

Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana

Paola A. Botero-Santa¹, Susana A. Alaniz-Álvarez^{2,*}, Ángel F. Nieto-Samaniego²,
Margarita López-Martínez³, Gilles Levresse², Shunshan Xu² y Carlos Ortega-Obregón²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001. Querétaro, 76230, México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001. Querétaro, 76230, México.

³ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Departamento de Geología,
Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, C.P. 22860, Ensenada, Baja California, México.

*alaniz@geociencias.unam.mx

RESUMEN

El vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana se ha emplazado en cuencas tectónicas preexistentes, una de ellas es El Bajío. En este trabajo presentamos el origen y evolución de dicha cuenca a partir del estudio de las deformaciones ocurridas sobre la falla del Bajío, la cual constituye el límite entre la Faja Volcánica Transmexicana y la Mesa Central. Basados en una estratigrafía detallada, fechamientos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y el análisis estructural de la zona noroeste de la Sierra de Guanajuato se identificaron 4 eventos de deformación. El primer evento (D1), con acortamiento E-W, se caracteriza por desarrollo de foliaciones de plano axial (S1) con rumbo N-S, ocurrido entre el Titoniano y el Aptiano. Durante el segundo evento (D2) se generaron foliaciones con rumbo NW-SE (S2), las cuales son compatibles con un acortamiento NE-SW. El evento D2 ocurrió entre el Albiano y el Eocene temprano, y es correlacionable con la Orogenia Larámide. Durante el tercer evento (D3) se emplazó el Granito Comanja; es un cuerpo batolítico alargado con su eje mayor orientado NW-SE; las foliaciones generadas (S3) en el complejo vulcanosedimentario por su intrusión lo circunscriben. Posterior al emplazamiento del granito, se generaron fallas normales a lo largo de su contacto sur-sureste con el mismo rumbo de su eje mayor, i. e., NW-SE, las cuales marcan el inicio de la actividad de la falla del Bajío formando un semigraben donde se ubica la cuenca del Bajío. El evento D4 tuvo tres fases de deformación y afectó a las rocas cenozoicas. Durante la primera fase (D4F1) se depositaron conglomerados continentales de edad Ypresiano (Eocene temprano), el cual presenta espesor variable a lo largo del escarpe de la falla del Bajío. La fase D4F2 afectó las rocas volcánicas oligocénicas las cuales se bascularon más de 45° por la actividad de la falla del Bajío. Esta fase (D4F2) coincide temporalmente con la extensión triaxial reportada para la Mesa Central. Para D4F3 (Mioceno temprano) la dirección de alargamiento es ESE-WSW, la falla del Bajío tuvo poco movimiento. A partir del Mioceno la deformación se concentró en la Faja Volcánica Transmexicana y hubo muy poca deformación en la Mesa Central. Durante las tres fases de deformación del evento D4 se reactivaron también fallas con rumbos N-S y NE-SW. El Sistema

de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, con rumbo N-S, y la falla del Bajío, con rumbo NW-SE, formaron semigrábenes con actividad desde el Eoceno al Mioceno, dónde la parte hundida de ambas estructuras es lo que se conoce actualmente como El Bajío.

Palabras clave: Falla del Bajío, Mesa Central, Faja Volcánica Transmexicana, fallas normales, Cenozoico.

ABSTRACT

Volcanism of the Trans-Mexican Volcanic Belt has been placed on pre-existing tectonic basins; one of them is El Bajío basin. We present the origin and evolution of this basin through the study of its deformation events occurring mainly on the El Bajío fault, at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mesa Central. Detailed stratigraphy, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates and structural analysis suggest 4 deformation events in the northwest of the Sierra de Guanajuato. The first event (D1) with E-W shortening is characterized by the development of axial plane foliation (S1) with N-S direction, this event occurred between the Titonian and Aptian age. In the second event (D2), occurred between the Albian and the early Eocene, foliations NW-SE (S2) were generated with a NE-SW shortening trend dated between the Albian and early Eocene, this deformation is related to the Laramide Orogeny. The Granito Comanja was emplaced during the third event (D3) and generated foliation (S3) in sediments of the complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato that circumscribes the Granito Comanja in response to its intrusion. After its emplacement, NW-SE normal faults were generated along the S-SE contact of the Comanja Granite, in this time begins El Bajío fault. The fourth event (D4) has three phases that affected the Cenozoic rocks. D4F1 is marked by continental conglomerates deposition with variable thickness along the main trace of the El Bajío fault. D4F2 affected the Oligocene volcanic rocks showing an important fault activity in this time, as evidenced the tilting above 45° in the Oligocene rocks, temporally coincides with the triaxial extension to the Mesa Central. The direction of elongation of D4F3 is ESE-WSW, El Bajío fault had

little movement. Since the Miocene the deformation was concentrated along the southern central sector of the Transmexian Volcanic Belt and there was few deformation in the Mesa central. During the three phases of deformation several faults were reactivated with N-S and NE-SW directions. The Taxco-San Miguel de Allende Fault System with N-S direction, and the El Bajío Fault with NW-SE trend, formed half grabens leading the formation of what is now known as El Bajío.

Key words: Bajío fault, Mesa Central, Transmexican Volcanic Belt, normal fault, Cenozoic.

INTRODUCCIÓN

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es la provincia geológica de México más estudiada. Se sabe que es un arco volcánico que inició a principio del Miocene; que atraviesa el centro de México desde Colima hasta Veracruz; que su orientación es ca. E-W oblicua a la trinchera Mesoamericana, y que su origen se debe a la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana (e.g. Ferrari *et al.*, 2012). La mayoría de los trabajos publicados sobre este arco volcánico se enfocan principalmente en la diversidad magmática de los productos volcánicos (e.g. Verma, 1999; Ferrari *et al.*, 2012) y, en muchos de ellos, hacen referencia a la contemporaneidad del evento magmático con la ocurrencia de fallas normales (e.g. Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Márquez *et al.*, 1999; Suter *et al.*, 2001; García-Palomo *et al.*, 2002; Dávalos-Álvarez, *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012), algunas de ellas son fallas activas (Suter *et al.*, 1992, 1996; Szynkaruk *et al.*, 2004; Langridge *et al.*, 2013).

Un aspecto conspicuo de la FVTM, poco estudiado, es que el volcanismo se emplazó en cuencas tectónicas preexistentes (e.g., Venegas Salgado *et al.*, 1985; Campos-Enríquez, y Sánchez-Zamora, 2000; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). El presente trabajo se enfoca en el origen y desarrollo de una de esas cuencas: El Bajío (Figura 1).

Con este propósito se presenta nueva información estratigráfica y estructural de la parte noroeste de la Sierra de Guanajuato, donde afloran rocas mesozoicas y cenozoicas afectadas por la deformación ocurrida a lo largo de la falla del Bajío. Esta falla es el límite entre la Mesa Central y el sector central de la FVTM.

EL BAJÍO

El Bajío es una cuenca sedimentaria continental ubicada en el centro de México; está caracterizada por su relativa baja topografía con respecto a sus alrededores (Figura 1). Al oriente, el Bajío está limitado por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), de rumbo N-S e inclinación al poniente. Dicho sistema de fallas forma un semigraben que es el contacto entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, y también es el límite entre los sectores central y oriental de la FVTM (Figura 1). El límite norte de la cuenca El Bajío lo constituye la falla del Bajío, la cual es el límite entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central (MC) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) en su sector central. La falla del Bajío tiene más de 140 km de longitud, con rumbo predominante NW-SE e inclinación al SW formando también un semigraben. Numerosos trabajos hacen referencia a la falla el Bajío como una falla normal cenozoica (Martínez-Reyes, 1987; Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego, 1990; Nieto-Samaniego *et al.*, 1992; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; y Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). En el bloque del bajo de la falla del Bajío el basamento lo constituyen rocas depositadas en un arco volcánico marino del Cretácico Inferior (Lapierre *et al.*, 1992; Martini *et al.*, 2013), mientras que en el bloque de alto se encuentran aflorando rocas volcánicas y sedimentos continentales del Neógeno. La falla del Bajío muestra dos sectores, el primero con 45 km de longitud, de rumbo E-W entre Celaya e Irapuato (Guanajuato), y el segundo entre Irapuato (Guanajuato) y Lagos de Moreno (Jalisco), con 100 km de longitud y con rumbo NW-SE. Este último sector es el objeto de esta investigación.

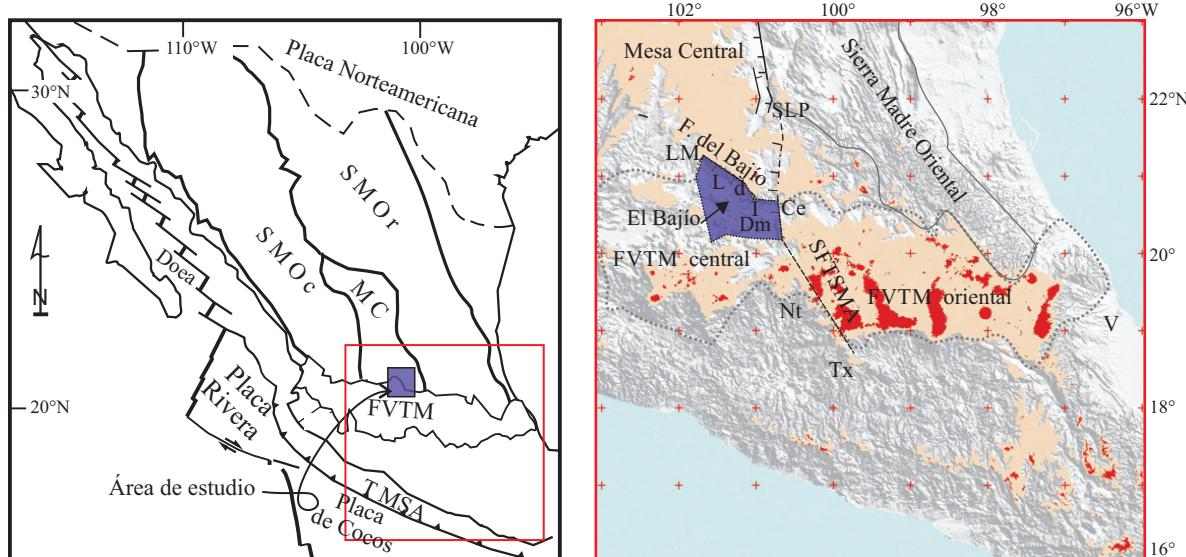


Figura 1. Localización del área de estudio, estructuras mayores y límites del Bajío. Ce: Celaya, Tx: Taxco, Nt: Nanchititla, L: León (Gto), d: Duarte (Gto), LM: Lagos de Moreno, I: Irapuato, SLP: San Luis Potosí, F. del Bajío: Falla del Bajío, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. SMOC: Sierra Madre Occidental, SMO: Sierra madre Oriental, MC: Mesa Central, FVTM oriental: Faja Volcánica Transmexicana sector oriental, FVTM central: Faja Volcánica Transmexicana sector central, TMSA: Trinchera Mesoamericana, Doea: Dorsal de expansión activa, V: Veracruz, Dm: Distrito Minero de Guanajuato. En beige las regiones cuya altitud es mayor que 2000 m s.n.m., y en rojo las que están arriba de 3000 m s.n.m.. La línea punteada indica el límite entre la República Mexicana y los Estados Unidos de Norte América. Las flechas negras indican la dirección de movimiento del límite transformante entre las placas Rivera y Pacífico.

ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN NW DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

En este capítulo se resumen las características de las unidades estratigráficas del área de estudio, para una descripción detallada se puede consultar a Quintero-Legorreta (1992) y Martínez-Reyes (1992). Aquí se reportan por primera vez tres nuevas unidades cenozoicas (Figuras 2 y 3) y edades isotópicas de cuatro de ellas.

Unidades Mesozoicas

Complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato

Esta unidad fue nombrada así por Martínez-Reyes (1992), y nombrada “unidad sedimentaria” por Quintero-Legorreta (1992). Martínez-Reyes (1992) y Ortiz-Hernández *et al.*, (2003) la definen como una secuencia “flyshoide” que alterna con flujos basálticos y lavas almohadilladas, todo ello con metamorfismo de bajo grado manifestado por la presencia de prehnita, pumpellita, albita y titanita. La edad de su depósito se infiere Tithoniano - Cretácico Temprano (Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011).

Conglomerado Bernalejo

Se propone en este trabajo que se le dé el nombre “conglomerado Bernalejo” al conglomerado que aflora en las cercanías de la población Bernalejo (Figuras 2 y 3). Es un conglomerado polimítico, de tipo clasto-soportado de color blanco-rojizo, pobemente seleccionado, masivo, con 80% de clastos angulares y subangulares de tamaño guija. Contiene principalmente clastos de basalto gris-verdoso, lutita gris, lodolita rojiza, lutita apizarrada negra, arenisca cuarzosa y escasos clastos de pedernal. La matriz representa el 20% del volumen total de la roca y está compuesta por cristales angulares de cuarzo, algunas micas y plagioclasas. Subyace en contacto discordante a la Caliza La Perlita; el contacto inferior, presumiblemente sobre el complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato, no fue observado. Se infiere que se depositó durante el Cretácico Temprano, ya que sobreyace al complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato y subyace a la Caliza La Perlita.

Caliza La Perlita

Fue definida informalmente como caliza La Perlita por Martínez-Reyes (1987) y formalmente por Quintero-Legorreta (1992), como

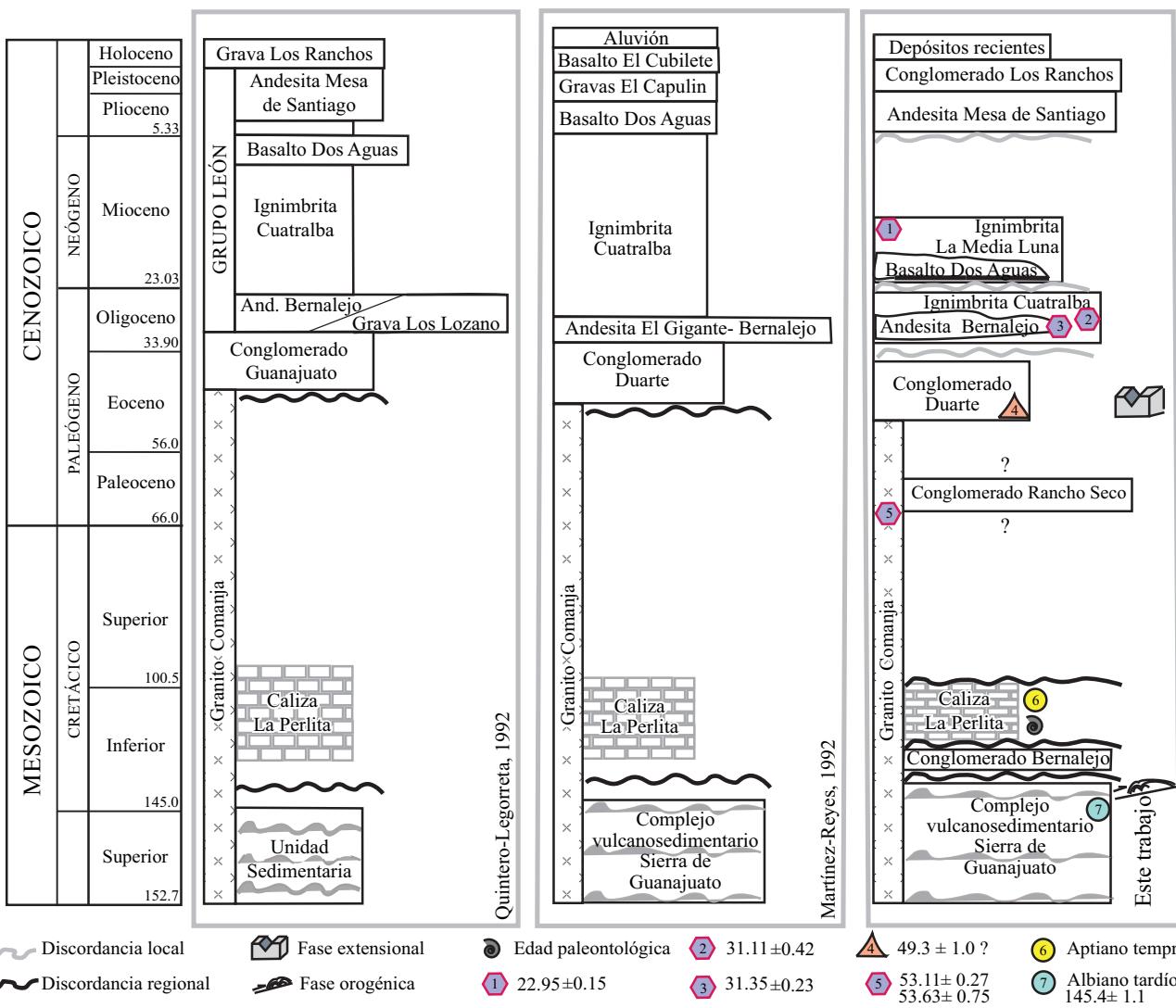


Figura 2. Columnas estratigráficas publicadas para el área de estudio. 1, 2, 3 y 5: Edades en Ma obtenidas en este trabajo; 4: Aranda-Gómez y McDowell, 1998; 6: Chiodi *et al.*, 1988; 7: Martini *et al.*, 2011.

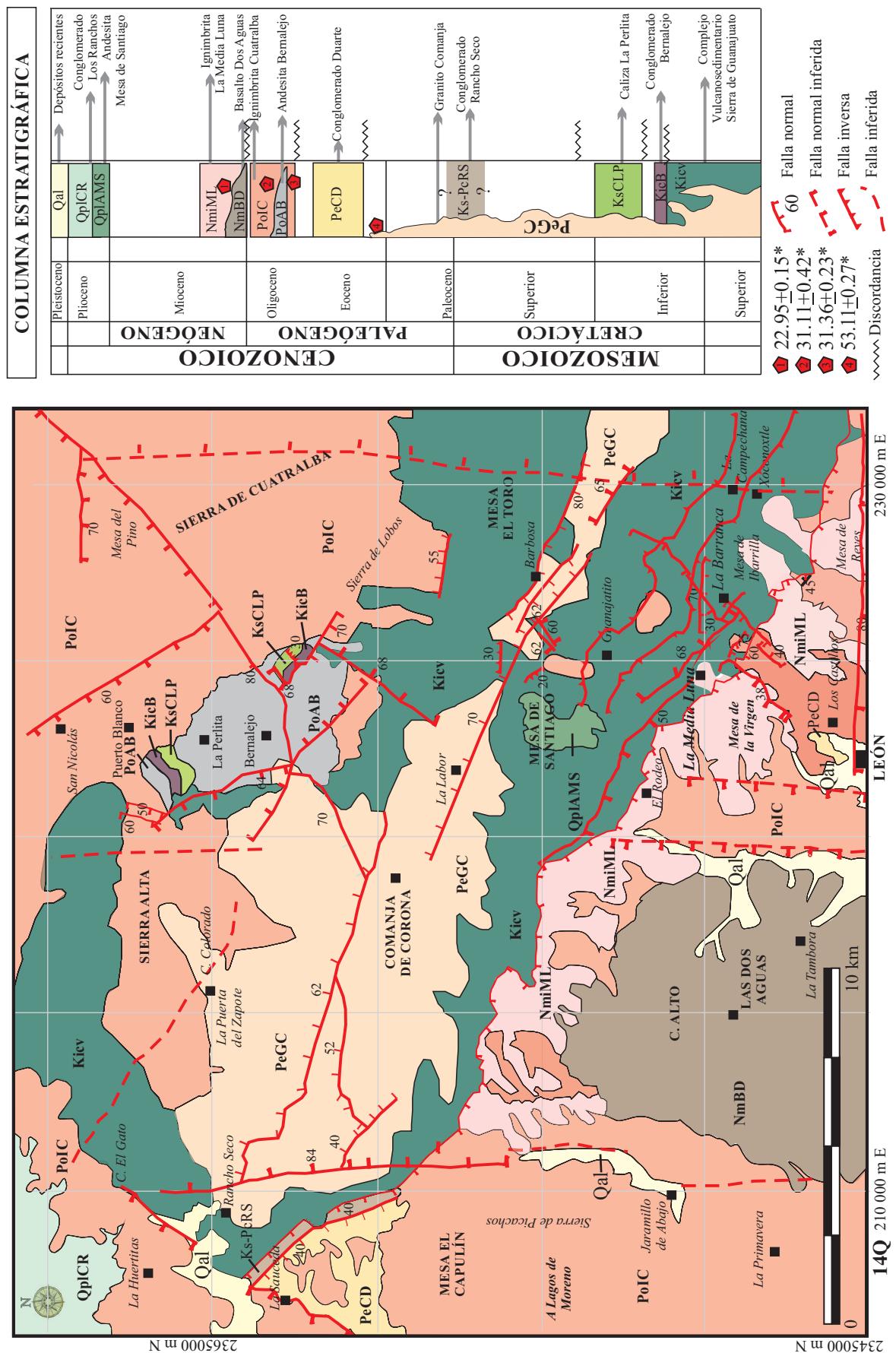


Figura 3. Mapa geológico y columna estratigráfica de la parte noreste de la Sierra de Guanajuato. El símbolo * indica las edades obtenidas en este trabajo.

una caliza masiva nerítica en la base y con una sucesión de margas y litarenitas con horizontes de lutita limolítica hacia la cima, con un espesor cercano a 80 m. La edad de la Caliza La Perlita fue determinada del Aptiano-Albiano con base en su contenido fósil (Chiodi *et al.*, 1988, Quintero-Legorreta, 1992).

