

# Evolución del relieve en las fallas San Marcos, El Madroño y Las Vigas, norte de la junta triple del bloque Jalisco, México

Miguel Castillo, José Luis Arce, Esperanza Muñoz-Salinas

Miguel Castillo

José Luis Arce

Esperanza Muñoz-Salinas

castillom@geologia.unam.mx

Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán 04510, CDMX, México.

## RESUMEN

La evolución del relieve en la zona de la junta triple del Bloque Jalisco está condicionada por procesos tectónico-volcánicos del Plioceno y Cuaternario que han dado lugar a la formación a depresiones tectónicas ocupadas por lagos. La edad del fallamiento en esta zona no se conoce con detalle. El uso de índices morfométricos ha demostrado ser una técnica eficaz para evaluar la actividad tectónica en relieves jóvenes, a pesar de ello, pocos estudios han utilizado este enfoque para precisar la evolución del relieve en la porción centro-occidente de México. En este estudio se analizan los perfiles longitudinales de los ríos que inciden oblicuos al rumbo de las fallas San Marcos, Las Vigas y El Madroño, localizadas al norte de la zona de la junta triple del bloque Jalisco, y se analiza la morfometría de los abanicos localizados al pie de los escarpes de falla. Se estima la edad de retroceso de *knickpoints* y se analizan muestras de roca ( $n = 6$ ) para la caracterización química de las distintas unidades volcánicas. Los circones del domo riolítico La Coronilla, el cual se emplaza sobre la falla El Madroño, arrojaron una edad de  $0.66 \pm 0.06$  ka lo cual permite constreñir la edad mínima del fallamiento. Los resultados obtenidos revelan que los índices  $k_{sn}$  y  $k_l$  son los que mejor reproducen la topografía resultante del levantamiento a lo largo de las fallas. El tiempo en que comenzaron a retroceder los *knickpoints* es de entre 0.7 a 1 Ma. El volcanismo del Plioceno es principalmente de afinidad calci-alcalina y de composición andesítico-basáltica a andesítica, estos productos contrastan con el volcanismo asociado al fallamiento el cual tiende ser relativamente ácido (dacitas y riolitas). La concordancia entre la edad del retroceso de los *knickpoints*, la edad relativa de los abanicos aluviales y la edad del volcanismo del Pleistoceno son evidencias que sugieren que el relieve y los patrones de erosión al norte de la de la junta triple del bloque Jalisco tuvieron una importante actividad en el Cuaternario.

**Palabras clave:** Evolución del relieve, *knickpoints*, Bloque Jalisco, falla San Marcos, falla Las Vigas, falla El Madroño.

## ABSTRACT

The landscape evolution of the region of the triple junction of the Jalisco Block is the result of Pliocene and Quaternary tectonic and volcanic processes which have produced the formation of tectonic depressions now occupied by lakes. The age of faults for this zone is not known in detail. The use of morphometric indexes proved to be useful to detect the tectonic activity in young landscapes settings, however, few studies have used such approach to constrain the landscape evolution for west-central Mexico. In this study we analyze the stream long profiles of rivers incising across the strike of the faults of San Marcos, Las Vigas and El Madroño, which are located north of the triple junction of the Jalisco Block. The morphometry of alluvial fans at the base of the fault scarps is also analyzed. The *knickpoint* recession age is estimated as well as the analysis of rocks ( $n = 6$ ) to characterize the chemical composition of different volcanic units. The age of the zircons of the rhyolitic dome of La Coronilla, which was formed over of the Madroño fault, is of  $0.66 \pm 0.06$  ka, this allows to constrain a minimum faulting age. The results obtained here indicate that the  $k_{sn}$  and  $k_l$  indexes are the best capturing the topography resulting from the thrust produced by faults. The time when the *knickpoints* started to migrate occurred between 0.7 and 1 Ma. The Pliocene volcanism is calc-alkaline and the composition of lavas is between basaltic-andesite to andesite. This volcanism is different to those related to faulting which tends to be more acid (dacites and rhyolites). The agreement in age of *knickpoint* recession, alluvial fans and Pleistocene volcanism indicates that the landscape and the erosion at the north of the triple junction of the Jalisco Block had an important activity in the Quaternary.

**Keywords:** Landscape evolution, *knickpoints*, Jalisco Block, San Marcos fault, Las Vigas fault, El Madroño fault.

BOL. SOC. GEOL. MEX. 2019

VOL. 71 NO. 3

P. 631 – 656

http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2019v71n3a3

Manuscrito recibido: Noviembre 11, 2017.

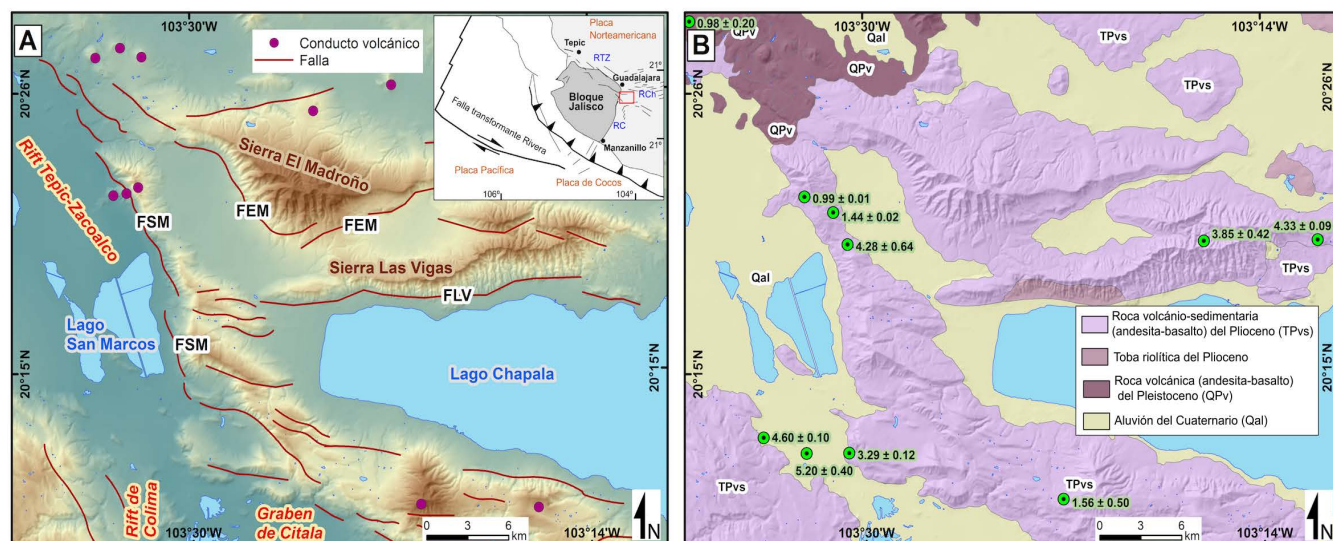
Manuscrito corregido: Mayo 10, 2018.

Manuscrito aceptado: Mayo 18, 2018.

## 1. Introducción

La evolución tectónico-volcánica del sector centro-occidental de México es resultado de una compleja actividad tectónica del Neógeno y Cuaternario (Lugo-Hubp, 1990) que ha sido abordada en diversos estudios (Luhr *et al.*, 1985; Johnson y Harrison, 1990; Wallace *et al.*, 1992; Garduño *et al.*, 1993; Suárez *et al.*, 1994; Maillol y Bandy, 1994; Ferrari, 1995; Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Michaud *et al.*, 2000; Alvarez, 2002; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012; Rutz-López *et al.*, 2013). Uno de los sectores que ha captado el interés ha sido el estudio del denominado bloque Jalisco (BJ), el cual, es una porción de corteza continental compuesta en su mayoría por rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico al Terciario temprano, y cuyo basamento lo constituyen plutones graníticos de edad Cretácica que forman en conjunto un gran batolito (Luhr *et al.*, 1985; Ferrari *et al.*, 1994; Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Schaaf *et al.*, 2000). El BJ se ha considerado tectónicamente activo y se ha argumentado que está separándose del continente (Luhr *et al.*, 1985; Selvans *et al.*, 2011), aunque ello ha sido debatido por otros autores (*e.g.* Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Los límites continentales del BJ son el *rift* Tepic-Zacoalco (RTZ) al norte, el cual está compuesto por un sistema de fallas de edad del Plioceno y Cuaternario con una orientación NW-SE (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) y el *rift* de Colima (RC) al este, cuyo sector septentrional está dominado por fallas con una dirección preferencial al N (Rosas-Elguera *et al.*, 1996). Los RTZ y RC convergen con el graben de Citala (GC), el cual tiene un fallamiento con dirección E-W y donde forman la junta triple (Figura 1A) (Allan, 1985; Barrier *et al.*, 1990; Garduño *et al.*, 1993). La junta triple del BJ (JTBJ) es un sitio de relevancia tectónica ya que su posición actual es resultado del arreglo tectónico posterior a la apertura del Golfo de California (Barrier *et al.*, 1990) y es clave para comprender el movimiento actual del BJ (Selvans *et al.*, 2011). Asimismo, en esta zona está presente el volcanismo asociado a la Faja

Volcánica Trans-Mexicano (FVTM). Aunado a lo anterior, el fallamiento Plio-Cuaternario asociado al RTZ y RC está relacionado con un profuso volcanismo de tipo alcalino a calco-alcalino (Allan, 1986; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998; Ferrari *et al.*, 2000; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000), el fallamiento extensional en esta zona condicionó el cierre del lago de Chapala y dio lugar a la formación de los lagos de San Marcos, Zacoalco y Sayula (Figura 1). La formación de los lagos del centro-occidente de México debió cambiar drásticamente los patrones de erosión preexistentes, en concreto entre los ríos Ameca y Santiago-Lerma los cuales abarcan un área de *ca.* 12200 y *ca.* 76400 km<sup>2</sup> respectivamente (Muñoz-Salinas y Castillo, 2013; Castillo y Muñoz-Salinas, 2017). A pesar de lo anterior, los estudios geológico-estructurales y geomorfológicos de la zona de la JTBJ son escasos (Garduño *et al.*, 1993). No existe hasta el momento una cronología detallada de las fallas de la zona de la JTBJ, aunque Barrier *et al.* (1990) consideran que parte de las fallas que componen el *rift* de Chapala son del Plioceno superior y Pleistoceno. Esta observación es consistente con la edad estimada por Allan (1986) y Ferrari y Rosas-Elguera (2000) quienes estiman que el fallamiento en la JTBJ es principalmente del Plio-Cuaternario. Numerosos estudios en geomorfología tectónica han utilizado el análisis de los perfiles longitudinales de los ríos para detectar la presencia de la actividad tectónica en el relieve (*e.g.* Demoulin, 1998; Snyder *et al.*, 2002; Duvall *et al.*, 2004; Wobus *et al.*, 2006; Larue, 2008; Font *et al.*, 2011). La idea de la que parten dichas investigaciones es de que los cambios en las tasas de levantamiento tectónico, ya sean rápidas o continuas, generan un desequilibrio en el sistema fluvial preexistente (Whipple *et al.*, 2013). Diversos métodos han sido propuestos para el análisis de los ríos como es el índice *SL* (Hack, 1973), el índice normalizado del gradiente del canal o  $k_{sn}$  (Kirby *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2006), la linealización de los perfiles fluviales (Perron y Royden, 2013), la relación potencial entre la pendiente de los lechos y el área de drenaje, también conocido como análisis *DS* (Goldrick y Bishop,



**Figura 1** (A) Localización del área de estudio y su contexto tectónico regional (mapa interior). Los datos de los conductos volcánicos son los publicados por Ferrari *et al.* (2012). En el mapa FSM = Falla San Marcos; FEM = Falla El Madroño; FLV = Falla Las Vigas y en mapa inserto RTZ = rift de Tepic-Zacoalco; RC = rift de Colima; RCh = rift de Chapala. El lago de Sayula (no se indica en la figura) se localiza al sur del Lago de San Marcos. (B) Mapa geológico de la porción norte de la junta triple extraído de la cartografía del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2004). Las edades radiométricas corresponden a Ma y son las compiladas por Ferrari *et al.* (2000).

2007) y el análisis de la concavidad de los ríos (*e.g.* Demoulin, 1998; Castillo *et al.*, 2013). La importancia de los ríos como registros de la tectónica y su análisis por diversos métodos morfométricos ha sido analizada en detalle recientemente por Demoulin *et al.* (2017), se recomienda consultar este trabajo para ahondar en el uso de los índices morfométricos para interpretar la evolución de los relieves tectónicos. Dentro del análisis de los ríos, la propagación de los *knickpoints*, los cuales son geo-marcadores que pueden ser utilizados para cuantificar la edad de eventos tectónicos rápidos y con una escala temporal del orden de  $10^1$  a  $10^7$  años (*e.g.* Berlin y Anderson, 2007; Loget y van den Driesseche, 2009; Castillo y Lugo-Hubp 2011; Pavano *et al.*, 2016), son clave para detectar la evolución del relieve tectónico ya que dichas formas son un resultado directo de un cambio en la tasa del levantamiento (Whipple y Tucker, 1999). A pesar de la demostrada aplicabilidad de este tipo de análisis para los grandes ríos de los relieves montañosos, pocos estudios han sido llevados a cabo en ríos de cuencas pequeñas ( $<100 \text{ km}^2$ ) con algunas excepciones (*e.g.* Densmore *et al.*, 2004; Whittaker y Boulton, 2012; Castillo *et al.*, 2013).

Con objeto de desentrañar parte de la evolución del relieve al norte de la JTBJ en este estudio se analizaron los perfiles longitudinales de los ríos que cortan las fallas San Marcos, El Madroño y Las Vigas, así como los principales abanicos aluviales localizados en la base de los escarpes de falla. La hipótesis de la que se parte es que el sistema fluvial, a pesar de estar constituido por ríos de cuencas pequeñas ( $<100 \text{ km}^2$ ), propagó *knickpoints* a consecuencia de la caída súbita en el nivel de base, producto del fallamiento. Dicho evento generó un pulso erosivo el cual está relacionado con la formación de los abanicos aluviales en la base de los escarpes de falla. Se elaboró un mapa geomorfológico para diferenciar y clasificar las estructuras y geoformas que conforman el paisaje al norte de la JTBJ. Se extrajeron muestras de rocas para conocer la composición geoquímica de las lavas y soportar la interpretación de la evolución del relieve. Los resultados obtenidos confirman que las fallas tienen evidencias de una marcada actividad en el Pleistoceno. El resultado del análisis geoquímico indica que los productos volcánicos asociados al fallamiento tienden a ser más evolucionados.

