

Tectónica de la sierra Cuesta El Infierno y su posible relación con fallas reactivadas cerca del levantamiento de Plomosas, Chihuahua, México

**Edgar Gerardo Oviedo-Padrón¹, José Jorge Aranda-Gómez^{2,*}, Gabriel Chávez-Cabello³
Roberto Stanley Molina-Garza², Alexander Iriondo², Paula Cecilia González-Becerra¹,
Jorge Alfredo Cervantes-Corona¹ y José Gregorio Solorio-Munguía²**

¹ Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias,
Campus Juriquilla, Querétaro, Qro., 76230, México.

² Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias,
Campus Juriquilla, Querétaro, Qro., 76230, México.

³ Universidad Autónoma de Nuevo León, ex Hacienda de Guadalupe,
Carretera a Cerro Prieto s/n, Linares, N.L., 67700, México.

*jjag@servidor.unam.mx

RESUMEN

Cartografía geológica-estructural en la sierra Cuesta El Infierno (SCI), ubicada en el borde occidental del levantamiento de Plomosas, permitió identificar dos sucesiones volcánicas del Paleógeno que descansan discordantemente sobre rocas sedimentarias del cinturón plegado de Chihuahua. Las sucesiones volcánicas, a las que llamamos informalmente sucesión inferior (flujos piroclásticos félsicos y depósitos clásticos continentales) y sucesión superior (derrames de lava andesítica y una ignimbrita riolítica) están separadas por una discordancia angular y afloran en dos dominios estructurales diferentes. Estos dominios estructurales están separados por una falla de basamento inferida (N70°W) con una historia compleja y que desde el Paleógeno medio – tardío actuó como una zona de transferencia, que acomodó la deformación con fallas con diferentes orientaciones en las áreas situadas al norte y al sur de su traza. Esta falla de basamento controló localmente el emplazamiento de algunos flujos piroclásticos y derrames de lava y la distribución de esfuerzos durante la actividad extensional del Cenozoico asociada a la provincia de Cuencas y Sierras (“Basin and Range province”). En el dominio estructural septentrional de la SCI se distingue un sinclinal con rumbo N20°W que buza hacia el SSE asociado con un sistema de fallas lístricas, paralelas al eje del sinclinal que fue desarrollado en rocas de la sucesión inferior y con un anticlinal “roll-over” pequeño. El sinclinal es interpretado como un pliegue por doblez de falla (“fault bend fold”); por otra parte, en la parte meridional del área estudiada hay una zona de acomodo entre dos fallas lístricas antitéticas entre sí que dieron origen, por rotación de los bloques de techo, a una antiforma con una orientación N45°W.

Palabras clave: tectónica, Paleógeno, provincia de Cuencas y Sierras, sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua, México.

ABSTRACT

Geologic and structural mapping of volcanic rocks in sierra Cuesta El Infierno, located on the western flank of the Plomosas uplift, allowed us to divide the Paleogene volcanic section into two

successions. The volcanic rocks unconformably overlie sedimentary rocks of the Chihuahua fold belt. The lower volcanic succession (felsic ash flow tuffs and epiclastic continental deposits) is separated from the upper volcanic succession (andesitic lava flows with interlayered rhyolitic ash flow tuff) by a small angular unconformity. The volcanic successions are exposed in northern and southern structural domains of the SCI, which are separated by an inferred basement fault (N70°W) with a complex history. The basement fault acted since middle to late Paleogene as a transfer zone that accommodated the deformation of fault systems with different trends in the areas located north and south of its trace. The basement fault also controlled the distribution of some of the ash flow tuffs, the eruption of the lava flows, and the local Basin and Range strain pattern during the Cenozoic. A SSE-plunging syncline with a N20°W trend associated with a system of listric normal faults parallel to the fold axis and a small roll-over anticline occur in rocks of the lower volcanic succession in the northern structural domain. The syncline is interpreted as a fault bend fold. In the southern domain of the study area, we recognize an accommodation zone between two antithetic listric faults that consists of a N45°W-trending antiform.

Key words: tectonics, Paleogene, Basin and Range, sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua, México.

INTRODUCCIÓN

La sierra Cuesta El Infierno (SCI) está compuesta por rocas volcánicas del Eoceno medio al Oligoceno temprano de la Sierra Madre Occidental (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). El área de estudio está ubicada a 30 km al oriente del borde de una cuenca jurásica que posteriormente, durante el Cretácico, se transformaría en la cuenca de Chihuahua (véase recuadro en Figura 1). El límite sudoccidental de la cuenca de Chihuahua es un lineamiento con rumbo N20°W, que ha sido interpretado como una falla relacionada con la apertura del océano Atlántico, la formación del Golfo de México y del Mar Mexicano (Haenggi, 2002). Al igual que otras estructuras de basamento en el norte de México (*e.g.*, falla San Marcos), esta falla jurásica a la que aquí nos referimos como la falla Aldama, por su proximidad con el poblado de Aldama, Chihuahua, separa regiones distintas en términos de estratigrafía mesozoica, volcanismo paleógeno y estilos de deformación laramídica del Cenozoico temprano y de extensión del Cenozoico medio-tardío. Justo en la vecindad inmediata donde se ubica la SCI se han documentado: 1) cabalgaduras que marcan el frente occidental del cinturón plegado de Chihuahua (Haenggi, 2001), 2) los bordes occidental y meridional del levantamiento de Plomosas (Hennings, 1994), 3) el límite de regiones cubiertas por una sucesión gruesa de rocas volcánicas relacionadas con la Sierra Madre Occidental y 4) el borde oriental de la vasta región en el centro y occidente de Chihuahua donde la presencia de fallas normales es conspicua (Haenggi, 2002).

En este trabajo se presenta de manera generalizada la estratigrafía volcánica de la SCI, se describen las estructuras paleógenas cartografiadas y se propone un modelo de la evolución y origen de la deformación post-Eoceno medio, así como la posible relación entre las estructuras del Cenozoico medio y tardío con las estructuras regionales de basamento preexistentes.

MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La influencia de fallas regionales de basamento en la evolución geológica del norte de México es un tema que ha recibido atención en años recientes (Anderson y Silver, 2005). Hasta la fecha, de estas estructuras solo la falla San Marcos (Figura 1) ha sido documentada en superficie en el borde meridional del cinturón plegado de Coahuila (Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2007). Ahí se ha establecido que la falla experimentó varias reactivaciones después de su formación antes del Tithoniano (McKee *et al.*, 1988). Estas reactivaciones han coincidido con los periodos de deformación regional (orogenia Laramide y pulsos de actividad extensional de Cuencas y Sierras), que afectaron a las rocas preexistentes y que permitieron la acumulación de depósitos clásticos continentales (Aranda-Gómez *et al.*, 2001), la canalización de magmas de intraplaca hacia la superficie (Aranda-Gómez *et al.*, 2003) y la distribución de yacimientos minerales en la región (González-Sánchez *et al.*, 2007). Recientemente, Aranda-Gómez *et al.* (2005) propusieron que la falla San Marcos puede extenderse hasta Aldama, Chihuahua (Figura 1), y que una reactivación de ésta, en un periodo de extensión con rumbo NW durante el Cenozoico tardío, produjo la deformación de las rocas de la SCI, al igual que otras rocas volcánicas de edad similar que afloran en las sierras Aguachile y La Herradura, en las inmediaciones del campo volcánico de Camargo (Figura 1), cerca del límite entre Chihuahua y Coahuila.

La ubicación precisa del límite meridional del cinturón plegado de Chihuahua aún es incierta, ya que no hay evidencia física de que esta frontera haya separado regiones con estilos de deformación distintos. Así mismo, tampoco se sabe con certeza si este límite es o no una falla de basamento. En la zona meridional del cinturón plegado de Chihuahua está el levantamiento de Plomosas (Figura 1), una estructura que expone rocas precámbricas y paleozoicas

en su núcleo y que, según Hennings (1994), es un anticlinal por propagación de falla laramídica con transporte tectónico hacia el occidente. La orogenia Laramide formó cabalgaduras grandes y pliegues en la región, que en esta parte del cinturón plegado de Chihuahua tienen una orientación promedio N20°W. El motivo por el que se desconoce si la falla San Marcos (u otras estructuras de basamento) pasan por la zona de estudio, se debe a que al sur y occidente de ésta existe una capa gruesa de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental, que cubre la sucesión marina mesozoica

y las estructuras precenozoicas, lo que dificulta documentar las deformaciones anteriores al volcanismo orogénico de la Sierra Madre Occidental (Figura 1).

Por otra parte, eventos de deformación anteriores al volcanismo están bien documentados dentro del cinturón plegado de Chihuahua, como la formación de la cuenca de Chihuahua, que es interpretada como una cuenca *pull-apart* generada por la interacción de dos sistemas de fallas altamente oblicuos entre sí que coincidieron con una rotación horaria y un movimiento rápido latitudinal de la placa de

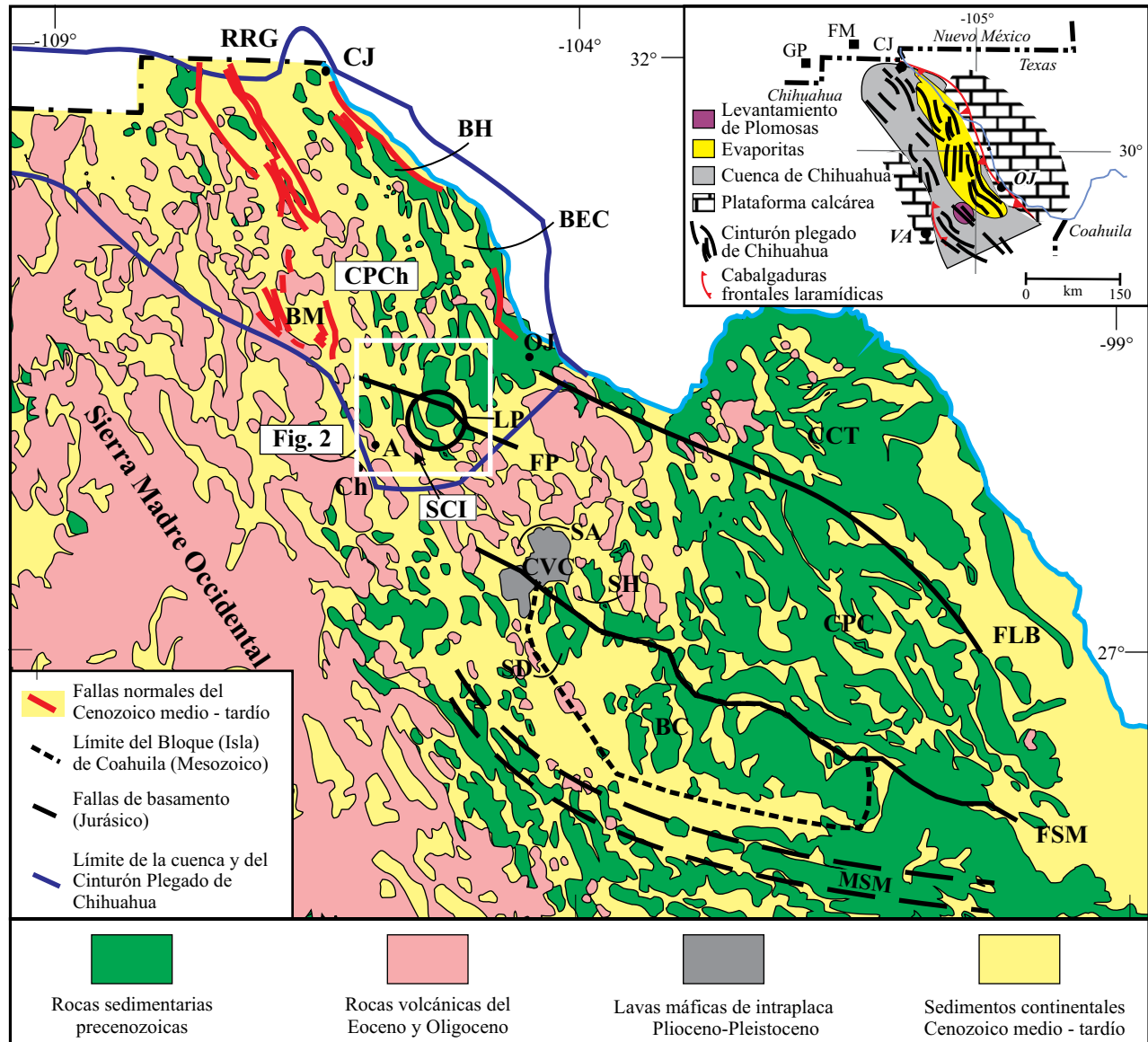


Figura 1. Estructuras regionales y algunos elementos paleogeográficos del noreste de México. Sobre una versión simplificada de parte de la carta geológica de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) se trazaron los siguientes rasgos mencionados en el texto: CPCh = Cinturón Plegado de Chihuahua, LP = Levantamiento de Plomosas, CVC = Campo Volcánico de Camargo, CPC = Cinturón Plegado de Coahuila, CCT = Cratón Coahuila-Texas, BC = Bloque de Coahuila, FSM = Falla San Marcos, FLB = Falla La Babia, FP = Falla de Plomosas, MSM = Megafalla hipotética Mojave-Sonora. Con líneas rojas se muestran esquemáticamente algunas de las fallas normales neógenas cartografiadas dentro del Cinturón Plegado de Chihuahua; aquellas a lo largo del río Grande, entre ciudad Juárez (CJ) y Ojinaga (OJ) son parte del extremo meridional del *rift* del río Grande (RRG). En el recuadro, se muestran las plataformas calcáreas mesozoicas del Diablo y de Aldama, así como las cabalgaduras frontales del Cinturón Plegado de Chihuahua (tomado de Hennings, 1994). Otras localidades: Ch = ciudad de Chihuahua, A = Aldama, FM = Florida Mountains, GP = Granite Pass, BH = Bolsón Hueco, BM = Bolsón de Los Muertos, BEC = Bolsón El Cuervo, SCI = Sierra Cuesta El Infierno, SD = Sierra del Diablo, SA = Sierra Aguachile, SH = Sierra La Herradura.