Conglomerado Rancho Seco

Se propone en este trabajo el nombre de conglomerado Rancho Seco para denominar al conglomerado que aflora cerca del poblado homónimo, sobre la carretera La Sauceda-Comanja de Corona, Jalisco (Jal.), en el límite poniente del área de estudio (Figuras 2 y 3). Es un conglomerado clasto-soportado, masivo, con cantes subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, mal seleccionado y con tamaños de cantes de guija a bloque mediano. El conglomerado está compuesto predominantemente por guijarros grandes de caliza blanca a gris, restos fósiles de coral, guijas de arenisca cuarzosa color crema y bloques de otros conglomerados, de hasta un metro de diámetro, con cantes de rocas vulcanosedimentarias (Figura 4). Las estructuras sedimentarias están mal desarrolladas o ausentes, el espesor que aflora es de aproximadamente 10 metros. Al sur de Rancho Seco se observó que los sedimentos del complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato están cabalgando sobre el conglomerado Rancho Seco (Figuras 3 y 4). Este cabalgamiento se explica por la compresión generada por la intrusión del Granito Comanja, el cual se encuentra a un poco menos que un kilómetro.

La edad del conglomerado Rancho Seco se desconoce; sin embargo, bajo la consideración anterior suponemos que la edad del conglomerado Rancho Seco es anterior a la intrusión del Granito Comanja; y es posterior a la Caliza La Perlita, dado que contiene cantes de esa unidad. Por lo tanto inferimos que el conglomerado se depositó entre el Albiano y el Ypresiano.

Unidades Cenozoicas

Granito Comanja

El nombre Granito Comanja fue propuesto por Echegoyén-Sánchez *et al.* (1975) para identificar un cuerpo batolítico granítico, con fenocristales de ortoclasa, que se extiende desde Comanja de Corona (Jal.) hasta el Mineral de la Luz en el Distrito Minero de Guanajuato, con un afloramiento de *ca.* 45 km de largo y 4 km de ancho en promedio. Nosotros observamos que el granito es leucocráctico, fannerítico de grano grueso con contenido mineral homogéneo de cuarzo+ortoclasa+oligoclase >> biotita, además contiene vetas de



Figura 4. Afloramiento donde se muestra el cabalgamiento del complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato (KiCy) sobre el conglomerado Rancho Seco (Ks-PcRS).

turmalina. Observamos también que el granito está intrusionado por diques aplíticos y por brechas magmático-hidrotermales ricas en turmalina. Quintero-Legorreta (1992) y Martínez-Reyes (1992) describen que el cuerpo mayor del granito es alargado con su eje mayor paralelo a la sierra, es decir con orientación NW-SE. Mugica-Mondragon y Albarrán-Jacobo (1983) fecharon el granito por el método K-Ar obteniendo edades de 55 ± 4 Ma y 58 ± 5 Ma. Para este trabajo se fecharon por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en calentamiento por etapas, biotita (53.11 ± 0.27 Ma) y feldespato potásico (53.63 ± 0.75 Ma) (Figura 5, Tablas 1, y A1 y A2 del suplemento electrónico). Los detalles de los experimentos se encuentran en el suplemento electrónico.

Conglomerado Duarte

Martínez-Reyes (1992) denomina conglomerado Duarte a las rocas que afloran cerca del poblado homónimo, a lo largo del flanco sudoccidental de la Sierra de Guanajuato y lo correlaciona con el Conglomerado Guanajuato que aflora en el Distrito Minero de Guanajuato, el cual fue fechado en su miembro inferior en 49.3 ± 1 Ma (K/Ar, roca entera, en un derrame andesítico intercalado) (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Tanto Martínez-Reyes (1992) como Quintero-Legorreta (1992) documentan que el conglomerado Duarte es polimítico, de estratificación masiva, bien consolidado, de color rojo y que contiene cantes de rocas volcánicas, sedimentarias e ígneas. Miranda-Aviles *et al.* (2009) separan al conglomerado Duarte en dos unidades, la inferior está compuesta por conglomerados (75%) intercalados con areniscas (25%); y la unidad superior está constituida por una secuencia de areniscas (75%) y lutitas (25%). El conglomerado Duarte se depositó en el bloque del alto de la falla del Bajío. Miranda-Aviles *et al.* (2009) midieron el espesor del conglomerado Duarte a lo largo del bloque del alto de la falla del Bajío, donde alcanza 300 m de espesor en las cercanías de León, Guanajuato (Gto.) y de 1700 m en el extremo SE de la falla del Bajío en la localidad de Duarte, Gto., ubicada fuera del área de estudio.

Ignimbrita Cuatralba

Quintero-Legorreta (1992) y Martínez-Reyes (1992) propusieron el nombre de Ignimbrita Cuatralba para una sucesión de ignimbritas que forman grandes mesetas en las cercanías de la Sierra de Guanajuato. Quintero-Legorreta (1992) describe esta unidad como un depósito piroclástico moderadamente consolidado, con fenocristales de feldespato potásico y cuarzo y estructuras tipo *fiamme*. En el área de estudio encontramos que la ignimbrita contiene líticos de arenisca, cristales de sanidino y pómex de dos colores. En este trabajo, los afloramientos que Martínez-Reyes (1992) consideró una sola unidad, nosotros la sepáramos en dos unidades de ignimbrita distintas: la Ignimbrita Cuatralba y ignimbrita La Media Luna, ya que su diferencia de edades es de aproximadamente 8 Ma (Tabla 2). La Ignimbrita Cuatralba aflora en la parte norte de la Sierra de Guanajuato y en la parte inferior del bloque del alto de la falla del Bajío. Las diferencias que se pueden apreciar en el campo entre las dos unidades de ignimbrita son el grado de consolidación y su contenido de pómex; adicionalmente, la Ignimbrita Cuatralba se encuentra fuertemente basculada mientras que la ignimbrita La Media Luna está casi horizontal (Figura 3). Nieto-Samaniego *et al.* (1996) fecharon la Ignimbrita Cuatralba de una muestra tomada sobre la carretera León-San Felipe, al norte de la Sierra de Guanajuato, y obtuvieron una edad K-Ar en sanidino de 28.2 ± 0.7 Ma. En este trabajo se presentan los resultados del fechamiento isotópico por U-Pb en zirconas (Figura 5b y Tabla 2), obtenidos en una muestra tomada en las cercanías de la localidad La Media Luna, en el borde meridional de la Sierra de Guanajuato, que arrojó una edad de 31.11 ± 0.42 Ma (los detalles del fechamiento se ofrecen en el suplemento electrónico y en la Tabla A3 del mismo).

