

ALTERNANCIA DE VALLES Y SIERRAS PARALELAS EN EL NORTE Y CENTRO DE MÉXICO; LA DISYUNTIVA ENTRE MONTAÑAS DE BLOQUE O SIERRA COINCIDENTES CON ANTICLINALES

José Jorge Aranda-Gómez¹,
Edgar Oviedo Padrón²,
Gabriel Chávez Cabello³,
Jaime Carrera Hernández¹

RESUMEN

En grandes extensiones de la porción meridional de la provincia de Cuencas y Sierras en México, especialmente hacia su borde oriental en donde dominan rocas sedimentarias mesozoicas plegadas de la Sierra Madre Oriental, no siempre es fácil determinar si los frentes de montaña están controlados por fallas normales. Esto se debe a que en muchos sitios los rumbos generales de los pliegues laramídicos y fallas normales son aproximadamente paralelos, por lo que grupos de sierras anticlinales separadas por valles parcialmente rellenos de aluvión, pueden asemejarse a montañas de bloque. En aquellos sitios en donde aún existen vestigios de erosión de una cubierta de rocas volcánicas del Cenozoico, la presencia de fallas normales o de pliegues asociados a extensión puede apoyar la hipótesis de que las sierras anticlinales cercanas tienen bordes controlados por fallas normales. Criterios geomorfológicos como la sinuosidad baja de los frentes de montaña, la presencia de facetas triangulares, cañones con forma de copa de vino, evidencias de levantamiento, reportes de terremotos históricos y de micro-sismicidad indican que en algunos sitios existe extensión intra-placa activa en la transición entre las provincias de Cuencas y Sierras de México y la Sierra Madre Oriental.

Palabras clave: Cuencas y Sierras, Sierra Madre Oriental, montañas

¹ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, Qro, 76230,

jjag@geociencias.unam.mx

Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, Qro, 76230

³ Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, N.L., 67700

de bloque, sinuosidad de frente de montaña, cañones con forma de copa de vino, falla activa

ABSTRACT

In large portions of the Mexican Basin and Range province, especially in those regions located toward the east, where folded Mesozoic strata of the Sierra Madre Oriental dominate the outcrops, it is not always easy to determine if the mountain fronts are controlled by normal faults. The reason is that in many places the general trends of the fold axes and normal faults are nearly parallel. Thus, in some regions there are groups of anticlinal ranges separated valleys partially filled by alluvium, which resemble block mountains. The existence of range-front normal faults near anticlinal ranges is easier to infer in those areas where there are still nearby remnants of a younger Cenozoic volcanic successions cut by normal faults and/or by extension-related folds. Geomorphological criteria such as mountain-front sinuosity, triangular facets, wineglass canyons, evidence of uplift, reports of historic earthquakes, and of micro-seismicity indicate that in some places there is still intra-plate-type extension in the transitional zone between the Mexican Basin and Range province and the Sierra Madre Oriental.

Key words: Basin and Range, Sierra Madre Oriental, block mountains, mountain-front sinuosity, wineglass canyon, active fault

INTRODUCCIÓN

Hace más de cuatro décadas de Cserna (1969) publicó un artículo breve con el enigmático título THE "ALPINE BASIN AND RANGE PROVINCE" OF NORTH CENTRAL CHIHUAHUA. de Cserna resaltó en esa contribución un problema importante, que en aquel entonces parecía estar limitado al área correspondiente al Cinturón tectónico de Chihuahua (*Chihuahua tectonic belt*: Cohee, 1962), ya que de Cserna (op. cit.) siguiendo a Raisz (1964) consideraba que el *Basin and Ranges* solo abarcaba las partes central y oriental de Chihuahua y occidental de Coahuila (Fig. 1a). Sin embargo, Henry y Aranda-Gómez (1992) propusieron que la provincia de Cuencas y Sierras en realidad abarca una gran parte del norte y centro de México, prolongándose de manera continua cuando menos hasta el Cinturón Volcánico Mexicano (Fig. 1b). El problema que identificó de Cserna aún permanece parcialmente sin resolver y, como se verá en este artículo, puede hacerse extensivo a otras regiones del centro y noreste de México, especialmente en las regiones en donde los afloramientos en las sierras están dominados por rocas mesozoicas plegadas.

En aquellas áreas en donde los pliegues de la Sierra Madre Oriental están parcialmente cubiertos por rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental, este problema es menor o no existe, ya que en los pseudoestratos de las ignimbritas cenozoicas es más fácil distinguir a las fallas normales.

El problema planteado por de Cserna puede resumirse de la siguiente manera: la expresión fisiográfica característica de sierras alargadas separadas por valles amplios y dispuestas en forma casi paralela puede reflejar: (1) la presencia de "montañas de bloque" (*block mountains*) limitadas por fallas normales cenozoicas, pertenecientes a la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (Gilbert, 1928) o (2) puede ser producto de la presencia de pliegues laramídicos parcialmente sepultados por sedimentos clásticos continentales, correspondiendo a las sierras los anticlinales y a los valles los sinclinales, o (3) a una combinación de las dos primeras opciones, ya que en muchas regiones del centro y norte de México en donde el cinturón de pliegues y cabalgaduras fue modificado por extensión del Cenozoico tardío, las fallas normales tienen rumbos similares a la tendencia general de los

pliegues laramílicos.

La distinción entre montañas de bloque limitadas por fallas normales y aquellas originadas por pliegues tiene importancia tectónica a nivel regional, para poder establecer el tamaño real de la región afectada por extensión post-laramílica (i.e. el límite de la provincia de Cuencas y Sierras), así como para cuantificar la extensión (e.g. Henry y Aranda-Gómez, 2000). Cabe señalar que la frontera occidental de la provincia de Cuencas y Sierras está bien definida a lo largo de la península de Baja California en donde se le conoce como el “escarpe principal del Golfo” (Gastil et al., 1975), mientras que el borde oriental de la provincia es más bien difuso, por la naturaleza misma del terreno que es dominado por rocas mesozoicas plegadas o por la edad de las fallas normales que tiende a ser mayor que en la cuenca del Golfo de California o por falta de cartografía geológica de detalle en muchas regiones. Por los motivos señalados, se ha inferido que el límite oriente de Cuencas y Sierras “coincide aproximadamente con el cinturón de pliegues laramílicos de la Sierra Madre Oriental” (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Sin embargo, éste orógeno dista mucho de ser una franja discreta con límites precisos. Basta señalar que en el

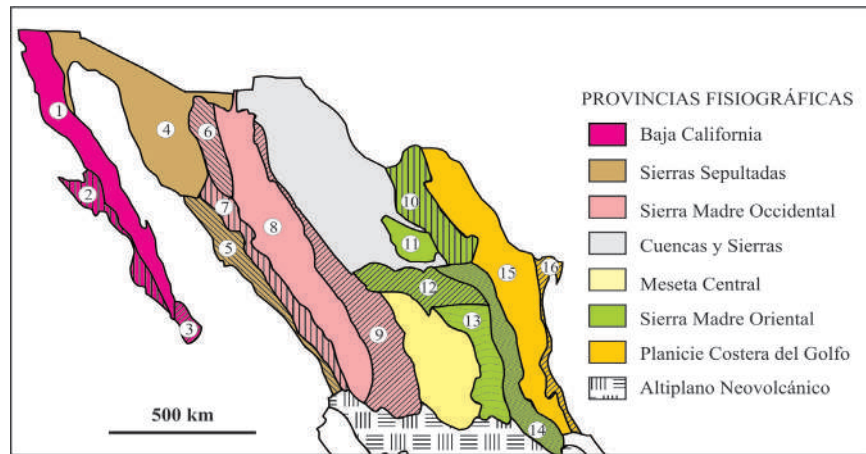
oriente de Chihuahua y occidente de Coahuila el orógeno abarca a las rocas sedimentarias del Chihuahua Trough y del Coahuila Fold Belt, por lo que los pliegues laramílicos se presentan a lo largo de una franja de casi 500 km de anchura. Algo similar sucede en la Mesa Central en donde existe topografía de cuencas y valles paralelos que corresponde a lo que Raisz (1964) llamó las “sierras bajas” de la Sierra Madre Oriental y en el borde occidental del orógeno de la Sierra Madre Oriental, donde está parcialmente cubierta por rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental. Por tanto, el problema señalado por de Cserna es relevante en una gran parte del centro y norte de México.

A nivel local, el conocer si en una región dada se está tratando con montañas de bloque o montañas formadas por un conjunto de pliegues parcialmente sepultados por aluvión puede ser de relevancia en la prospección de yacimientos minerales, en la interpretación de la evolución geológica y en la ubicación de fallas normales cuaternarias, potencialmente activas.