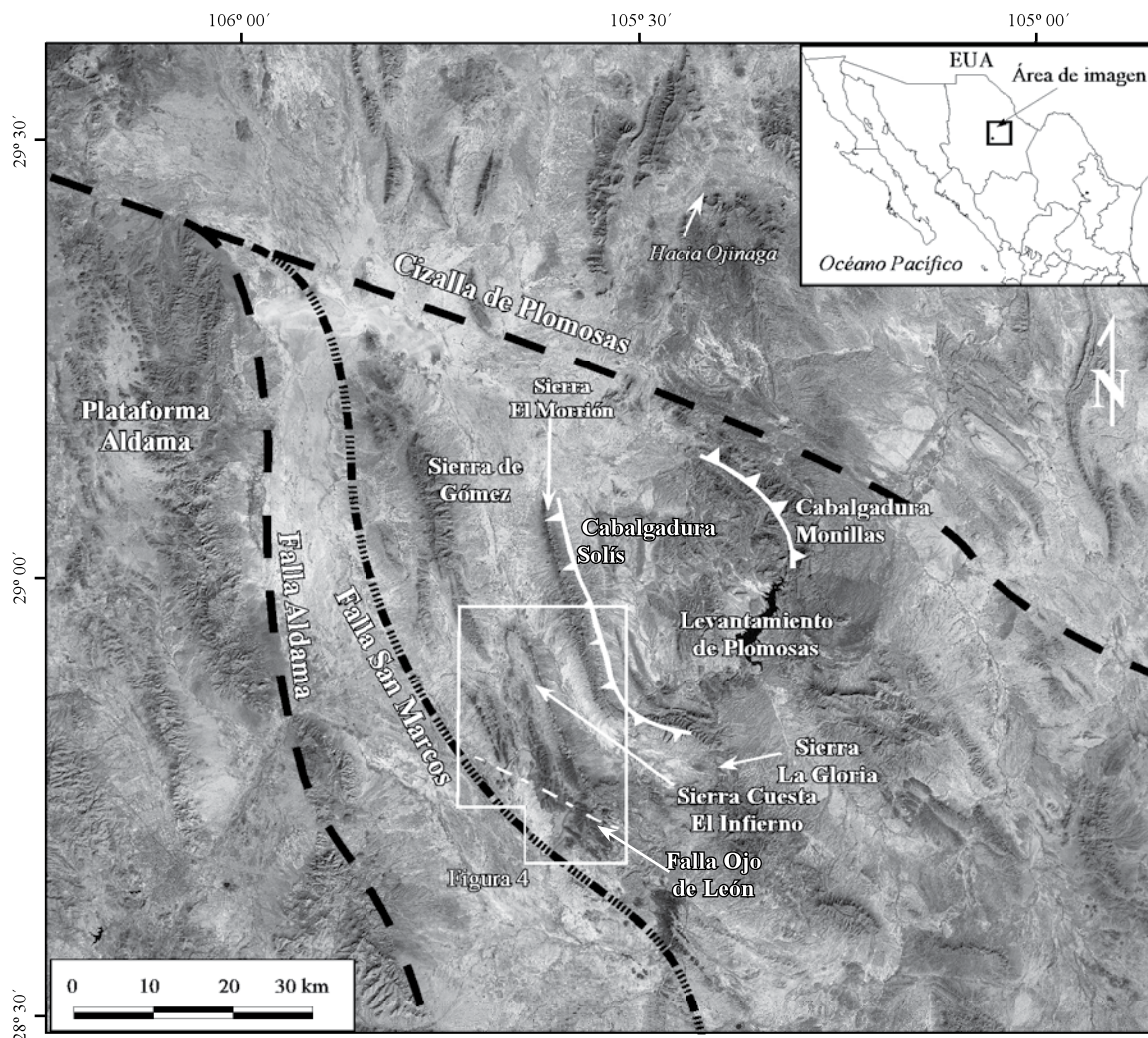


Figura 2. Imagen de satélite (GeoCover™ Landsat ortorectificada, UTM-WGS84 (https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/docs/GeoCover_circa_1990_Product_Description.pdf) mostrando la localización de la Sierra Cuesta El Infierno con respecto al frente occidental del Levantamiento de Plomosas (i.e. sierra de Gómez y sierra El Morrion) y las fallas regionales de esta parte del norte de México (falla San Marcos, cizalla Plomosas y falla Aldama; Modificado de Oviedo-Padrón, 2008). Nótese la ubicación de las cabalgaduras Solís y Monillas, tal y como las reporta Hennings (1994). El levantamiento de Plomosas es el área entre las fallas Solís y Monillas y la cizalla de Plomosas.

Norteamérica durante el Jurásico (DeFord, 1964). Otros modelos ligam la evolución de la cuenca de Chihuahua a la cuenca de Bisbee en la región de la frontera entre Arizona y Sonora, para la que se ha propuesto un sistema de *rift* asociado a retroceso de la placa que subducía bajo el arco Alisitos (Dickinson y Lawton, 2001). La cuenca de Chihuahua estuvo bordeada por tierras emergidas o por las plataformas calcáreas El Diablo y Aldama, al norte y sur, respectivamente (véase recuadro en Figura 1). Los bordes de las plataformas eran fallas grandes que controlaron la acumulación de la sucesión marina al momento de la subsidencia e influyeron en la deformación durante el acortamiento generado por la orogenia Laramide en la región (Wilson, 1990).

El cinturón plegado de Chihuahua es el producto de la inversión tectónica de la cuenca de Chihuahua durante la orogenia Laramide. En una sección estructural de 160

km de largo, que va de Ojinaga a Aldama (Figura 1), se encontró que el acortamiento total es del orden del 9% (aproximadamente 20 km) y sucedió en dos alóctonos con vergencias opuestas (Hennings, 1994). En el extremo oriental del cinturón, cerca de Ojinaga, el transporte tectónico en dirección noreste fue detenido por la Plataforma del Diablo (Figura 1, recuadro). Como consecuencia de esto, se apilaron rocas mesozoicas sobre la plataforma, que actuó como un elemento resistente al acortamiento. En este dominio oriental del cinturón plegado, las evaporitas del Jurásico jugaron un papel importante para formar superficies de despegue tectónico. En el alóctono occidental el transporte tectónico fue al suroeste y ahí el levantamiento de Plomosas fue una de las estructuras principales (Figura 1, recuadro). En este levantamiento se han documentado rocas precámbricas y paleozoicas deformadas durante la orogenia Laramide. Hennings (1994) considera que las estructuras

en la región de Plomosas son producto de una combinación de acortamiento horizontal y movimiento lateral a lo largo de la cizalla de Plomosas (Figura 2).

No existe un modelo plenamente aceptado para explicar la deformación en la cuenca de Chihuahua. Se ha interpretado que el cinturón plegado de Coahuila, que yace hacia el sureste, solo separado del cinturón plegado de Chihuahua por una cubierta volcánica de rocas de la Sierra Madre Occidental (Figura 1), pudo tener la misma evolución tectónica y ser el resultado de deformación por cizalla entre el cratón de Coahuila-Texas y el bloque de Coahuila (Figura 1), a lo largo de fallas grandes de basamento con corrimientos laterales izquierdos (fallas La Babia y San Marcos; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982, 1986). Sin embargo, evidencias contundentes de desplazamientos laterales importantes aún no han sido claramente documentadas (Chávez-Cabello, 2005). Dado que el límite entre los cinturones plegados de Coahuila y Chihuahua es arbitrario (Haenggi, 2002), esta hipótesis podría extrapolarse hacia el cinturón plegado de Chihuahua para explicar, al menos en parte, su formación y las características de sus estructuras. Por otro lado, en el límite NE de la cuenca de Chihuahua se han documentado sistemas de fallas del Jurásico-Aptiano con acortamiento lateral izquierdo (lineamiento de Texas), que serían similares a las fallas grandes encontradas en el cinturón plegado de Coahuila y que posiblemente se reactivaron durante la orogenia Laramide, lo que hace suponer que, en el noreste de México, la orogenia Laramide pudo ser producto de transpresión (Haenggi, 2002, p. 77). Sin embargo, en la parte occidental del cinturón plegado de Chihuahua, hasta ahora, no se han documentado estructuras que avalen esta hipótesis, aunque Brown y Dyer (1987) interpretaron este acortamiento lateral izquierdo, y Muehlberger (1980) sugirió que este desplazamiento fue provocado por la reactivación del lineamiento de Texas en Trans-Pecos, Texas. Este mismo autor infirió que todo el cinturón plegado de Chihuahua estuvo involucrado en el fenómeno descrito. Drewes (1981) también supuso que este movimiento reactivó a zonas de falla preexistentes. Por otra parte, Seager (1983) observó pliegues de arrastre en el sur de Nuevo México (*Florida Mountains y Granite Pass*: véase recuadro en Figura 1) como resultado del deslizamiento lateral derecho de edad laramídica.

El levantamiento de Plomosas (Figuras 1 y 2) ha jugado un papel muy importante en la evolución tectónica del cinturón plegado de Chihuahua, especialmente en su parte meridional. El levantamiento de Plomosas es un pliegue por doblez de falla con transporte tectónico hacia el SW que, según Hennings (1994), fue formado por acortamiento horizontal y un desplazamiento lateral izquierdo a través de la zona de cizalla del basamento en Plomosas (Figuras 1 y 2). Esta zona de cizalla, propuesta para explicar la existencia de varios pliegues con orientaciones diferentes a la tendencia general de las estructuras en esta parte del Cinturón Plegado de Chihuahua (Hennings, 1994), tiene una orientación sub-paralela (WNW) a la de otras fallas grandes en el norte de

México (La Babia, San Marcos y la hipotética Mojave-Sonora). El levantamiento de Plomosas es una estructura que afectó a rocas paleozoicas que ahora están en contacto tectónico con rocas cretácicas. Los estudios estructurales en el levantamiento de Plomosas han demostrado que este rasgo tectónico regional está constituido por varias fallas inversas y cabalgaduras (Hennings, 1994; Haenggi, 2001); entre éstas las más sobresalientes son las fallas Monillas y Solís (Figura 2). Esta última falla fue responsable del desarrollo del frente tectónico occidental del levantamiento de Plomosas, el cual está representado por las sierras El Morrión y de Gómez (Figura 2). La sierra El Morrión es un pliegue formado por una cabalgadura con vergencia hacia el occidente, mientras que la sierra de Gómez es un par de pliegues formados por la propagación de la falla Solís (Hennings, 1994).

Se ha propuesto que el cinturón plegado de Chihuahua forma parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998). Aunque la actividad extensional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras aún no está bien documentada en esta región, Haenggi (2001, 2002) ha propuesto que la extensión no es de magnitud grande en esta parte de México. Por otro lado, algunos autores (Gries y Haenggi, 1970) han documentado en las inmediaciones del bolsón El Cuervo fallas de ángulo alto posiblemente relacionadas a la actividad de Cuencas y Sierras, las cuales desplazaron hasta 1000 m de evaporita (Figura 1). Fallamiento normal intenso sucedió a lo largo del río Grande, entre Ciudad Juárez y Ojinaga, en el flanco oriental del bolsón El Cuervo, al noroeste de Villa Ahumada y al norte de la sierra del Nido (Figura 1). Además, actualmente continúa la controversia con relación al límite meridional de la subprovincia del *rift* del río Grande, ya que algunos autores proponen —con base en el registro de un flujo alto de calor, volcanismo, fallas recientes y anomalías térmicas altas en el subsuelo— que ésta llega hasta el bolsón de Los Muertos (Figura 1), ubicado al noroeste de Villa Ahumada (Chapin, 1971; Decker y Smithson, 1975; Ramberg *et al.*, 1978). Sin embargo, hay quienes no están de acuerdo con esta idea (Dasch *et al.*, 1969; Muehlberger *et al.*, 1978; Webb, 1969) y proponen que el *rift* del río Grande termina en las inmediaciones de Ciudad Juárez, Chihuahua, ya que es ahí donde se ha podido documentar su actividad. Por otra parte, se cree que el movimiento de Cuencas y Sierras reactivó algunas estructuras de basamento preexistentes en el norte de México (falla San Marcos; Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

GEOLOGÍA LOCAL

Estratigrafía

El área de estudio está al occidente del levantamiento de Plomosas, a 30 km al oriente de la falla Aldama (Figura 2), una estructura con orientación N20°W cuyo origen se ha relacionado con la apertura del océano Atlántico y la

formación del Golfo de México (Haenggi, 2002). En la SCI aflora una sucesión de rocas volcánicas producto de la actividad de la Sierra Madre Occidental. Ésta sucesión cubre parcial y discordantemente a rocas marinas deformadas del cinturón plegado de Chihuahua (Figura 3). Se piensa que las rocas volcánicas de la SCI son del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, ya que en la sierra Peña Blanca (Goodell, 1981) y en la sierra del Gallego, al noroccidente y occidente del área de estudio (Figura 1) hay rocas de aspecto similar con edades K-Ar entre 37 y 44 Ma. Como parte de esta investigación, se fecharon dos muestras provenientes de las unidades volcánicas de la SCI.