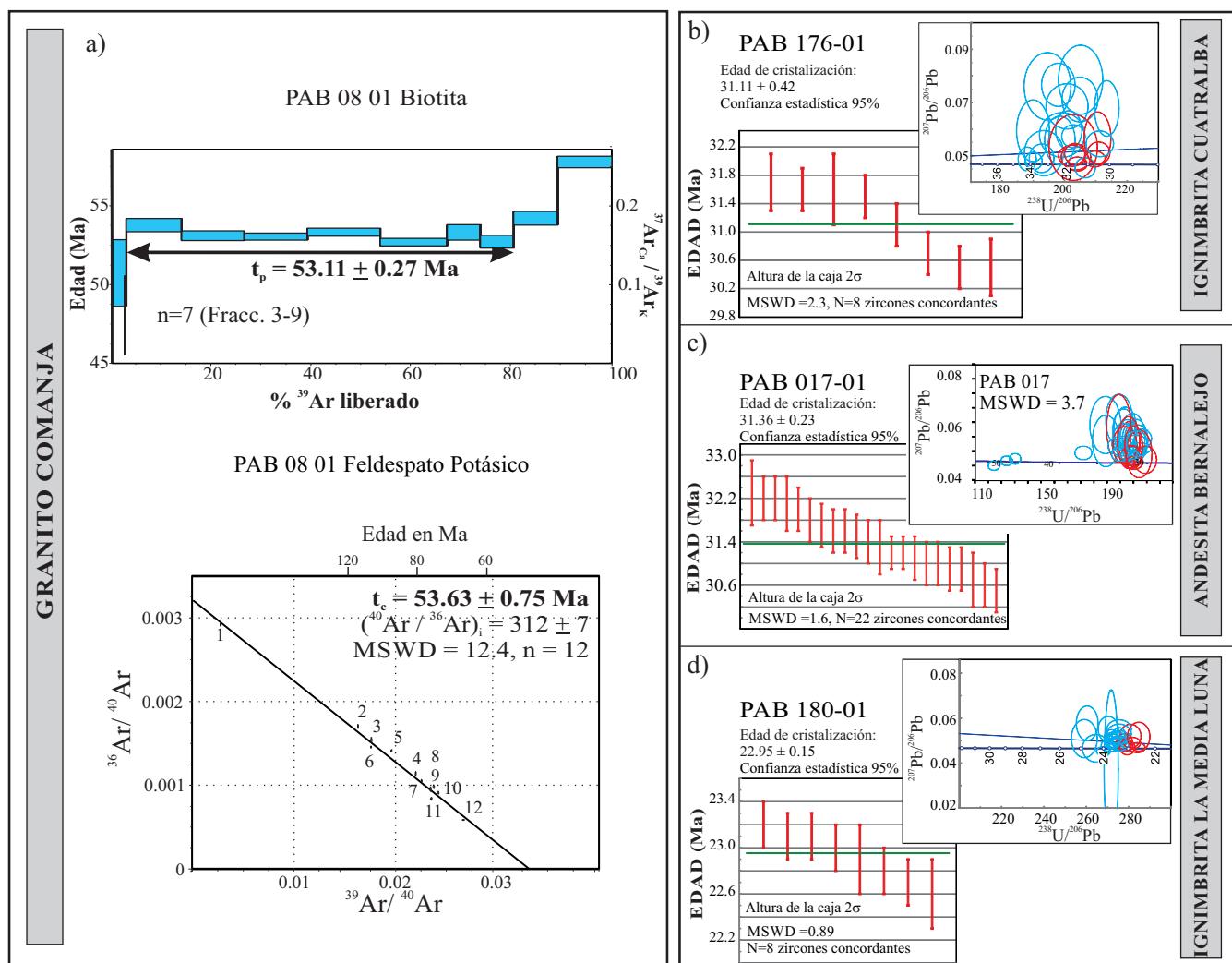


Figura 5. Nuevas edades isotópicas en unidades litoestratigráficas de la Sierra de Guanajuato. a) Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de la muestra PAB 08-01 Granito Comanja, en la parte superior el espectro de edad de la biotita, la flecha identifica las fracciones utilizadas para calcular la edad de meseta (t_p); en la parte inferior se muestra el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ del feldespato potásico, la edad de isócrona (t_c) se calculó utilizando las 12 fracciones del experimento. b) Edad U/Pb en zirconios de la Ignimbrita Cuatralba. c) Edad U/Pb en zirconios de la Andesita Bernalejo. d) Edad U/Pb en zirconios de la ignimbrita La Media Luna. Se muestra en rojo los zirconios considerados en la determinación de la edad.

La Ignimbrita Cuatralba descansa en discordancia angular sobre el complejo vucanosedimentario Sierra de Guanajuato y sobre el conglomerado Duarte. Está interdigitada con la Andesita Bernalejo y subyace en discordancia angular bajo la ignimbrita La Media Luna (Figura 3).

Andesita Bernalejo

Martínez-Reyes (1992) y Quintero-Legorreta (1992) designan con este nombre a un cuerpo de lava de composición andesítica de textura porfídica y de color gris oscuro; contiene cristales de augita y plagioclasa, aflora en los alrededores del poblado Bernalejo, 5 km

Tabla 1. Resultados experimentos ^{40}Ar - ^{39}Ar de calentamiento en pasos láser VG5400 para el Granito Comanja.

Muestra	Coordenadas (14Q)	Mineral	Exp./n ¹	t _i (Ma) ²	t _p (Ma) ³	% ^{39}Ar ⁴	MSW/n ⁵	t _c (Ma) ⁶	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ ⁷	MSWD/n ⁸
Pab 08-01	Norte = 0210994	Biotita	V2 / 11	53.67 ± 0.28	53.11 ± 0.27	77.56	1.2 / 7	52.84 ± 0.33	459 ± 114	0.77/7
	Oeste = 2363467	Feldespato potásico	V1 / 12	55.73 ± 0.34	54.00 ± 0.37	29.08	1.4 / 4	53.63 ± 0.75	312 ± 7296	12.4 / 12.8

¹No. de experimento / número de fracciones colectadas; ²edad integrada; ³edad de meseta; ⁴ % de ^{39}Ar liberado en la meseta; ⁵bondad del ajuste del promedio ponderado y número de fracciones utilizadas; ⁶edad de isócrona; ⁷ $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial; ⁸Bondad del ajuste de la isócrona y número de datos utilizados; ⁹isócrona calculada con los pasos 2 a 10 exceptuando el paso 6. Factor de irradiación $J = 0.003475 \pm 0.000016$. La edad preferida se resalta en negrillas.

Tabla 2. Resultados U/Pb por el método de ablación láser con ICP Masas (LA-ICP-MS) en zircón.

Muestra	Coordenadas (14Q)	Unidad	Edad promedio ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Confianza estadística %	Grupo concordante	MSWD
Pab 017-01	Norte = 0222000 Oeste = 2362698	Andesita Bernalejo	31.36 ± 0.24	95	22	1.6
Pab 176-01	Norte = 0225100 Oeste = 2348450	Ignimbrita Cuatralba	31.11 ± 0.42	95	8	2.3
Pab 180-01	Norte = 0210994 Oeste = 2363467	Ignimbrita La Media Luna	22.95 ± 0.15	95	8	0.89

al nordeste de Comanja (Figura 3). En este trabajo se reporta para la Andesita Bernalejo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en zircón es de 31.36 ± 0.23 Ma (Figura 5c, Tabla 2). Los detalles del fechamiento se encuentran en la Tabla A4 del suplemento electrónico.

Basalto Dos Aguas

Quintero-Legorreta (1992) y Martínez-Reyes (1992) denominan así a las rocas que constituyen el cerro del mismo nombre, ubicado en el bloque del alto de la falla del Bajío. Esta unidad está compuesta por derrames basálticos intercalados con escoria volcánica, con microcristales de olivino y augita en una matriz compuesta principalmente de plagioclasa. Los autores mencionados describen que esta unidad está intercalada con la Ignimbrita Cuatralba; sin embargo, los fechamientos reportados en este trabajo sugieren que el Basalto Dos Aguas se ubica estratigráficamente entre la Ignimbrita Cuatralba y la ignimbrita La Media Luna. Por su posición estratigráfica se le asigna al Basalto Dos Aguas una edad Chatiano (Oligoceno tardío) (Figura 3).

Ignimbrita La Media Luna

Esta unidad se reporta por primera vez en este trabajo. Se trata de una serie de depósitos piroclásticos con fuerte grado de consolidación que están restringidos al flanco suroccidental de la Sierra de Guanajuato. Se caracterizan por su coloración rosa a rojiza, un bajo grado de meteorización, la presencia de pequeñas estructuras tipo *fiamme* de hasta 0.5 cm de longitud, pómex de color beige, cuarzo y abundante sanidino. Estas rocas están dispuestas en pseudoestratos horizontales con espesores métricos. A diferencia de las rocas de la Ignimbrita Cuatralba, hay ausencia de líticos y de pómex de dos colores y es mayor su contenido de sanidino. Aflora en el bloque del alto del sector noroeste de la falla del Bajío, en los sectores de la Mesa del Capulín, la Sierra Picachos, la Mesa de la Virgen, y la Mesa de Reyes y los mejores afloramientos se localizan en las cercanías del Rancho de La Media Luna (Figura 3). La ignimbrita La Media Luna se encuentra en contacto por falla con el complejo vulcanosedimentario y en discordancia angular sobre la Ignimbrita Cuatralba y el Conglomerado Duarte. El contacto con el Basalto Dos Aguas es concordante. Su edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en zircón es de 22.95 ± 0.15 Ma (Figura 5d, Tabla 2, Tabla A5 del suplemento electrónico). En el presente trabajo se observó que cerca del escarpe principal de la falla del Bajío, en el Rancho La Media Luna (Figura 3), la ignimbrita La Media Luna yace horizontal, en discordancia angular, sobre la Ignimbrita Cuatralba, la cual se encuentra inclinada más de 45° hacia el Noreste.

Unidades Recientes

El conglomerado Los Ranchos según Quintero-Legorreta (1992), y las gravas El Capulín según Martínez-Reyes (1992), se refieren al mismo depósito matriz-soportado, con clastos angulares y muy angulares de ignimbrita, lutita y basalto. La Andesita Mesa de Santiago (Quintero-

Legorreta, 1992) aflora únicamente en la Mesa de Santiago (Figura 3), consiste de derrames de lava fisural que descansan en discordancia sobre el complejo vulcanosedimentario. Su edad se desconoce.

EVENTOS DE DEFORMACIÓN

Con base en la estratigrafía, edades isotópicas, discordancias y estructuras, se lograron inferir cuatro eventos de deformación para el área de estudio.

Evento D1

El complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato contiene estructuras que se interpretan como el resultado de una evolución estructural compleja, la cual abarca por lo menos cuatro eventos de deformación. En el extremo sureste del área de estudio se midieron dos foliaciones sobreuestas en el complejo vulcanosedimentario. Durante el evento D1 se formó una foliación de plano axial que tiene rumbo preferencial N-S y echados menores a 60° hacia el W (S1) (Figura 6). También se formaron fallas inversas, estructuras S-C, “*boudinage*” y protomilonitas; estas últimas fueron observadas en el camino León-San Felipe, en las cercanías de la Mesa de Santiago, sobre el arroyo Los Alisos y en el sector de Sierra Alta. La mayoría de los pliegues formados durante este evento son similares, aunque los disarmonicos también son comunes. Los planos axiales formados durante este evento (F1), medidos en Guanajuatito y en la Mesa Ibarrilla, tienen un rumbo preferente N-S a NNW-SSE y echados al W con inclinaciones menores que 60° y son paralelos a S1 (Figura 5). Las líneas de charnela tienen rumbos N-S y son horizontales preferentemente.

Este evento fue de tipo contractivo, generado a profundidades mayores que 5 km donde ocurre una deformación en la transición frágil-dúctil. Esto implica que el esfuerzo principal mínimo estuvo orientado cercano a la vertical (que corresponde a la presión litostática); el esfuerzo principal máximo estuvo orientado Este-Oeste y, de acuerdo con el criterio de Mohr-Coulomb, el esfuerzo tectónico ($\sigma_1 - \sigma_3$) debió ser muy grande para que alcanzara la zona de ruptura (Figura 7).

La edad de este evento está constreñida por la estratigrafía, es posterior al complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato del Titoniano y anterior al depósito del conglomerado Rancho Seco y de la Caliza La Perlita del Albiano.

Evento D2

El segundo evento de deformación (D2) fue contractivo, afectó al complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato, al conglomerado Bernalejo, y a la Caliza La Perlita, y fue anterior al conglomerado Rancho Seco. Esta deformación ocurrió entre el Albiano y el Eoceno temprano, es decir posterior a la Caliza La Perlita y anterior al Granito Comanja.