En el transcurso de nuestra investigación en el centro y norte de México hemos tenido que resolver el problema a escala local en las

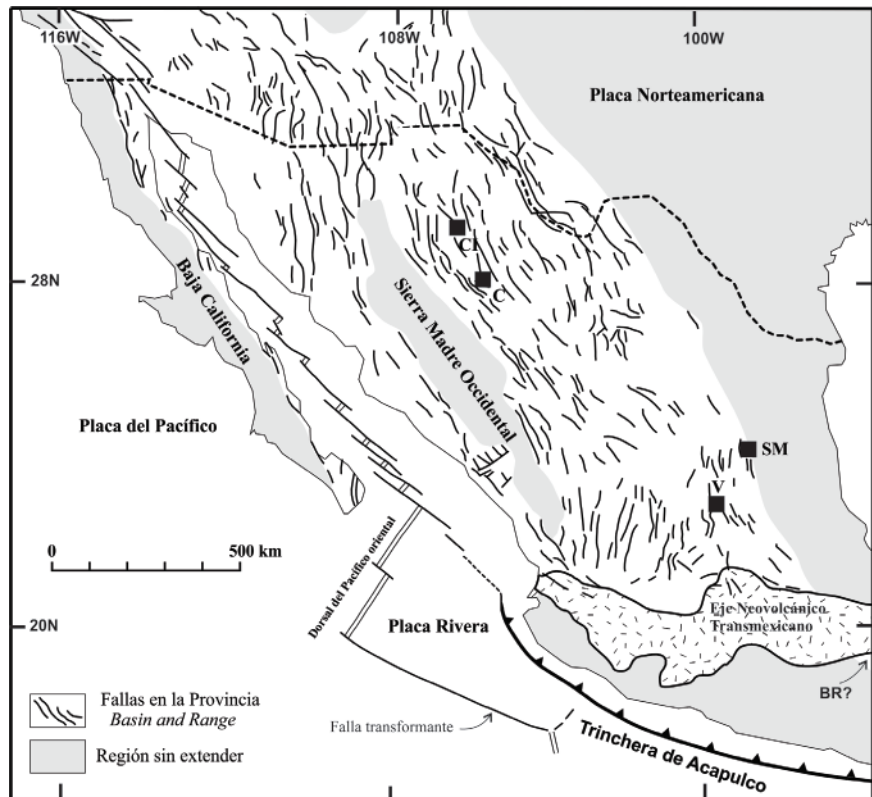
Figura 1.

(a) Provincias fisiográficas del centro y norte de México (Raisz, 1964). Nótese que en esta interpretación la provincia "Basins and Ranges" [sic] solo abarcaba partes de Chihuahua y Coahuila. La mayoría de las provincias están divididas en subprovincias. Clave de subprovincias: 1 = Baja California, 2 = Tierra baja y colinas de Vizcaíno, 3 = Tierra alta del sur, 4 = Desierto de Sonora, 5 = Los deltas y costa de Sinaloa y Nayarit, 6 = Sierras alargadas, 7 = Crestas de piedemonte, 8 = Planicie de riolita, 9 = Tierra alta con cuencas, 10 = Sierras del norte, 11 = Tierra alta de Coahuila, 12 = Sierras atravesadas, 13 = Sierras bajas, 14 = Sierra alta, 15 = Planicie costera del Golfo y 16 = Costa baja.



(b) La porción en México de la provincia Basin and Range de acuerdo a Henry y Aranda-Gómez (1992). Nótese que al sur del Eje Neovolcánico se señala un área pequeña (BR?) en donde hay una falla normal cenozoica bien documentada y que se ha especulado que es una posible parte de Basin and Range.

Ejemplos discutidos en este artículo: CI = Sierra Cuesta El Infierno, C = Campo volcánico de Camargo, V = Campo volcánico Ventura y SM = Sierra Mocha.



cercanías de campos volcánicos intra-placa plio-cuaternarios o de pliegues asociados a extensión (e.g. Janecke et al., 1998) desarrollados en rocas volcánicas cenozoicas de la Sierra Madre Occidental. Los frentes de montaña abruptos y casi rectos, desarrollados en rocas plegadas del Mesozoico o en rocas volcánicas del Eoceno-Oligoceno en las cercanías de campos de lava extensos, en sitios cortados por fallas normales, contemporáneas o ligeramente posteriores a la actividad volcánica intra-placa, sugieren la posibilidad de que son controlados por fallas normales. Ejemplos relevantes que discutiremos son los de las sierras Cuesta El Infierno y Los Palmares (Chihuahua) y los campos volcánicos de Camargo (Chihuahua) y Ventura (San Luis Potosí). En estas tres áreas (Fig.1b) queda clara la disyuntiva planteada por de Cserna (1969). Nuestras conclusiones de que en todas esas áreas existen fallas normales que limitan a las “sierras anticlinales” solo pudieron alcanzarse a partir de extrapolar información derivada de rocas volcánicas – cercanas o sobreyaciendo en parte a los estratos marinos deformados – o de datos indirectos como la magnetometría aérea. Con relación a la ubicación del borde oriental de la provincia de Cuencas y Sierras

y a la existencia de fallas activas en algunos sitios, discutiremos brevemente un frente de montaña ubicado justo en el límite entre las sierras bajas y la sierra alta de la Sierra Madre Oriental (Fig. 1) cerca de Tula (Tamaulipas).

PLIEGUES ASOCIADOS A EXTENSIÓN DESARROLLADOS EN SUCESIONES VOLCÁNICAS

Las sierras Cuesta El Infierno y Los Palmares (Fig. 2) forman un solo rasgo orográfico compuesto por rocas volcánicas del Eoceno medio y Oligoceno temprano (45 – 33 Ma, Oviedo-Padrón et al., 2010). Como un todo, este rasgo orográfico tiene un rumbo N20W en el norte y cambia abruptamente a una dirección N60W en el sur, imitando a lo que sucede en rocas mesozoicas plegadas y cabalgadas en otro conjunto orográfico paralelo, ubicado a poca distancia (≈ 6 km) hacia el oriente. Ese conjunto está formado por las sierras El Morrión (N20W) y La Gloria (N70W), que rodean la porción sudoccidental del Levantamiento de Plomosas (Hennings, 1994) en el estado de Chihuahua. El extremo septentrional de la Sierra Cuesta el Infierno es un sinclinal abierto con inmersión

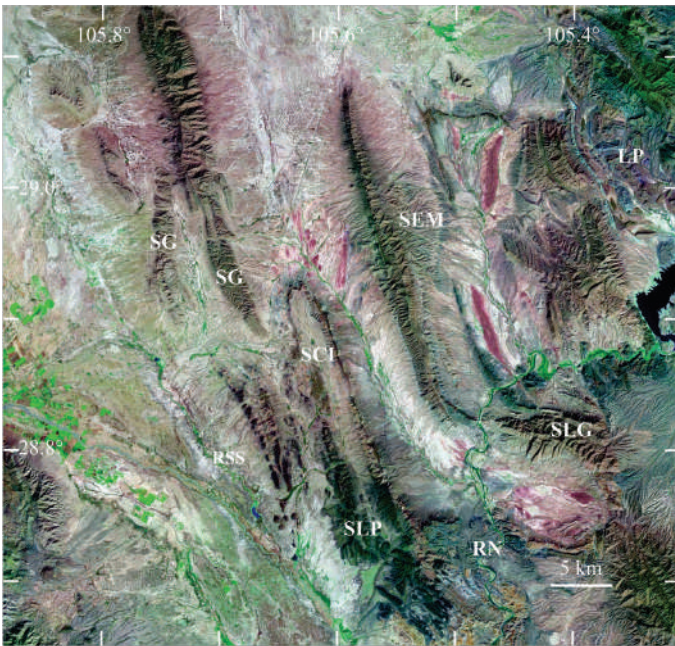


Figura 2. Imagen de satélite *Geocover TM, Landsat thematic mapper* de falso color (bandas 7, 4, 2) de la región de la Sierra Cuesta El Infierno (SCI) - Sierra Los Palmares (SLP) - Rincón del Nieto (RN) y sus alrededores. Nótese que el conjunto Sierra El Morrión (SEM) - Sierra La Gloria (SLG), que es el borde occidental del Levantamiento de Plomosas (LP), es burdamente paralelo al conjunto que incluye a la Cuesta El Infierno. Otras localidades mencionadas en el texto: RSS = Rancho San Sebastián y SG = Sierra de Gómez.

al S20E y que cambia a un monoclin al rumbo N20W, con capas inclinadas hasta 23° al SW en su extremo meridional (Fig. 3). La Sierra Los Palmares está compuesta por una sucesión dominada por derrames de lavas andesíticas subhorizontales (5° al S) que yacen discordantemente sobre el monoclin. Al SE de la Sierra Los Palmares, en un área conocida como Cuesta el Rincón del Nieto, las rocas volcánicas cenozoicas definen una antiformal con rumbo N60W. Esa estructura es producto de basculamientos diferenciales asociados a un arreglo de dos fallas normales lítricas, con vergencias opuestas, hacia el NE y al SW.

Al oeste de la parte central de la sierra Cuesta el Infierno, inmediatamente al sur de la Sierra de Gómez, cerca del Rancho San Sebastián (Figs. 2 y 3), hay una región cubierta por rocas volcánicas cenozoicas, que fue afectada por tres fallas normales lítricas que produjeron un arreglo de dominó con cuestras basculadas al SW. Esas fallas normales lítricas, así como el conjunto estructural integrado por el sinclinal y el monoclin, son paralelas a los frentes de montaña de las sierras de Gómez y El Morrión (Figs. 2 y 3), que son rectos, bien definidos y paralelos a las estructuras laramídicas en los carbonatos cretácicos, por lo que es lógico

plantear la hipótesis de que la morfología de la Sierra de Gómez puede ser producto de fallamiento normal paralelo a las estructuras laramídicas.

La asociación cercana en el tiempo y espacio entre las rocas volcánicas y elementos estructurales como pliegues abiertos, fallas normales y fallas oblicuas (componente normal > componente lateral) nos hacen suponer que el sinclinal de la Sierra Cuesta El Infierno se originó por plegamiento asociado a procesos de extensión (e.g. Janecke et al., 1998). Tomando en cuenta que en la vecindad inmediata del sinclinal con inmersión no es evidente una falla normal mayor, creemos que la estructura es un pliegue por doblez de falla (*fault-bend fold*) asociado a la re-activación e inversión del sentido de desplazamiento de la cabalgadura Solís propuesta por Hennings (1994), fenómeno que sucedió durante un pulso de extensión en el Paleógeno (Oviedo-Padrón et al., op. cit.). Las fallas lítricas en el Rincón del Nieto y aquellas cercanas al Rancho San Sebastián, al sur de la Sierra de Gómez, son estructuras que se propagaron hasta la superficie.