## 2. Área de estudio

Las fallas San Marcos, Las Vigas y El Madroño se localizan al occidente y norte del lago de Chapala (Figura 1A). La falla San Marcos tiene una orientación NNW-SSE y divide al lago de Chapala y San Marcos. Las fallas Las Vigas y El Madroño son denominadas en este estudio con base en el nombre de las sierras en las que se encuentran (Figura 1A). El bloque limitado por la falla de San Marcos tiene una altitud media de *ca.* 1733 m y un desnivel > 700 m de la sierra con respecto al lago San Marcos.

El bloque limitado por la falla El Madroño tiene una altitud media de *ca.* 1970 m y el de la falla Las Vigas tiene uno indicando que la elevación media es de *ca.* 1920 m. El desnivel desde la base de la sierra donde está la falla El Madroño es mayor a 800 m y supera los 1000 m en la porción central de la falla. El desnivel del bloque de la falla Las Vigas se incrementa en dirección E-W con valores de 600 m a más de 1000 m. Las condiciones ambientales son contrastantes entre la falla San Marcos con respecto a las fallas Las Vigas y El Madroño. Los datos meteorológicos de las estaciones de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), en la zona occidental de la falla de San Marcos (Estación 14168, Zacoalco de Torres) indican que la temperatura media anual es de 22°C, con una precipitación anual de 450 mm, por lo tanto, esta zona se caracteriza por una marcada aridez. Para el extremo noroccidental del lago de Chapala (Estación 14077, Jocotepec), contiguo a la falla Las Vigas y cercano a la falla El Madroño, la temperatura media anual es de 19°C y la precipitación es 731 mm donde predominan condiciones más húmedas con respecto a la zona del lago de San Marcos.

Las rocas que conforman las sierras de San Marcos, El Madroño y Las Vigas son mayoritariamente, de acuerdo con la cartografía 1:250000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2004 clave F13-12), volcánicas del Plioceno con una composición andesítico-basáltica a riolítica (Figura 1B). En la cartografía del SGM los sedimentos

asociados al lago de Chapala y San Marcos son mapeados como aluviones del Cuaternario. Hasta ahora los únicos estudios detallados sobre la geoquímica y composición de las rocas de las sierras del occidente y noroccidente del lago de Chapala, y que incluyen una parte de la Falla de San Marcos, se encuentran publicados por Allan (1986), Delgado-Granados (1992) y Macías *et al.* (1993). De acuerdo con estos autores gran parte de las rocas volcánicas tienen una composición intermedia de afinidad calci-alcalina. Ferrari *et al.* (2000) compilaron las edades radiométricas publicadas de la zona (Figura 1B), de acuerdo con estos datos las rocas que forman parte de la sierra de San Marcos tienen una edad entre 4.2 a 0.9 Ma (Allan, 1986; Delgado-Granados, 1992), y una de las rocas fechadas en la sierra Las Vigas tiene una edad de 3.8 Ma (Delgado-Granados, 1992; Figura 1B). Los fechamientos radiométricos en la JTBJ sugieren que al menos existen dos pulsos volcánicos, uno del Plioceno y otro del Pleistoceno.

La evolución del relieve en la JTBJ es resultado de una actividad mayoritariamente del Plioceno y el Cuaternario (Allan, 1986; Bourgois y Michaud, 1991; Ferrari *et al.*, 1994) que se considera tectónicamente activa, como lo demuestra la actividad sísmica registrada a lo largo del RTZ (*e.g.* Suárez *et al.*, 1994; Pacheco *et al.*, 1999) y el RC (*e.g.* Pardo y Suárez, 1995; Núñez-Cornú *et al.*, 2002). Las principales fallas de la zona JTBJ se han reconocido en varios estudios (Luhr *et al.*, 1985; Allan, 1986; Bandy *et al.*, 1995), sin embargo, el único trabajo a detalle en la zona es el Ferrari y Rosas-Elguera (2000); quienes indican que la falla San Marcos tiene una orientación de 140° a 170° con un desplazamiento vertical de *ca.* 1550 m, una edad Plio-Cuaternaria, con una tasa mínima de deslizamiento de 0.4 mm·a<sup>-1</sup>. Hasta ahora no existen datos sobre la tasa de deslizamiento máximo para el caso de las fallas El Madroño y Las Vigas aunque la edad estimada para estas fallas es, de acuerdo Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998), menor a 3.4 Ma. Al norte de sierra El Madroño está reportada una edad de 0.65 ± 0.22 Ma obtenida por Allan (Allan, 1986) en la muestra



A27 correspondiente a una brecha que subyace a la ignimbrita Acatlán (Wright y Walker, 1981), la cual se encuentra afectada por el fallamiento asociado al RTZ, este fechamiento puede interpretarse como una evidencia de la actividad tectónica al norte de la Sierra El Madroño.

### 3. Materiales y métodos

#### 3.1. MAPEO GEOMORFOLÓGICO

El mapa geomorfológico se elaboró con base en la interpretación de orto-fotos escala 1:20,000 publicadas digitalmente por el INEGI ([www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx)) y bajo los criterios sugeridos para el mapeo geomorfológico propuestos por Verstappen y van Zuidam (1991). Las orto-fotos fueron exportadas a un sistema de información geográfica (SIG) donde fueron procesadas para visualizarse en estereoscopia en modo rojo y azul con la ayuda de anáglifos, para ello se utilizó un modelo digital de elevación (MDE) con 20 m de tamaño de pixel, el cual fue obtenido a partir de la interpolación de las cartas topográficas 1:50000 clave F13D75; F13D78; F13D76 y F13D86 publicadas y disponibles en línea en el sitio web del INEGI.

En la delimitación de las unidades geomorfológicas se identificaron las principales estructuras, formas y depósitos. En la mayoría de unidades volcánicas se reconocieron los edificios principales como sus depósitos asociados. Para el caso de las fallas San Marcos, Las Vigas y El Madroño, se clasificaron como estructuras independientes con base en su orientación, asociación de edificios volcánicos y por su marcada expresión topográfica. En lo referente al relieve exógeno, se identificaron aquellas formas erosivas que tienen una clara expresión topográfica como son los valles y depósitos asociados (abanicos). En el mapa geomorfológico fueron incluidos los principales *knickpoints* detectados en los perfiles longitudinales (consultar la sección 3.2 para mayores detalles). Del mapa geomorfológico se identificaron un total de 600 elementos que abarcan un área de *ca.* 940 km<sup>2</sup> y una cartografía final a una escala aproximada 1:100000.

#### 3.2. ANÁLISIS MORFOMÉTRICOS

Los análisis morfométricos se hicieron a partir del MDE de 20 m de resolución. Debido a que los ríos que inciden sobre las fallas tienen áreas de drenaje menores a los 10 km<sup>2</sup>, en este caso sólo se analizaron aquellos ríos donde existe una marcada disección del relieve caracterizada por la presencia de profundos valles fluviales. Para la extracción de los perfiles longitudinales fluviales se utilizó la herramienta *Stream Profiler* la cual está disponible en <http://geomorphools.geology.isu.edu/> y que contiene una serie de comandos para obtener estos elementos a partir del procesamiento hidrológico del MDE en un SIG. Los datos fueron exportados en el software Matlab® para su posterior análisis. En los perfiles extraídos en cada una de las fallas se calculó el valor de la integral hipsométrica (*IH*) (Strahler, 1952) aplicando la fórmula siguiente (Pike y Wilson, 1971):

$$IH = (Z_{\text{media}} - Z_{\text{min}}) / \Delta z \quad (1)$$

Donde  $Z_{\text{media}}$  y  $Z_{\text{min}}$  son las media y mínima de las elevaciones del canal respectivamente y  $\Delta z$  es el desnivel del río. El índice normalizado del gradiente del canal ( $k_{\text{sn}}$ ) o *normalized channel steepness index* (Wobus *et al.*, 2006) se obtuvo directamente de los resultados arrojados por el *Stream Profiler* donde previamente se estableció una concavidad de referencia  $\theta_{\text{ref}}$  de 0.45 (Wobus *et al.*, 2006). Dicho valor permite comparar los resultados con otros sitios, además, este valor se encuentra dentro del rango observado para la concavidad de los ríos en distintos climas y ambientes tectónicos (*e.g.* Kirby y Whipple, 2001). El índice de concavidad  $\theta_n$  se estimó a partir del cálculo propuesto por Castillo *et al.* (2013), de tal forma que  $\theta_n < 0$  existe concavidad,  $\theta_n > 0$  denota un perfil convexo y  $\theta_n \approx 0$  es un perfil recto.

Complementario a los valores  $k_{\text{sn}}$ , se estimaron la verticalidad de los canales, con base en la linealización de los perfiles fluviales (Perron y Royden, 2013), de tal forma que el índice de normalidad linealizado ( $K_L$ ) resulta del valor del intercepto de

la relación lineal entre los valores  $\chi$  y los datos de elevación del canal y el índice de gradiente de los ríos ( $SL$ ) de Hack (Hack, 1973) de la fórmula:

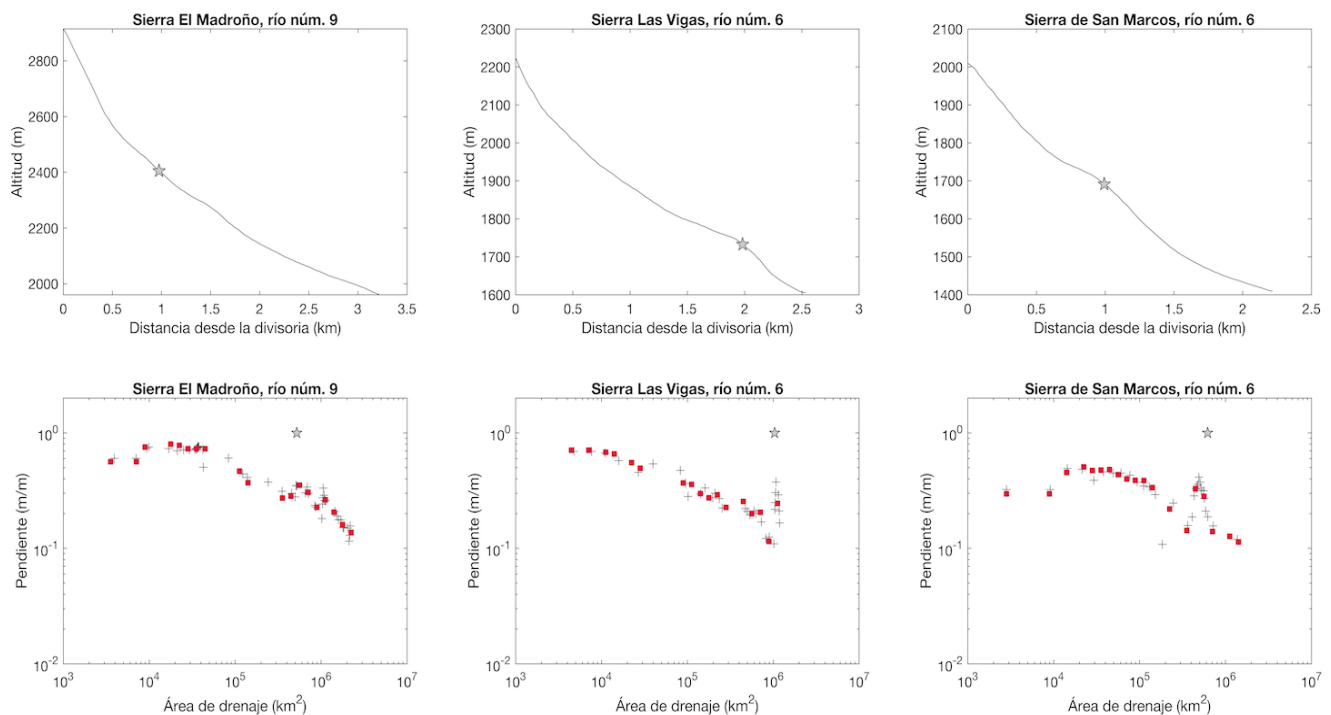
$$SL = (\Delta H \times L) / \Delta L \quad (2)$$

Donde  $\Delta H$  y  $\Delta L$  corresponden con la elevación y distancia entre dos trayectos del lecho principal respectivamente, y  $L$  corresponde con la distancia desde la divisoria hacia el punto medio del trayecto del lecho principal. El valor  $SL$  fue calculado para cada uno de los ríos para su posterior comparación con los otros índices determinados en este estudio. La detección de los *knickpoints* se realizó sobre el gráfico de la relación de la pendiente del canal ( $S$ ) y área de drenaje ( $A$ ) en escala logarítmica, donde en una condición de equilibrio  $S$  disminuye conforme aumenta  $A$  (e.g Kirby y Whipple, 2001). En este caso los *knickpoint* resultantes de una caída súbita en el nivel de base se observan en dicho

gráfico como una ruptura en el escalamiento  $S-A$  dada por un incremento súbito en la pendiente del canal y como un escalonamiento en un perfil topográfico (Whipple *et al.*, 2013). Una vez detectados los *knickpoints* (Figura 2) se estimó la distancia que tienen éstos con respecto al frente montañoso, así como el área de drenaje de este último punto. La estimación del tiempo de retroceso de los *knickpoints* ( $t_r$ ) se hizo para cada una de las fallas y con base en la ecuación usada por Pavano *et al.* (2016) de tal forma que:

$$t_r = \Sigma [dx_n / ((KA_n^m))] \quad (3)$$

Donde  $dx_n$  corresponde a la distancia en un espacio discreto desde el punto de inicio del *knickpoint* hasta su posición actual,  $K$  es un coeficiente de erosión [ $m^{(1-2)} a^{-1}$ ] que contiene las condiciones litológicas y climáticas de la cuenca,  $A_n$  es el área de drenaje en la que se propaga el *knickpoint* en



**Figura 2** Ejemplos de perfiles longitudinales y gráficas de pendiente-área de drenaje extraídos del MDE de las sierras San Marcos, Las Vigas y El Madroño. La estrella en los gráficos denota la posición de los *knickpoints* detectados en las gráficas de pendiente-área. Nótese la diferencia de distancia del *knickpoint* con respecto a la desembocadura para los tres casos. La localización de los ríos se puede consultar en la Figura 3.

cada unidad de distancia discreta y el exponente  $m$  es adimensional y refleja las condiciones hidráulicas de la cuenca (Berlin y Anderson, 2007). El segundo término de la ecuación 3 es similar a la ecuación utilizada por Crosby y Whipple (2006) quienes consideraron a  $K$  y  $m$  como parámetros libres.