Basamento mesozoico y otras rocas preecénicas

El basamento pre-Paleógeno sobre el cual descansan las rocas volcánicas de la SCI está constituido por rocas sedimentarias marinas de la Caliza Aurora (en el sentido en que emplean el término Hennings, 1994 y Haenggi, 2002 en sus figuras 3 y 5, respectivamente), que aflora en la sierra El Morrión. Por otra parte, en la sierra de Gómez están expuestas capas de caliza de la Formación Loma Plata (Hennings, 1994). En el valle formado entre las sierras El Morrión y de Gómez, hay afloramientos aislados de rocas clásticas marinas, principalmente capas de arenisca de grano medio, con amonoides del Cretácico Tardío y que son cabalgadas por rocas de la Caliza Aurora por medio de la falla Solís (Hennings, 1994). El contacto entre las rocas mesozoicas y las sucesiones volcánicas de la SCI está cubierto por depósitos de talud a lo largo de la sierra, pero las actitudes estructurales de ambos paquetes indican que hay una discordancia angular importante entre ellas.

En la parte centro oriental del área de estudio está expuesto un conglomerado polimíctico, amarillo claro a rojizo que tiene un espesor mínimo de 30 m y está burdamente estratificado en capas de 20 a 40 cm de espesor; algunas de estas capas exhiben gradación normal. Esta unidad, a la que llamamos informalmente conglomerado El Potrero por su cercanía a esta localidad (Figura 4), está compuesta por clastos redondeados a subredondeados de rocas volcánicas y sedimentarias. Las litologías identificadas en los clastos son: vitrófido de composición félsica, basalto (*sensu lato*), caliza y arenisca silicificada. Los fragmentos flotan en una matriz de grano fino compuesta por limo y arcilla muy compacta, cementada y silicificada. Aunque no se observó el contacto entre este conglomerado y las rocas sedimentarias del Cretácico, se presume que el conglomerado es del Cenozoico, ya que topográficamente se encuentra más arriba que los sedimentos marinos y contiene clastos tanto del basamento sedimentario como de rocas volcánicas. Por otra parte, por su posición estratigráfica inferida, el conglomerado El Potrero (Figura 3) es más antiguo que la sucesión volcánica de la SCI y se cree que equivale, en tiempo, a los depósitos de grava más antiguos de 46 Ma de edad, reportados por Aranda-Gómez *et al.* (2001) en la región de Camargo, Chihuahua. Cabe señalar que en los depósitos de Camargo predominan los fragmentos de rocas carbonatadas

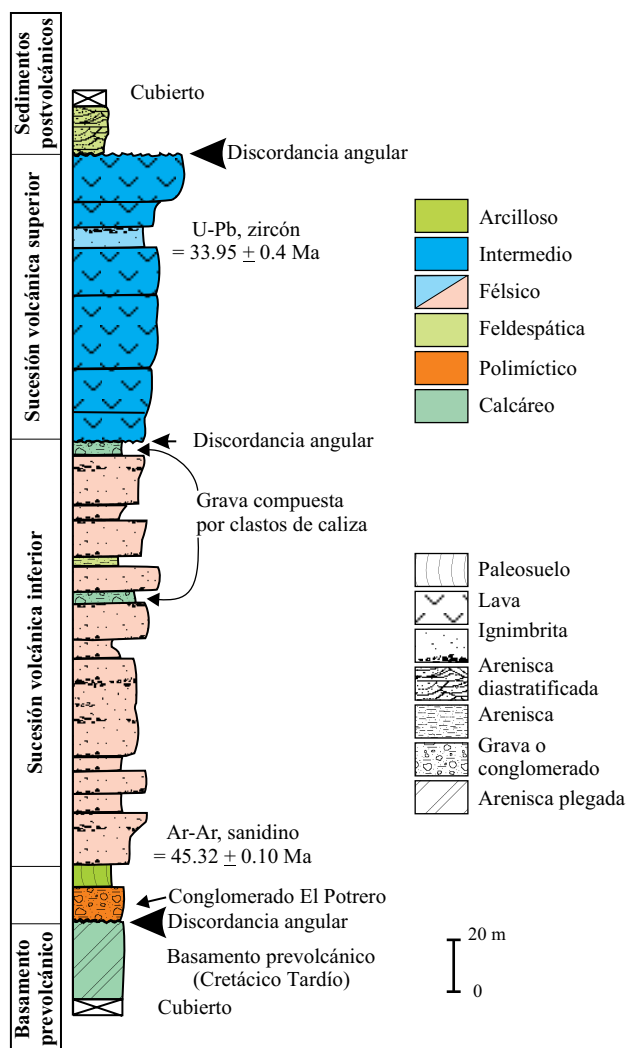


Figura 3. Columna estratigráfica idealizada en donde se muestran las unidades litoestratigráficas (informales) empleadas en la descripción de la estratigrafía de la Sierra Cuesta El Infierno en este artículo. Así mismo, se señalan los espesores observados, las discordancias y la edad de las rocas fechadas.

marinas, derivados del basamento prevolcánico, siendo excepcionales los clastos de rocas de otras composiciones y orígenes. Las gravas de Camargo fueron intrusionadas por dique-estratos máficos, los cuales fueron fechados mediante el método Ar-Ar para establecer la edad mínima del depósito (Aranda-Gómez *et al.*, 2001).

Estratigrafía de la sucesión volcánica expuesta en la sierra Cuesta El Infierno

La estratigrafía se documentó a través del estudio de secciones estratigráficas en varios puntos de la SCI (Oviedo-Padrón, 2008). Durante el trabajo de campo se obtuvieron muestras representativas de cada unidad volcánica para su análisis petrográfico. De acuerdo a su ubicación en la secuencia y a la petrografía de las rocas, principalmente paragénesis de los fenocristales y, en menor proporción,

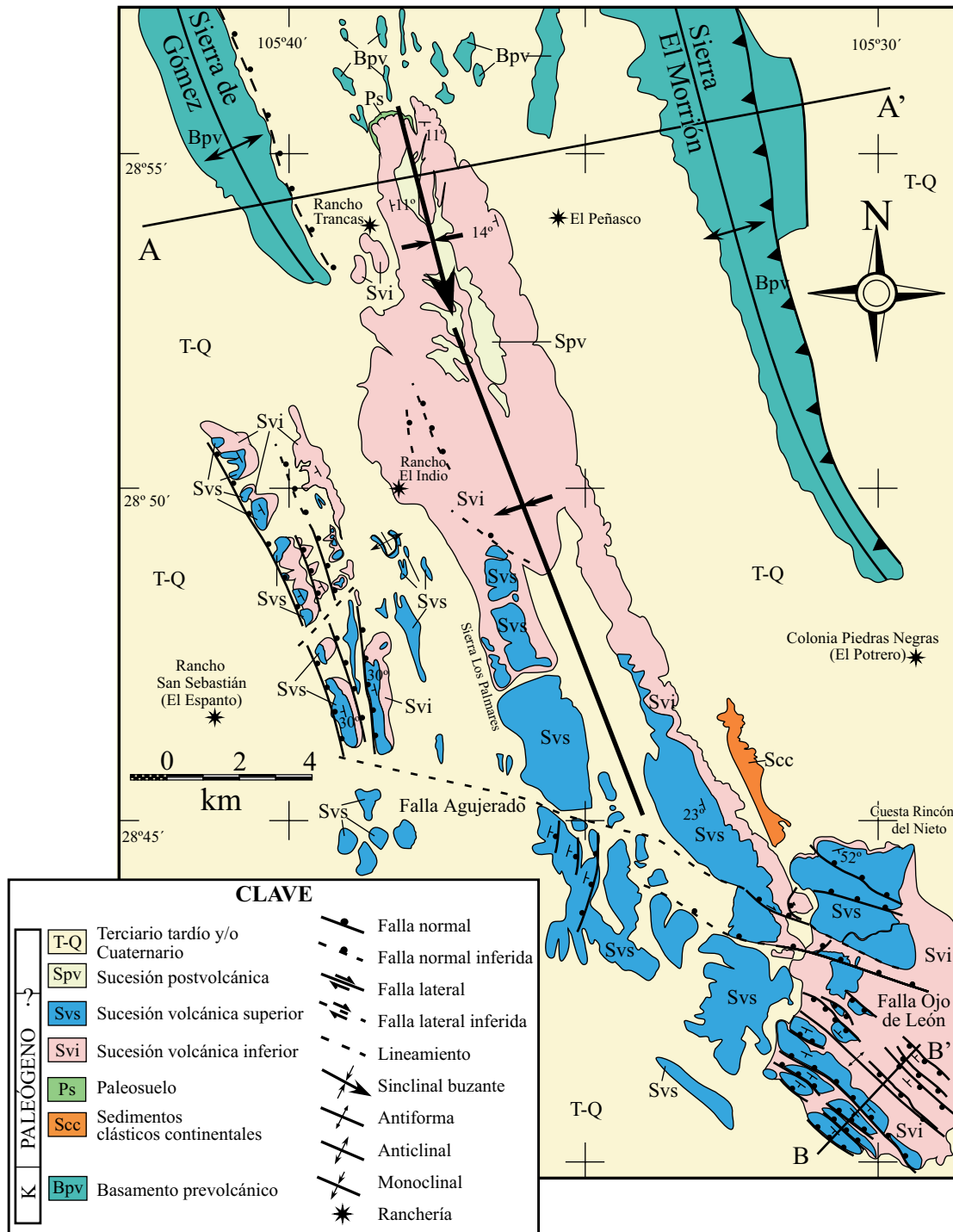


Figura 4. Mapa geológico-estructural de la Sierra Cuesta El Infierno en donde se muestra la distribución de las sucesiones volcánicas inferior y superior, así como las fallas principales y los ejes de estructuras compresivas de primer orden (*i.e.* sinclinal y anticlinal *roll-over*) en el área de estudio. La ubicación de las fallas normales cercanas a las sierras De Gómez y El Morrión fue tomada de los trabajos de Hennings (1994) y Hernández-Noriega *et al.* (2000).

el grado de soldamiento en las ignimbritas, se hicieron correlaciones entre las secciones estudiadas y se construyó una columna estratigráfica compuesta de la SCI (Oviedo-Padrón, 2008).

Las rocas volcánicas de la SCI descansan sobre un paleosuelo delgado que a su vez yace discordantemente

sobre la arenisca mesozoica deformada, o sobre el conglomerado El Potrero. Las unidades volcánicas se agruparon en dos sucesiones (Figura 3) que llamamos informalmente “inferior” y “superior”. La sucesión inferior está compuesta por flujos piroclásticos félsicos intercalados con algunos depósitos clásticos continentales. La sucesión superior es

una serie de seis derrames de lava de composición andesítica-basáltica y una ignimbrita félsica ubicada cerca de su cima. En la parte norte del área de estudio, las rocas de la sucesión inferior están cubiertas parcialmente por un depósito epiclástico-volcánico que se considera la unidad litoestratigráfica más joven del área de estudio, ya que contiene clastos derivados de los derrames de andesita de la sucesión superior. Nos referimos a este depósito como la sucesión postvolcánica (Figura 3).