Las sierras El Morrión y Gómez, en donde

solo afloran rocas sedimentarias mesozoicas plegadas, tienen frentes de montaña notablemente rectos y paralelos al rumbo de las capas sedimentarias. Estas sierras están ubicadas al oriente y noroccidente, respectivamente, de la Sierra Cuesta El Infierno y algunos autores han cartografiado fallas normales paralelas a los frentes de montaña (e.g. Hennings, 1994; Hernández-Noriega et al., 2000; Oviedo-Padrón et al., op. cit) y otros no (Mitchell, 1980; Mitchell et al., 1981; Hernández-Noriega y García-Peralta, 2005), hecho que, posiblemente es debido a que los rumbos de los pliegues, cabalgaduras laramídicas y fallas normales son paralelos, que es el fenómeno al que hizo alusión de Cserna en 1969.

En el contexto regional, es notable que las estructuras en las sierras Gómez y El Morrión - La Gloria y en las sierras Cuesta El Infierno - Los Palmares - Rincón del Nieto sean paralelas entre sí, a pesar de responder, en parte, a dos eventos tectónicos distintos. Los pliegues y cabalgaduras fueron formados junto con el levantamiento de Plomosas durante la orogenia Laramide (Hennings, 1994) y las fallas normales y el pliegue por doblez de falla durante una fase muy temprana de la extensión de Cuencas y Sierras (Oviedo-Padrón et al., 2010).

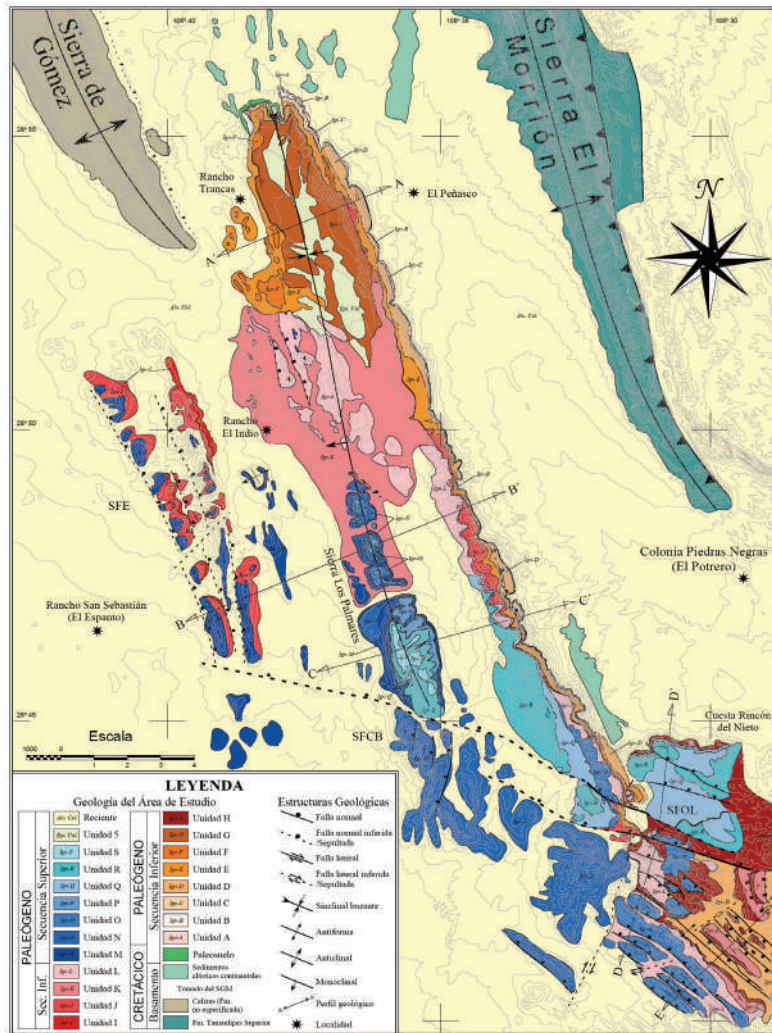


Figura 3. Mapa geológico de las sierras Cuesta El Infierno - Los Palmares - Rincón del Nieto (Oviedo Padrón, 2008). Se puede observar que el autor del mapa consideró que el borde oriental de la Sierra de Gómez es una falla normal, la cual él infiere que está sepultada por el aluvión.

Esto permite especular acerca de la posibilidad de que otras estructuras en el levantamiento de Plomosas y en la región cercana a Ojinaga hayan podido ser re-activadas durante la extensión. La interpretación acerca del origen del conjunto estructural en la Cuesta El Infierno

– La Gloria ejemplifica el papel que jugaron estructuras más antiguas durante los pulsos de extensión, cuando algunas de ellas fueron re-activadas.

FALLAMIENTO PLIO-CUATERNARIO EN EL CAMPO VOLCÁNICO DE CAMARGO Y ÁREAS ADYACENTES (?)

El Campo Volcánico de Camargo (Fig. 4) está ubicado en la parte sudoriental de Chihuahua, cerca del límite con Coahuila. A diferencia de la mayoría de los campos volcánicos intra-placa en el centro y norte de México, que tienden a ser de volumen bajo, en Camargo existe un área extensa ($\approx 3000 \text{ km}^2$) cubierta de manera continua por derrames de lavas máficas alcalinas del Plio-Cuaternario (4.9 – 0.09 Ma, Aranda-Gómez et al., 2003) y más de 300 conos cineríticos o de escoria. En la región en donde se ubica el campo existen afloramientos extensos de caliza mesozoica, así como vestigios erosionales de sucesiones volcánicas, intermedias a félsicas, del Eoceno tardío (46 Ma: Aranda-Gómez et al., 2003) al Oligoceno temprano (31.3 Ma: Smith, 1993) que han sido fechadas en las sierras Aguachile y Agua de Mayo por Smith (Op. Cit.) y en la sierra de La Herradura (33.5 Ma: Aranda-Gómez et al., 2005). Algunas de las sierras calcáreas, como Las Pampas, son franjas paralelas parcialmente rodeadas por sucesiones gruesas

(> 1 km de espesor) de grava intensamente basculada (40-70°) que han sido interpretadas (Aranda-Gómez et al., 2001) como depósitos de crecimiento, contemporáneos a fallas normales activas durante el Eoceno medio ($\approx 46 \text{ Ma}$). Otras sierras calcáreas, formadas por caliza arrecifal suavemente plegada, como las del Diablo y Mojada (Fig. 4) forman plataformas relativamente extensas que en algunos sitios terminan en frentes de montaña rectos y abruptos con rumbo NNW, que bordean a los dos ramales del Bolsón de Mapimí (Fig. 4)

Un rasgo estructural notable en Camargo es que el campo de lavas es cruzado por un graben complejo con dirección N30W. El graben como tal, solo es evidente adentro del campo de lavas, mientras que en las inmediaciones (sierras Agua de Mayo y San Francisco, Fig. 4) solo se observan fallas normales aisladas que bordean las sierras (*range front faults*). Se ha propuesto (Aranda-Gómez et al., 2003) que el graben es una zona de acomodo entre dos fallas normales con rumbos NW y vergencias opuestas. En la parte septentrional del campo volcánico, en la sierra Agua de Mayo, la falla maestra oriental del graben tiene un rumbo N20W y se inclina al SW, mientras que el extremo meridional del campo, en donde éste

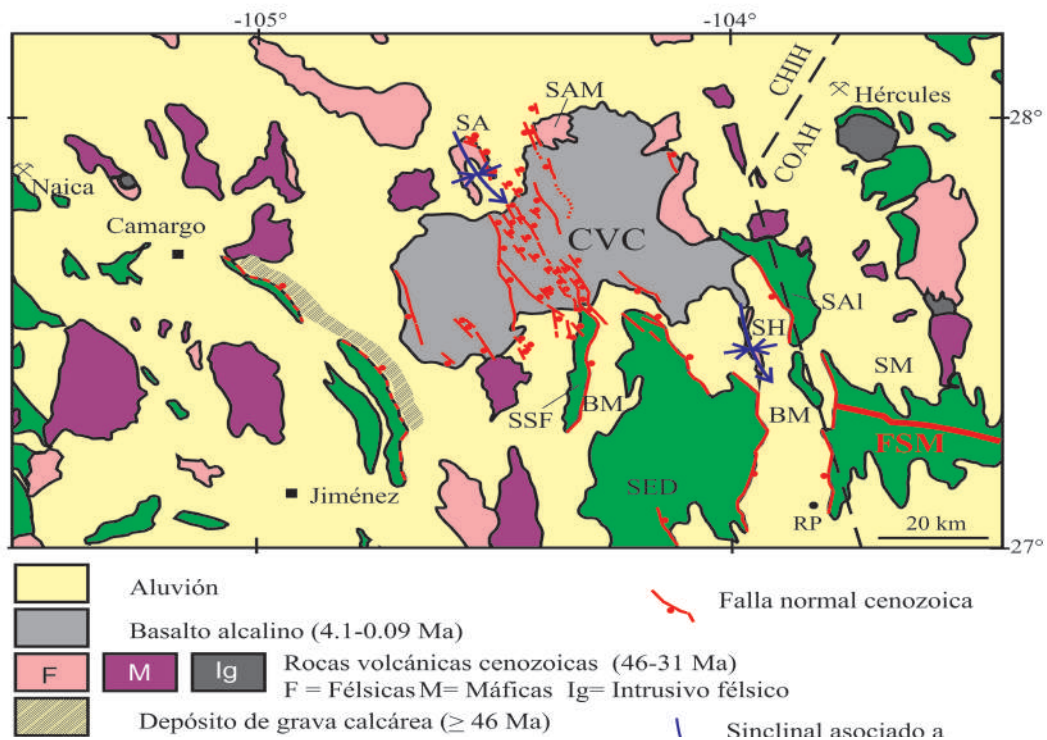


Figura 4. Mapa geológico generalizado del Campo Volcánico de Camargo y sus alrededores (Aranda-G3mez et al., 2003). La extensi3n y ubicaci3n aproximada de los dep3sitos de grava del Eoceno (≈ 46 Ma) reportados por Aranda-G3mez et al. (2001) se muestran con achurado. Clave de abreviaciones de los nombres de las sierras empleadas en las figuras 4 a 6: SA = Aguachile, SAI= Almagre, SAM = Agua de Mayo, SED = El Diablo, SH = La Herradura, SM = Mojada, SSF = San Francisco. Otras abreviaciones: CVC = Campo Volcánico de Camargo, BM = Bols3n de Mapimí, FSM = Falla San Marcos y RP = Rancho Peñoles.

se une a la sierra San Francisco, la falla maestra del lado occidental tiene un rumbo N30W y se inclina al NE.