La ecuación 3 se resolvió de forma analítica ya que pueden utilizarse directamente los datos de área de drenaje y distancia desde la divisoria hasta la base del perfil a partir del MDE, por lo tanto, el resultado final está apegado a las condiciones que tiene cada río en particular. Para determinar el tiempo de retroceso de los *knickpoints* se hizo una búsqueda exhaustiva de los valores de  $K$  (rangos  $1^{-9}$  a  $1^{-4}$ ) y  $m$  (rangos de 0.1 a 0.9) que predijesen la posición más cercana al *knickpoint* observado, se limitó el tiempo de análisis de 0.5 a 3.5 Ma, ya que es muy probable que en este rango de edad haya ocurrido el fallamiento tanto para la sierra de San Marcos (e.g. Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) como para las sierras Las Vigas y El Madroño (e.g. Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). El modelado de los *knickpoints* en cada una de las fallas da como resultado una serie de edades con una máxima probabilidad, en todos los casos la máxima probabilidad fue inferior a 1.5 Ma, por lo tanto, se hizo una nueva búsqueda de los parámetros  $K$  y  $m$  con el intervalo 0.5 a 1.5 Ma para acotar la edad probable y reducir la incertidumbre; se observó que las edades muestran una distribución normal la cual se confirmó en un gráfico Q-Q. La edad de retroceso de los *knickpoints* se obtuvo a través del re-muestreo aleatorio (*bootstrapping*) con  $10^4$  réplicas de los valores de distribución de edades de los *knickpoints* por cada una de las fallas. La edad final se estimó a partir de la edad media re-muestreada y el error se calculó de forma directa con la desviación estándar.

En el mapa geomorfológico se seleccionaron y analizaron aquellos abanicos aluviales localizados en la base de los escarpes de las fallas San Marcos, Las Vigas y El Madroño que tienen una forma de  $\Delta$ . Se estimó la superficie de los abanicos ( $A_a$ )

y del área de las cuencas que los alimenta ( $A_c$ ) para determinar relación que existe entre estos (cf. Harvey, 2002). Los abanicos analizados para cada una las fallas fueron comparados mediante la relación  $\phi = A_a/A_c$  la cual permite evaluar diferencias entre la respuesta erosiva y la tasa de fallamiento (Allen, 2008) y potencialmente determinar diferentes edades. Los datos obtenidos para las fallas fueron contrastados con los abanicos analizados por Castillo *et al.* (2017) en Amatlán de Cañas con la finalidad de determinar de forma relativa la edad de estas formas producidas por el mismo proceso y en condiciones climáticas similares, no obstante, se tuvo en cuenta que para Amatlán de Cañas corresponden a formas iniciadas en el Plioceno.

### 3.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Para el análisis químico de roca total, se seleccionaron seis muestras de rocas, las cuales fueron recolectadas durante el trabajo de campo. Durante el muestreo se consideró tomar la parte más fresca de cada roca, se rompieron en fragmentos de aproximadamente 2–3 cm de diámetro. En el laboratorio las muestras fueron lavadas con agua destilada y posteriormente secadas en un horno a una temperatura de 70°C por 24 horas. Posteriormente se utilizó un disco de acero para pulverizar cada muestra. Las muestras pulverizadas fueron enviadas al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, UNAM para ser analizadas por el método de Fluorescencia de Rayos X para medir las concentraciones de elementos mayores y pérdida por calcinación, empleando la metodología propuesta en Lozano-Santacruz y Bernal (2005). Una fracción del polvo de cada muestra fue enviada al Laboratorio de Estudios Isotópicos, del Centro de Geociencias de la UNAM con el fin de analizar la concentración de elementos trazas por medio de ICP-MS siguiendo la metodología descrita en Mori *et al.*, (2007). Los datos químicos obtenidos en este trabajo fueron complementados con algunos datos publicados por Allan y Carmichael (1984).

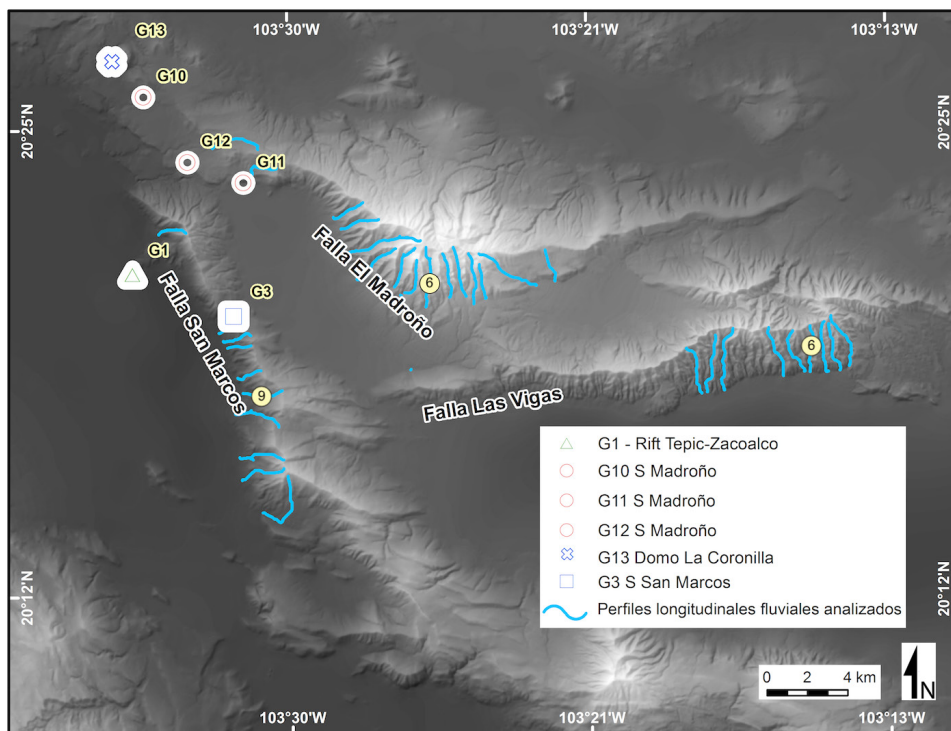
### 3.4. AFECHAMIENTO POR U-PB EN CIRCONES

Se colectó una muestra de roca del domo “La Coronilla” (muestra G13 en la Figura 2) de composición ácida, con el fin de separar cristales de circón para fechamiento por el método U-Pb en circones. En primer lugar se trituroó la muestra y se tamizó en mallas del número 60, 100 y 200. Posteriormente, estas fracciones se pasaron por la mesa *Wifley* para separar las fases cristalinas pesadas de las ligeras. Finalmente, con ayuda de un microscopio binocular, se separaron los cristales de circón de manera manual. En total se separaron 35 cristales de circón, los cuales fueron montados en un portaobjetos, con resina y posteriormente pulidos. La muestra de cristales pulidos fue enviada al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM (campus Juriquilla, Querétaro) para su análisis respectivo. Para los detalles de la rutina de análisis isotópico de los circones se puede consultar el artículo de Solari *et al.* (2010).

## 4. Resultados

### 4.1. GEOMORFOLOGÍA DE LAS FALLAS EL MADROÑO, LAS VIGAS Y SAN MARCOS

En el mapa geomorfológico se distinguen dos génesis del relieve, (1) endógeno y (2) exógeno (Figura 3). Dentro del relieve endógeno se encuentran los conos, domos, edificios volcánicos erosionados, flujos de lava, las denominadas sierras volcánicas, planicies mixtas y piedemonte volcánico. Los conos y domos se localizan en su mayoría en el sector N y NW del área de estudio (Figura 4) y corresponden principalmente con elementos volcánicos del Cuaternario (Figura 1). Los edificios volcánicos erosionados corresponden a estructuras de mayores dimensiones que los conos y domos. Gran parte de los edificios se encuentran asociados a las denominadas sierras volcánicas donde prevalece el volcanismo del Plioceno (Figura 1). El mapa geomorfológico indica que la tectónica al NW del

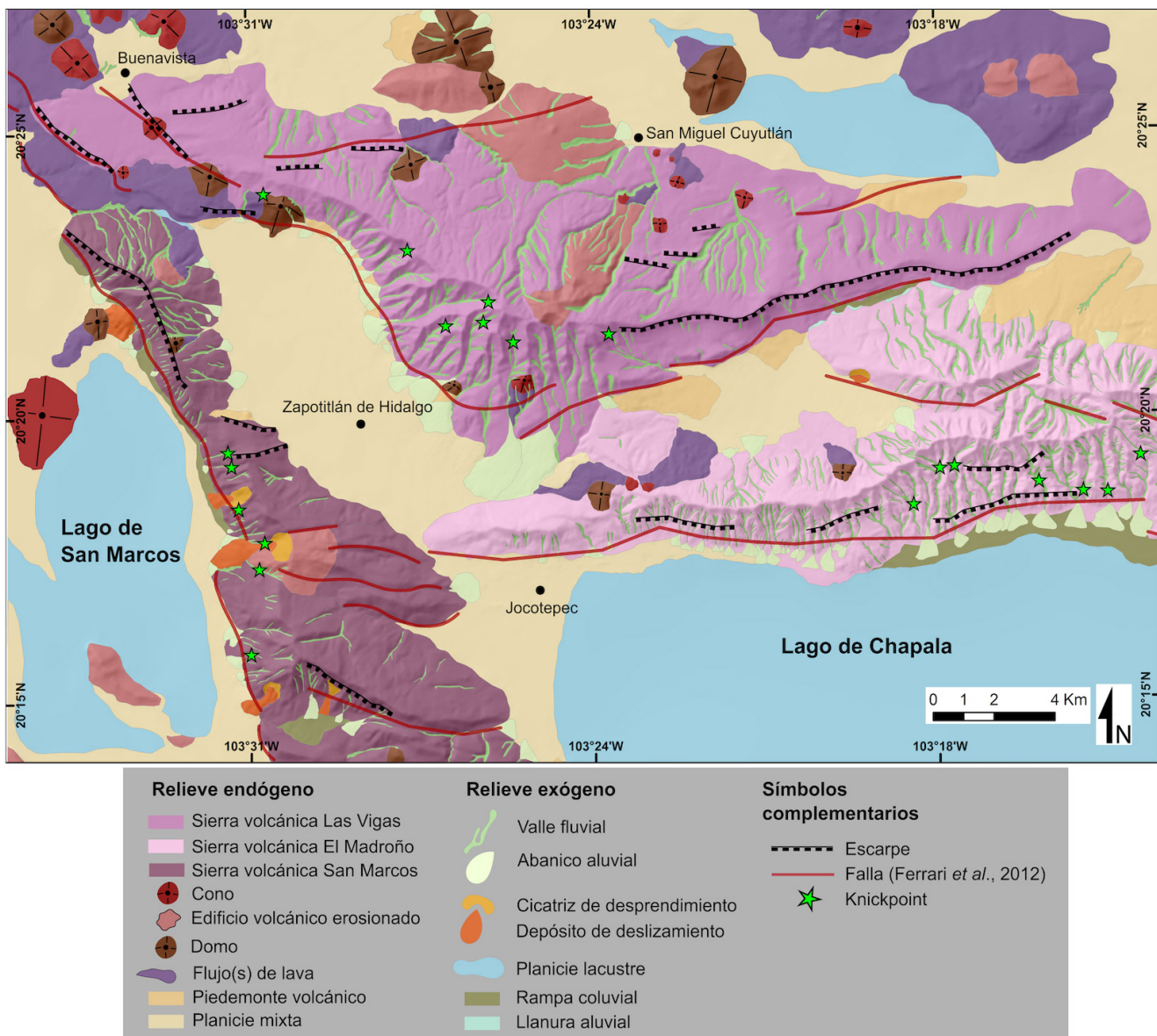


**Figura 3** Mapa de la localización de los puntos muestreados en trabajo de campo y con los datos de geoquímica publicados por otros autores. Los ríos corresponden con los perfiles longitudinales analizados en este estudio, los números en círculo en los ríos corresponden a los perfiles presentados en la Figura 2.



Lago de Chapala produjo pequeños sistemas de sierras con pronunciados desniveles ( $> 500$  m) y con orientaciones bien definidas, NW-SE para San Marcos, NW-SE y SW-NE para El Madroño y E-W para la Sierra de Las Vigas (Figuras 3 y 4). Por lo tanto, estas geoformas constituyen elementos geomorfológicos independientes los cuales también son diferenciables por el grado de disección fluvial que tienen (Figura 4), no obstante, la edad

del volcanismo es primordialmente del Plioceno. Los piedemonte volcánicos tienen una limitada extensión (ca.  $25 \text{ km}^2$ ) y se encuentran confinados a la base de las sierras o de estructuras (Figura 4). Caso contrario se observa con las planicies que en conjunto ocupan una amplia superficie (ca.  $222 \text{ km}^2$ ) y que se encuentran entre sierras o desmembradas por la aparición de estructuras volcánicas (Figura 4), cabe mencionar que estas formas se



**Figura 4** Mapa geomorfológico de las fallas Las Vigas, El Madroño y San Marcos elaborado a partir de la interpretación de ortofotos escala 1:20000. Los *knickpoints* corresponden aquellos detectados en los gráficos S-A. Obsérvese las diferencias del número de valles fluviales que se encuentran en cada una de las fallas, así como la relación del tamaño de las cuencas con los abanicos fluviales.