La sucesión volcánica inferior es un paquete de rocas formado principalmente por flujos piroclásticos de composición félsica; tiene un espesor aproximado de 215 m y cada una de las ignimbritas varía entre 5 y 25 m de espesor. Los once flujos piroclásticos reconocidos despliegan variaciones como grado de soldamiento, juegos de fracturas, desvitrificación, paragénesis y contenido modal de fenocristales que permiten distinguirlos entre sí y cartografiarlos individualmente (Oviedo-Padrón, 2008). En general, las ignimbritas son de composición riolítica a riodacítica, con un contenido de bajo (<5%) a moderado (hasta 20%) de fenocristales de cuarzo, sanidino y biotita. La plagioclasa no siempre está presente, pero en aquellas rocas en las que sí se encuentra, su contenido es menor o igual al del sanidino. La hornblenda se presenta como fenocristal en algunas ignimbritas, a veces junto con la biotita. El grado de soldamiento varía de bajo a alto, habiendo al menos una ignimbrita de grado medio a alto, con evidencias de haber experimentado reomorfismo, como la presencia de mesopliegues de vaina (*sheath folds*) y estructuras de ojo (*eye structures*; Branney et al., 2004). Cerca de la cima de la sucesión inferior se documentó la existencia de al menos tres depósitos epiclásticos intercalados con las ignimbritas (Figura 3). La unidad más antigua de sedimentos clásticos tiene una distribución muy local, ya que sólo se observa en la parte norte del área de estudio, en el límite entre los ranchos Trancas y El Indio (Figura 4). Este depósito se encuentra intercalado con las ignimbritas, con contactos concordantes, tiene un espesor mínimo de 6 metros y está formado por capas masivas, sin laminaciones internas, ligeramente cementadas, compuestas por clastos redondeados de caliza hasta de 40 cm de diámetro, rodeados por una matriz de arena media a gruesa. La granulometría de esta unidad conglomerática hace suponer que el área de donde provienen los clastos se encuentra cercana a la SCI. La siguiente unidad clástica intercalada en la sucesión volcánica inferior son capas de arenisca de grano medio a grueso (Figura 3), con un contenido elevado de cuarzo y feldespato, en capas delgadas (< 20 cm), a veces finamente laminadas y con diastratificación, cuyo espesor varía de 0.5 a más de 3 m. Sobre la ignimbrita más cercana a la cima de la sucesión inferior (Figura 3), en la porción sur del área de estudio, se observó un conjunto conglomerático, de al menos 5 m de espesor, que también contiene una proporción elevada de clastos derivados de las rocas carbonatadas mesozoicas junto con fragmentos de rocas volcánicas, y que se inclina 30° al SE; ésta misma unidad aflora al sur del Rincón del Nieto en donde también está inclinada y yace

concordantemente sobre la misma ignimbrita.

La sucesión volcánica superior está compuesta principalmente por derrames de lava andesítica-basáltica. Esta sucesión sobreyace a la sucesión inferior y el contacto entre ambas, en la parte central del área de estudio, es una discordancia angular. Los derrames de lava forman la mayor parte de la sierra Los Palmares (Figura 4), un rasgo topográfico alargado en dirección NNW que tiene una altura promedio de 120 m sobre las áreas circundantes. En esa región se reconocieron al menos seis derrames de lava apilados y una ignimbrita intercalada entre ellos cerca de la cima de la secuencia. Estos derrames de la Sierra Los Palmares pueden ser correlacionados con unidades encontradas en las partes occidental y meridional del área de estudio, cerca del rancho San Sebastián (El Espanto) y en el Rincón del Nieto, respectivamente (Figura 4). Cabe señalar que la sección más completa de esta sucesión está expuesta en la sierra Los Palmares, mientras que en otras regiones solo afloran algunos de los derrames de lava. Al realizar el trabajo de campo, no siempre se logró identificar autobrechas entre los derrames; sin embargo, lo que sí es notable son escarpes que corresponden a cada uno de los cuerpos de lava. Las autobrechas en el contacto entre los distintos derrames están cubiertas por depósitos de talud provenientes del escarpe inmediatamente arriba de ellas. Este arreglo le da un aspecto estratificado a la sierra Los Palmares que es fácilmente identificable en las fotografías aéreas e imágenes de satélite.

En general, los derrames de lava andesítica-basáltica de la sucesión superior varían en espesor de 10 a 25 m, tienen estructuras que varían de masiva a fracturada (en forma de lascas), y en algunos sitios los derrames presentan zonas con algunas vesículas alargadas en la dirección de flujo, de 1 a 2 cm de largo, que localmente están parcialmente rellenas de material secundario (calcita y cuarzo). El color de las rocas en estos derrames varía de morado claro, gris oscuro a negro y en algunos afloramientos son de color rojo debido a la oxidación. La mineralogía de todos los derrames de lava es muy parecida, ya que están formados principalmente de fenocristales de plagioclasa, olivino y escaso piroxeno. Los cristales de olivino están alterados a iddingsita y en algunos sitios tienen bordes corroídos. Todas las muestras colectadas en estos derrames son porfídicas, tienen más de 50% en volumen de fenocristales y microfenocristales. La textura de sus matrices es principalmente intersertal-hipocristalina.

La ignimbrita intercalada entre los derrames de lava de la sucesión superior tiene un espesor de 10 a 20 m, una estructura masiva, sin pseudoestratificación, con foliación eutaxítica débil y juntas columnares mal desarrolladas. Su matriz es vitroclástica, formada por esquirlas de vidrio sin deformar, débilmente soldadas entre sí, las cuales soportan fenocristales y escasos clastos de líticos. Los fenocristales forman el 10% del volumen total de la roca y la paragénesis es: cuarzo > sanidino > hornblenda > plagioclasa y circón como mineral accesorio. Los clastos de pómez están parcialmente colapsados. Éstos, al igual que la matriz, están

ligeramente desvitrificados. Los clastos líticos son derivados de ignimbritas más antiguas. También se observó algo de calcita secundaria. Los contactos entre los derrames de lava y la ignimbrita son concordantes.

Depósito postdeformación

La unidad más joven encontrada en la SCI, es un depósito epiclástico-volcánico expuesto en la parte norte del área de estudio. Esta unidad descansa justo sobre la ignimbrita en la cima de la sucesión inferior (Figura 4) y tiene un espesor mínimo de 20 m. En ningún sitio se observó el contacto con la unidad que le subyace. Sin embargo, debido a que la ignimbrita está basculada y la arenisca es horizontal, se infiere que hay una discordancia angular entre ellas. Cabe señalar que en esta parte del área estudiada, están ausentes tanto la sucesión volcánica superior, como el depósito conglomerático observados en el Rincón del Nieto (Figura 4). El depósito epiclástico-volcánico postdeformación está compuesto por capas de arenisca parcialmente cementadas, de 20 a 50 cm de espesor, con laminaciones finas que revelan estratificación cruzada. La arenisca está compuesta principalmente por cristales de cuarzo, feldespatos y escasos clastos de arenisca y de fragmentos de roca volcánica. En general, la arenisca está soportada por clastos, ya que la matriz es escasa y se presenta de manera irregular.

Edades de las sucesiones volcánicas y de la deformación

Se seleccionaron dos rocas para fechamiento isotópico. Las muestras corresponden a la ignimbrita más antigua en la sucesión volcánica inferior y la única ignimbrita en la sucesión volcánica superior de la sierra Cuesta El Infierno. Los métodos analíticos de geocronología Ar-Ar y U-Pb son descritos en detalle en el Apéndice A.

La muestra de ignimbrita “inferior” (SCI-13.2) proveniente de la base de la sección estratigráfica (Figura 3) dio una edad media ponderada de Ar-Ar en cristales únicos de sanidino de 45.32 ± 0.10 Ma y que, dentro de los límites de error, es apoyada por la edad de isócrona reportada para los mismos cristales de sanidino (Figura 5 y Tabla 1). Esta edad media ponderada la interpretamos como la edad de la erupción piroclástica. Cabe destacar la presencia de algunos xenocristales de sanidino (contaminantes naturales) algo más viejos, que no se emplearon para la obtención de la edad media ponderada que pudieran estar asociados a eventos magmáticos previos en la región y que probablemente habrían sido incorporados a la roca piroclástica durante el evento explosivo en el Eoceno medio.

La muestra de la ignimbrita “superior” (SCI-26) ubicada cerca de la cima de la sucesión volcánica superior fue fechada por U-Pb en circones por medio de la técnica SHRIMP-RG obteniéndose una edad de erupción (cristalización) de 33.95 ± 0.40 Ma (Figura 6 y Tabla 2). Esta edad media ponderada de U-Pb representa, básicamente, el límite entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano.

Con estas dos edades se estableció que la sucesión volcánica expuesta en la sierra Cuesta El Infierno fue acumulada entre el Eoceno medio y el Oligoceno temprano. Así mismo, la edad de la deformación por extensión a la que se asocia el sinclinal expuesto en el dominio tectónico septentrional, debió suceder en el mismo lapso, ya que las rocas de la sucesión volcánica superior sepultan a la sucesión volcánica inferior y entre éstas hay una discordancia angular expuesta en la sierra de Los Palmares.

Geología estructural

En el área de estudio se distinguieron dos dominios estructurales con distinta orientación y que están separados

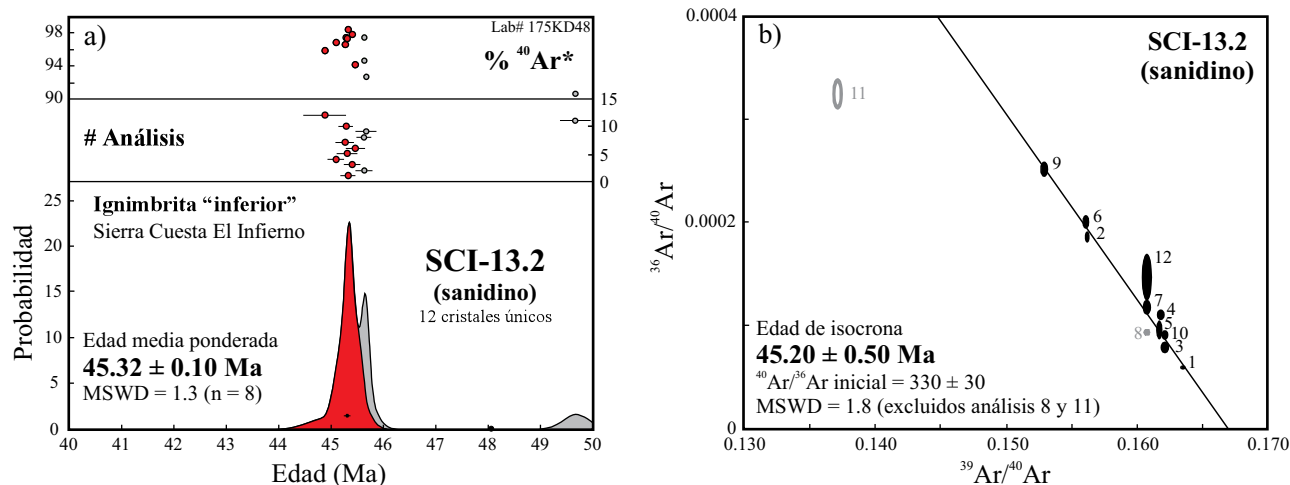


Figura 5. Representación gráfica de datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos por la técnica de fusión total por láser de cristales individuales de sanidino de la ignimbrita “inferior” (SCI-13.2) de Sierra Cuesta El Infierno. A) Diagrama de probabilidad de edad. B) Diagrama de correlación isotópica inversa (isocrona inversa). Todos los datos Ar-Ar dibujados tienen un nivel de precisión de 1-sigma.

Tabla 1. Datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos por fusión total con láser en cristales individuales de sanidino de la ignimbrita proveniente de la base de la secuencia volcánica inferior de la sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua, México.

# de cristal único	Energía láser (W)	^{39}Ar (moles)	Producción radiogénica (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	K/Ca	K/Cl	Edad (Ma)	Error (Ma)
<i>SCI-13.2 ignimbrita inferior (Sierra Cuesta El Infierno)</i>				$J = 0.004234 \pm 0.50\%$	#175KD48			
SCI-13-12	10	2.1E-15	95.7	5.951	20.41	***	44.90 ± 0.33	
SCI-13-4	10	9.02E-15	96.8	5.980	20.41	***	45.11 ± 0.10	
SCI-13-7	10	6.26E-15	96.6	6.003	20.41	***	45.28 ± 0.11	
SCI-13-10	10	5.4E-15	97.4	6.004	20.41	***	45.29 ± 0.09	
SCI-13-5	10	5.96E-15	97.2	6.008	20.41	***	45.32 ± 0.12	
SCI-13-1	10	1.3E-14	98.3	6.012	20.41	***	45.35 ± 0.06	
SCI-13-3	10	5E-15	97.7	6.022	20.41	***	45.42 ± 0.09	
SCI-13-6	10	6.91E-15	94.1	6.028	20.41	***	45.47 ± 0.11	
SCI-13-2	10	9.38E-15	94.6	6.053	20.41	***	45.65 ± 0.09	
SCI-13-8	10	1E-14	97.3	6.053	20.41	***	45.65 ± 0.06	
SCI-13-9	10	3.81E-15	92.6	6.056	20.41	***	45.68 ± 0.14	
SCI-13-11	10	3.06E-15	90.5	6.594	20.41	***	49.68 ± 0.25	
Edad media ponderada							45.32 ± 0.10	

NOTA: Cristales únicos de sanidino de esta muestra fueron analizados anteriormente y reportados por Oviedo-Padrón (2008). Se destaca que estos análisis fueron problemáticos por existir dificultades de enfoque del láser de CO_2 que hacían desgasificar granos adyacentes en la bandeja de ablación. Por este motivo, la edad reportada anteriormente para esta ignimbrita es errónea. Estos problemas fueron subsanados realizándose nuevos análisis que son los reportados en esta tabla. Como estos nuevos análisis de granos de sanidino fueron realizados más de seis meses después de su irradiación, la mayoría del ^{37}Ar se desintegró, por lo que resulta imposible calcular las relaciones K/Ca con precisión. No obstante, se estableció un valor nominal de 20.41 (relación $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 0.025) a partir de los valores obtenidos en el análisis original, fallido, de esta muestra. Por esta razón, se decidió no representar las relaciones K/Ca *** por debajo de los límites de detección.

por un sistema de falla regional orientado $\text{N}70^\circ\text{W}$. A estos dominios nos referimos como zona septentrional y meridional, respectivamente. A las fallas regionales WNW les llamamos el sistema Ojo de León (Figura 7).