La edad de las fallas normales (4.7 – 2.1 Ma) en el graben de Camargo pudo establecerse con gran precisi3n, gracias a que vulcanismo y actividad en las fallas coincidieron en tiempo y espacio, por lo que hay trazas de falla que en algunos sitios cortan a conos anteriores a la falla y, a corta distancia, hay conos m3s j3venes que sepultan a la misma falla (Aranda-

G3mez et al., 2003). Las diferencias observadas en la cantidad de rechazo vertical (*throw*) m3nimo en las fallas maestras del graben puede estimarse con base en la altura de los escarpes topogr3ficos. Los escarpes de las fallas de frente de montaña de las sierras El Diablo y San Francisco alcanzan alturas hasta de 400 m con relaci3n a la superficie del valle y se prolongan adentro del campo volcánico, pero ah3 los rechazos verticales en las mismas estructuras son notablemente menores ($\leq$

75 m) que en las rocas mesozoicas o en los sitios en donde afectan a las rocas volcánicas del Paleógeno. Por tanto, se concluye que la extensión y actividad en las fallas normales en la región posiblemente ha tenido una historia prolongada desde el Eoceno y que el último pulso significativo de deformación sucedió en el Plio-Pleistoceno, posiblemente reactivando las fallas de frente de montaña de las sierras Agua de Mayo y San Francisco y causando localmente la formación de pliegues asociados a extensión en las sierras Aguachile y La Herradura (Aranda-Gómez et al., 2005).

A una escala regional, el campo volcánico de Camargo se ubica muy cerca del Bolsón de Mapimí, una cuenca amplia rodeada por las sierras Mojada, El Diablo, El Almagre y San Francisco, todas ellas formadas por rocas calcáreas del Mesozoico (Fig. 5). En la parte norte de la Sierra Mojada termina abruptamente un rasgo morfo-estructural notable que se ha asociado con la traza de la Falla San Marcos, una estructura que puede seguirse en las imágenes de satélite a través de Coahuila y parte de Nuevo León (Chávez-Cabello et al., 2007). Esto sugiere que las fallas normales que limitan al Bolsón de Mapimí tienen desplazamientos importantes. Los

frentes de montaña de estas sierras calcáreas son poco sinuosos, lo que sugiere que pueden estar controlados por *range- front faults* relativamente jóvenes (e.g. Keller y Pinter, 2002) y tienen asociados abanicos aluviales activos, lo que sugiere que hubo desplazamiento reciente en sus fallas (Bartolino, 1992), posiblemente contemporáneo al movimiento de las fallas en el Campo Volcánico de Camargo. Cabe señalar que, en la parte oriental del campo volcánico, en donde los volcanes son más jóvenes (0.09 Ma; Aranda-Gómez et al., 2003) hay al menos una falla normal que corta a un abanico aluvial activo y otra que afecta a uno de los derrames de lava más jóvenes en el campo. Por tanto, es razonable asumir que en la región hay fallas normales cuaternarias. Se considera que la edad del último pulso de extensión en la región, así como su desplazamiento relativo y la tasa de deformación correspondiente al Plio-Pleistoceno, serían más difíciles de precisar si las fallas no afectaran a las rocas volcánicas alcalinas del Campo Volcánico de Camargo.

El escarpe de falla en el extremo sudoccidental de la Sierra Mojada es muy abrupto y en las cercanías del rancho Peñoles hay una cicatriz y un depósito pequeño de avalancha de rocas adyacente al escarpe (Fig. 6). Esto, junto

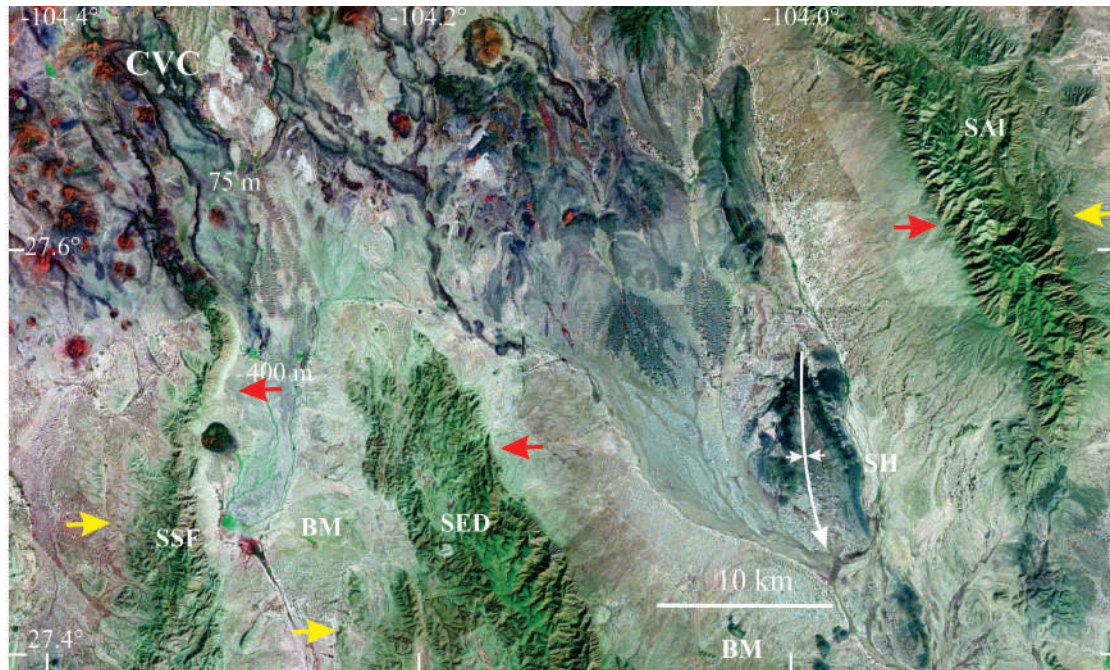


Figura 5. Imagen de satélite Geocover TM, *Landsat thematic mapper* de falso color (bandas 7, 4, 2) de la porción sudoriental del CVC y sus alrededores (Aranda-Gómez et al., 2003). Las fallas normales plio-cuaternarias obvias en esta región se concentran en el graben central del campo volcánico. En la región existen sierras compuestas por caliza mesozoica y algunas de ellas son notablemente alargadas y alternan con valles amplios parcialmente rellenos por aluvión. Algunos de los frentes de montaña tienen sinuosidades bajas (flechas rojas), lo que sugiere que pueden estar controlados por fallas normales jóvenes (*range-front faults*). En contraste, los bordes señalados por flechas amarillas son sinuosos que pueden ser fallas normales antiguas en donde ha existido erosión considerable. En el frente oriental de la SSF se señala la diferencia de altura del escarpe de falla, que en las rocas sedimentarias mesozoicas llega a tener una altura de 400 m, mientras que la continuación del mismo escarpe en el CVC tiene una altura de 75 m. El sinclinal buzante de la SH es un pliegue causado por extensión en rocas volcánicas del Oligoceno (Aranda-Gómez et al., 2005).

con la sinuosidad baja del frente de montaña (i.e. cuando la longitud de un sector del frente de montaña, medida a lo largo de una línea ondulante que sigue al borde inferior de la sierra, dividida entre la longitud de una línea recta dibujado a lo largo del mismo sector, se aproxima a uno; Keller y Pinter, 2002), sugieren

la existencia de una falla cuaternaria activa, lo que es congruente con la presencia de fallas cortando a derrames de lava cuaternarios y abanicos aluviales en el extremo centro-oriental del Campo Volcánico de Camargo (Fig. 4). Fallas normales ocultas (¿Cenozoico?) cerca de Ventura, SLP.