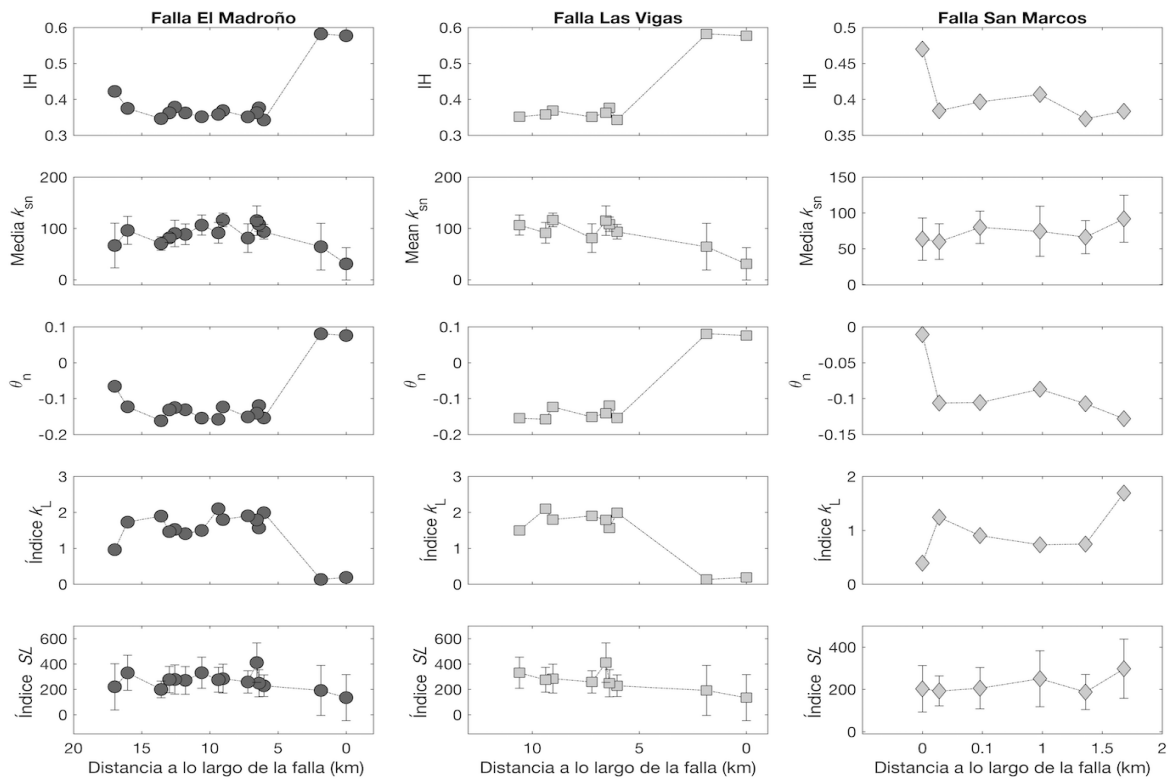
clasificaron como mixtas ya que su origen está asociado a procesos tanto endógenos como exógenos. El relieve exógeno (Figura 4) está constituido por formas (1) erosivas y (2) acumulativas. Las formas erosivas incluyen los valles fluviales y cicatrices de desprendimiento. En el relieve exógeno acumulativo se encuentran los abanicos aluviales, depósitos de deslizamiento, llanuras aluviales, rampas coluviales y planicies lacustres. Del relieve exógeno erosivo los valles predominan en el área de estudio (ca. 37 km<sup>2</sup>); las cicatrices de desprendimiento sólo abarcan un área de ca. 1 km<sup>2</sup> y se encuentran en el escarpe de la falla San Marcos (Figura 4). Se detectó la presencia de valles colgados, estos se encuentran mayoritariamente en los escarpes de las tres fallas estudiadas, aunque tienen una mayor ocurrencia a lo largo del escarpe de la falla San Marcos, misma que se caracteriza por tener valles fluviales exigüos (Figura 4), sin embargo, este tipo de valles no fue diferenciado en el mapa debido a que, por su tamaño reducido, no pueden ser representados en la escala seleccionada para la cartografía. En cuanto al relieve exógeno acumulativo las planicies lacustres son las que abarcan una mayor extensión (ca. 46 km<sup>2</sup>), seguidas de los abanicos aluviales (ca. 22 km<sup>2</sup>), rampas coluviales (ca. 10 km<sup>2</sup>), depósitos de deslizamientos (ca. 6 km<sup>2</sup>) y por último las llanuras aluviales (ca. 0.3 km<sup>2</sup>). Los abanicos aluviales, rampas y depósitos coluviales se encuentran mayoritariamente en la base de los escarpes de falla. Los abanicos de mayor dimensión se encuentran al pie del escarpe de la falla El Madroño, caso contrario ocurre al pie de las sierras de Las Vigas y San Marcos que contienen abanicos de menores dimensiones (Figura 4).

#### 4.2. MORFOMETRÍA DEL RELIEVE TECTÓNICO, PROPAGACIÓN Y EDAD DE LOS *KNICKPOINTS*

Los índices morfométricos de los ríos que inciden perpendicularmente a los escarpes de falla se presentan en la Figura 5, el coeficiente de correlación entre todos los índices se resume en la Tabla 1. De los índices utilizados los valores medios de  $k_{sn}$ ,  $k_L$  y  $SL$  tienen un comportamiento similar a la topografía observada a lo largo de las fallas (Figuras 3 y 5), sin embargo, el coeficiente de correlación es

mayor entre los valores medios de  $k_{sn}$  y  $SL$  ( $R^2 > 0.80$ ; Tabla 1). Los índices de integral hipsométrica ( $IH$ ) y concavidad ( $\theta_n$ ) tienen un alto valor de correlación ( $R^2 > 0.90$ ; Tabla 1) y ambos guardan una relación inversa con los índices  $k_{sn}$ ,  $k_L$  y  $SL$  (Tabla 1), esto es un resultado esperado ya que dichos índices ( $IH$  y  $\theta_n$ ) varían en función de la capacidad erosiva de los ríos, por lo tanto, los valores altos denotan una condición en la cual los ríos no tienen una suficiente potencia fluvial necesaria para erosionar de forma significativa la superficie montañosa. El análisis morfométrico de los abanicos se hizo a partir de la función potencia entre  $A_a$  y  $A_c$  (Figura 6A) donde se observó que el coeficiente de determinación es de 0.64 con un valor  $p < 0.05$  y un exponente en  $A_c$  de 0.95. Los valores medios en los índices morfométricos por cada una de las fallas (Tabla 1) revelan que los valores  $k_{sn}$ ,  $k_L$  y  $SL$  de la falla San Marcos son los más bajos, lo cual sugiere que el fallamiento en este caso fue menor con respecto a las otras dos sierras estudiadas. La morfometría de estos abanicos contrasta con los de Amatlán de Cañas, donde Castillo *et al.* (2017) reportan un valor  $R^2 = 0.56$ , con un valor  $p < 0.05$  y un exponente en  $A_c$  de 0.63. El exponente en  $A_c$  para el caso de las fallas al norte de la JTBJ, indica que el área de los abanicos se incrementa de forma notoria conforme aumenta el área de drenaje en comparación con los abanicos de Amatlán de Cañas. La distribución de los valores  $\phi$  para las tres fallas estudiadas e incluida la de Amatlán de Cañas se presentan en la Figura 6B. En los abanicos asociados a la falla San Marcos el valor  $\phi$  es de 0.3, para la falla El Madroño es de 0.4 y 0.3 para la falla de Las Vigas. El valor  $\phi$  para las tres fallas es de 0.3 el cual contrasta con el de los abanicos de Amatlán de Cañas que es de 0.5; la diferencia entre los valores  $\phi$  entre estas dos poblaciones de abanicos es significativa al 95% de acuerdo con el test estadístico Kolmogorov-Smirnov.

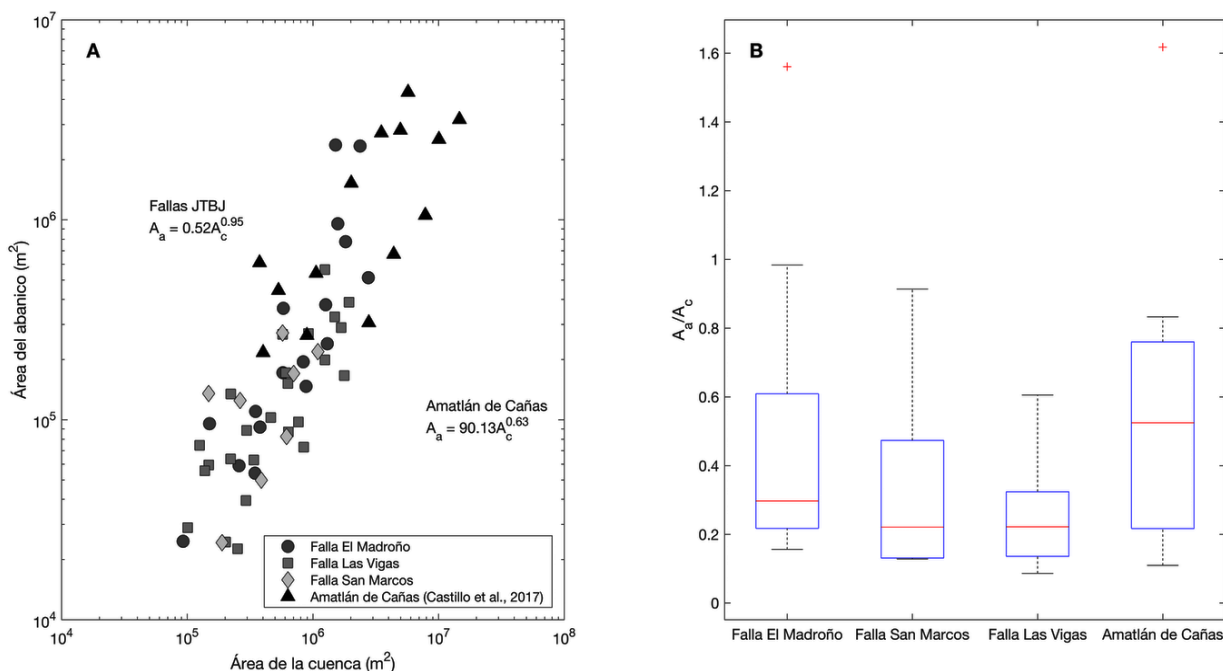
Del análisis de gráfico S-A se detectaron 7 *knickpoints* en la falla El Madroño, 7 en la falla Las Vigas y 6 en la falla San Marcos (Tabla 1). La altitud media de los *knickpoints* es distinta en las tres fallas, en El Madroño la altitud es de  $2308 \pm 277$



**Figura 5** Índices morfométricos de los ríos que cortan oblicuos a las fallas estudiadas. La distancia a lo largo de la falla es de dirección W-E. Nótese que los valores  $k_{sn}$  son similares a la topografía de las fallas (Figura 1A) y la relación inversa que existe entre los índices IH y  $\theta_n$  con respecto a los demás índices. Las barras de error en  $k_{sn}$ ,  $k_L$  y SL son a 1 sigma.

**Tabla 1.** Coeficientes de correlación (lado izquierdo inferior) y valores  $p$  (lado derecho superior) de los índices morfométricos de los ríos que inciden sobre las fallas El Madroño, Las Vigas y San Marcos. Los valores en paréntesis corresponden al valor medio con  $1\sigma$  de error para cada falla.

Falla El Madroño				
Integral hipsométrica (0.39 ± 0.08)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
-0.72	Valor medio $k_{sn}$ (87 ± 22)	< 0.05	< 0.05	< 0.05
1.00	-0.71	Índice de concavidad (-0.1 ± 0.08)	< 0.05	< 0.05
-0.94	0.71	-0.96	Índice $k_L$ (1.5 ± 0.6)	< 0.05
-0.61	0.82	-0.61	0.57	Valor medio SL (263 ± 66)
Falla Las Vigas				
Integral hipsométrica (0.41 ± 0.1)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
-0.82	Valor medio $k_{sn}$ (90 ± 28)	< 0.05	< 0.05	< 0.05
1.00	-0.81	Índice de concavidad (-0.09 ± 0.1)	< 0.05	< 0.05
-0.97	0.77	-0.97	Índice $k_L$ (1.4 ± 0.8)	> 0.05
-0.70	0.82	-0.71	0.64	Valor medio SL (273 ± 79)
Falla San Marcos				
Integral hipsométrica (0.40 ± 0.03)	5.8E-01	> 0.05	< 0.05	> 0.05
-0.28	Valor medio $k_{sn}$ (72 ± 12)	> 0.05	> 0.05	< 0.05
0.96	-0.51	Índice de concavidad (-0.09 ± 0.04)	> 0.05	> 0.05
-0.65	0.60	-0.78	Índice $k_L$ (0.9 ± 0.5)	> 0.05
-0.13	0.84	-0.34	0.61	Valor medio SL (223 ± 43)



**Figura 6** (A) Función potencial entre la superficie del abanico y el área de drenaje de la cuenca. Obsérvese la diferencia en la pendiente (exponente) entre los abanicos de la zona de la junta triple del bloque Jalisco y los de Amatlán de Cañas. (B) Gráficos de caja (*whisker-and-box plots*) con la fracción  $A_a/A_c$ , nótese las diferencias en los valores medio (barra horizontal en rojo) y el alto valor que hay en el caso de Amatlán de Cañas.

m, en Las Vigas  $1814 \pm 96$  m y en San Marcos es de  $1602 \pm 45$  m. Con la información de la posición de los *knickpoints* en sus respectivos perfiles longitudinales y el área de drenaje estimada al frente montañoso, (Figura 3, Tabla 2) se elaboró el modelo de retroceso de los *knickpoints* (Figura 7) mediante la regresión, en un espacio logarítmico, de la distancia de migración del *knickpoints* y el área de drenaje en el punto de retroceso (*cf.* Bishop *et al.*, 2005). En todas las fallas analizadas se observó un alto valor en el coeficiente de correlación ( $R^2 \geq 80$ ) y todas con una significancia estadística al 95% ( $p < 0.05$ ) (Figura 7). Los *knickpoints* que se han propagado con mayor distancia corresponden a aquellos que se encuentran en la sierra el Madroño. El exponente del área de drenaje en los modelos de la Figura 7 indica que existen diferencias en las tasas de retroceso en las tres fallas, condición que se confirmó con un análisis de covarianza (ANCOVA) el cual arrojó un valor de  $F < 0.01$  para las pendientes entre las tres regresiones. El exponente de la función potencial en la sierra de Las Vigas es el más alto, lo cual denota que el

retroceso de los *knickpoints* es rápido con incrementos mínimos en el área de drenaje.