El dominio septentrional está caracterizado por un sinclinal buzante hacia el SSE con rumbo $\text{N}20^\circ\text{W}$ (Oviedo-Padrón, 2008). Este pliegue es un sinclinal verdadero, ya que la inclinación de las unidades litoestratigráficas en el área ocupada por la charnela varía de una manera gradual y continua (Figuras 4 y 7) y no es una sinforma causada por la inclinación diferencial de los bloques basculados por fallas normales en ambos flancos de la sierra. El pliegue se presenta en el área donde hay superposición topográfica entre las sierras El Morrión y de Gómez (Figura 7), que son parte del frente tectónico occidental del levantamiento de Plomosas, mientras que al sur de esta área de superposición topográfica y tectónica, la estructura sólo presenta el flanco oriental de la SCI y forma un monoclin simple, el cual se extiende a lo largo de 23 km aproximadamente (Figura 7). Este flanco oriental de la sierra forma un escarpe abrupto, lo que hace que las unidades litoestratigráficas de la sucesión inferior sean fácilmente cartografiables debido a los contrastes en su resistencia a la erosión (Figura 8). El escarpe en el flanco oriental de la SCI tiene un rumbo paralelo al eje del sinclinal ($\text{N}20^\circ\text{W}$) en el área de superposición topográfica y las unidades litoestratigráficas están basculadas con una inclinación de 11° a 14° hacia el SW. En cambio, cerca de la charnela del sinclinal y en la parte sur del monoclin la inclinación llega a ser hasta de 23° .

Justo en donde está el cambio del sinclinal al monoclin, en la parte occidental de la SCI, se documentaron fallas normales con orientación NW y NNW que basculan a las unidades 15° hacia el SW (Figura 4).

En la parte media del área de estudio, al occidente del monoclin, se encuentra la sierra Los Palmares, una estructura con rumbo $\text{N}20^\circ\text{W}$ formada por la sucesión superior. En el norte, la sierra tiene un desnivel de 100 m, medidos desde el núcleo del sinclinal. En el sur, la sierra se levanta cerca de 250 m sobre la planicie aluvial. Las unidades litoestratigráficas que ahí afloran son subhorizontales, aunque a la distancia se puede observar que están ligeramente basculadas 4° hacia el SW. Estas unidades terminan abruptamente en los flancos oriental y occidental de la sierra Los Palmares. Sin embargo, en el campo no se pudieron identificar fallas normales que bordean a ésta sierra.

En la parte occidental de la zona septentrional se documentó un sistema de fallas lítricas subparalelas al eje del sinclinal ($\text{N}20^\circ\text{W}$), a las que llamamos el sistema de fallas El Espanto. En su extremo norte estas fallas tienen un rumbo $\text{N}25^\circ\text{W}$, con la misma orientación que las fallas normales documentadas por Hennings (1994) en los bordes de la sierra de Gómez. El sistema de fallas El Espanto bascula a los bloques hasta 30° hacia el occidente (Figura 4). Debido a la litología de las rocas y grado de alteración, no se identificaron planos de fallas discretos con indicadores cinemáticos que pudieran ser utilizados para la inversión de datos de estrías. Por este motivo no se pudo calcular la orientación de los paleoesfuerzos en esta zona del área

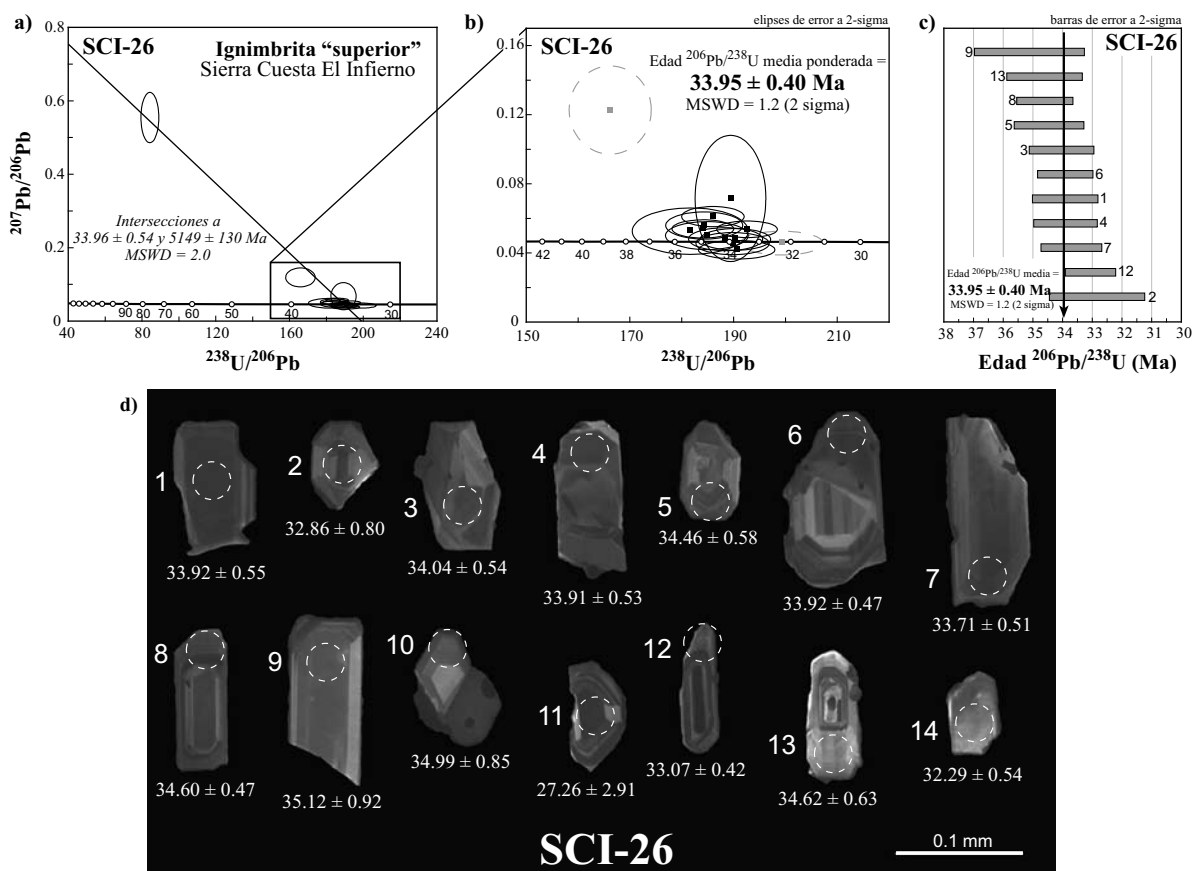


Figura 6. Datos geocronológicos U-Pb SHRIMP-RG de zircones de la ignimbrita "superior" (SCI-26) de Sierra Cuesta El Infierno. a) Diagrama de concordia U-Pb de tipo Tera-Wasserburg en el que se muestran todos los análisis de zircones. b) Acercamiento al diagrama de concordia mostrándose elipses de error en línea sólida con cuadrados negros utilizados para calcular la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada. Las elipses punteadas en color gris, con cuadrados grises en su centro, representan los datos excluidos para el cálculo de la edad U-Pb. c) Gráfico de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada con la edad calculada y su MSWD (*mean square of weighted deviates*). Todos los datos U-Pb (elipses y barras) son graficados e nivel de precisión de 2-sigma. d) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de zircones obtenidas a través de un microscopio electrónico de barrido (SEM). Los círculos punteados indican los puntos de análisis de los cuales se obtuvieron los datos U-Th-Pb para calcular las relaciones isotópicas y edades. Las edades individuales en círculo están reportadas en millones de años a un nivel de precisión de 1-sigma.

de estudio, aunque se infiere una dirección de extensión ENE-WSW.

En el área entre el sistema de fallas El Espanto y el conjunto estructural formado por el sinclinal y el monoclinial se identificó un anticlinal, que se interpreta como un *roll-over*. En comparación con la longitud del conjunto sinclinal/monoclinial, el anticlinal *roll-over* es una estructura menor, ya que solo se observó cerca del rancho El Indio (Figura 4) y fue imposible determinar su extensión real debido a que las rocas volcánicas en esa zona están cubiertas por depósitos aluviales sin deformar que, posiblemente, son de edad cuaternaria.

Por otra parte, la deformación de la zona meridional del área, al sur del sistema de fallas Ojo de León, con rumbo $\text{N}70^\circ\text{W}$, está controlada por dos sistemas de fallas lítricas conjugadas y antitéticas entre sí, a las que nos referiremos como el sistema de fallas Barragán. Este sistema de fallas está compuesto por dos fallas principales (Andasola y Cuesta de Barragán; Figura 7) con orientación $\text{N}45^\circ\text{W}$. Cada una de estas fallas maestras generó fallas secunda-

rias con la misma dirección y cinemática (con movimiento normal, principalmente, y lateral derecho en menor grado) que acomodaron la deformación en un conjunto de medios *grabens*. La inclinación de los bloques de techo en este dominio es hasta 34° en direcciones contrarias, lo que dio lugar a la formación de una antifirma paralela al rumbo de las fallas maestras (Figura 9). En esta zona del área de estudio se midieron datos de fallas y se interpretaron indicadores cinemáticos. Los datos estructurales fueron invertidos utilizando el método de Angelier (1990) para la obtención de los paleoesfuerzos que actuaron al momento de la deformación. De esta manera se infirió que esta zona estuvo sujeta a un período de extensión en dirección NE-SW (Figura 10). Es importante destacar que solamente en la familia de fallas con rumbo SE-NW se documentaron indicadores cinemáticos claros que definieron caídas de bloques hacia el SW (Figura 4).

El sistema Ojo de León (Figura 7) está compuesto por cuatro fallas principales que, de norte a sur, son: Rincón del Nieto, Soledad, Agujerado y Ojo de León. Las estructuras de

Tabla 2. Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos con la técnica Shrimp-RG en zircones provenientes de una ignimbrita de la secuencia volcánica superior de la Sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua, México.

Spot	Comentario	²⁰⁶ Pb	U	Th	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U#	error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U#	error
Nombre	Núcleo/Periferia?	común (%)	(ppm)	(ppm)			(%)		(%)		(%)	Edad (Ma)	(Ma)
<i>Muestra SCI-26 ignimbrita superior (Sierra Cuesta El Infierno) Probeta Aldo-5, Agosto 2008</i>													
SCI-26-11	alto valor en Pb común; núcleo	64.32	216	179	0.85	84.2 ± 2.33	0.5552 ± 5.01	0.0042 ± 0.00045				27.26 ± 2.91	
SCI-26-14	núcleo	-0.04	273	224	0.85	199.2 ± 1.64	0.0464 ± 6.10	0.005 ± 0.00008				32.29 ± 0.54	
SCI-26-2	núcleo	3.22	352	306	0.90	189.4 ± 1.48	0.0722 ± 20.55	0.0051 ± 0.00012				32.86 ± 0.80	
SCI-26-12	periferia	0.96	681	377	0.57	192.6 ± 1.26	0.0543 ± 3.62	0.0051 ± 0.00007				33.07 ± 0.42	
SCI-26-7	núcleo	0.23	340	167	0.51	190.3 ± 1.48	0.0485 ± 5.21	0.0052 ± 0.00008				33.71 ± 0.51	
SCI-26-4	periferia	-0.08	302	157	0.54	189.8 ± 1.54	0.0460 ± 5.65	0.0053 ± 0.00008				33.91 ± 0.53	
SCI-26-1	núcleo	-0.53	367	208	0.58	190.5 ± 1.60	0.0425 ± 5.17	0.0053 ± 0.00009				33.92 ± 0.55	
SCI-26-6	periferia	1.90	505	231	0.47	186.0 ± 1.34	0.0617 ± 3.75	0.0053 ± 0.00007				33.92 ± 0.47	
SCI-26-3	núcleo	0.24	286	154	0.55	188.4 ± 1.56	0.0486 ± 5.55	0.0053 ± 0.00008				34.04 ± 0.54	
SCI-26-5	periferia	1.24	250	120	0.50	184.2 ± 1.65	0.0565 ± 5.67	0.0054 ± 0.00009				34.46 ± 0.58	
SCI-26-8	periferia	0.97	500	233	0.48	184.0 ± 1.33	0.0544 ± 3.98	0.0054 ± 0.00007				34.60 ± 0.47	
SCI-26-13	periferia	0.50	204	98	0.50	184.8 ± 1.78	0.0507 ± 6.53	0.0054 ± 0.00010				34.62 ± 0.63	
SCI-26-10	alto valor en Pb común; núcleo	9.64	149	67	0.47	166.0 ± 1.96	0.1230 ± 8.43	0.0054 ± 0.00013				34.99 ± 0.85	
SCI-26-9	núcleo	0.83	79	52	0.68	181.5 ± 2.53	0.0533 ± 10.31	0.0055 ± 0.00014				35.12 ± 0.92	
Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada												33.95 ± 0.40	
(2 sigma; MSWD=1.2)													