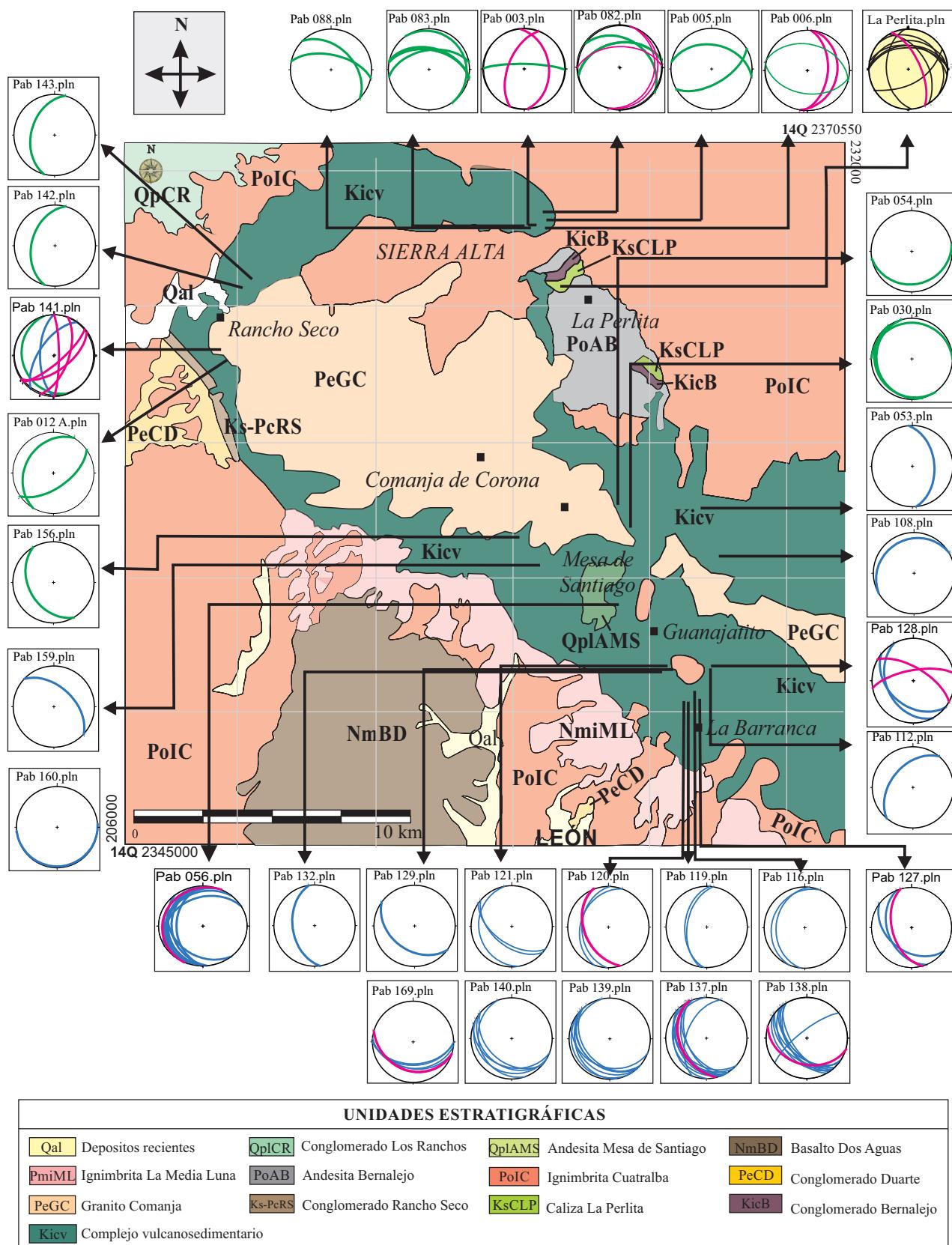


Figura 6. Mapa geológico con redes estereográficas mostrando los planos de foliación tomados en el complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato. Las guirnaldas verdes muestran los datos tomados a menos de un kilómetro del contacto con el Granito Comanja; nótense la distribución radial rodeando el contacto. En azul se muestran los planos medidos fuera del área de influencia de la intrusión del granito, la tendencia principal es hacia el Norte-Sur y hacia el NNW-SSE. En rosa se muestran los planos axiales. El estereograma amarillo contiene los planos de estratificación de la Caliza La Perlita.

Durante este evento, en el complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato se generaron cabalgamientos, pliegues similares, foliación de plano axial (S2) y *sheath folds* con rumbos preferenciales NW-SE. Los *sheath folds* fueron observados cerca de Guanajuatito, Sierra Alta y La Barranca y dan evidencia de una intensa deformación de cizallamiento con transporte tectónico hacia el NE. El plegamiento en la Caliza La Perlita es muy tenue; las líneas de charnela exhiben rumbos entre los 345° y 355° e inclinaciones entre los 20° y 50° (Figura 6).

El depósito del conglomerado Bernalejo y la deformación de rocas de plataforma evidencian un evento de contracción ocurrido en un nivel estructural somero, con el esfuerzo principal mínimo vertical (σ_3), y una vergencia al NE (Figura 7). Por la edad y orientación de las estructuras se le correlaciona con la Orogenia Laramide reportada para la Mesa Central (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012). Los rumbos de las foliaciones S2, formadas en este evento, son paralelos a la traza de la falla del Bajío, lo que sugiere que la deformación laramídica pudo originar un grano tectónico NW-SE, que posteriormente fuera retomado por la intrusión del Granito Comanja y después por las fallas normales cenozoicas que tienen esa misma orientación.

Evento D3

La intrusión de un batolito alargado (Granito Comanja) paralelo a la foliación laramídica, *i.e.* con rumbo NW-SE, debió de ocurrir durante un evento extensional o transtensional, para poder cumplir con el requerimiento del espacio que necesita el granito (*room problem*, Tikoff y Teyssier, 1992). Las foliaciones medidas (S3) en un rango de hasta 750 m, a partir del contacto entre el complejo vulcanosedimentario y el Granito Comanja, rodean de forma sistemática el cuerpo principal del intrusivo; esto se observa en las regiones de La Perlita, Sierra Alta y al norte de la Mesa de Santiago (Figura 6). Estas foliaciones son paralelas a la estratificación del complejo vulcanosedimentario (Botero-Santa, 2011), de la Caliza La Perlita y del conglomerado Rancho Seco (Figura 6), las cuales están inclinadas levemente hacia afuera del granito, indicando que el rumbo e inclinación de las capas y de la foliación fueron modificados a causa del emplazamiento del Granito Comanja.

El evento D3 se ubica en la transición entre el régimen de acortamiento de fines del Mesozoico y de extensión del Cenozoico. La edad de este régimen está determinada por el emplazamiento del Granito Comanja (~53 Ma). Para este evento el esfuerzo principal máximo (σ_1) disminuyó lo suficiente hasta lograr que correspondiera a la presión litostática. Este evento no generó un diferencial de esfuerzos crítico para formar fallas laterales (D3, Figura 7).

Evento D4

La Sierra de Guanajuato estuvo sometida a extensión durante gran parte del Cenozoico, permitiendo la exhumación del granito y el desarrollo de la falla del Bajío como un sistema de fallas normales. Este evento extensional (D4) tiene varias fases (de acuerdo con la definición de fases de Mosher y Helper, 1988). Cada fase está separada por discordancias angulares regionales y activó preferentemente fallas normales, siendo la principal la falla del Bajío, aunque en cada fase se activaron también fallas con rumbos N-S y NE-SW.

D4F1

Durante esta fase se generaron fallas normales que cortan al Granito Comanja y se depositó el conglomerado Duarte, en el extremo noroeste de la falla del Bajío y el Conglomerado Guanajuato, en el extremo sureste de la Sierra de Guanajuato. Ambos conglomerados forman un conjunto de abanicos aluviales a lo largo de la Sierra de Guanajuato. La edad de esta fase se infiere Ypresiano (Eoceno temprano), ya que ocurrió posterior al enfriamiento del granito y durante el depósito de

los conglomerados Duarte y Guanajuato, este último de edad 49 Ma en su parte baja, según Aranda-Gómez y McDowell (1998).

Las fallas que cortan al granito en su mayoría tienen rumbos NW-SE y echados mayores que 60°, hay fallas N-S con echados verticales y fallas NE-SW con echados de bajo ángulo (Figura 8). La dirección del esfuerzo principal mínimo, obtenida por el método de inversión de estrías de Angelier (1979), es hacia el N17°E con 16° de inclinación (Figura 9) y con la dirección del esfuerzo principal máximo hacia el S16°E/71°.

En el área de estudio, el conglomerado Duarte tiene un espesor de 300 m en las cercanías de León y en el extremo sureste de la falla del Bajío su espesor es de 1700 m (Miranda-Avilés *et al.*, 2009). Eso indica que durante esta fase el movimiento de la falla del Bajío fue mucho mayor en extremo sureste. Esto se hace también evidente ya que hacia el extremo noroeste de la Sierra de Guanajuato afloran rocas con poco o nulo metamorfismo (*e.g.*, lavas almohadilladas, basaltos, turbiditas), mientras que en el extremo sureste afloran rocas que presentan un mayor grado de metamorfismo (*e.g.*, rocas ultrabásicas, granodioritas, complejos de diques, filitas y esquistos; todos en facies metamórfica de esquistos verdes) (Corona-Chávez, 1988; Tardy *et al.*, 1994). Adicionalmente, se observa que a lo largo del frente de la sierra de Guanajuato, la parte noroeste está cubierta por rocas cenozoicas y, en contraste, en la parte sureste las rocas mesozoicas están descubiertas. Todo esto es consistente con la idea de que en los alrededores de León está la terminación de la falla del Bajío.