La estimación del tiempo de retroceso de los *knickpoints*, con base en la búsqueda exhaustiva de los parámetros  $K$  y  $m$  de la Ecuación 3, resultó en distintos valores de ambos parámetros para cada uno de los *knickpoints* que retroceden los sistemas de fallas, sin embargo, todos en conjunto se ajustan a una misma pendiente (Figura 8A) ya que no existen diferencias significativas entre éstas (test ANCOVA,  $F > 0.05$ ). Para el caso de los *knickpoints* de la sierra El Madroño la estimación con los parámetros  $K$  y  $m$  tuvo los menores valores residuales con respecto a los *knickpoints* detectados en el perfil longitudinal (Figura 8B), en contraste, los *knickpoints* recalculados de la sierra de San Marcos tuvieron los valores residuales más altos (Figura 8B). Las edades de retroceso de los *knickpoints* fueron distintas en las tres fallas (Figura 9), la edad de retroceso de los *knickpoints* en la falla El Madroño es de  $0.76 \pm 0.02$  Ma (Figura 9A),  $1.03 \pm 0.03$  para la falla Las Vigas (Figura 9B) y  $0.99 \pm 0.03$  Ma para la falla San Marcos (Figura 9C).



Tabla 2. Datos topográficos e hidrológicos de los *knickpoints* identificados en los perfiles longitudinales.

UTM X	UTM Y	Distancia desde la divisoria (m)	Distancia desde el frente montañoso (m)	Área de drenaje en el <i>knickpoint</i> (km <sup>2</sup> )	Altitud del <i>knickpoint</i> (m)	Área de drenaje en el frente montañoso (km <sup>2</sup> )
<b>Falla El Madroño</b>						
655320	2256356	786	1563	0.30	1828	1.33
660060	2254536	218	1611	0.04	2189	0.97
662720	2252876	390	3850	0.09	2633	3.42
661320	2252096	645	2075	0.30	2120	1.34
662560	2252216	363	2154	0.21	2489	1.76
663540	2251576	975	2243	0.52	2405	2.25
666680	2251836	845	2761	0.26	2489	3.53
<b>Falla Las Vigas</b>						
676708	2246340	1494	1261	0.61	1721	1.62
677568	2247520	926	2549	0.64	1922	2.23
678048	2247600	1106	2486	0.62	1908	1.80
680828	2247100	1709	1083	0.93	1779	1.51
682288	2246800	1983	550	1.04	1733	1.19
683088	2246780	2194	622	1.15	1720	1.29
684168	2247980	1515	1571	0.57	1912	1.44
<b>Falla San Marcos</b>						
654941	2241429	1545	928	0.65	1580	0.80
655201	2244189	1216	1391	0.78	1571	2.79
655381	2245049	993	1225	0.43	1691	1.48
654521	2246129	760	856	0.28	1584	0.58
654281	2247509	598	890	0.15	1587	0.43
654161	2247969	681	951	0.30	1601	0.68

#### 4.3. VOLCANISMO EN LA ZONA DE LA JTBJ

Las rocas volcánicas más antiguas que afloran en el área de estudio son del Plioceno (Figura 1). En el caso de la Sierra de San Marcos las muestras analizadas son composición química de andesita basáltica (Figura 10), siendo una de las muestras más básicas que se muestrearon en este trabajo (Tabla 3), junto con muestras de los bordes del GC reportadas por Allan y Carmichael (1984), aunque estas últimas contienen valores más elevados en K<sub>2</sub>O (Figura 11), por lo cual se clasifican como traquiandesitas (Figura 10). Las rocas de la sierra El Madroño resultan ser un poco más evolucionadas, con un contenido de SiO<sub>2</sub> de 58 a 59% en peso de SiO<sub>2</sub> (Tabla 3), por lo tanto, se clasifican como andesitas (Figura. 10). Desafortunadamente no se cuenta con ninguna muestra de la Sierra Las Vigas, sin embargo, es probable que también se trate de rocas de composición básica como indican Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998). Se muestreó una lava cerca del borde del graben

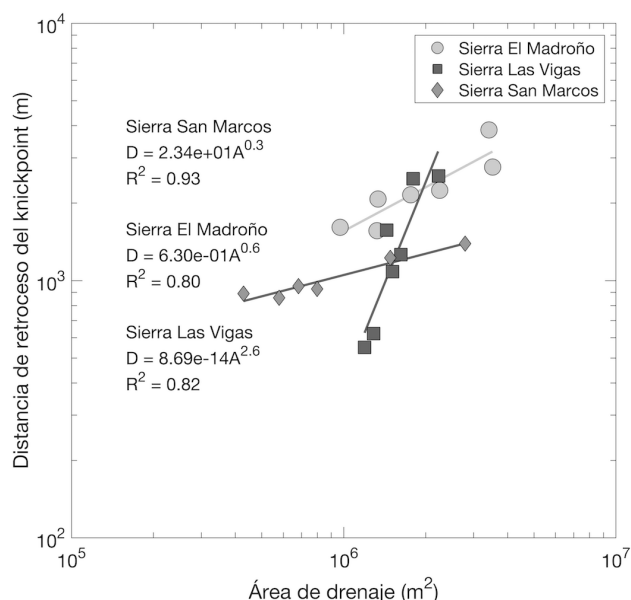
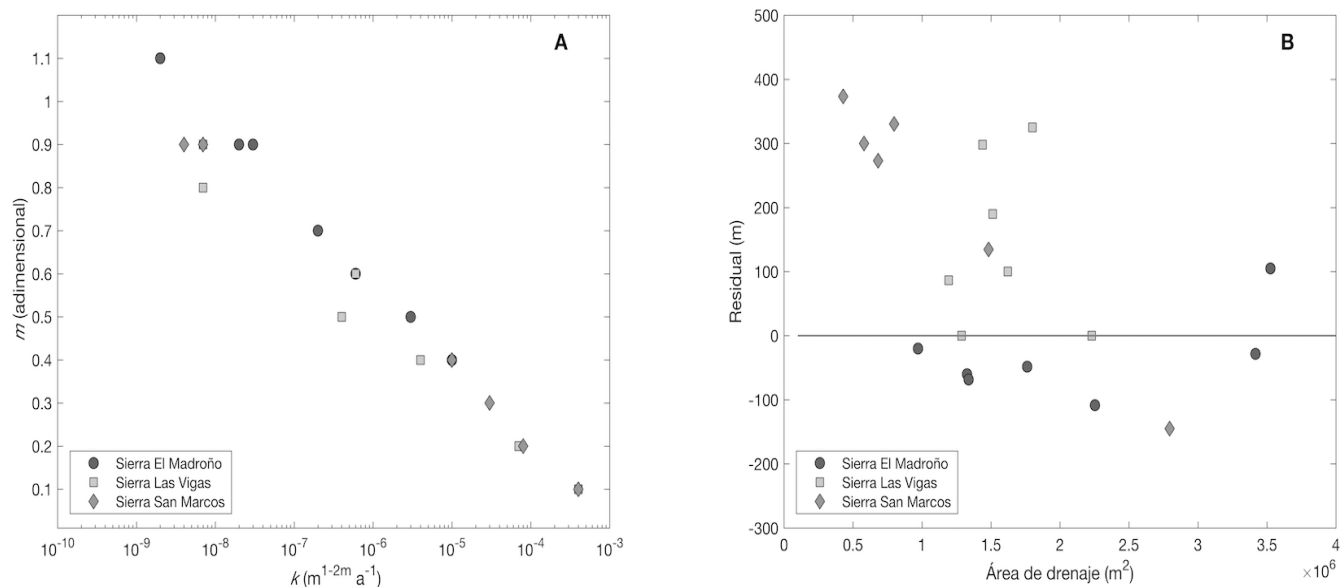


Figura 7 Modelos de retroceso de *knickpoints* para el caso de las fallas El Madroño, Las Vigas y San Marcos. El área de drenaje es un indicador de la descarga fluvial, lo que denota una mayor capacidad de propagación para los *knickpoints* en la falla de Las Vigas.



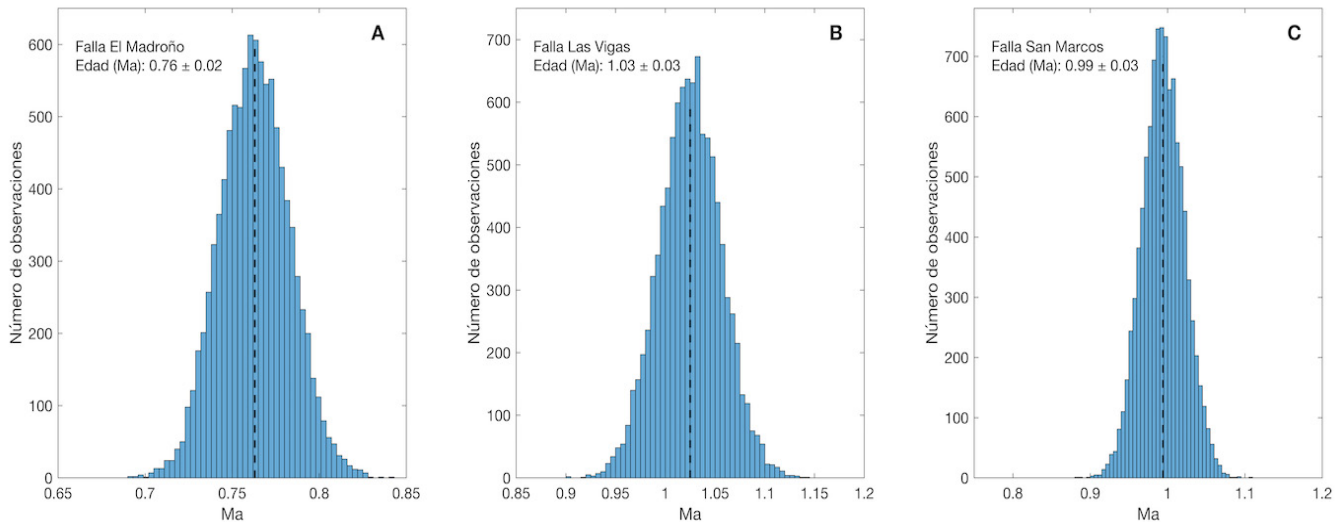
**Figura 8** (A) Resultado de los parámetros  $K$  y  $m$  para estimar la localización de los *knickpoints* dentro del intervalo de 0.5 a 1.5 Ma. A pesar de que hay una variabilidad en los parámetros, todos se ajustan a una misma pendiente. (B) Valores residuales dados por la diferencia entre el *knickpoint* estimado (parámetros en A) y el observado en el perfil longitudinal.

de San Marcos, la cual fue emitida por un volcán monogenético que aparentemente se formó justo en el borde del graben y que corresponde con la edad de 0.99 Ma reportada por Delgado-Granados (1992). El flujo de lava que emitió este volcán se emplazó hacia el oeste. Se analizó una muestra de esta lava y resultó ser de composición dacítica (Figura 10), un poco más evolucionada que las muestras de las sierras (Tabla 3) y cabe resaltar que esta lava debe ser más joven que las rocas de las sierras mencionadas. Por último, se analizó también una muestra del domo La Coronilla, el cual representa el producto volcánico más ácido de la zona de estudio, ya que contiene 73% en peso de  $SiO_2$ , por lo tanto, se trata de un domo riolítico.

Se construyeron diagramas binarios de los elementos mayores de las muestras analizadas en este trabajo (Figura 11), en los cuales se aprecian correlaciones positivas  $K_2O$  respecto al  $SiO_2$  (exceptuando las muestras del graben de Colima), así como correlaciones negativas de  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  y  $Na_2O$  (Figura 11). Dichas correlaciones pueden sugerir una relación genética entre estas rocas, y su evolución por cristalización

fraccionada de algunas fases minerales como plagioclasas cálcicas, piroxenos y olivino. En los diagramas de elementos traza se aprecian diferencias entre las muestras del graben de Colima y las reportadas en este trabajo (Figura 12). A pesar de las diferencias todas las muestras despliegan un patrón de enriquecimiento en elementos incompatibles respecto a los compatibles, con anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti, así como positivas en Pb, K y Ba (Figura 12A), los cuales son comunes para rocas asociadas a arcos continentales (e.g. Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En cuanto a las tierras raras se aprecia un enriquecimiento en tierras raras ligeras respecto a las pesadas, con un mayor enriquecimiento para las muestras del graben de Colima (Figura 12B). Es notoria la anomalía negativa de Eu para el domo riolítico La Coronilla, así como las anomalías negativas muy pronunciadas en P y Ti.

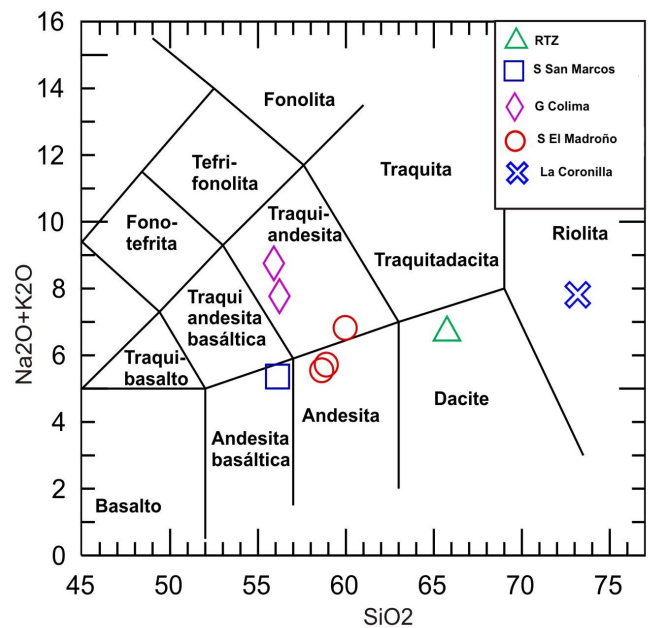
Adicionalmente, se analizaron en total 35 cristales de circón mediante ablación láser para obtener las relaciones isotópicas de U-Pb (Tabla 4). Con los datos de estos circones se estimó la edad de la isócrona en  $0.66 \pm 0.06$  Ma (Figura 13).



**Figura 9** Histogramas obtenidos después de  $10^4$  réplicas de las edades de retroceso de los *knickpoints* para cada una de las fallas estudiadas. La edad final se estimó del valor medio con la incertidumbre dada por la desviación estándar.