*: Relaciones atómicas sin corrección; #: Relaciones atómicas y edades corregidas por Pb inicial usando la cantidad de ²⁰⁷Pb. Las edades individuales listadas en negrita se utilizaron para calcular la edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada y su MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*). Todos los errores están reportados a nivel 1-sigma con la excepción de la edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada que es reportada a 2 sigma.

este sistema, que son de escala regional, tienen orientaciones N70°W, separan a los dominios estructurales septentrional y meridional, y acomodaron principalmente movimiento normal con saltos verticales de más de 100 m. En algunas de las fallas del sistema Ojo de León se puede observar evidencia que apoya que también hubo acomodos laterales tardíos, derechos e izquierdos, con distancias menores de desplazamiento. Por otra parte, es en la falla Agujerado (Figura 7) donde el monoclinial y el sistema de fallas El Espanto terminan abruptamente. Incluso, el flanco oriental del monoclinial está desplazado en sentido lateral derecho a lo largo de la falla Agujerado, mientras que en la falla Ojo de León se aprecia un corrimiento lateral izquierdo que desplaza a las unidades de la sucesión superior (Figuras 4 y 7).

En las fallas Rincón del Nieto y Soledad se realizaron varias estaciones de falla (RN, Sol-5 y Sol-6 en la Figura 10); el análisis de los indicadores cinemáticos (Figura 10 y Tabla 3) indican movimiento normal y normal oblicuo (Sol-5); sin embargo, en estas mismas estaciones de falla también hay evidencia de movimiento lateral izquierdo (Sol-1 y Sol-3) en fallas menores asociadas que se interpretan como estructuras tipo *riedel* asociadas al plano principal de las fallas mayores, muy posiblemente reactivadas con esta misma componente. La actividad en las fallas Rincón del Nieto y Soledad fue la que originó el basculamiento diferencial hasta de 30° hacia el sur de las rocas en la cuesta Rincón del Nieto (Figura 7). La inversión de los datos de falla sugiere que hubo extensión con dirección ~N50°E

(Tabla 3) con los indicadores cinemáticos que sugieren movimiento normal, mientras que para las fallas laterales la extensión está entre WSW-ENE (Sol-3 y OL-2, en la Figura 10) y casi E-W. Por otra parte, de acuerdo a los datos mostrados en la red estereográfica de la estación de falla SOL-2 (Figura 10), los planos de falla con orientación NW-SE son consistentes con movimiento lateral derecho con una componente extensional en dirección casi este-oeste. Así mismo, en la estación SOL-4 (Figura 10) se midieron estrías de fallas con orientación similar NW-SE, y componentes laterales derechos congruentes con una extensión WNW-ESE. Por otra parte, se considera que las fallas Ojo de León y Agujerado son las estructuras principales de este sistema, ya que ahí es donde acaban las fallas normales y el monoclinial expuestos en la zona septentrional (Figuras 4 y 7). En estas estructuras se realizaron varias estaciones de falla, donde se documentó tanto a los planos principales de fallas normales (CA y OL-1) como a las estructuras *riedel* asociadas con desplazamiento lateral derecho (OL-2; Figura 10). Este movimiento lateral es más importante en la falla Agujerado, ya que la estructura desplaza al flanco oriental del monoclinial en sentido lateral derecho (Figura 4).

Una evidencia de campo, clara e importante, es la superposición de superficies estriadas con componentes laterales sobre los planos de falla normal en la falla Agujerado. En general, se observan planos de fallas normales orientados WNW-ESE conjugados con inclinaciones hacia el SSW, SW, NNE y NE, con superficies estriadas e indicadores cinemáticos que sugieren una componente normal inicial.

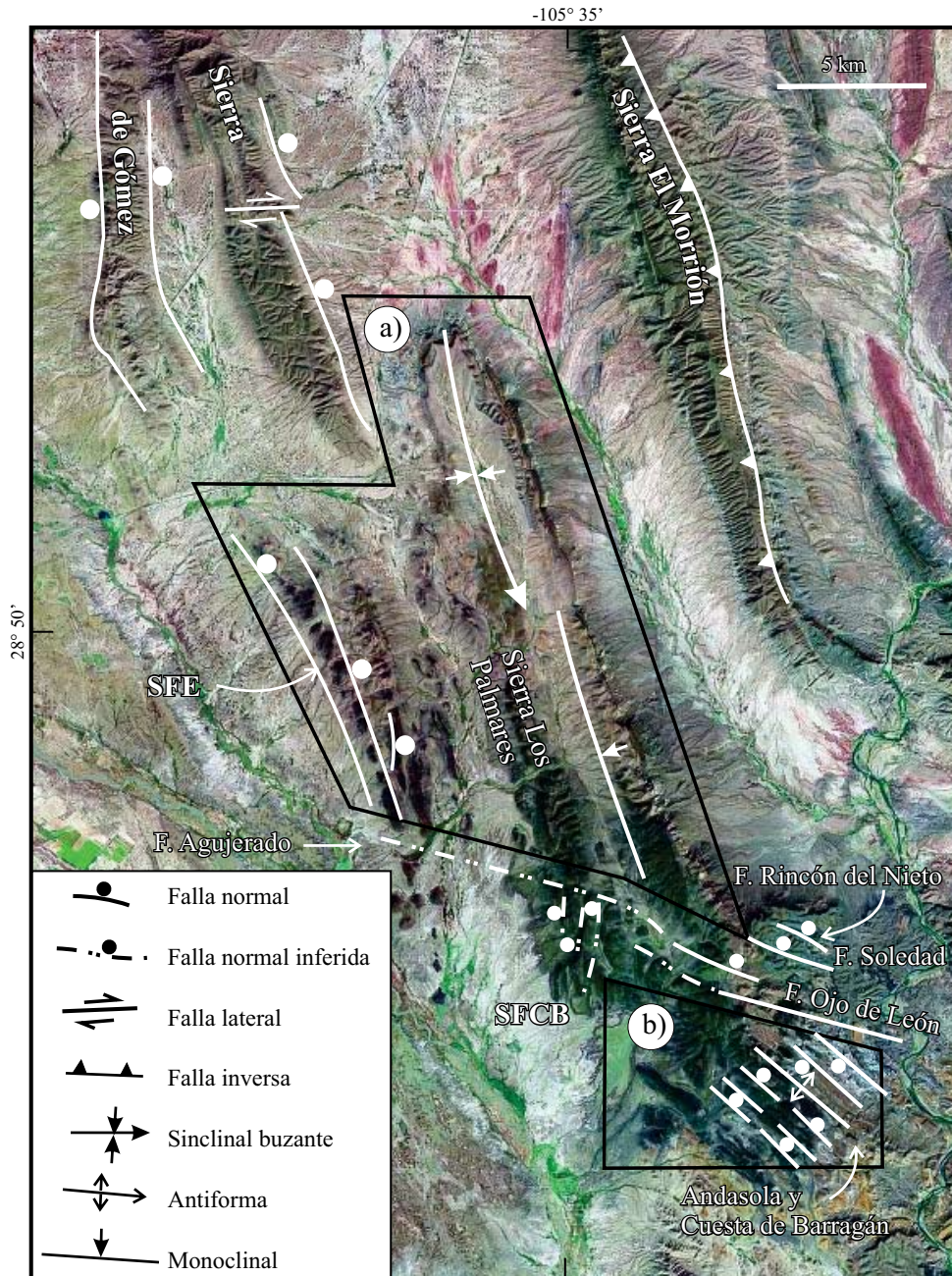


Figura 7. Imagen GeoCover™ Landsat ortorectificada, UTM-WGS84 bandas 7, 4 y 2 (https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/docs/GeoCover_circa_1990_Product_Description.pdf). En ella se muestran los dominios estructurales dentro del área de estudio, así como el Sistema Ojo de León, que es una zona de transferencia entre los dominios septentrional (a) y meridional (b). La línea blanca al oriente de la sierra El Morrión representa la ubicación de la falla Solís (Hennings, 1994). En este mismo sitio Hernández Noriega *et al.* (2000) muestran una falla normal. Clave: SFE: Sistema de fallas El Espanto y SFCB: Sistema de fallas Cerro Blanco.

Sobre estos mismos planos, es común encontrar estrías subhorizontales con indicadores cinemáticos izquierdos y derechos más jóvenes. Es notorio, dentro del sistema de fallas Ojo de León, que los planos de falla normal fueron retomados tardíamente para acomodar desplazamiento lateral (Figura 10). A nivel regional, el relieve y la trama estructural del dominio estructural meridional sugieren una posible rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj de los sistemas de fallas Andasola y Cuesta de Barragán

con respecto a las fallas en el dominio septentrional. Esto sucede a través del sistema de fallas Ojo de León, el cual debió funcionar como un sistema de transferencia que acomodó estilos de deformación extensional distintos. Se considera que esta interpretación debe ser evaluada con paleomagnetismo.

Además, en la parte sur de la sierra Los Palmares, justo en el sitio donde ésta es interrumpida por la falla Agujerado, hay un conjunto de fallas normales lítricas con despla-

mientos menores, a las que nos referimos como sistema de fallas Cerro Blanco (Figura 7). Estas fallas normales tienen un rumbo NNE y sus bloques hundidos al WNW. La inclinación promedio de las unidades volcánicas en los bloques de techo es 20°. Cabe señalar que la vergencia del sistema Cerro Blanco es opuesta al del sistema El Espanto, ubicado a 8 km al noroeste, en el dominio septentrional.

DISCUSIÓN

Las únicas estructuras postoligocénicas de acortamiento documentadas en el área de estudio son el conjunto estructural sinclinal/monoclinal de la SCI y el anticlinal *roll-over* cercano al sistema de fallas El Espanto (Figuras 4 y 7). La presencia de distintos tipos de pliegues en ambientes sujetos a extensión es un fenómeno común, ampliamente documentado en otras porciones de la provincia Cuencas y Sierras (Janecke *et al.*, 1998) y en el *rift* de Suez (Jackson *et al.*, 2006), por lo que sugerimos que las estructuras de acortamiento del Paleógeno medio a tardío observadas en la SCI fueron causadas por la actividad extensional de la provincia de Cuencas y Sierras del norte de México. La ausencia casi total de rocas volcánicas del Paleógeno sobre el levantamiento de Plomosas y, en general, sobre el cinturón plegado de Chihuahua, en contraste con el paquete grueso de rocas volcánicas documentado en la SCI y la región ubicada al occidente de ésta (Figura 1), sugiere que el arreglo topográfico que guardan las estructuras laramídicas del Paleógeno temprano (*e.g.*, sierras El Morrión y de Gómez: Figura 11a) pudieron funcionar como barreras topográficas y zonas de aporte de sedimentos que, al momento del volcanismo paleógeno, controlaron la distribución de los flujos piroclásticos, actuando como barreras, favoreciendo que el grueso de las unidades de la sucesión inferior se

acumularan más hacia el sur y occidente del área de estudio (Figura 11b). Además, las características texturales (tamaño máximo de líticos y de clastos de pómez) en la mayoría de las ignimbritas de la SCI, sugieren que corresponden a depósitos intermedios y/o distantes, ya que están compuestos por material fino principalmente. Estos argumentos pueden sugerir que la(s) fuente(s) de los flujos piroclásticos, ya sea caldera(s) o fisura(s), debieron estar ubicadas hacia el sur del sistema de fallas Ojo de León y/o al occidente de la SCI.

Cabe destacar que en la sucesión volcánica inferior existen depósitos clásticos continentales intercalados con las unidades volcánicas, lo que indica que hubo momentos de calma volcánica en el lapso en que se acumuló la sucesión volcánica inferior, y que debió haber erosión y depósito de clastos provenientes de rocas más antiguas, expuestas cerca del área de estudio, posiblemente en las sierras El Morrión y de Gómez. De particular importancia son las unidades epiclásticas que contienen una proporción grande de clastos que proceden de las rocas sedimentarias del Mesozoico (Figura 3) que circundan el área de estudio. Lo anterior, sugiere que los materiales no son de derivación local (*i.e.* de las rocas volcánicas en el área) por lo que se puede inferir que a escala regional hubo actividad tectónica importante contemporánea al volcanismo – muy probablemente fallamiento normal – que generó elevación y/o subsidencia relativa de bloques corticales (Figura 11).