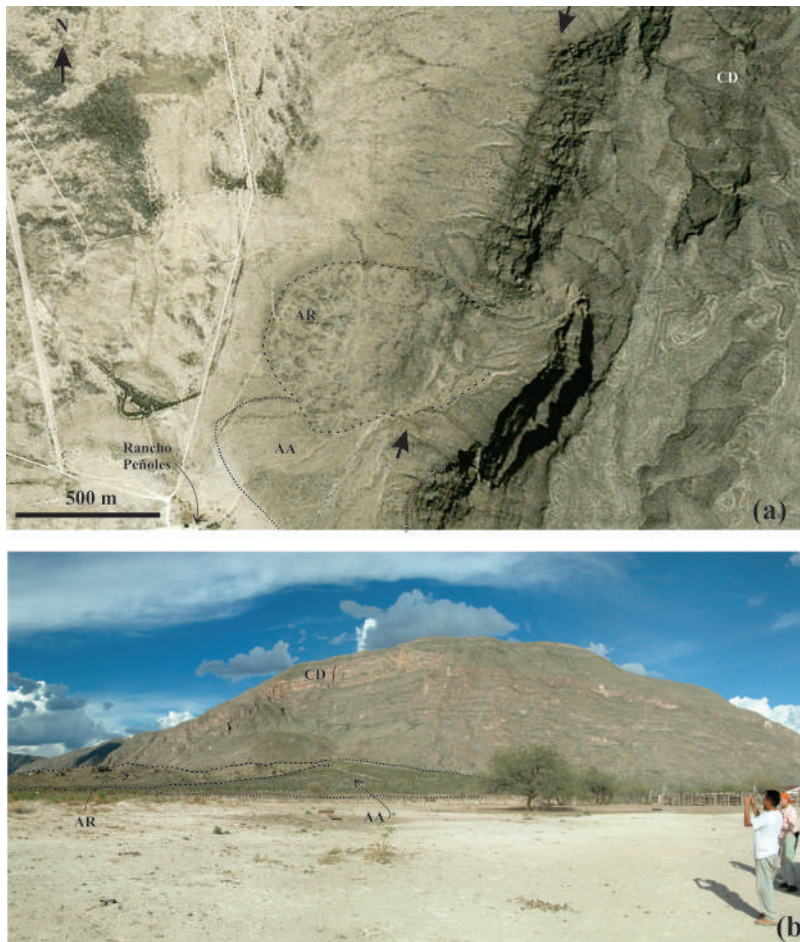


Figura 6. Falla activa en el borde sudoccidental de la Sierra Mojada. (a) Imagen de satélite (Google Earth, 2015) mostrando al frente de montaña ubicado a corta distancia del Rancho Peñoles. En la imagen es notable la presencia de la cicatriz de un desplome (CD) de rocas y su depósito de avalancha de rocas (AR) asociado. Cerca de AR hay un abanico aluvial (AA) pequeño. Note que en AR hay alineamientos que son continuación de la falla de frente de montaña, lo que indica que ha habido eventos sísmicos más jóvenes que el desplome. Las flechas negras señalan la traza de la falla. En la parte alta de la sierra es notable la estratificación de la caliza arrecifal suavemente inclinada al oriente. (b) Fotografía panorámica del frente de montaña tomada desde el Rancho Peñoles, viendo en dirección N50E. Es evidente la cicatriz del desplome y depósito de avalancha de rocas, así como un abanico aluvial activo que bordea al depósito de avalancha. Nótese la estratificación sub-horizontal expuesta en el frente de montaña.

El Campo Volcánico de Ventura está en la Mesa Central, a unas decenas de kilómetros al noreste de la ciudad de San Luis Potosí. A diferencia del área de Camargo, éste campo volcánico está formado por un número relativamente pequeño (≈ 20) de volcanes monogenéticos, conos de escoria, maares (4), y derrames de lava poco extensos. Las manifestaciones volcánicas del Cuaternario están distribuidas

adentro de un área de aproximadamente 800 km^2 y se estima que sus productos solo cubren un área considerablemente menor al 5 % del total de la misma (Fig. 7). En el Campo Volcánico de Ventura los rasgos estructurales dominantes son los anticlinorios de las sierras de Villa Arista, El Coro, San Pedro y Álvarez. En esa región la relación entre la ubicación del campo volcánico o los volcanes con fallas

normales regionales dista mucho de ser evidente, como lo es en Camargo, aunque a nivel regional es aparente que los volcanes forman tres alineamientos separados (Figs. 7 y 8), todos con dirección $\approx$ N20W (López-Loera y Aranda-Gómez, 2006), que es paralela al rumbo de los planos axiales (N17W a N19W) en las estructuras laramídicas del área (Aranda-Gómez et al., 2000). Por su cercanía relativa con los grábenes de Villa de Reyes (N32E) y San Luis Potosí (Tristán-González, 1986), y la intersección de estas estructuras con el sistema de fallas normales ($\approx$ N50W) San Luis – Tepehuanes (Nieto-Samaniego et al., 2006) y por la composición marcadamente alcalina de sus productos (Luhr et al., 1989), de una manera general se ha asociado al Campo Volcánico de Ventura con una o más de estas estructuras extensionales (e.g. Aranda-Gómez et al., 1993; López-Loera y Aranda-Gómez, 2006).

Los frentes occidentales de las sierras San Pedro, El Coro - Villa Arista, formadas por estratos marinos mesozoicos plegados durante la orogenia Laramide, son notablemente sinuosos y en su cartografía original no fueron considerados como controlados por fallas normales (e.g. Labarthe-Hernández et al., 1982). Posteriormente, Tristán-González (1986) infirió

la presencia de fallas normales que varían en rumbo de NNW a NNE y se ha hecho referencia al valle ubicado al occidente de ellas como graben de San Luis Potosí, de Arista (Nieto-Samaniego et al., 2006) o la prolongación de Villa de Reyes (Tristán-González et al., 2008).

La magnetometría aérea muestra que en la región en donde se encuentra el principal alineamiento de volcanes de Ventura existen dos dominios aeromagnéticos contrastantes (López-Loera y Aranda-Gómez, 2006). Uno, ubicado al occidente de los volcanes cuaternarios, corresponde a un área en donde afloran principalmente rocas volcánicas cenozoicas y áreas extensas cubiertas por aluvión. El otro, situado al oriente, coincide con afloramientos de secuencias marinas mesozoicas y aluvión. El contacto entre los dominios aeromagnéticos es notablemente recto (Fig. 9), aunque presenta un cambio de rumbo abrupto de N20E a N20W. Justo en esa inflexión hay un conjunto alargado de volcanes cuaternarios y un cambio de rumbo en el frente sinuoso de las sierras calcáreas. López-Loera y Aranda-Gómez (2006) interpretaron ese límite entre los dos dominios aeromagnéticos como reflejo de la presencia de fallas normales post-

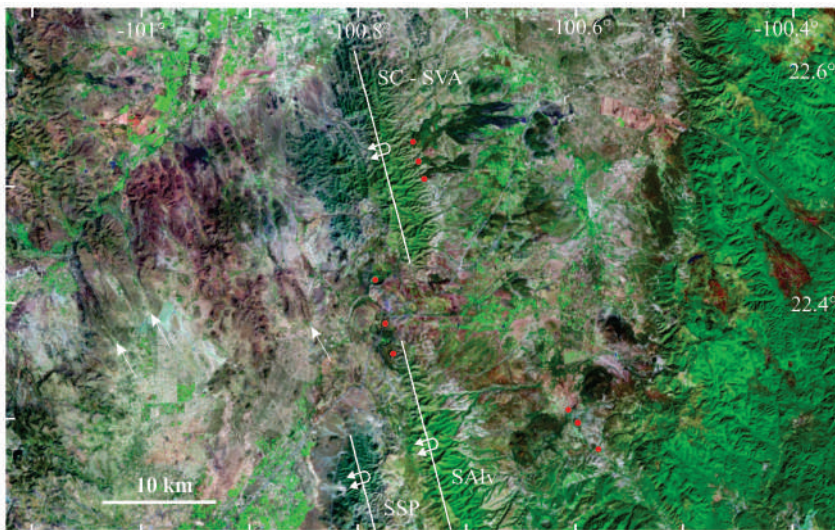


Figura 7. Imagen de satélite Geocover TM, *Landsat thematic mapper* de falso color (bandas 7, 4, 2) del Campo Volcánico de Ventura y sus alrededores. Algunos de los volcanes más importantes son señalados con círculos rojos; nótese que en la región existen al menos tres alineamientos que son burdamente paralelos al rumbo general de las estructuras laramídicas simbolizadas por los ejes de los anticlinorios de las sierras El Coro – Villa de Arista (SC – SVA), Álvarez (SALv) y San Pedro (SSP). Al occidente de los anticlinorios los afloramientos están dominados por rocas volcánicas del Oligoceno (Labarthe-Hernández et al., 1982). Nótese que en el área señalada por flechas blancas las rocas volcánicas forman cuestas inclinadas al NE, lo que indica la presencia de fallas normales lítricas con rumbos casi paralelos a los de los anticlinorios y bloques hundidos al SW.