## 5. Discusión y conclusiones

La actividad tectónico-volcánica al occidente del lago de Chapala ha producido cambios drásticos en la topografía y condicionó la subsecuente evolución del relieve. Las edades radiométricas de las rocas volcánicas en la zona de estudio confirman los pulsos volcánicos del Plioceno y Cuaternario diferenciados por Ferrari *et al.* (2012) para el occidente de México. Es muy probable que en esta zona el volcanismo Cuaternario sea contemporáneo con una importante actividad de las fallas El Madroño y San Marcos ya que las estimaciones de las edades de retroceso de los *knickpoints* coinciden con las edades de rocas volcánicas más recientes, es decir 0.99 Ma en la falla de San Marcos (Figura 1) y 0.66 Ma para el domo La Coronilla, el cual se encuentra sobre la orientación de la falla El Madroño en el extremo noroccidental (Figura 3). Para el caso de la falla de Las Vigas no hay volcanismo del Cuaternario reportado, sin embargo, las tasas de retroceso de los *knickpoints* indican que esta falla tuvo una actividad más o menos contemporánea a la falla de San Marcos, no obstante, no se descarta que esta falla haya tenido su formación



**Figura 10** Diagrama de clasificación de álcalis total vs silice de Le Bas *et al.* (1986) de muestras del área de estudio y muestras del graben de Colima tomados de Allan y Carmichael (1984).

Tabla 3. Resultados de análisis químicos de roca total de muestras del área de estudio.

Muestra	G3	G1	G10	G11	G12	G13
UTM X	653826	648823	649347	654294	651529	647806
UTM Y	2249036	2251097	2259880	2255636	2256652	2261626
SiO <sub>2</sub>	56.11	65.75	59.96	58.88	58.62	73.18
TiO <sub>2</sub>	1.26	0.58	1.15	0.97	0.97	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.81	15.77	16.69	16.54	17.47	13.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.64	4.61	7.39	7.16	6.93	2.10
MnO	0.13	0.08	0.11	0.11	0.11	0.05
MgO	4.31	2.16	2.38	3.94	3.46	0.77
CaO	7.02	4.21	5.23	6.39	6.65	1.99
Na <sub>2</sub> O	3.72	3.74	4.64	3.87	3.88	3.15
K <sub>2</sub> O	1.64	2.93	2.18	1.85	1.67	4.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.17	0.27	0.29	0.23	0.06
Total	100	100	100	100	100	100
Sc	18.2	7.8	13.3	14.6	13.1	2.7
Cr	101.1	76.0	32.3	101.7	94.2	13.0
Co	26.2	11.9	17.5	22.6	21.6	3.3
Ni	47.0	23.3	8.2	47.6	41.2	3.9
Zn	84.0	57.9	70.3	75.8	64.7	34.4
Rb	27.2	63.6	37.3	32.7	26.7	128.2
Cs	0.5	1.2	0.8	0.6	0.5	4.0
Ba	636.7	872.8	821.6	627.3	626.8	1033.9
La	20.8	26.8	24.3	28.5	17.7	33.9
Ce	44.0	50.4	42.6	48.4	36.1	54.3
Nd	24.0	21.6	24.5	27.3	18.2	23.3
Eu	1.5	1.1	1.5	1.5	1.2	0.8
Tb	0.7	0.5	0.7	0.8	0.5	0.5
Dy	4.4	3.1	3.8	4.4	3.0	2.6
Yb	2.2	1.7	1.9	2.2	1.5	1.6
Lu	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
Hf	4.2	4.4	4.6	4.3	3.4	4.4
Ta	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.9
Th	2.2	5.7	3.5	2.9	2.4	13.1
U	0.8	1.4	1.3	0.9	0.7	3.9
V	177.8	80.7	165.8	140.7	145.6	22.6
Cu	46.7	22.9	48.2	39.6	52.8	6.0
Ga	19.9	18.1	18.7	19.8	18.6	15.8
Sr	654.6	461.4	613.7	586.3	633.7	277.4
Y	23.9	17.6	21.9	25.6	16.1	15.2
Zr	180.5	182.5	200.7	191.8	141.3	170.3
Nb	11.6	8.3	10.0	10.9	8.7	8.3
Li	6.3	8.3	9.9	9.1	7.3	18.8
Be	1.6	1.6	1.5	1.7	1.2	2.0
B	12.8	9.9	9.5	7.8	9.8	19.3
Pr	5.9	5.9	6.2	7.0	4.6	6.9
Gd	5.0	3.7	4.6	5.2	3.6	3.3
Ho	0.9	0.6	0.8	0.9	0.6	0.5
Er	2.4	1.7	2.1	2.4	1.6	1.5
Pb	8.2	11.2	8.1	8.2	6.6	16.6

Elementos mayores en % en peso, trazas en partes por millón. Fe total reportado como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, PxC, pérdida por calcinación.

en el Plioceno como lo indican para este sector Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998), ya que los *knickpoints* detectados se encuentran en una posición altitudinal baja, con lo cual es probable que estas formas se hayan propagado por una reactivación de la falla. La edad estimada por Allan (1986) en un flujo de lava localizado en la base del escarpe de falla San Marcos es idéntica (0.99 Ma) a la obtenida a través de la estimación del retroceso de los *knickpoints* para la sierra de San Marcos. En la falla El Madroño no existen edades radiométricas de las rocas que la conforman, por lo tanto, no se descarta que la formación de esta falla sea contemporánea con la falla de Las Vigas como proponen algunos autores (*e.g.* Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). No obstante lo anterior, el hecho de que la brecha que subyace a la ignimbrita Acatlán, al norte de la sierra El Madroño, fechada en  $0.65 \pm 0.22$  Ma (Allan, 1986) que presenta fallas así como la edad del domo La Coronilla fechado en  $0.66 \pm 0.06$  Ma el cual está sobre una de las ramificaciones de la falla el Madroño, son indicativas de una importante actividad al noroeste de la falla en el Pleistoceno. Las edades de la brecha y el domo difieren por sólo 0.1 Ma con respecto a la edad estimada de propagación de los *knickpoints*, parecen confirmar que parte de la topografía actual de la falla El Madroño es resultado de la actividad tectónica en el Pleistoceno. La formación y/o reactivación de las fallas en el Pleistoceno también está soportada por las características morfométricas que tienen los abanicos aluviales. Si bien el valor  $\phi$  se ha relacionado con la eficiencia en el transporte de sedimento y la tasa de levantamiento tectónico (*cf.* Allen, 2008) este parámetro puede utilizarse para determinar la edad relativa de eventos tectónicos. En este estudio se observó que los valores  $\phi$  de la falla El Madroño son superiores a los de las fallas San Marcos y Las Vigas, no obstante, que la falla El Madroño posiblemente se la que tiene una actividad más reciente y que las condiciones climáticas son similares a las operantes en la sierra Las Vigas. También, la falla el Madroño tiene mayor desnivel con respecto a las otras dos, por lo tanto, es muy probable que la tasa de levantamiento tectónico haya sido rápida y mayor con respecto a las otras



dos fallas, lo cual produjo una respuesta erosiva que dio lugar a la formación de sus abanicos. Tal respuesta confirma las observaciones hechas en otros relieves extensionales donde los abanicos y su extensión responden directamente a consecuencia del fallamiento (*e.g.* Harvey, 2002; Densmore *et al.*, 2004; Allen, 2008). A pesar de la diferencia de los valores  $\phi$  entre las fallas estudiadas, estas contrastan significativamente con el caso de Amatlán de

Cañas, donde el valor más alto en  $\phi$  denota un mayor tiempo en la movilización de sedimentos y, por ende, en la edad de los abanicos. Esto se confirma por la edad en la caída en el nivel de base en Amatlán de Cañas que ocurrió *ca.* 4 Ma (Castillo *et al.*, 2017), donde prevalecen condiciones climáticas similares a las fallas Las Vigas y El Madroño con precipitaciones anuales de entre 700 a 850 mm (Fernandez-Eguiarte *et al.*, 2017).

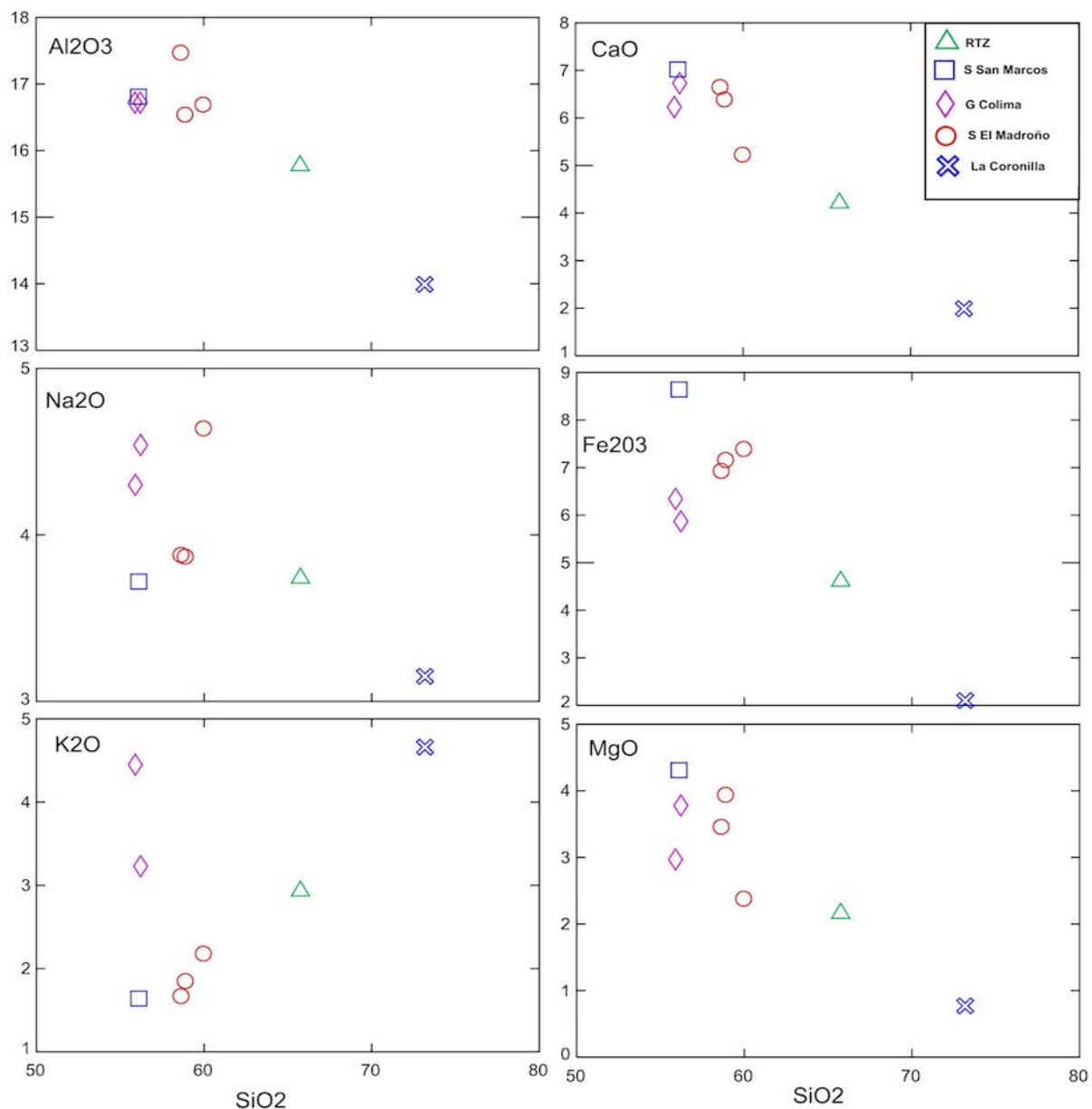
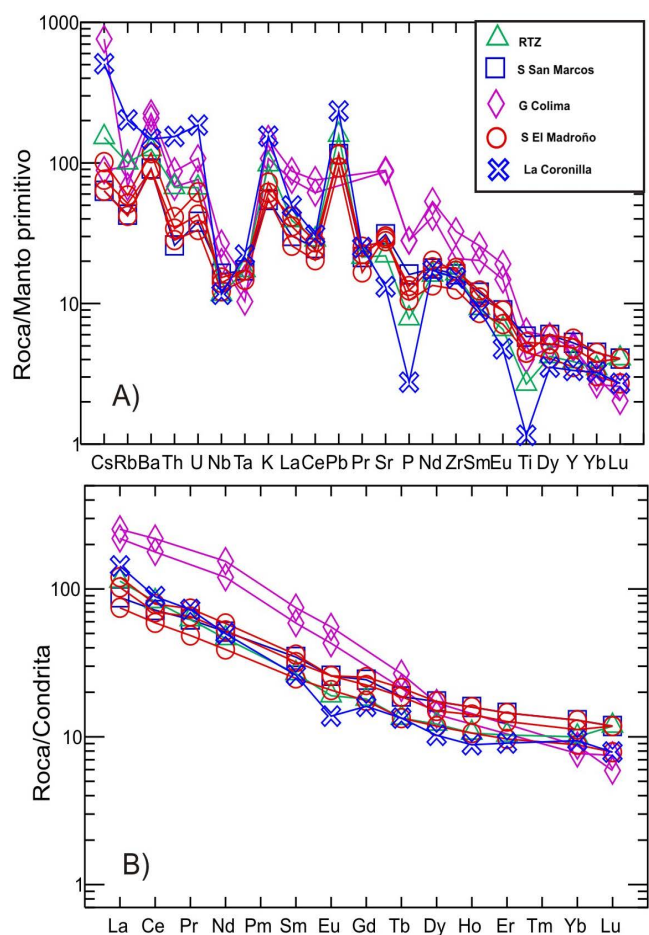


Figura 11 Diagramas binarios de sílice vs otros elementos mayores de muestras del área de estudio y de muestras del graben de Colima (Allan y Carmichael, 1984).