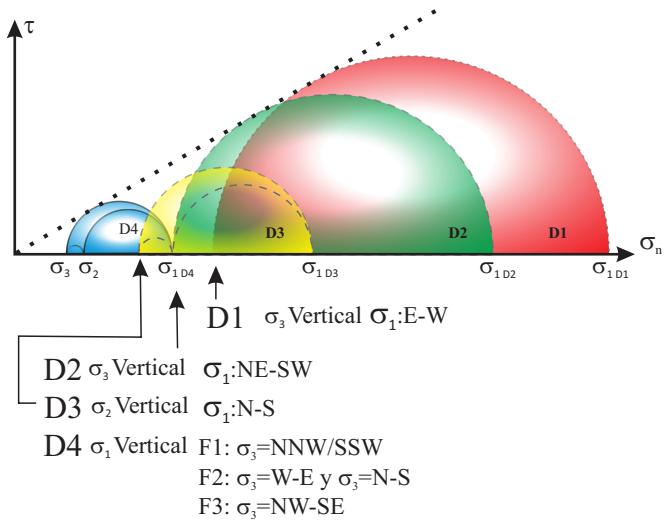


Figura 7. Círculos de Mohr ilustrando la posición relativa de las magnitudes de esfuerzo para cada uno de los eventos mencionados en el texto. D1 representa el campo de esfuerzos que provocó la deformación en el complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato, en vista de que la deformación fue contractiva el esfuerzo principal mínimo (σ_3) es vertical y está determinado por la presión litostática, debió ocurrir a una profundidad donde se forman estructuras en la transición frágil-dúctil. El esfuerzo principal máximo (representado por σ_1) debió estar orientado Este-Oeste debido a que la foliación tiene un rumbo N-S principalmente. D2, este evento también es contractivo (σ_3 vertical) y la dirección de máximo acortamiento (σ_1) es NE-SW; como ocurrió fallamiento en un régimen frágil la presión litostática (σ_3) debió de ser menor que en el evento D1. D3, régimen transtensivo (con σ_2 vertical), en vista de que no hay fallas laterales documentadas, se considera que la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) no alcanzó la línea de ruptura determinada por el criterio de Coulomb-Navier (en línea punteada); sin embargo, se ilustra con este círculo de Mohr, que la evolución del estado de esfuerzos pasó por esta configuración transicional para alcanzar el régimen extensional posterior. D4 régimen extensional con σ_1 vertical que estuvo presente desde el Eoceno hasta el Mioceno. F1, F2 y F3 representan las fases de deformación identificadas para D4.

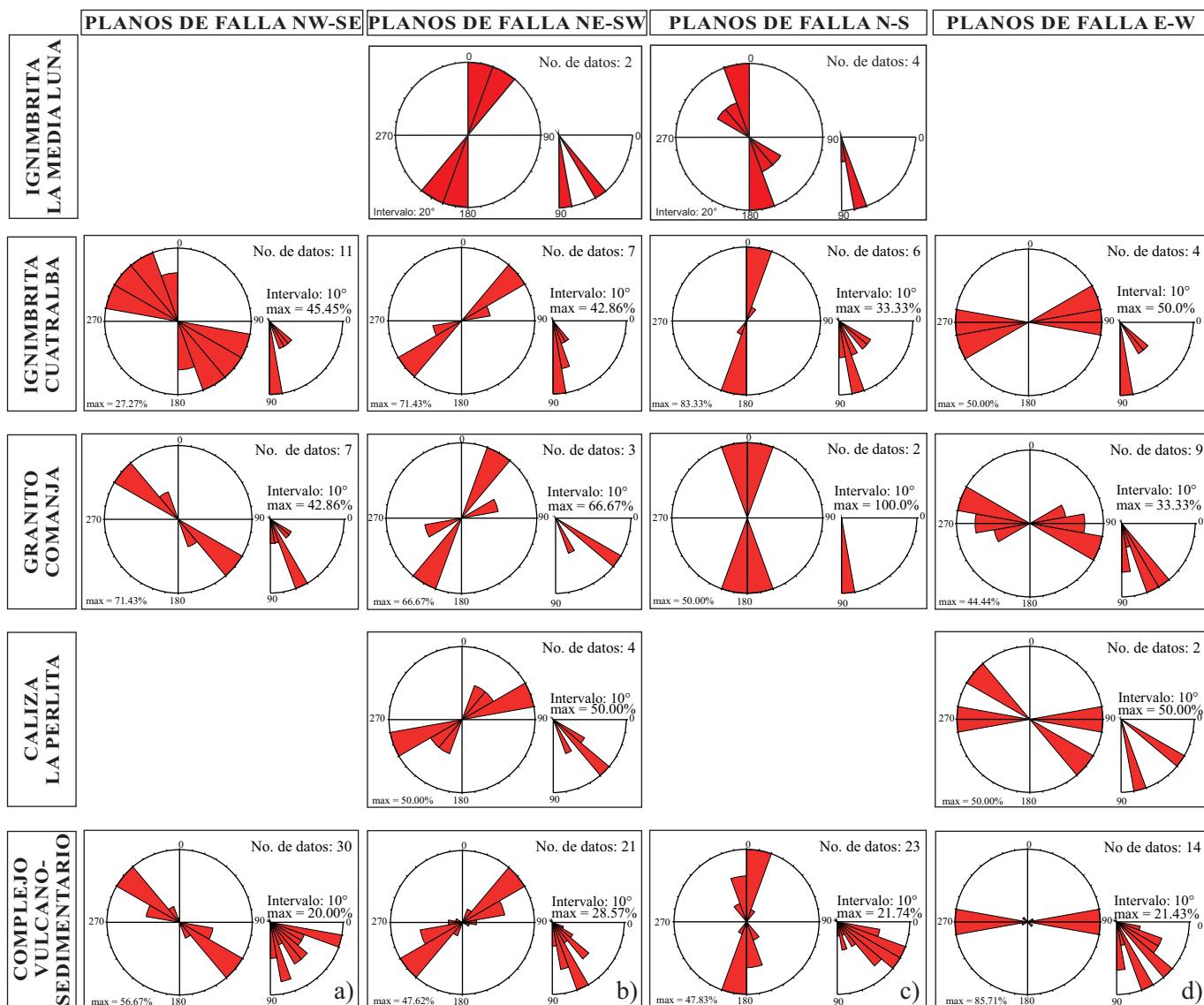


Figura 8. Diagrama de Rosetas de rumbos y echados de fallas en las distintas unidades cartografiadas separadas por el rumbo de las fallas. Nótese que las inclinaciones de las fallas son de ángulo bajo para las unidades más antiguas, mientras que en las unidades más jóvenes son de ángulo alto.

El hecho de que la falla del Bajío tenga un rumbo N40°W con inclinación al SW adyacente a los afloramientos del Granito Comanja, y de que su rumbo cambie a E-W donde no aflora el granito, indica que el intrusivo tuvo un control estructural en el desarrollo cenozoico de la falla del Bajío.

D4F2

En el afloramiento que está en el Rancho La Media Luna, en el bloque del alto de la falla del Bajío, la Ignimbrita Cuatralba está inclinada >45° hacia la falla y sobre ella descansa horizontalmente la ignimbrita La Media Luna cubriendo el plano de falla. Esto se interpreta como una actividad importante de la falla del Bajío que se dio posterior a los 31 Ma y anterior a los 23 Ma, edades de las ignimbritas Cuatralba y La Media Luna respectivamente.

En la Ignimbrita Cuatralba se midieron dos sistemas de fallas con rumbos NW-SE e inclinación al SW y con rumbos NE-SW e inclinación al SW (Figuras 8 y 9). Las primeras son parte del sistema de fallas del Bajío y las segundas son la continuación del Graben de Villa de Reyes.

La dirección de las fallas que cortan a la Ignimbrita Cuatralba mostrada en un diagrama tipo Hoepfner (que muestran la proyección del polo de cada fallas con su dirección de movimiento, Figura 9) no muestra la simetría ortorrómica esperada para deformación triaxial (Reches, 1983), ni presentan la compatibilidad cinemática esperada en un patrón de fallas múltiples generadas bajo un solo tensor de esfuerzos; por ello no se pudieron determinar las direcciones principales del tensor de paleoesfuerzos (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

La fase 2 del evento de deformación cuatro (D4F2) ocurrió simultáneamente con la deformación triaxial oligocénica documentada en la Mesa Central, cuyas direcciones principales horizontales de elongación orientadas E-W (ϵ_1) y N-S (ϵ_2) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La falla del Bajío permite documentar cómo se liberó la deformación en el límite de una provincia geológica, en este caso entre la Mesa Central y la FVTM. Nótese que esta falla es oblicua a las direcciones principales de extensión calculadas para ese tiempo en la Mesa Central (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997). Una explicación de que las fallas con rumbo NW-SE tengan componentes derechas e izquierdas forma-