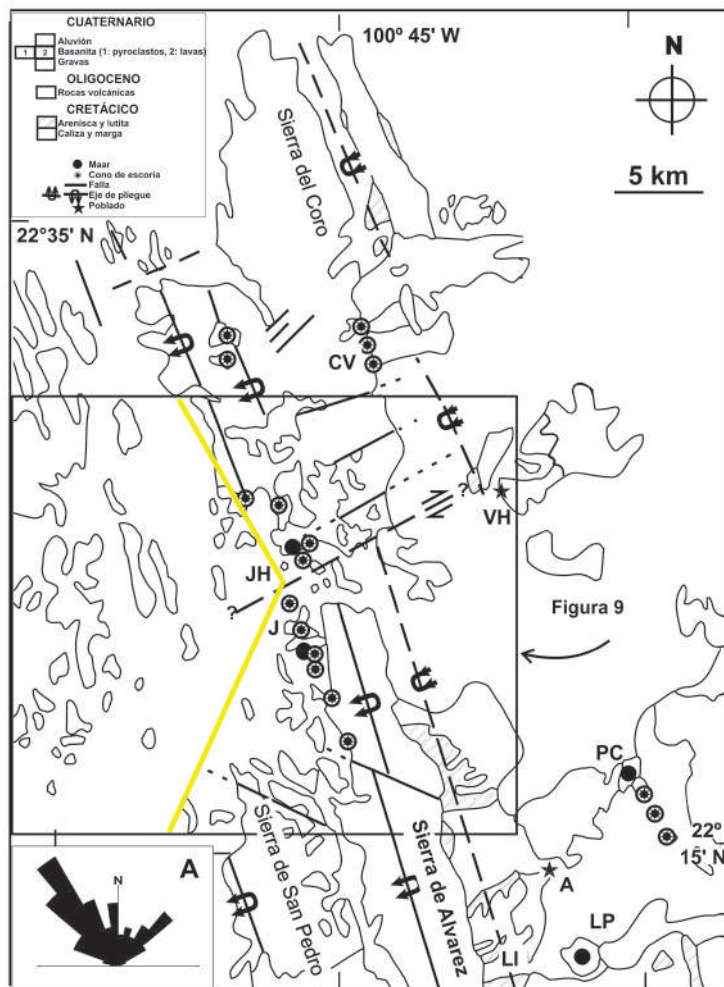


Figura 8. Mapa geológico generalizado de la región en donde se ubica el Campo Volcánico de Ventura; en él se muestra la ubicación de la figura 9 y el límite entre los dominios aeromagnéticos identificados en el área, los cuales se extienden más allá de los bordes de la figura 9. En el recuadro A se muestra un diagrama de rosa que representa la orientación y abundancia relativa de las fallas normales cartografiadas en la parte meridional de la Mesa Central (principalmente en rocas volcánicas del Oligoceno). Abreviaciones: A = Armadillo de los Infante, CV = Cerro Verde, JH = Joya Honda, J = Joyuela, LI = Llanos de Saldaña, LP = Laguna de los Palau, PC = Pozo del Carmen, VH = Villa Hidalgo. Modificado de López-Loera y Aranda-Gómez (2006).

oligocénicas, que al parecer no han tenido actividad reciente, a juzgar por la sinuosidad marcada de los frentes de montaña. Aranda-Gómez y Dávila-Harris (2014) han señalado que en la Sierra de San Pedro y cerca de su base existen algunos vestigios erosionales de rocas volcánicas del Oligoceno que descansan horizontalmente sobre la caliza plegada. La diferencia de altura entre los afloramientos volcánicos sobre la sierra y aquellos al pie de las mismas es del orden de 350 a 400 m, que puede indicar el desplazamiento mínimo en las fallas normales post-oligocénicas con rumbo N20W. Cabe señalar que, a diferencia de lo que sucede en otras regiones de Cuencas y Sierras, en donde los pilares y fosas tectónicas son subparalelos, en esta porción de la Mesa Central existen conjuntos de fallas normales que en algunos sitios definen arreglos ortogonales, lo que ha sido interpretado como evidencia de extensión triaxial (Nieto-Samaniego et al., 1997; Dávalos-Elizondo, 2011) o de varios pulsos de extensión consecutivos en que la orientación del esfuerzo principal mínimo ha cambiado (e.g. Aranda-Gómez et al., 1989, 1992).

FALLA NORMAL ACTIVA EN EL LÍMITE ENTRE CUENCAS Y SIERRAS Y LA SIERRA MADRE ORIENTAL EN TULA, TAMAULIPAS

Un ejemplo espectacular de un frente de montaña controlado por una falla normal activa puede observarse en la Sierra Mocha, cerca de la ciudad de Tula, Tamps. (Fig. 1b). Este sitio se encuentra justo en el límite entre la sierra alta y las sierras bajas de la Sierra Madre Oriental (Figs. 1a y 10) y sirve para ilustrar que en algunos sitios el borde oriental de la provincia de Cuencas y Sierras es una estructura importante con actividad cuaternaria.

El mapa geológico escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (Barbosa-Luna et al., 2008) muestra que el anticlinal de la Sierra Mocha es una estructura recumbente que está bordeada en el lado occidental por una falla normal y en el flanco oriental por la cabalgadura San Vicente. Todas estas estructuras, de acuerdo al mapa, son paralelas entre sí y tienen un rumbo N10W. El frente occidental de la Sierra Mocha, visto desde la carretera federal 101 a la altura del poblado de Francisco Medina (La Higuera), es muy abrupto, tiene una

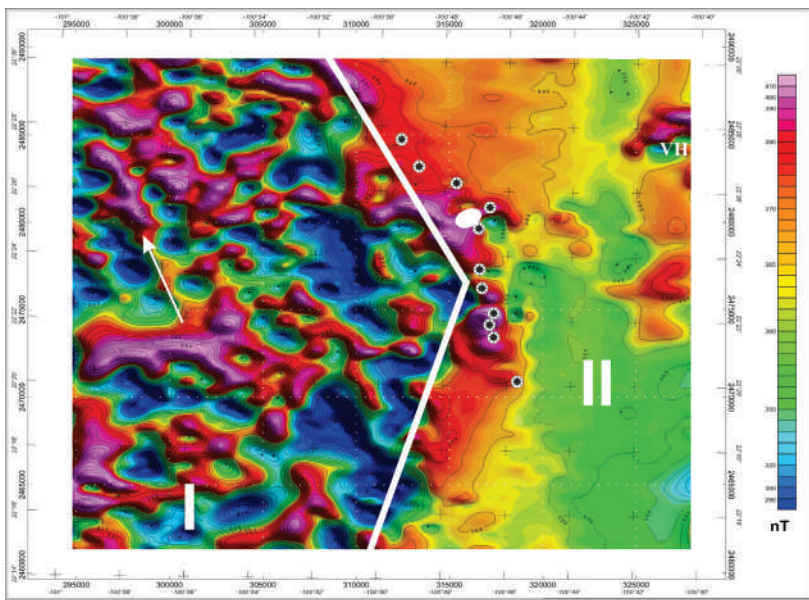
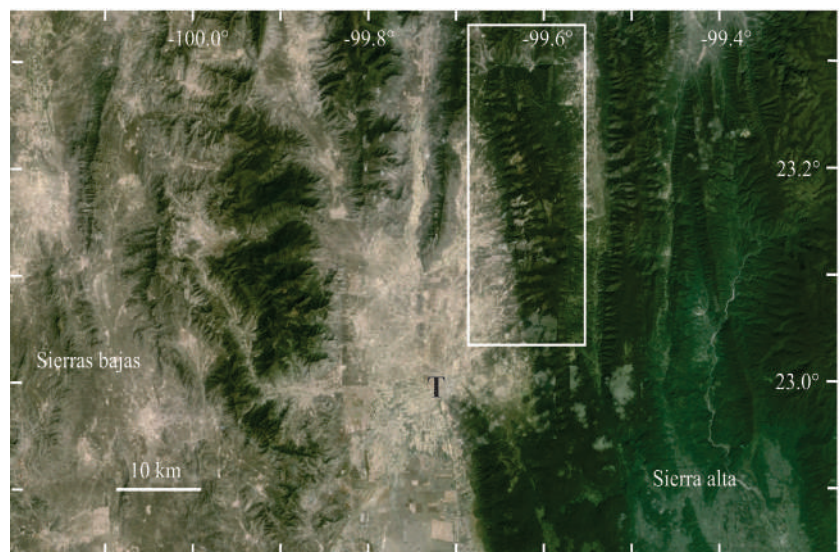


Figura 9. Mapa aeromagnético de la parte occidental del Campo Volcánico de Ventura. En él se muestra la ubicación de los volcanes cuaternarios (asteriscos) cercanos al maar Joya Honda (elipse blanca). A los datos aeromagnéticos se les substrajo los valores IGRF para 2000 y se les redujo al polo. Las líneas blancas continuas separan dos dominios aeromagnéticos contrastantes. En los afloramientos del dominio I predominan rocas volcánicas del Oligoceno cortadas por fallas normales con rumbo N20W. En el dominio II los afloramientos son principalmente de rocas sedimentarias marinas, excepto en la esquina NE del mapa en donde hay vestigios de rocas volcánicas cerca de Villa Hidalgo (VH) y en las cercanías de los volcanes cuaternarios. Nótese que los 11 volcanes monogenéticos definen un alineamiento subparalelo al rumbo de las fallas normales N20W (inferidas) en la región. La flecha blanca muestra la ubicación y rumbo general de las cuestas de rocas volcánicas del Cenozoico medio a las que se hace mención en la figura 8. Modificado de López-Loera y Aranda-Gómez, 2006.

Figura 10. Imagen de satélite tomada de Google Earth (2015) en donde se muestra con un rectángulo blanco la ubicación y el entorno regional de la Sierra Mocha. Nótese que la Sierra Mocha está en la transición entre la Sierra alta y las Sierras bajas de la Sierra Madre Oriental (Raisz, 1964). "T" la representa ubicación del poblado de Tula, Tamps.



sinuosidad muy baja cercana a 1.0, presenta facetas triangulares impresionantemente bien desarrolladas (Fig. 11c) y los cañones de sus arroyos despliegan un perfil en forma de “copa de vino” (*wineglass canyons*). Los cañones de copa de vino tienen una sección que en la parte baja es muy estrecha y casi vertical y que hacia arriba y hacia su parte posterior se ensanchan, de tal manera que la parte estrecha se asemeja a la columna que sostiene al recipiente que contiene al vino en una copa. Todos estos rasgos geomorfológicos sugieren que ese frente de montaña puede ser una falla normal joven (e.g. Keller y Pinter, 2002). En la figura 11 se presentan dos mapas de la Sierra Mocha que ilustran claramente la sinuosidad baja del frente de montaña occidental (Fig. 11a) y las pendientes notablemente pronunciadas en sus bordes (Fig. 11b). Así mismo, en el extremo septentrional de la sierra se observa cómo el Arroyo Las Difuntas corta a través de las mesas del Cura y del Sótano a través de un cañón relativamente estrecho con una profundidad de 400 m, que es un “desfiladero de agua” (*water gap*). Tanto los cañones de copa de vino como los desfiladeros de agua son indicativos de un levantamiento reciente (Keller y Pinter, 2002).

