayer, S., Aguirre, A., 2006, Seismicity and state of stress in the La Paz–Los Cabos region, Baja California Sur, Mexico: Bulletin of the Seismological Society of America, 96(2), 624-636.
- Negrete-Aranda, R., Contreras, J., Spelz, R.M., 2013, Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in south-central Baja California, Mexico: Geosphere, 9(6), 1714-1728. <https://doi.org/10.1130/GES00901.1>
- Osokin, M., Stock, J., 2003, Pacific–North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 115(10), 1173-1190.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., LaFemina, P., Sella, G. F., Fletcher, J., Suarez-Vidal, F., 2007, New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements: Geophysical Journal International, 170(3), 1373-1380.
- Páramo, P., Holbrook, W.S., Brown, H.E., Lizarralde, D., Fletcher, J., Umhoefer, P., Kent, G., Harding, A., Gonzalez, A., Axen, G., 2008, Seismic structure of the southern Gulf of California from Los Cabos block to the East Pacific Rise: Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 113(B3), B03307.
- Peña-Domínguez, J.G., 2018, Estructura del ridge volcánico Tortuga en el Golfo de California a partir de sísmica de reflexión 2D: Ensenada, BC, México, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, tesis de maestría, 85 pp.
- Proffett Jr, J.M., 1977, Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting: Geological Society of America Bulletin, 88(2), 247-266.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014, Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations: Marine Geology, 352, 111-154.
- Sawlan, M.G., Smith, J.G., 1984, Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, en Frizzell, V.F. (ed.), Geology of the Baja California peninsula: SEPM 39, 237-251.
- Schaaf, P., Boehnel, H., Perez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur; Geochronological and palaeomagnetic constraints: Tectonophysics, 318, 53-69.
- Schwennicke, T., Umhoefer, P.J., 2008, Evolución tectonoestratigráfica a lo largo del margen oriental de la cuenca de San José del Cabo, en Primer Congreso sobre la Evolución Geológica y Ecológica del Noroeste de México: Hermosillo, Sonora, México, abstract, 107.
- Schwennicke, T., Santisteban-Mendívil, D.M., Pérez-Venzor, J.A., Cortés- Martínez, M.Y., Plata-Hernández, E., 2017, Evolución estratigráfica de la cuenca Los Barriles, Baja California Sur, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 34(3), 212-233.
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J., Kohn, B.P., 2010, Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?: Tectonophysics, 488(1-4), 87-109.
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1995. Exploration Seismology Volume I: History, Theory and Data Aquisition: Cambridge University Press, Cambridge, 559 pp.
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 79(2-3), 105-121.

- Singleton, J.S., Mosher, S., 2012, Mylonitization in the lower plate of the Buckskin-Rawhide detachment fault, west-central Arizona: Implications for the geometric evolution of metamorphic core complexes: *Journal of Structural Geology*, 39, 180-198.
- Stewart, S.A., 1999, Geometry of thin - skinned tectonic systems in relation to detachment layer thickness in sedimentary basins: *Tectonics*, 18(4), 719-732.
- 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(1), 99-115.
- Stock, J.M., Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?: *Tectonics*, 13(6), 1472-1487.
- Sutherland, F.H., Kent, G.M., Harding, A.J., Umhoefer, P.J., Driscoll, N.W., Lizarralde, D., Fletcher, J.M., Axen, G.J., Holbrook, W.S., González- Fernández, A., Lonsdale, P., 2012, Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in the southern Gulf of California: *Geosphere*, 8(4), 752-770.
- Umhoefer, P.J., 2011, Why did the southern Gulf of California rupture so rapidly?—Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin: *GSA Today*, 21(11), 4-10.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, 144(1-2), 125-147.
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, J.P., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, R.S., Wardlaw, M.S., Gunn, S.H., Smith, B.M., 1990, Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California, en Anderson, J. (ed.), *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*: Geological Society of America Memoir 174, 1-18.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen: *Nature*, 291, 645-648.
- Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125.
- Wernicke, B., 1995, Low - angle normal faults and seismicity: A review: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20159-20174.
- Wernicke, B., Axen, G.J., 1988, On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems: *Geology*, 16(9), 848-851.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Rey, P., Buck, W. R., 2013, Continental and oceanic core complexes: *Geological Society of America Bulletin*, 125(3-4), 273-298.
- Wong, M.S., Gans, P.B., Scheier, J., 2010, The 40Ar/39Ar thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico: Implications for Cenozoic tectonic evolution of northwestern Mexico: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B07414), pp. 19, <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB007032>
- Yarbu, I., Contreras, J., 2017. The interplay between deformation, erosion and sedimentation in the deep-water Mexican Ridges foldbelt, western Gulf of Mexico basin: *Basin Research*, 29(S1), 446-464, <https://doi.org/10.1111/bre.12157>
- Yarbu, I., González - Fernández, A., Spelz - Madero, R. M., Negrete - Aranda, R., Contreras, J., 2018, Development of detachment folds in the Mexican Ridges foldbelt, western Gulf of Mexico basin: *Tectonics*, 37(7), 2013-2028. <https://doi.org/10.1029/2017TC004948>
- Yilmaz, Ö., 2001, Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data: Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 1, 2027 pp.