El mapa geomorfológico fue un documento útil que permitió detallar las estructuras, coladas de lava y extensión de los depósitos de tipo endógeno como exógeno. Asimismo, permitió detectar las formas resultantes de la actividad tectónica como son los abanicos, valles fluviales y deslizamientos. Del mapa geomorfológico puede advertirse que tanto la tectónica como el volcanismo han producido importantes relieves acumulativos lo cual está evidenciado por la amplia extensión de las planicies volcánicas, lacustres y los abanicos aluviales. No obstante, una limitante que se apreció es que la edad relativa de las estructuras en el mapa geomorfológico no necesariamente coincide con

el grado de disección del relieve, por lo tanto, es indispensable proveer en este tipo de relieve de la información tanto morfométrica como de un control geocronológico. Ejemplo de lo anterior es la aparente disección que existe en las sierras Las Vigas, El Madroño y San Marcos, donde una interpretación basada en el mapa indicaría que la estructura más antigua corresponde a la sierra de Las Vigas, seguida de la sierra El Madroño y el elemento más joven sería entonces con la sierra de San Marcos, la cual tiene un incipiente desarrollo de abanicos y numerosos deslizamientos a lo largo del escarpe de falla, condición denotativa de juventud del relieve. Como se mencionó anteriormente, los datos geocronológicos junto con la interpretación de la morfometría de los abanicos y la estimación del tiempo retroceso de los *knickpoints* indican que la falla El Madroño tuvo una actividad más reciente. La aparente juventud de la falla de San Marcos se explica entonces por dos causas, la primera es debido a la aridez que predomina en gran parte de la sierra misma que puede ser un factor limitante para la incisión de las lavas, debido a una reducción de la potencia fluvial (Bagnold, 1960) asociada a una baja descarga fluvial. La segunda causa se debe principalmente al levantamiento tectónico, ya que los índices geomorfológicos de  $k_{sn}$ ,  $k_L$  y  $SL$  fueron más bajos con respecto a las otras fallas, por lo tanto, la respuesta erosiva ante la tectónica (*cf.* Demoulin *et al.*, 2017) es más limitada para este caso.

El uso de índices morfométricos en los lechos fluviales junto con el análisis de *knickpoints* permitieron interpretar la evolución del relieve en la zona norte de la JTBJ. Los resultados obtenidos de los valores  $k_{sn}$  confirmaron que este índice guarda una estrecha relación entre la verticalidad de los canales, mismos que se correlacionan de forma positiva con las tasas de levantamiento tectónico (*e.g.* Kirby y Whipple, 2012), ya que se observó que tiende a reproducir los cambios de elevación a lo largo de la sierra, cuya topografía es producto directo del fallamiento. La correlación de los valores  $k_{sn}$  con los índice  $k_L$  y  $SL$  también confirma que ambos capturan la tasa de levantamiento tectónico. Para



**Figura 12** (A) Diagrama multielementos normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). (B) Diagrama de tierras raras normalizados con la condrita (Sun y McDonough, 1989) de muestras del área de estudio. Datos del graben de Colima fueron tomados de Allan y Carmichael (1984).

Tabla 4. Resumen de los análisis de U-Pb en circones del domo ríolítico La Coronilla, muestra G13.

Análisis	FRACCIONES CORREGIDAS <sup>2</sup>										EDADES CORREGIDAS (Ma)							
	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±2σ abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2σ	Best age (Ma)	±2σ			
1	354	304	0.86	0.0710	0.0870	0.0110	0.0008	0.0001	0.0018	-0.23	5.3	0.6	84.7	9.6	4970.0	160.0	5.3	0.6
2	347	243	0.70	0.6700	0.0216	0.0035	0.0003	0.0000	0.0007	0.0001	1.7	0.2	21.7	3.5	5000.0	1500.0	1.7	0.2
3	190	157	0.83	0.8500	0.0108	0.0040	0.0002	0.0001	0.0002	-0.36	1.0	0.4	10.8	4.0	3800.0	4700.0	1.0	0.4
4	2023	2687	1.33	0.3740	0.0100	0.0008	0.0002	0.0000	0.0002	0.18	1.3	0.1	10.1	0.8	3760.0	140.0	1.3	0.1
5	648	548	0.85	0.5700	0.1100	0.0165	0.0020	0.0000	0.0003	-0.16	1.4	0.2	16.6	2.0	4320.0	310.0	1.4	0.2
6	451	323	0.72	0.6330	0.0960	0.0233	0.0051	0.0003	0.0007	0.0001	1.9	0.3	23.4	5.0	4760.0	250.0	1.9	0.3
7	2260	3451	1.53	0.3820	0.0540	0.0081	0.0021	0.0002	0.0000	-0.20	1.0	0.1	8.2	2.1	3880.0	190.0	1.0	0.1
8	311	288	0.93	0.3850	0.0940	0.0080	0.0030	0.0001	0.0003	0.17	0.8	1.8	8.0	27.0	5940.0	530.0	0.8	1.8
9	976	1098	1.13	0.4990	0.0740	0.0106	0.0021	0.0002	0.0000	0.07	1.0	0.2	10.7	2.2	4260.0	240.0	1.0	0.2
11	616	613	1.00	0.7760	0.0500	0.0630	0.0150	0.0006	0.0013	0.28	4.0	1.0	62.0	14.0	4910.0	120.0	4.0	1.0
12	1143	1601	1.40	0.1580	0.0660	0.0021	0.0007	0.0001	0.0000	-0.18	0.7	0.1	2.1	0.7	1930.0	620.0	0.7	0.1
13	609	560	0.92	0.7130	0.0550	0.0694	0.0077	0.0007	0.0014	0.22	4.6	0.4	68.1	7.1	4750.0	130.0	4.6	0.4
14	549	501	0.91	0.7000	0.1500	0.1110	0.0022	0.0002	0.0003	-0.31	1.1	0.2	11.1	2.2	3880.0	660.0	1.1	0.2
15	421	519	1.23	0.2200	0.1800	0.0034	0.0038	0.0001	0.0000	0.11	0.8	0.3	3.5	3.8	-1100.0	1500.0	0.8	0.3
16	476	432	0.91	0.6230	0.0700	0.0425	0.0036	0.0005	0.0010	0.05	3.3	0.3	42.2	3.5	4520.0	190.0	3.3	0.3
7	1497	2076	1.39	0.5960	0.0600	0.0236	0.0020	0.0003	0.0000	0.08	1.9	0.2	23.7	1.9	4450.0	160.0	1.9	0.2
18	256	235	0.92	0.8700	0.1300	0.0507	0.0047	0.0005	0.0011	0.20	3.1	0.4	50.1	4.5	5060.0	320.0	3.1	0.4
19	428	427	1.00	0.8080	0.0700	0.0832	0.0079	0.0007	0.0016	0.24	4.8	0.6	81.0	7.3	4970.0	160.0	4.8	0.6
20	605	421	0.70	0.6200	0.1000	0.0270	0.0150	0.0003	0.0001	-0.37	2.1	0.8	27.0	14.0	4370.0	270.0	2.1	0.8
21	481	314	0.65	0.6600	0.1000	0.0266	0.0047	0.0003	0.0000	0.01	2.2	0.3	26.6	4.6	4540.0	290.0	2.2	0.3
22	425	352	0.83	0.1900	0.1400	0.0020	0.0032	0.0001	0.0000	0.40	0.7	0.3	2.5	3.2	2500.0	1200.0	0.7	0.3
24	588	463	0.79	0.5890	0.0690	0.0310	0.0030	0.0004	0.0000	-0.22	2.5	0.2	30.9	2.9	4420.0	170.0	2.5	0.2
25	661	599	0.91	0.3460	0.0790	0.0089	0.0071	0.0002	0.0001	0.17	1.2	0.4	9.0	7.1	3300.0	320.0	1.2	0.4
26	434	388	0.89	0.5600	0.1500	0.0067	0.0064	0.0002	0.0001	-0.08	1.0	0.4	6.7	6.2	1800.0	1300.0	1.0	0.4
27	470	423	0.90	0.6800	0.1000	0.0284	0.0052	0.0004	0.0001	0.09	2.4	0.4	28.4	5.0	4580.0	250.0	2.4	0.4
28	1258	1888	1.50	0.4150	0.0520	0.0135	0.0017	0.0002	0.0000	0.23	1.5	0.1	13.6	1.7	3890.0	180.0	1.5	0.1
29	342	171	0.50	0.7600	0.1100	0.0130	0.0110	0.0002	0.0001	-0.22	1.1	0.7	13.0	10.0	4000.0	580.0	1.1	0.7
30	339	260	0.77	0.7800	0.0760	0.0870	0.0110	0.0009	0.0021	0.46	5.7	0.7	84.6	9.8	4940.0	180.0	5.7	0.7
31	351	308	0.88	0.7730	0.0900	0.0751	0.0056	0.0008	0.0001	0.25	5.0	0.4	73.4	5.3	4890.0	210.0	5.0	0.4
32	361	250	0.69	0.7000	0.1100	0.0498	0.0049	0.0006	0.0001	0.23	3.7	0.4	49.3	4.7	4680.0	270.0	3.7	0.4
33	466	314	0.67	0.6990	0.0900	0.0567	0.0051	0.0006	0.0001	0.12	4.0	0.4	55.9	4.9	4690.0	220.0	4.0	0.4
34	252	223	0.88	0.8500	0.1400	0.0577	0.0055	0.0006	0.0001	-0.03	3.6	0.4	56.8	5.3	5010.0	350.0	3.6	0.4
35	239	235	0.98	0.1400	0.3300	0.0040	0.0037	0.0001	0.0000	0.01	0.9	0.3	4.8	3.7	-10300.0	9400.0	0.9	0.3

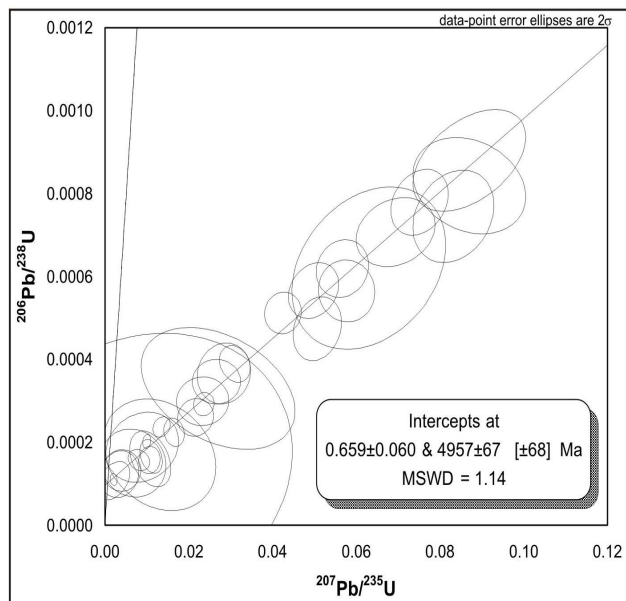
1: Concentraciones de U y Th fueron calculadas usando un círculo estándar externo de acuerdo a Paton *et al.* (2010), Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

2: Incertidumbre de 2 sigma propagado de acuerdo a Paton *et al.* (2010), Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

Relaciones de <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, edades y errores fueron calculadas de acuerdo a Petrus y Kamber (2012), Geostandards Geoanalytical Research.

El área analizada fue de 23 micras, usando un protocolo analítico modificado de Solari *et al.* (2010), Geostandards Geoanalytical Research.

Los datos fueron medidos empleando un MC-ICPMS-Neptune Plus, acoplado a un sistema de ablación láser Resolution M050 Excimer.



**Figura 13** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg U-Pb, considerando los circones representativos del domo riolítico La Coronilla, con una edad de 0.66 Ma.

las fallas estudiadas el índice  $SL$  estuvo mejor correlacionado con el índice  $k_{sr}$ , si bien la aplicabilidad del índice  $SL$  ha sido cuestionada ya que no incorpora el principio de equilibrio en los lechos y es sensible a cambios ante la resistencia de las rocas frente a la erosión fluvial (Goldrick y Bishop, 2007). En la zona norte de la JTBJ la homogeneidad en la composición de las rocas volcánicas que conforman las sierras, así como en las condiciones climáticas, permiten detectar los esfuerzos tectónicos con el índice  $SL$  como lo propuso originalmente Hack (1973). La respuesta erosiva frente al levantamiento tectónico también está contenida en los cambios de los valores en la  $IH$  y  $\theta_n$ , los cuales al tener una correlación negativa con los índices  $k_{sr}$ ,  $k_L$  y  $SL$ , confirman que la respuesta erosiva está en función de la tasa de levantamiento, de tal forma que en los puntos donde los valores  $k_{sr}$ ,  $k_L$  y  $SL$  son altos, los ríos tienen una mayor capacidad erosiva (valores bajos en  $IH$ ) y desarrollan un perfil cóncavo (incremento en los valores negativos) y que son coincidentes, en el caso de las fallas El Madroño y Las Vigas, con las dimensiones que tienen los abanicos aluviales. Tal condición parece confirmar los resultados observados en fallas del

*Basin and Range* donde en una misma falla el relieve en la porción central alcanza una condición de equilibrio, pero se encuentra en transitoriedad en sus extremos (Densmore *et al.*, 2007).

En este estudio se confirmó que los ríos que inciden perpendicularmente a las fallas, a pesar de su reducida área de drenaje ( $< 100 \text{ km}^2$ ), tuvieron la propagación de *knickpoints* a consecuencia de la caída súbita en el nivel de base. Nuestros datos soportan los resultados obtenidos en otros relieves tectónicamente activos en los cuales los *knickpoints* son considerados como una señal inequívoca de la propagación de cambios en la tasa de levantamiento tectónico (*e.g.* Bishop *et al.*, 2005; Crosby y Whipple, 2006; Castillo *et al.*, 2013; Pavano *et al.*, 2016). En el caso concreto de las fallas estudiadas pudo constatar que estas formas transitorias, es decir los *knickpoints*, son capaces de retroceder en ríos con áreas de drenaje pequeñas ( $> 5 \text{ km}^2$ ). Si bien la estimación de edades de retrocesos de los *knickpoint* con el método analítico permitió obtener una edad con una baja incertidumbre, en este caso se observó que para un mismo sistema de fallas existe una variabilidad en el coeficiente  $K$  y el exponente  $m$  de la Ecuación 3, lo cual denota que la capacidad incisiva de los ríos es distinta incluso en una sola falla, con el mismo tipo de roca y con condiciones climáticas similares. Ello implica que el coeficiente  $K$  y el exponente  $m$  llevan de forma implícita las condiciones de geometría y gradiente de los canales y, por lo tanto, es más conveniente tratarlos como parámetros libres como lo utilizaron Crosby y Whipple (2006) y como fueron considerados en este estudio. Este último punto requiere de un análisis con mayor detalle de la hidráulica y topografía de los lechos fluviales.