Por otra parte, la ubicación de la(s) fuente(s) de las lavas andesíticas-basálticas de la sucesión superior no se conoce, debido a que en el campo no se observaron evidencias claras, como vestigios de conos cineríticos, domos o cuellos volcánicos y/o escudos de lava continentales, que permitieran inferir la ubicación de los conductos de donde provienen dichos derrames. Sin embargo, como se puede observar en la Figura 4, los afloramientos de estas rocas se restringen a las partes central y meridional del área de estudio y parecen ser más voluminosos en las áreas cercanas al sistema de fallas Ojo de León. Además, es en la parte central, en la sierra Los Palmares (Figura 4), donde se observa el paquete completo de derrames de esta sucesión volcánica, por lo que especulamos que el sistema Ojo de León pudo haber canalizado los magmas hacia la superficie y los derrames de lava, que son notablemente tabulares, por lo que pueden ser de tipo fisura.

De acuerdo a la relación entre la orientación del eje del sinclinal de la SCI, el rumbo de las fallas normales del sistema El Espanto, la ausencia total de fallas inversas contemporáneas a la deformación del Paleógeno medio a tardío, y comparando con los modelos de evolución de pliegues asociados a extensión propuestos por Schlische (1995) y Janecke *et al.* (1998), se concluye que el conjunto sinclinal/monoclinal de la SCI es un pliegue paralelo a fallas maestras dentro de un sistema extensional (véase figura 8 en Janecke *et al.*, 1998). Sin embargo, ni en campo, ni durante la interpretación de pares estereoscópicos de fotografías aéreas e imágenes de satélite del área de estudio, se pudieron identificar las fallas maestras que han sido reconocidas en



Figura 8. Panorámica del lado oriental de la sierra Cuesta El Infierno (vista desde el sureste). En la foto se aprecian las cuestas formadas por rocas volcánicas inclinadas hacia el WSW y los contrastes marcados en el patrón de afloramiento de las rocas volcánicas, que dependen principalmente del grado de soldamiento de las ignimbritas en la sucesión inferior.

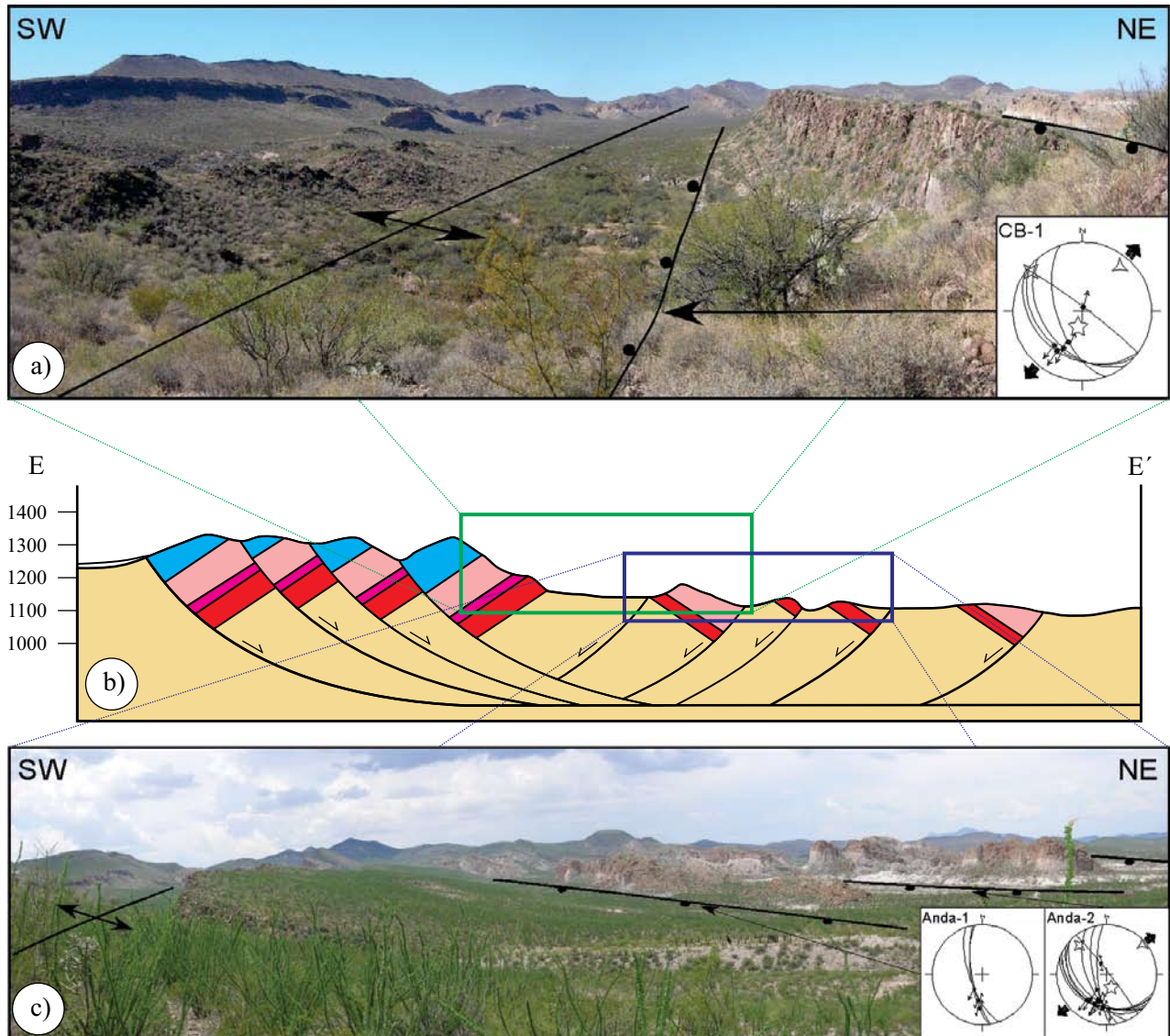


Figura 9. Sección estructural diagramática (b) a través de la antiforma ubicada en el dominio meridional. En las fotografías panorámicas (a y c) se puede observar parte del núcleo de la antiforma, que fue formado por fallas normales listricas antitéticas. En los recuadros en (a y c) se muestran los resultados de la inversión de datos de falla medidos en la Cuesta de Barragán (CB-1) y Andasola sur y norte (Anda-1 y Anda-2). CB-1 y Anda-1 indican extensión franca NE-SW y esfuerzo principal máximo cercano a la vertical.

zonas extensionales clásicas, como las de la provincia de Cuencas y Sierras de EUA (Janecke *et al.*, 1998; Faulds *et al.*, 2002; Varga *et al.*, 2004; White y Crider, 2006) o de otras partes alrededor del mundo (Schlische, 1995) y/o en los modelos analógicos reproducidos para plegamiento relacionado a fallas en ambientes extensionales (Hardy y McClay, 1999; Withjack y Schlische, 2006). Esto puede deberse a dos razones: (a) las fallas principales existen pero están cubiertas por depósitos de talud recientes o (b) las fallas maestras existen pero nunca emergieron hasta la superficie en los flancos del sinclinal. El problema con la primera opción, es que la topografía actual sugiere que el bloque hundido debe de estar al oeste del escarpe oriental de la SCI y el bloque de piso de la falla debe yacer al oriente. En este sitio actualmente existe un valle aluvial amplio en

donde hay “ventanas” generadas por erosión que exponen rocas sedimentarias del Cretácico Superior. Si se supone que la falla maestra llegó a la superficie y el bloque de piso está al este del escarpe oriental de la SCI, es necesario encontrar o documentar un mecanismo causante de la inversión topográfica. Si se aceptara que esta hipótesis es cierta, y que los depósitos de talud en el flanco oriental del sinclinal/monoclinal solo cubren parcialmente a la estructura, existe el inconveniente de que durante el trabajo de campo no se observaron evidencias de fallamiento importante al cual se pudiera relacionar la generación del sinclinal/monoclinal. Lo anterior restringe la interpretación a un modelo de plegamiento por doblez de falla (*fault bend fold*), donde la(s) falla(s) maestra(s) no se encuentra(n) expuesta(s) en superficie.

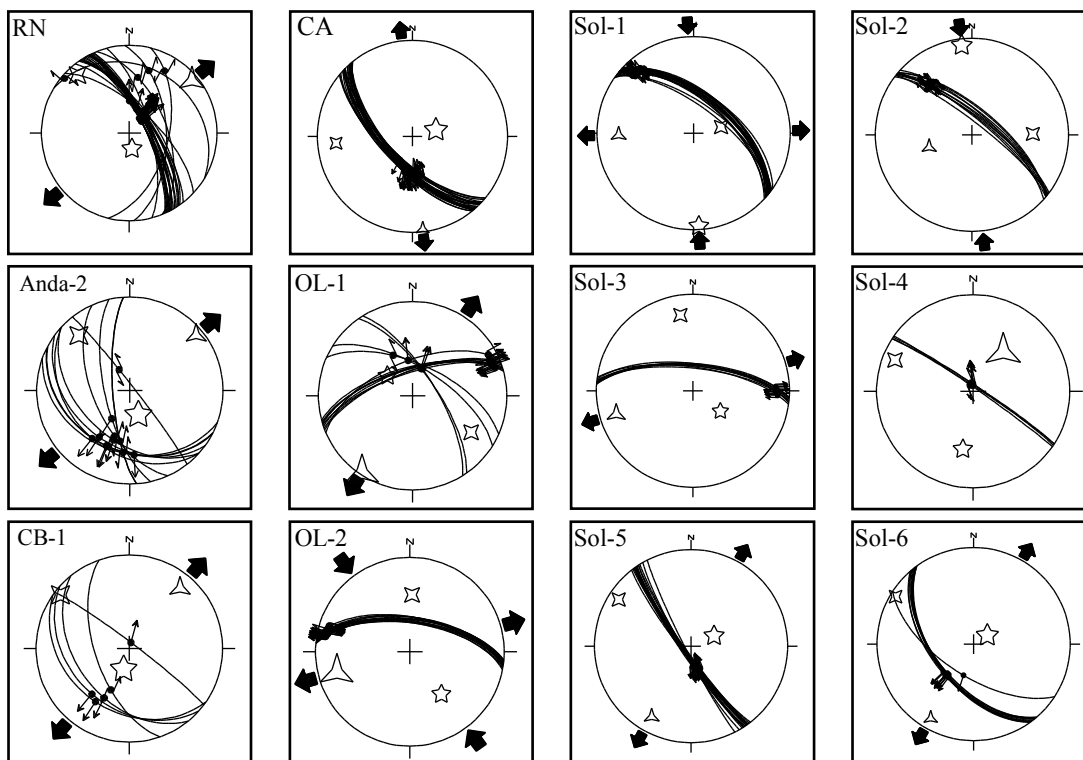


Figura 10. Redes estereográficas correspondientes a las estaciones de falla documentadas en la zona de transferencia y en el dominio meridional (RN: Rincón del Nieto; CA; Cerro Agujerado; Anda: Andasola; OL: Ojo de León; Sol: Soledad; CB: Cerro Blanco).

Las relaciones geométricas y espaciales entre la cabalgadura Solís, el conjunto estructural sinclinal/monoclinal de la SCI, el sistema de fallas El Espanto y el anticlinal *roll-over* anexo a éste (Figura 11b), junto con los argumentos expuestos en el párrafo anterior, nos permiten especular que la trama tectónica asociada al levantamiento de Plomosas en particular, y a las estructuras asociadas al borde occidental del Cinturón Plegado de Chihuahua en general, influyeron en la neofonnación de fallas normales durante la extensión del Paleógeno medio-tardío en la región. Proponemos la hipótesis de que durante la extensión paleógena se reactivó la falla Solís, invirtiendo su sentido de desplazamiento, el cual durante la deformación laramídica fue inverso, y se reactivó con componente normal en el Paleógeno medio-tardío, siendo el sistema de fallas El Espanto el sitio en donde emerge a la superficie la falla Solís (Figura 11e). En este modelo, el conjunto anticlinal/sinclinal es un pliegue por doblez de falla formado en un ambiente extensional (Figura 12).