Un rasgo importante del frente occidental de la Sierra Mocha es que la actitud estructural de las capas de caliza está fuertemente inclinada hacia el valle aledaño. Este es un factor que favorece la formación de deslizamiento de bloques de roca a lo largo de los planos de estratificación y a la formación de depósitos de talud en la base del escarpe topográfico. Este fenómeno es evidente en la Fig. 11c en donde se observan áreas desprovistas de vegetación en las facetas triangulares. Se considera que estos deslizamientos de rocas (Alcántara-Ayala, 2000), controlados de manera pasiva por la estructura laramídica, posiblemente juegan un papel importante en la formación o preservación de las facetas triangulares. Sin embargo, por la presencia de rasgos geomorfológicos consistentes con levantamiento tectónico reciente y por el reporte de un sismo histórico que sucedió en Tula (Tamps.) el 24 de septiembre de 1896 (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996), en este caso no se interpreta que las facetas triangulares se deban únicamente a procesos de ladera. En las cercanías del Campo Volcánico de Ventura también existen reportes de sismos históricos (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996; Gómez-González y Barboza-Gudiño,

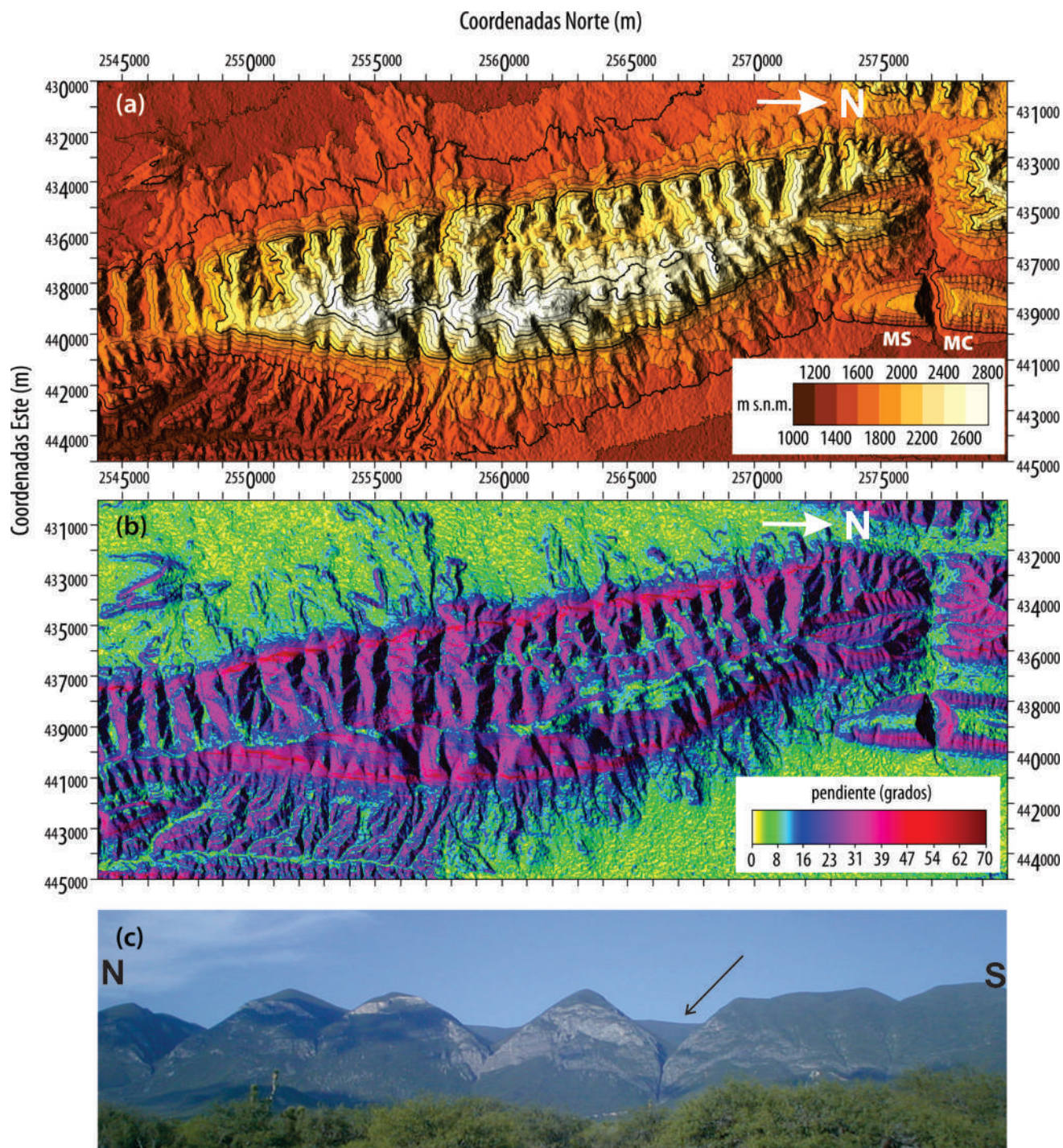


Figura 11. Geomorfología de la Sierra Mocha. (a) Modelo Digital de Elevación con relieve sombreado, creado a partir de datos SRTM con resolución de 30 metros; las curvas de nivel muestran incrementos en la elevación de 20 metros. (b) Pendiente del terreno con relieve sombreado. MC y MS corresponden a las mesas El Cura y El Sótano. El desfiladero de agua es evidenciado por una sombra negra en el lado norte del arroyo Las Difuntas. (c) Fotografía panorámica del flanco occidental de la Sierra Mocha tomada desde el oeste. Note las facetas triangulares, parcialmente desprovistas de vegetación por los deslizamientos de bloques de roca y los cañones con forma de copa de vino (flecha). El mapa de relieve sombreado para (a) y (b) se generó considerando que el sol se encontraba con un azimuth de 180° y una elevación de 30° sobre el horizonte.

2005), solo que ahí aún no se ha ubicado la posible falla activa. Investigaciones recientes muestran que a lo largo de la Sierra Madre Oriental existe sismicidad intra-placa que reactiva a estructuras laramídicas formando fallas normales con rumbos NNW a NW (e.g. López-Valdivia, 2014; León-Loya, 2014)

DISCUSIÓN

La disyuntiva resaltada por de Cserna (1969) sigue siendo válida, así como la solución que sugiere para resolverla: se requiere de trabajo de campo intenso, especialmente en aquellos frentes de montaña en donde: (1) la actitud estructural de las capas y los procesos de ladera controlan el rumbo de los mismos o (2) en donde la falla normal ha estado inactiva por un tiempo prolongado y la degradación del escarpe de falla, así como el retroceso de esta geoforma, causado por la erosión, pueden enmascarar a la estructura.

Aquí señalamos que la presencia de fallas normales o pliegues asociados a extensión en rocas volcánicas expuestas en la cercanía de sierras formadas por rocas sedimentarias plegadas, pueden alertar acerca de la existencia de fallas bordeando a las que aparentemente son sierras anticlinales. En el caso de la Sierra

de Gómez, la cartografía detallada hecha por Mitchell et al. (1981) no logró demostrar la existencia de fallas normales bordeando a la sierra, pero si mostró la existencia de fallas normales secundarias con desplazamientos pequeños a moderados en su interior, lo que puede sugerir que las fallas de frente de montaña pueden estar sepultadas debajo de sedimentos producto de la degradación de los escarpes (Figs. 3-4, Mitchell et al., 1981) como lo sugiere el mapa de Oviedo-Padrón (2008) en la figura 3.

Los ejemplos de los escarpes de las sierras Mojada y Mocha indican que en aquellos sitios en donde las fallas son jóvenes o posiblemente activas, su reconocimiento es más sencillo, aún en la ausencia de rocas volcánicas. Dependiendo de la actitud estructural de los estratos plegados, existirá mayor certeza de la presencia de una falla normal en el borde de la sierra cuando las capas no se inclinen en la misma dirección que el borde, como lo hacen en la Sierra Mojada.

Una ventaja adicional que brinda la presencia de cuerpos de roca volcánica afectados por fallas normales, como en el Campo Volcánico de Camargo, es que facilita el establecer si hubo más de un pulso de deformación en

el área, o inferir si la falla tiene una historia prolongada de actividad, así como determinar la edad numérica de las fallas e inferir una tasa de desplazamiento a largo plazo en las estructuras (e.g. Aranda-Gómez et al., 2003).

Finalmente, los ejemplos en Chihuahua sirven para ilustrar otro punto importante: es muy frecuente que las ubicaciones de las fallas normales regionales y de los campos volcánicos intra-placa, estén controlados por estructuras mayores en el basamento subyacente, las cuales tienden a ser reactivadas en cada uno de los episodios subsecuentes a su creación (e.g. Aranda-Gómez et al., 2005; Chávez-Cabello et al., 2007).

Así mismo, es común que fallas normales creadas durante el Triásico-Jurásico hayan influido la sedimentación cretácica, actuando como límites de cuencas sedimentarias (e.g. Haenggi, 2001, 2002). Esos mismos "bordes de cuencas" fueron reactivados durante el acortamiento laramídico como fallas inversas mayores al inicio del Cenozoico (Hennings, 1994) y, posteriormente, su movimiento fue invertido durante uno o más pulsos de extensión durante el Cenozoico medio o tardío (e.g. Oviedo-Padrón et al., 2010). Esto determina que en el campo se encuentre una

complejidad estructural considerable asociada a estas zonas de mayor deformación. Así mismo, las propiedades mecánicas de algunas unidades litoestratigráficas acumuladas en algunas de las cuencas de rift del Triásico-Jurásico, como el Chihuahua Trough, también han jugado un papel importante en la formación de estructuras durante la extensión y magmatismo intra-placa, como lo ejemplifica el extremo meridional de rift del Río Grande, que termina (Gries, 1979) o cambia de rumbo de manera súbita al llegar al borde del *Chihuahua Trough*, siguiendo su rumbo y ubicación (Seager y Morgan, 1979).