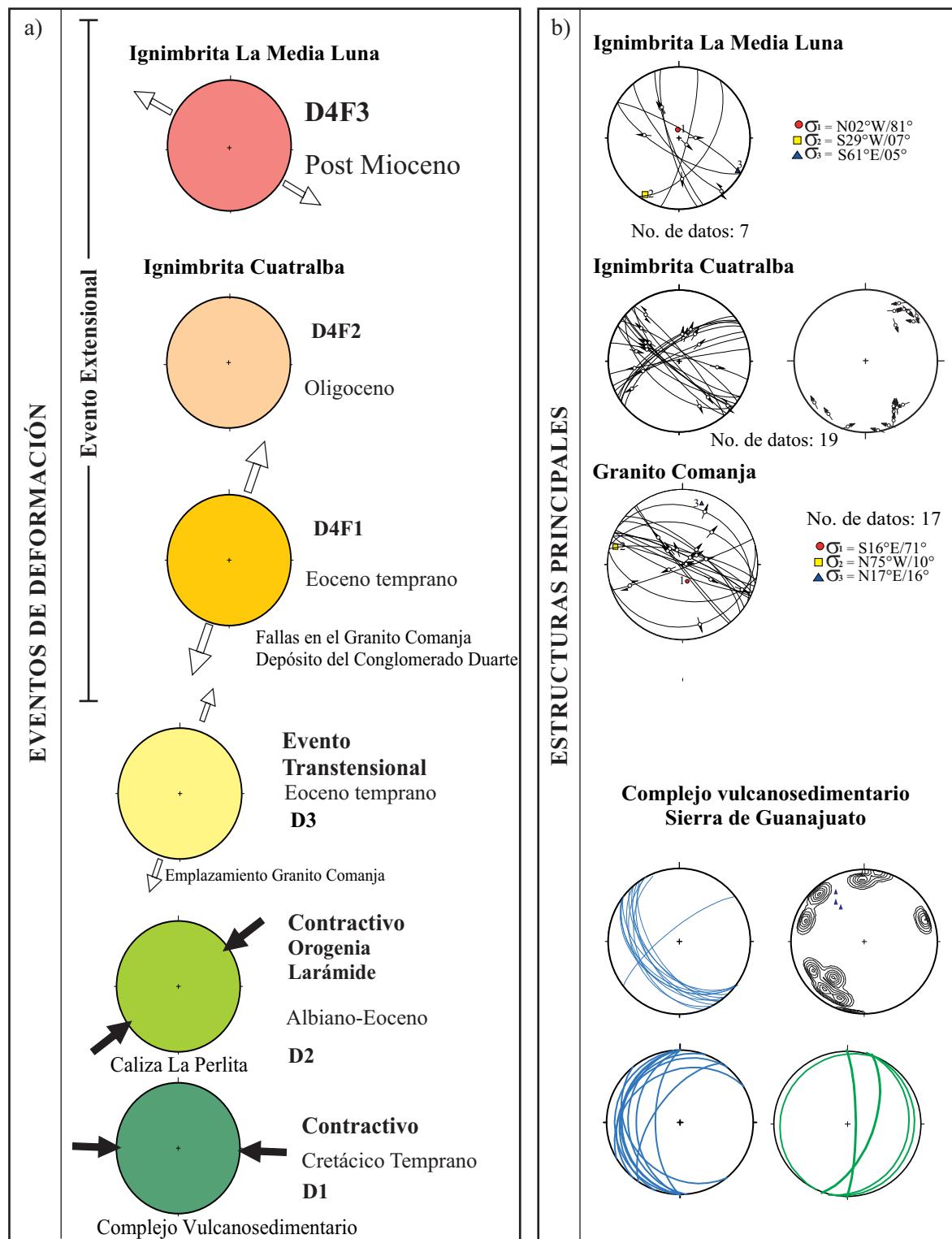


Figura 9. a) Representación gráfica de los eventos y fases de deformación reconocidos en el área de estudio. Las flechas negras representan la dirección de máxima compresión y las blancas la dirección de extensión máxima. b) Estructuras principales formadas en cada evento. Para el complejo vulcanosedimentario se proyectaron estereográficamente en azul las foliaciones y en verde los planos axiales, en las otras unidades se proyectaron las fallas. El diagrama de contornos muestra los ejes de pliegues medidos en el complejo vulcanosedimentario y como triángulos los datos tomados en la Caliza La Perlita. Las direcciones de máximo alargamiento, representadas por las flechas blancas, fueron obtenidas por el método de inversión de estrías de Angelier (1979), usando el programa de TectonicsFP® en fallas medidas en la ignimbrita La Media Luna y en el Granito Comanja.

das en la misma fase de deformación es que haya habido permutación de σ_2 y σ_3 de la siguiente manera: Si asumimos que las direcciones de esfuerzos principales coincidían con las direcciones principales de elongación, entonces el esfuerzo principal mínimo estaba orientado ENE-WSW (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La actividad de las fallas *ca.* N-S (del SFTSMA, el graben El Cuarenta y la falla El Vergel) produjo un aumento en la magnitud de σ_3 , con lo que el esfuerzo horizontal con dirección E-W se convierte en el esfuerzo principal intermedio σ_2 . A su vez, el esfuerzo intermedio anterior pasó a ser el esfuerzo principal mínimo σ_3 , formándose un nuevo estado de esfuerzos con σ_3 y σ_2 permutados (Figura 7).

D4F3

Esta fase fue posterior al Mioceno, ya que la ignimbrita La Media Luna, de 23.4 Ma, está cortada por fallas oblicuas (normales-derechas) con rumbos NW-SE y NNE-SSW (Figuras 6, 7 y 8). Estas fallas produjeron muy poco basculamiento, por lo que se infiere que tuvieron muy poco desplazamiento. La ignimbrita La Media Luna sólo aflora en el bloque del alto de la falla del Bajío y cubre la traza de dicha falla en las mesas de Ibarrilla y de Los Reyes. Para el cálculo del paleotensor de paleoesfuerzos se eligieron únicamente las 7 fallas que tienen indicadores cinemáticos bien definidos. La inversión de estrías indica que la dirección del σ_3 fue hacia el S61°E/05° y el esfuerzo principal máximo es cercano a la vertical (Figura 9).

Se sabe que en Silao, Gto., a más de 50 km hacia el sureste del área de estudio, el Basalto El Cubilete, de 13 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997) tiene 500 m de desplazamiento (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), indicando que a lo largo de la falla del Bajío sus cantidades de movimiento fueron diferentes. Probablemente el mayor levantamiento de la Sierra de Guanajuato en su extremo sureste se deba a la suma de los desplazamientos como fallas normales tanto de la falla del Bajío como del SFTSMA.

DISCUSIÓN

Datos obtenidos de algunos pozos (Venegas-Salgado *et al.*, 1985; Pérez-Cruz, 1988, Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) y por gravimetría (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000) documentan que la pila volcánica de la FVTM está emplazada sobre cuencas tectónicas previas. Por ejemplo, la cuenca ubicada en la zona de Los Azufres, Michoacán, tiene 3,500 m de profundidad (pozo A44 de la CFE, Venegas-Salgado *et al.*, 1985) y la cuenca de la Cd. de México alcanza los 4000 m (Perez-Cruz, 1988). Con los datos de pozos o por gravimetría se puede conocer sólo la geometría, pero la evolución estructural puede sólo obtenerse a partir del análisis de la deformación en los bloques del bajo de las fallas que limitan dichas cuencas.

Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005) propusieron que la formación de la cuenca de la Cd. de México, en el sector oriental de la FVTM, *i.e.* al oriente del SFTSMA, inició en el Eoceno tardío y continuó durante gran parte del Cenozoico. Estos autores proponen que la cuenca se formó y desarrolló por la deformación causada en una zona de transición entre bloques continentales, al norte y al sur de la FVTM, al estar sometidos a distintos regímenes tectónicos: sin deformación importante al norte (donde afloran rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental) y un régimen transcurrente al sur de la FVTM en la Sierra Madre del Sur (Nieto-Samaniego, *et al.*, 2006).

En el sector central de la FVTM (*i.e.* al poniente del SFTSMA y al oriente del rift de Colima, de acuerdo con Ferrari *et al.*, 1999), la zona cubierta por el volcanismo es una zona de despegue también, pero en este lugar hubo deformación al norte de la FVTM (en la Mesa Central), mientras que al sur del arco no hay trabajos que documenten

la deformación posteocénica en esa longitud. En la Mesa Central hubo extensión desde el Eoceno hasta el Mioceno (Alaniz-Álvarez, *et al.*, 2001). Esta deformación cenozoica también ha sido documentada sobre el Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (*e.g.* Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2008; Nieto-Samaniego *et al.* 2007; Loza-Aguirre *et al.*, 2012) y sobre la falla del Bajío (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). En todos los casos se han reconocido al menos tres direcciones preferentes de fallas (con rumbos NW-SE, N-S y NE-SW) y se han obtenido las edades del fallamiento; sin embargo, por lo complicado de la interacción de los tres sistemas, no se han determinado las direcciones principales de extensión para cada fase. En el único trabajo que se hace mención de las direcciones de extensión en la Mesa Central es en el de Nieto-Samaniego *et al.* (1999) y están calculadas para la deformación finita desde el Oligoceno.

De acuerdo con los datos aportados en este trabajo, la cuenca de El Bajío se formó a partir del Eoceno y ha continuado su desarrollo a partir de entonces. Su origen y desarrollo está relacionado con respecto a la deformación en la Mesa Central. Durante el evento reconocido para el Eoceno tardío (D4F1) las direcciones de extensión máxima en la Mesa Central no se conocen. En la Sierra de Guanajuato, las direcciones de extensión máxima obtenidas en este trabajo fueron hacia el Norte-Sur (Figura 9) y hacia *ca.* el NNE-SSW en Guanajuato, Gto. (Aranda-Gómez y Mc Dowell, 1998). Durante el evento D4F2, ocurrido posteriormente al Rupeliano (Oligoceno temprano), la parte meridional de la Mesa Central tuvo deformación tridimensional (activando fallas con rumbos N-S, NE-SW, NW-SE), con direcciones de extensión hacia el ENE-WSW y hacia el NNW-SSE (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Las cinemáticas oblicuas, con componentes derecha e izquierda, sobre la falla del Bajío en D4F2 se correlaciona directamente con las direcciones de extensión ENE-WSW y NNW-SSE, respectivamente. Desde el Mioceno (D4F3) la deformación se concentró en la FVTM, aunque fallas en rocas miocénicas dentro de la Mesa Central también sufrieron poco desplazamiento (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

Una zona de despegue a escala regional debió de alojarse en la zona que actualmente ocupa la FVTM a partir del Eoceno, esto se infiere debido a que la deformación documentada al norte (en la Mesa Central) y sur de la FVTM migró en sentidos opuestos (Figura 10). En la Mesa Central cambiaron las zonas de mayor intensidad de deformación hacia el Oeste, desde el Oligoceno temprano en la longitud de San Luis Potosí, hasta fines del Mioceno en el Golfo de California (Nieto-Samaniego, *et al.*, 1999, Duque-Trujillo, *et al.*, 2014). La deformación en el sur de México también migró pero en sentido contrario, hacia el Este (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Santamaría-Díaz, *et al.*, 2008), desde Nachititla, Guerrero con el emplazamiento de cientos de diques de 38-36 Ma (Chávez-Álvarez, *et al.*, 2012), hasta Chacalapa, Oaxaca a los 23.4 Ma (Tolson, 2005). En la zona de despegue (Figura 10) se ubicó una zona de debilidad cortical que permitió el volcanismo de la FVTM cuando se dieron las condiciones tectónicas adecuadas: generación de magma *ca.* 100 km de profundidad bajo ella, y un esfuerzo mínimo principal (σ_3) horizontal en deformación extensional que permitiera el ascenso del magma generado.

En el sector central de la FVTM, la orientación preferencial de las fallas normales post-miocénicas es ENE-WSW en la parte meridional (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1990) y NE-SW en la parte septentrional de ese sector dentro de El Bajío (Ramos-Leal, *et al.*, 2007). La orientación de estas fallas es consistente con una extensión hacia el WNW-ESE obtenida con la inversión de estrías de la ignimbrita Media Luna. La razón por la que la falla del Bajío, límite norte de la cuenca El Bajío, sea completamente oblicua a las fallas dentro del Bajío se debe a que, desde su origen, esta falla ha ejercido un control estructural durante todo el cenozoico permitiendo la preservación del límite de la cuenca desde su formación.