Con base en el análisis morfológico, datos geoquímicos y geocronológicos se puede concluir que el vulcanismo en el área de estudio data desde hace  $\sim 4$  a  $5 \text{ Ma}$  para las tres sierras mencionadas (Figura 1B). El tipo de estructuras volcánicas para este tiempo probablemente fueron volcanes poligenéticos de medianas dimensiones (con base en los remanentes de tales estructuras de la Figura 3), probablemente similar a los volcanes Ajusco y Cerro Gordo, localizados en la Cuenca



de México, ya que son de mucho mayor tamaño que un volcán monogenético, pero menor a los grandes estratovolcanes como el Popocatepetl o Iztaccíhuatl. Los magmas que dieron origen a estos volcanes de medianas dimensiones fueron de composición relativamente máfica (andesita basáltica a andesítica) con afinidad calci-alcalina (Figuras 10 y 12). El vulcanismo dentro del sector norte del graben de Colima, está manifestado por la formación de estructuras volcánicas monogenéticas, de composición andesítica y dacítica de afinidad calci-alcalina (Figuras 10 y 12). La actividad volcánica reciente es más evolucionada, representada por el domo riolítico La Coronilla con una edad de 0.66 Ma.

## Agradecimientos

Este estudio fue posible con el financiamiento de los proyectos DGAPA-PAPIIT (IA103506) y Ciencia Básica de CONACYT (CB-2013-01, Ref. 221803). Se agradece a la Ing. María del Consuelo Macías Romo por el apoyo en la preparación de muestras para los análisis químicos y para la separación de circones; a la Quim. Patricia Girón por los análisis químicos de roca total por el método de FRX; a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por los análisis de elementos trazas por ICP-MS; a la pasante de Lic. en Ciencias de la Tierra Gessel Montoya Santiago por su apoyo en la preparación de las muestras de análisis químicos y por la separación de los circones. El fechamiento por el método U-Pb en circones fueron realizados en el Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, por C. Ortega-Obregón y L. Solari. Agradecemos a los tres revisores del manuscrito cuyos comentarios y observaciones mejoraron la versión final del presente trabajo.

## Referencias

Allan, J.F., 1985, Sediment depth in the northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity: *Geofísica Internacional*, 24, 21–30.

- Allan, J.F., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin* 97(4), 473–485. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<473:gotnca>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<473:gotnca>2.0.co;2)
- Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1984, Lamprophyric lavas in the Colima graben SW Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(3), 203–216. <https://doi.org/10.1007/bf00380166>
- Allen, P.A., 2008, Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems: *Geological Society of London, Special Publications*, 296 (1), 7–28. <https://doi.org/10.1144/sp296.2>
- Alvarez, R., 2002, Banderas rift zone: a plausible NW limit of the Jalisco Block: *Geophysical Research Letters*, 29 (20) 55-1–55-4. <https://doi.org/10.1029/2002gl016089>
- Bagnold, R., 1960, Sediment discharge and stream power—A preliminary announcement: Washington D.C., EUA, Geological Survey, Circular 421, 23 p.
- Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C., 1995, The subducted Rivera-Cocos Plate Boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima Rift?: *Geophysical Research Letters*, 22, 3075–3078. <https://doi.org/10.1029/95gl03055>
- Barrier, E., Bourgois, J., Michaud, F., 1990, Le système de rifts actifs du point triple de Jalisco: vers un proto-golfe de Jalisco: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 310, 1513–1520.
- Berlin, M., Anderson, R., 2007, Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado: *Geophysical Research*, 112, F03S06. <https://doi.org/10.1029/2006jff000553>
- Bishop, P., Hoey, T., Jansen, J., Lexartza, I., 2005, Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland: *Earth Surface Processes & Landforms*, 30 (6), 767–778. <https://doi.org/10.1002/esp.1191>

- Bourgois, J., Michaud, F., 1991, Active fragmentation of the North America plate at the Mexican triple junction area off Manzanillo: *Geo-Marine Letters*, 11(2), 59–65. <https://doi.org/10.1007/bf02431030>
- Castillo, M., Bishop, P., Jansen, J.D., 2013, Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments: the case of the Isle of Jura, Scotland: *Geomorphology*, 180–181, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.023>
- Castillo, M., Ferrari, L., Muñoz-Salinas, E., 2017, Knickpoint retreat and landscape evolution of the Amatlán de Cañas half-graben (northern sector of Jalisco Block, western Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 108–122. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.003>
- Castillo, M., Lugo-Hubp, J., 2011, Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 353–364. <https://doi.org/10.18268/bsgm2011v63n2a15>
- Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., 2017, Controls on peak discharge at the lower course of Ameca River (Puerto Vallarta graben, west-central Mexico) and its relation to flooding: *CATENA*, 151, 191–201. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.019>
- Crosby, B., Whipple, K., 2006, Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand: *Geomorphology*, 82(1-2), 16–38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023>
- Delgado-Granados, H., 1992, *Geology of the Chapala Rift: Sendai, Japón*, Universidad de Tohoku, tesis doctoral, 283 p.
- Demoulin, A., 1998, Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe): *Geomorphology*, 24 (2-3), 189–208. [https://doi.org/10.1016/s0169-555x\(98\)00016-6](https://doi.org/10.1016/s0169-555x(98)00016-6)
- Demoulin, A., Mather, A., Whittaker, A., 2017, Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation: *Quaternary Science Reviews*, 166, 10–37. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.011>
- Densmore, A.L., Dawers, N.H., Gupta, S., Guidon, R., Goldin, T., 2004, Footwall topographic development during continental extension: *Journal of Geophysical Research*, 109, F03001. <https://doi.org/10.1029/2003jf000115>
- Densmore, A., Gupta, S., Allen, P.A., Dawers, N.H., 2007, Transient landscapes at fault tips: *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S08. <https://doi.org/10.1029/2006jf000560>
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004, Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California: *Journal of Geophysical Research*, 109, F03002. <https://doi.org/10.1029/2003jf000086>
- Fernandez-Eguiarte, A., Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., 2017. *Atlas Climático Digital de México: Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, México*, disponible en <<http://uniatmos.atmosfera.unam.mx/ACDM/>>
- Ferrari, L., 1995, Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California: *Geology*, 23(8), 751–754. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0751:msatnb>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0751:msatnb>2.3.co;2)
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block: *Geofísica Internacional*: 33, 139–151.

- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Rios, F., 2000, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J., (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, Special Paper 334, Geological Society of America, 65–83. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.65>
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, Special Paper 334, Geological Society of America, 41–63. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.41>
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., 2011, DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France): *Geomorphology*, 119(3-4), 172–180. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.017>
- Garduño, M.V.H., Spinnler, J., Ceragioli, E., 1993, Geological and structural study of the Chapala rift, State of Jalisco, Mexico: *Geofísica Internacional*, 32, 487–499.
- Goldrick, G., Bishop, P., 2007, Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form and formulation and assessment of an alternative (the DS form): *Earth Surface Processes & Landforms*, 32(5), 649–671. <https://doi.org/10.1002/esp.1413>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Ezquivel, M., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 227–283. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a2>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt in Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds), *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, Geological Society of America, Special Paper 442, 129–181. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(05\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(05))
- Hack, J.T., 1973, Stream-profile analysis and stream gradient index: *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1, 421–429.
- Harvey, A.M., 2002, The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada: *Geomorphology*, 45(1-2), 67–87. [https://doi.org/10.1016/s0169-555x\(01\)00190-8](https://doi.org/10.1016/s0169-555x(01)00190-8)
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), disponible en <<https://inegi.org.mx/app/mapas/>>, Sección Imágenes del territorio, Ortofoto digital 1:20000, consultado noviembre de 2017
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64 (2-4), 187–210. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90037-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90037-x)
- Kirby, E., Whipple, K., 2001, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis: *Geology*, 29(5), 415–418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0415:qdrurv>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0415:qdrurv>2.0.co;2)
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012, Expression of active tectonics in erosional landscapes: *Journal of Structural Geology*, 44, 54–75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W., Chen, Z., 2003, Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles: *Journal of Geophysical Research*, 108, B4. <https://doi.org/10.1029/2001jb000861>
- Larue, J.P., 2008, Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France): *Geomorphology*, 93(3-4), 343–367. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.003>
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanetti, B., 1986, A chemical classification on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

- Loget, N., van den Driessche, J., 2009, Wave train model for knickpoint migration: *Geomorphology*, 106(3-4), 376–382. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.10.017>
- Lozano-Santacruz, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 329–344.
- Lugo-Hubp, J., 1990, El relieve de la República Mexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9, 11–82.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985, Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, 13(1), 54–57. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<54:arism>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<54:arism>2.0.co;2)
- Macías, J.L., Capaccioni, B., Conticelli, S., Martini, M., Rodríguez, S., 1993, Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, Mexico: Constrains on their genesis and evolution: *Geofísica Internacional*, 32, 575–589.
- Maillol, J.M., Bandy, W.L., 1994, Paleomagnetism of the Talpa de Allende and Mascota grabens, western Mexico: a preliminary report: *Geofísica Internacional*, 33, 153–160.
- Michaud, F., Gasse, F., Bourgois, J., Quintero, O., 2000, Tectonic controls on lake distribution in the Jalisco block area (western Mexico) from Pliocene to present, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, Geological Society of America, Special Paper 334, 99–110. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.99>
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244(3-4), 452–473. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.002>
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., 2013, Sediment and water discharge assessment on Santiago and Pánuco Rivers (Central Mexico): The importance of topographic and climatic factors: *Geografiska Annaler Series A*, 95(2), 171–183. <https://doi.org/10.1111/geoa.12007>
- Núñez-Cornú, F.J., Marta, R.L., Reyes-Dávila, G., Suárez-Plascencia, C., 2002, Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3), 141–155. [https://doi.org/10.1016/s0031-9201\(02\)00049-3](https://doi.org/10.1016/s0031-9201(02)00049-3)
- Pacheco, J.F., Mortera-Gutiérrez, A., Delgado, H., Singh, S.K., Valenzuela, R.W., Shapiro, N.M., Santoyo, M.A., Hurtado, A., Barrón, R., Gutiérrez-Moguel, E., 1999, Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 557–565. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(99\)00039-5](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(99)00039-5)
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357–12373. <https://doi.org/10.1029/95jb00919>
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A. and Maas, R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11(3), n/a. <https://doi.org/10.1029/2009gc002618>
- Pavano, F., Pazzaglia, F.J., Catalano, S., 2016., Knickpoints as geomorphic markers of active tectonics: A case study from northeastern Sicily (southern Italy): *Lithosphere*, 8(6), 633–648. <https://doi.org/10.1130/1577.1>
- Perron, J.T., Royden, L., 2013, An integral approach to bedrock river profile analysis: *Earth Surface Processes & Landforms*, 38(3), 570–576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>



- Petrus, J. A. and Kamber, B. S. 2012, VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2012.00158.x>
- Pike, R., Wilson, S., 1971, Elevation-Relief ration, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis: *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), 1079–1084. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1079:erhiag\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1079:erhiag]2.0.co;2)
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996, Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico: *Geology*, 24(10), 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0921:cbotjb>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0921:cbotjb>2.3.co;2)
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, Tectonic control of the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico: *International Geology Review*, 40(4), 350–362. <https://doi.org/10.1080/00206819809465214>
- Rutz-López, M., Núñez-Cornú, F.J., Suárez-Plascencia, C., 2013, Study of seismic clusters at Bahía de Banderas Region, Mexico: *Geofísica Internacional*, 52(1), 59–72. [https://doi.org/10.1016/s0016-7169\(13\)71462-4](https://doi.org/10.1016/s0016-7169(13)71462-4)
- Schaaf, P., Böhnel, H., Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints: *Tectonophysics*, 318(1-4), 53–69. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(99\)00306-6](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(99)00306-6)
- Servicio Geológico Mexicano, 2004, Carta geológico-minera F13-12, Secretaría de Economía, México.
- Selvans, M.M., Stock, J.M., DeMets, C., Sanchez, O., Marquez-Azua, B., 2011, Constraints on Jalisco block motion and tectonics of the Guadalajara triple junction from 1998-2001 campaign GPS data: *Pure and Applied Geophysics*, 168 (8-9), 1435–1447. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0201-2>
- Snyder, N., Whipple, K., Sheehan, D., Kirby, E., Johnson, J., Crosby, B., Wobus, C., Stream profiler, tools for quantitative geomorphology: (en línea): EUA, 2007, disponible en <<http://geomorphtools.geology.isu.edu/>>, consultado noviembre de 2017.
- Snyder, N., Whipple, K., Tucker, G., Merritts, D., 2002, Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics: *Basin Research*, 14(2), 105–127. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2002.00169.x>
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O. and Tanner, M., 2010, U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2009.00027.x>
- Strahler, A., 1952, Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography: *Bulletin of the Geological Society of America*, 63 (11), 1117–1142. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:haaoet\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:haaoet]2.0.co;2)
- Suárez, G., García-Acosta, V., Gaulon, R., 1994, Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century: *Tectonophysics*, 234 (1-2), 117–127. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90207-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90207-0)
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *Geological Society of London, Special Publications*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Verstappen, H.T., Van Zuidam, R.A., 1991, The ITC system of geomorphologic survey: a basis for the evaluation of natural resources and hazards: Enschede, ITC, 89 p.
- Wallace, P., I.S.E., C., Righter, K., Becker, T.A., 1992, Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance: *Geology*, 20 (7), 625–628. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0625:vatiwm>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0625:vatiwm>2.3.co;2)

- Whipple, K., Tucker, G., 1999, Dynamics of the stream-power model: Implications for the height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs: *Journal of Geophysical Research*, 104, 17661–17674. <https://doi.org/10.1029/1999jb900120>
- Whipple, K.X., DiBiase, R.A., Crosby, B.T., 2013, Bedrock rivers, in Shroeder, J., Wohl, E., (eds), *Treatise on Geomorphology*, Elsevier, 550–573. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-374739-6.00254-2>
- Whittaker, A.C., Boulton, S.J., 2012, Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscapes response times: *Journal of Geophysical Research*, 117, F02024. <https://doi.org/10.1029/2011jf002157>
- Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheenan, D., 2006, Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls, in Willet, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M., (eds), *Tectonics, climate and landscape evolution*, Geological Society of America, Special Paper 398, 55–74. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04))
- Wright, J. V, Walker, G.P.L., 1981, Eruption, transport and deposition of ignimbrite: A case study from Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9 (2-3), 111–131. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(81\)90001-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(81)90001-9)