CONCLUSIONES

El problema identificado por Zoltán de Cserna en el *Chihuahua Trough*, que consiste en la dificultad en identificar si una montaña compuesta por estratos plegados está o no bordeada por fallas normales cenozoicas, es extrapolable a otras regiones de la porción mexicana de Cuencas y Sierras.

En el borde transicional entre las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Occidental y Sierra Madre Oriental, la presencia de vestigios de una cubierta de rocas volcánicas cenozoicas, en donde las fallas normales son más fáciles de

identificar, es razonable plantear la hipótesis de que las sierras anticlinales pueden estar limitadas por fallas normales paralelas a las fallas normales cercanas desarrolladas en las rocas volcánicas.

En varios sitios, como en el CVC, se ha documentado que los escarpes de fallas normales que limitan a sierras anticlinales y que cortan a través de zonas cubiertas por derrames de lava posteriores, plio-cuaternarios en el CVC, tienen desplazamientos mayores en las rocas sedimentarias mesozoicas que aquellos observados en las lavas, por lo que se infiere que son estructuras con una historia prolongada que se extiende hasta el Plio-Cuaternario.

En algunos sitios los datos geofísicos pueden auxiliar en la interpretación de frentes de montaña controlados por fallas que han permanecido inactivos por un tiempo relativamente largo.

El borde oriental de la porción mexicana de Cuencas y Sierras no está bien establecido por colindar con la Sierra Madre Oriental y porque la orientación de las fallas normales en muchos sitios es paralela a los ejes de los pliegues. La actividad sísmica poco frecuente, posiblemente por tiempos de recurrencia

prolongados, así como la presencia de rasgos geomorfológicos característicos de fallas activas, sugieren que la extensión intra-placa cuaternaria documentada en algunos sitios cercanos a la Sierra Madre Occidental, puede estar también presente hacia el oriente.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo fue construido a partir una ponencia presentada en el Simposio organizado por el Instituto de Geología de la UNAM en honor a Zoltán de Cserna (Aranda-Gómez, 2011). La investigación relacionada con los ejemplos discutidos en este trabajo fue financiadas por CONACYT a través del proyecto 129550 a J. Aranda. Gustavo Tolson revisó de manera crítica este artículo e hizo sugerencias que ayudaron a mejorar su presentación y contenido por lo que agradecemos su ayuda.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alcántara-Ayala, I., 2000, Landslides: ¿deslizamientos o movimientos de terreno? Definición, clasificaciones y terminología: Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 41, 1-25.
- Aranda-Gómez, J.J., 2011, Alternancia de valles y sierras paralelas; la disyuntiva entre montañas de bloque o sierras coincidentes con anticlinorios

- en el norte y centro de México. Simposio Dr. Zoltan de Cserna: sesenta años geologizando en México: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 23-27.
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 8(1), 33-46.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Pier, J. G., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 106(1), 1-22.
- Aranda-Gómez, J. J., Torres-Hernández, R., Carrasco-Núñez, G., Aguillón-Robles, A., 2000, Contrasting styles of laramide folding across the west-central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosí carbonate platform, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 17(2), 97-111.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., Henry, C. D., 2003, Synextensional, Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Geological Society of America Bulletin, 115(3), 298-313.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005, Reactivation of the San Marcos fault during mid-to late-Tertiary extension, Chihuahua, México: Geological Society of America, Special Paper, 393, 509-520.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G., Aguillón-Robles, A., 2007, The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: The case of Pinos, Zacatecas, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2), 216-233.
- Aranda-Gómez, J.J., Dávila-Harris, P., 2014, Maars associated with fracture- and/or conduit-controlled aquifers in folded limestone in San Luis Potosí, México, in 5th International Maar Conference, Field trip guidebook, Querétaro, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 40p.
- Barbosa-Luna, D., Bucio-Espinoza, J.L., Montiel-Escobar, J.E., Bustos-Moreno, M.A., 2008, Carta geológico-minera Ciudad Victoria F-14-2, Tamaulipas., Nuevo León y San Luis Potosí, 2 ed., 1:250,000, Servicio Geológico Mexicano.
- Bartolino, J. R., 1992, Modified Basin and Range topography in the Bolson de Mapimi, Durango and Chihuahua, Mexico: The Texas Journal of Science, 44(3), 295-300.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2007, The San Marcos fault: A Jurassic multi-reactivated basement structure in northeastern Mexico. Geological Society of America Special Paper 422, p.261-286.
- Cohee, G.V.C., 1962, Tectonic map of the United States exclusive of Hawaii and Alaska, 1:2,500,000, United States Geological Survey and American Association of Petroleum Geologists.
- de Cserna, Z., 1969, The "Alpine Basin and Range Province" of north-central Chihuahua, in Cordoba, D. A., Wenegerd, S.A., Shoemaker, J., ed., Guidebook of the Border region; New Mexico Geological Society, 20th Field Conference, p. 66-67.
- Dávalos-Elizondo, E., 2011, Análisis estructural del complejo tectónico de Pinos, Zacatecas, México, Tesis para obtener el título en Ingeniero en Geología, Linares, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, 161 pp.
- Hennings, P. H., 1994, Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico: Tectonics, 13(6), 1445-1460.
- Hernández-Noriega, L., Ramírez-Tello, E., Ávila-Lugo, F., Carrizales-Aguilar, A., 2000, Carta geológico-minera Ciudad Delicias H13-11, Chihuahua: Servicio Geológico Mexicano, escala 1:250,000.
- Hernández-Noriega, L., García-Peralta, A. A., 2005, Carta geológico-minera Placer de Guadalupe H13-C48, Chihuahua: Servicio Geológico Mexicano, escala 1:50,000.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: Geological Society of America, Memoir 140, 170p.
- Gilbert, G.K., 1928, Studies of Basin-Range structure,

- Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper, 153, 92p.
- Gómez-González, J.M., Barboza-Gudiño, J.R., 2005, Sismicidad en el estado de San Luis Potosí: Folleto técnico 129, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 42p.
- Gries, J.C., 1979, Problems of delineation of the Rio Grande Rift into the Chihuahua Tectonic Belt of northeastern Mexico. in R. E. Rieckers (ed.). The Rio Grande Rift -tectonics and magmatism: Washington, D.C. American Geophysical Union, p. 107-113.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, 20(8), 701-704.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318(1-4), 1-26.
- Janecke, S. U., Vandenburg, C. J., Blankenau, J. J., 1998, Geometry, mechanisms and significance of extensional folds from examples in the Rocky Mountain Basin and Range province, U.S.A.: *Journal of Structural Geology*, 20(7), 841-856.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002, Active tectonics, earthquakes, uplift, and landscape: Upper Saddle River, N.J., Prentice Hall, 362.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán, M., Aranda-Gómez, J. J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Folleto Técnico, Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 85, 208.
- León-Loya, R.A., 2014, Estado y clasificación de la microsismicidad en la parte central de la Sierra Madre Oriental, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, 98 .
- López-Loera, H., y Aranda-Gómez, J. J., 2006, Ground and aerial magnetic surveys around the Joya Honda maar (México): Tectonic and volcanic implications: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(3), 135-152.
- López-Valdivia, E.N., 2014, Aplicación de métodos geofísicos en el estudio de la estructura cortical superficial en el municipio de Landa de Matamoros, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, 128 .
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., Pier, J.G., 1989, Spinel-lherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico. I. *Geology, mineralogy, and petrology: Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7916-7940.
- Mitchell, S.M., 1980, Geology of Sierra Gomez, Chihuahua, Mexico, MSc thesis, University of Texas at El Paso, Graduate School, 140 .
- Mitchell, S.M., Goodell, P.C., Le Mone, D.V., Pingitore, N.E., 1981, Uranium mineralization of Sierra de Gomez, Chihuahua, Mexico. in P. C. a. W. Goodell, Aaron C.s (ed.). Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 293-310.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación post-laramídica en la parte sur de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 13-25.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Camprubí Cano, A., 2005, La Mesa Central: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Oviedo-Padrón, E., 2008, Geología de la sierra la Cuesta del Infierno, Chihuahua, México (Tesis de maestría), Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 100 .
- Oviedo-Padrón, E. G., Aranda-Gómez, J. J., Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R. S., Iriondo, A., González-Becerra, P. C., Cervantes-Corona, J. A., Solorio-Munguía, J. G., 2010, Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno y su posible relación con fallas reactivadas cerca del Levantamiento de Plomos, Chihuahua, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3), 389-411.
- Raisz, E., 1964, Landforms of Mexico, 1:3,000,000: Cambridge, Massachusetts.
- Seager, W.R., Morgan, P., 1979, Rio Grande Rift in southern New Mexico, West Texas, and northern Chihuahua. in R. E. Rieckers (ed.). The Rio Grande Rift -tectonics and magmatism: Washington, D.C. American Geophysical Union pp. 87-106.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San

Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma
de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto
Técnico, v. 107, 91.

Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguirre-
Díaz, G. J. y Aguillón-Robles, A., 2008, Tectono-
volcanic control of fissure vents for the 28 Ma
Panalillo ignimbrite in the Villa de Reyes Graben,
San Luis Potosí, México, in IOP Conference Series:
Earth and Environmental Science, 6.