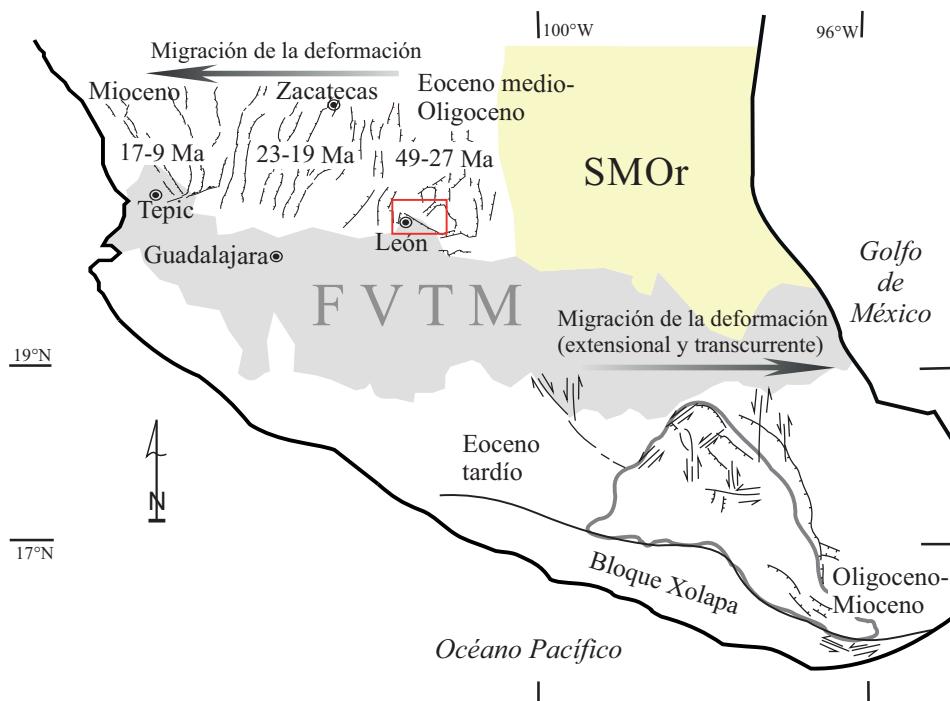


Figura 10. Representación esquemática mostrando la variación de las edades de la deformación al norte y sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) durante el Cenozoico. Se muestran las principales fallas cartografiadas reportadas en la literatura. En la Sierra Madre Oriental (SMOr) y en la parte poniente del sur de México la deformación cenozoica es de muy poca intensidad y por eso no se muestran trazas de fallas. El recuadro rojo es el área de estudio.

CONCLUSIONES

El origen de El Bajío está asociado con la formación de la falla del Bajío. El grano estructural con rumbo NW-SE inició durante la Orogenia Larámide (D2). El Granito Comanja se emplazó en el Ypresiano (D3) siguiendo estas estructuras laramídicas; *i.e.*, con su eje mayor orientado NW-SE. El enfriamiento rápido de este batolito sugiere su exhumación rápida, seguida por la formación de fallas normales con rumbo NW-SE controladas estructuralmente por la margen suroeste de este granito formando la falla del Bajío (D4F1). El escarpe generó abanicos aluviales (conglomerados Duarte y Guanajuato). El espesor de los conglomerados depositados a lo largo de la falla del Bajío indica que su extremo sureste tuvo mayor levantamiento que en el noroeste. Durante el Oligoceno se reactivó la falla del Bajío desplazando a la Ignimbrita Cuatralba (D4F2). La actividad de la falla del Bajío como semigraben continuó hasta el Mioceno (D4F3) pero con poco desplazamiento en el extremo noroeste de la Sierra de Guanajuato, mientras que en su extremo sureste tuvo hasta 500 m de desplazamiento, evidenciando un movimiento diferencial a lo largo de la falla. Desde el Eoceno estructuras con rumbos NE-SW y N-S también se han activado como fallas normales, participando activamente en la configuración del Bajío, cuyos límites principales corresponden a los semigrábenes de la falla del Bajío (con rumbo NW-SE) y del Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (con rumbo NNW-SSE). A partir del Mioceno, la deformación se ha concentrado dentro de la FVTM.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por Conacyt con el proyecto 80142 y por la Universidad Nacional Autónoma de México con el proyecto PAPIIT IN104014. Agradecemos la revisión cuidadosa de Margarito Tristán

y de Michelangelo Martini, además de un árbitro anónimo; también agradecemos la colaboración en actividades de campo de Isidro Loza Aguirre, Javier Baéz López, Jose Fernando Duque y Francisco Ruiz González. Miguel Angel García García realizó la espectrometría de masas ^{40}Ar - ^{39}Ar . Angela Susana Rosas Montoya preparó los concentrados de biotita y feldespato de la muestra PAB 08 01.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., Nelson, S.A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), *en* Aguirre-Díaz, G.J., Aranda- Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico- A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, 1-39.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Volumen conmemorativo del centenario, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vassallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende - Querétaro, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18(2), 129-148.
- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population: *Tectonophysics*, 56(3-4), T17-T26.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico: syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, 40, 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, Á.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y parte meridional de la Mesa Central: Universidad

- nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 8(1), 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vassallo-Morales L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G., Aguilón-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.
- Botero-Santa, P., 2011, Origen y evolución de la falla de El Bajío en su sector noroeste: Querétaro, Qro., México, Centro de Geociencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 113 pp.
- Campos-Enríquez, J., Sánchez-Zamora, O., 2000, Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data: Journal of South American Earth Sciences, 13(6), 479-489.
- Chávez-Álvarez, M.J., Cerca, M., Ferrari, L., 2012, Physical and geological description of the Nanchititla dyke-swarm: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29(3), 551-571.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquioptodes de type Téthysien au Mexique Central: Geobios, 21, 125-135.
- Corona-Chávez, P., 1988, Análisis estratigráfico estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato, México: México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 60 pp.
- Cuellar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29(1), 179-203.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Gómez-González, J. M., 2005, Las fases de deformación cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro y su relación con la sismicidad local: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2), 129-147.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Norini, G., López-Martínez, M., 2014, Miocene faulting in the southwestern Sierra Madre Occidental, Nayarit, Mexico: kinematics and segmentation of the initial rifting in the southern Gulf of California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31(3), 283-302.
- Echegoyén-Sánchez, J., Cantero Pérez, E., Guerrero Álvarez, H., Calixto, J.M., 1975, Estudio geológico preliminar de la zona de Arperos, Gto. a Comanja de Corona, Jal.: Guanajuato, México, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, residencia Guanajuato, 14 pp.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.
- Ferrari, L., Lopez-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: Geology, 27, 303-306.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacalco rift revised: Geological Society of America Special Paper, 334, 42-64.
- 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, 122-149.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional-México, 41(2), 133-150.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz G.J., Villamor, P., Lacan, P., 2013, Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30(3), 463-481.
- Lapierre, H., Ortiz-Hernández, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, Ch., Zimmermann, J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: Earth and Planetary Science Letters, 108, 61-77.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriondo, A., 2008, Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuales y el graben de Aguascalientes, México central: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(3), 533-548.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Obregón, C., 2012, Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64(2), 243-263.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J. L., 1999, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 93(1), 125-150.
- Martínez-Reyes, J., 1987, Resumen de la Geología de la Sierra de Guanajuato, en Simposio sobre la Geología de la región de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, 50-70.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9(1), 33-50.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato, con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Cartas geológicas y mineras 8, mapa de escala 1:100000 con texto explicativo en el reverso.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of Arperos Basin (sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back arc spreadings as the foundation of the Guerrero terrane: The Journal of Geology, 119(6), 597-617.
- Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., 2013, Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones: International Geology Review, 55(5), 574-589, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.729361>.
- Miranda-Avilés, R., Puy-Alquiza, M.J., Velázquez-Hernández, J., Vega-Corza, R.A., 2009, nuevos datos sobre la estratigrafía del Conglomerado Duarte en la Sierra de Guanajuato: evidencias de basculamiento asimétrico sin-depósito pos-Laramide (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal.: GEOS, 29(1), p. 98.
- Mosher, S., Helper, M.A., 1988, Chapter 16: Interpretation of polydeformed terranes, en Marshak, S. and Mitra, G. (eds.), Basic Methods of Structural Geology: Prentice-Hall, New Jersey, 361-384.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., 2008, U-Pb zircon age and Pb isotopic constrains on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico, en 99th Annual Meeting Cordilleran Section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35, 61-62.
- Múgica Mondragón, R., Jacobo Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del altiplano mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 pp.
- Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9(2), 146-155.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: Tectonophysics, 270, 197-206.
- Nieto-Samaniego, Á.F., García-Dobarganes Bueno, J.E., Aguirre-Maese, A.L., 1992, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 10(1), 1-5.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13(1), 117-122.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111(3), 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America Bulletin, 118(1/2), 238-252 doi: 10.1130/B25730.1.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, en Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological

- Society of America Special Paper 422 pp.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ojeda-García, Á.C., Alaniz-Álvarez, S.A., Xu, S., 2012, Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64(3), 411-425.
- Ortiz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., Flores-Castro, K., 2003, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 27-40.
- Pérez-Cruz, G. A., 1988, Estudio sismológico de reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 83 pp.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México: *Revista del Instituto de Geología*, 10(1), 6-25.
- Ramos-Leal, J.A., Durazo, J., González-Morán, T., Juárez-Sánchez, F., Cortés-Silva, A., Johannesson, K.H., 2007, Evidencias hidrogeoquímicas de mezclas de flujos regionales en el Acuífero de La Muralla, Guanajuato: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 293-305.
- Reches, Z., 1983, Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95, 133-156.
- Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2008, deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 494-516.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México, The Venta de Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, 97(B8), 11983-11993.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1952-1963.
- Suter, M., Martínez, M.L., Legorreta, O.Q., Martínez, M.C., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.
- Szynkaruk, E., Graduño-Monroy, V.H., Bocco, G., 2004, Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geomorphology*, 61(1), 111-126.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J., Mercier de LeÂpinay, B., Beck, C., Martinez-Reyes, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz-Hernandez, E., Stein, G., Bourdier, J.-L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, 230, 49-73.
- Tikoff, B., Teysier, C., 1992, Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem: *Geology*, 20(10), 927-930.
- Tolson, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 111-122.
- Venegas-Salgado, S., Herrera-E, J.J., Maciel-E, R., 1985, Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos, in: S.R Verma (Editor), Special Volume on the Mexican Volcanic Belt-Part 1: *Geofísica Internacional*, 24(1), 47-81.
- Verma, S.P., 1999, Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1-2), 151-171.
- Xu, S.S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Grajales-Nishimura, J.M., 2008, Evolution of the geometry of normal faults in the Oligocene volcanic field of the Mesa Central, Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1), 71-82.

Manuscrito recibido: Junio 24, 2014

Manuscrito corregido recibido: Enero 14, 2015

Manuscrito aceptado: Febrero 9, 2015