El contacto entre las sucesiones inferior y superior es discordante en la parte sur de la sierra Los Palmares. Esta relación se observó justo en el área donde se encuentra el sistema de fallas Ojo de León, que aquí se interpreta como una zona de transferencia de la deformación extensiva entre los dominios estructurales septentrional y meridional (Figura 4). Esta discordancia angular sugiere que el frente tectónico del levantamiento de Plomosas y el borde meridional del cinturón plegado de Chihuahua debieron

haberse reactivado durante el volcanismo y la extensión del Cenozoico, siendo el sistema de fallas Ojo de León y el sector septentrional los mejores ejemplos de ésta actividad tectono-magmática del Paleógeno medio-tardío, respectivamente. Por otro lado, el cambio en el tipo de materiales volcánicos sugiere que los conductos de ascenso (fracturas) del material magmático, debieron haber pasado a un estado de menor esfuerzo en dirección ortogonal a las fracturas regionales, ya que los derrames de lavas reemplazaron a los depósitos piroclásticos y el fallamiento en estos últimos materiales fue más intenso,

Nuestra interpretación sugiere que la evolución geológica de la parte norte del área de estudio está íntimamente ligada a la reactivación de estructuras preexistentes (*i.e.* falla Solís) y al movimiento en la zona de transferencia (sistema de fallas Ojo de León). La reactivación de la falla Solís, con un movimiento normal durante el Paleógeno medio y tardío, permitió que se formaran fallas normales nuevas, que formaron al sistema de fallas El Espanto (Figuras 4 y 7).

Por otra parte, los depósitos clásticos continentales, formados casi exclusivamente por clastos derivados del basamento prevolcánico, intercalados entre las unidades eruptivas de la sucesión inferior, sugieren que el levantamiento de Plomosas fue reactivado por un pulso de extensión contemporáneo con el volcanismo. Esta misma reactivación, aunada a la existencia de un plano de falla irregular en la falla Solís, como se muestra en la Figura 11d, ayudó a la propagación hacia el sur de las fallas normales

Tabla 3. Valores del tensor de esfuerzos principales determinados por la técnica de inversión de datos para estrias de falla utilizando el programa *INVD* de Angelier (1990). N: número de datos; σ_1 , σ_2 y σ_3 : ejes principales del tensor de esfuerzo (buzamiento / azimuth en grados); Φ : relación $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; RUP: Valor promedio en % del estimador de coherencia del programa de Angelier. Cabe señalar que los porcentajes del RUP son muy buenos (>90%), ya que la calidad de los datos es buena.

Localidad	Sitio	Tipo de Falla	N	σ_1	σ_2	σ_3	Φ	RUP	
Rincón del Nieto	RN	Normal; Derecha	25	75/170	13/318	08/050	0.606	36	34
Soledad	Sol-1	Derecha	19	04/177	66/077	23/269	341	4	4
Soledad	Sol-2	Derecha	10	08/354	37/089	52/254	0.294	9	9
Soledad	Sol-3	Izquierda	8	61/127	22/351	18/253	0.649	31	31
Soledad	Sol-4	Derecha	4	14/292	39/190	48/038	0.761	20	20
Soledad	Sol-5	Normal	16	69/066	12/303	17/209	0.287	21	21
Soledad	Sol-6	Normal	10	76/057	06/301	12/210	0.148	8	8
Cerro Agujerado	CA	Normal	24	69/075	20/265	03/174	0.187	17	17
Ojo de León	OL-2	Derecha	14	39/002	43/143	21/254	0.940	26	26
Ojo de León	OL-1	Derecha; Normal	13	62/308	28/122	03/213	0.664	34	34
Andasola Sur*	Anda-1	Normal	3	-	-	-	-	-	-
Andasola Norte	Anda-2	Normal	11	67/160	21/317	08/050	0.303	29	29
Cuesta Barragán	CB-1	Normal	6	72/197	07/309	17/041	0.219	18	18

* Debido a que este sitio solo cuenta con tres datos, no se pudo obtener el tensor de esfuerzos dado por el programa de Angelier (1990).

expuestas en los flancos de la sierra de Gómez (Figuras 4 y 7), formándose así el sistema de fallas El Espanto. Este sistema causó el basculamiento de las rocas en esta parte del área de estudio.

De acuerdo a la actitud del plano de la falla Solís, debió haber transporte tectónico relativo entre bloques hacia el oriente, por lo que se generó compresión local entre los bloques de techo del sistema de falla El Espanto y la sierra El Morrión (Figura 12). Esta compresión local causó el plegamiento de las rocas de la sucesión volcánica, originando el anticlinal *roll-over* pequeño (este tipo de plegamiento es común en zonas extensionales; Janecke *et al.*, 1998) y el sinclinal/monoclinal por el modelo de plegamiento por doblez de falla. Cabe señalar que éste es un proceso muy importante durante las fases tempranas de crecimiento de fallas en ambientes extensionales (Jackson *et al.*, 2006; Jin y Groshong, 2006). La evolución de estas estructuras también fue influenciada por la posición topográfica de las estructuras formadas durante del Paleoceno – Eoceno temprano (*i.e.*, los pliegues en rocas mesozoicas en las sierras El Morrión y de Gómez). Esto último es sugerido por el hecho que sólo en la superposición topográfica entre estas sierras (vistas en planta) es donde se formó el sinclinal de la SCI, mientras que más hacia el sur, el flanco occidental del sinclinal no se desarrolló, por lo que la estructura se transforma en un monoclinal simple con desarrollo de un sistema de fallas en dominó (sistema El Espanto) y un anticlinal *roll-over* (Figura 4).

Contemporáneo con la actividad que generó fallas lítricas en el borde occidental y el plegamiento de las rocas en la parte oriental del área de estudio, debió haber acomodos, tanto normales como laterales a lo largo del sistema de fallas Ojo de León, ya que este conjunto de estructuras es donde terminan las fallas normales lítricas y el conjunto sinclinal/monoclinal del dominio septentrional (Figura 11e).

El contacto entre las dos sucesiones volcánicas que

componen a la SCI es una discordancia angular en la parte central del área de estudio, justo al norte de la traza de la falla Agujerado (que es parte del sistema Ojo de León). Esto, y la presencia de depósitos clásticos continentales compuestos principalmente por fragmentos derivados de rocas del basamento prevolcánico, sugieren que el volcanismo, al menos en esta parte al occidente del levantamiento de Plomasas, es sintectónico con el fallamiento normal.

Se infiere que en el dominio meridional, la evolución estructural es relativamente independiente de las estructuras preexistentes, ya que en esta parte no se encontraron evidencias directas de fallamiento pre-Cenozoico. Sin embargo, no se descarta que estas fallas representen la extensión más al sur del sistema de fallas El Espanto y la contraparte de la deformación que existe al norte del sistema de fallas Ojo de León. Obviamente, ésta tiene una rotación antihoraria importante, posiblemente por movimiento lateral izquierdo a través del sistema Ojo de León. El arreglo de las fallas normales de la zona meridional basculó a los bloques de techo de los medios *grabens* y originó una antifirma por basculamientos diferenciales. La deformación temprana que afectó al área de estudio es más evidente en las rocas volcánicas de la sucesión inferior en la zona septentrional y parece que no actuó de manera significativa en la zona meridional del área de estudio, ya que el contacto entre las sucesiones inferior y superior es concordante en esta zona. Lo anterior, puede deberse al acomodo controlado por la ubicación del sistema de fallas Ojo de León.

Aparentemente, la magnitud de la extensión total en el dominio meridional fue mayor que en el septentrional. Esto se debe a que el ángulo de inclinación de los bloques basculados en la parte meridional es de aproximadamente 30° en promedio, mientras que en el dominio septentrional es de 10 a 12°. Se especula que las características litológicas de algunas de las unidades litoestratigráficas que afloran en la zona meridional del área pudieron ser responsables de

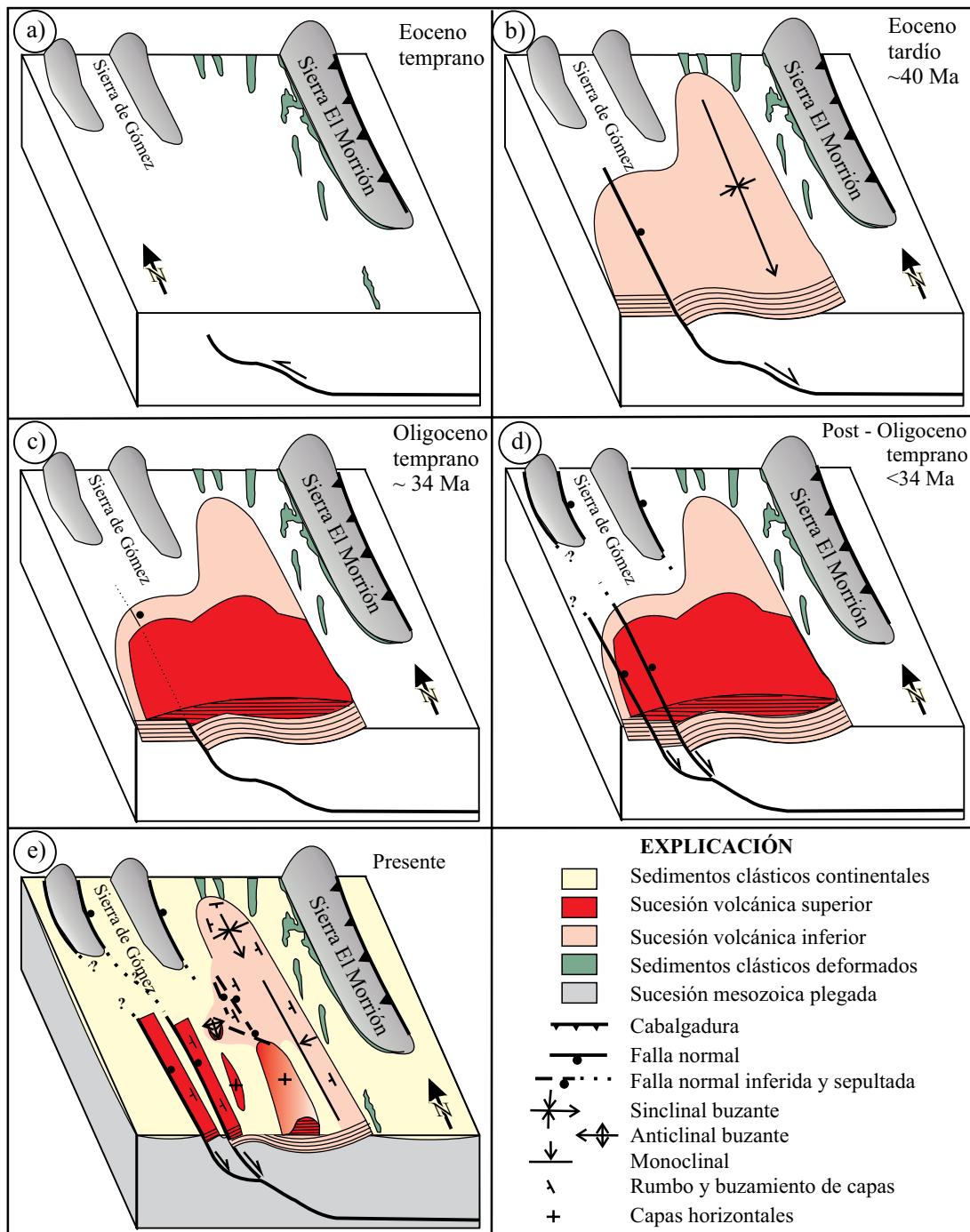


Figura 11. Esquema simplificado mostrando parte del frente tectónico del levantamiento de Plomosas y el desarrollo progresivo de las estructuras de la SCI y sus alrededores, tal y como se interpreta en este trabajo. Se cree que la deformación extensional sucedió de manera contemporánea y posterior al vulcanismo del Paleógeno; a) en este diagrama se asume que la deformación laramídica habría creado el relieve de las sierras laramídicas (El Morrión y de Gómez) antes del final del Eoceno (Chávez-Cabello, 2005). b) Las sierras de Gómez y El Morrión pudieron actuar como barreras topográficas que canalizaron y detuvieron a los flujos piroclásticos provenientes desde el sur y/o suroeste (?) del área de estudio. Nótese que la Sierra El Morrión está limitada por una cabalgadura con vergencia hacia el occidente y que ésta, de acuerdo al modelo de Hennings (1994), es la expresión superficial de la falla Solís (FS), una estructura mayor que limita al cinturón plegado de Chihuahua. Durante el emplazamiento de las rocas volcánicas de la sucesión inferior posiblemente hubo actividad tectónica que formó las fallas normales que limitan a la sierra de Gómez a partir de estructuras asociadas a la falla Solís (Hennings, 1994). Así mismo, dio origen a la acumulación de los sedimentos clásticos intercalados en las unidades de esta sucesión predominantemente volcánica. c) El emplazamiento de la sucesión superior se llevó a cabo cuando la deformación ya había iniciado, lo que puso en contacto discordante a estas rocas con aquellas de la sucesión inferior en la parte sur de la sierra Los Palmes. d) La actividad extensional fue más intensa en el dominio septentrional, reactivando algunos ramales de la falla Solís con componente normal y propagándose hacia la superficie en la zona oeste de la SCI como el sistema de fallas El Espanto; también, esta reactivación originaría la inflexión en el subsuelo que daría lugar a la formación del sinclinal de la zona septentrional y el anticlinal *roll-over* de la transición entre estas dos zonas. e) Modelo de evolución del sinclinal y del sistema de fallas el Espanto (SFE) de la zona occidental en una zona de acomodo entre fallas conjugadas antitéticas.

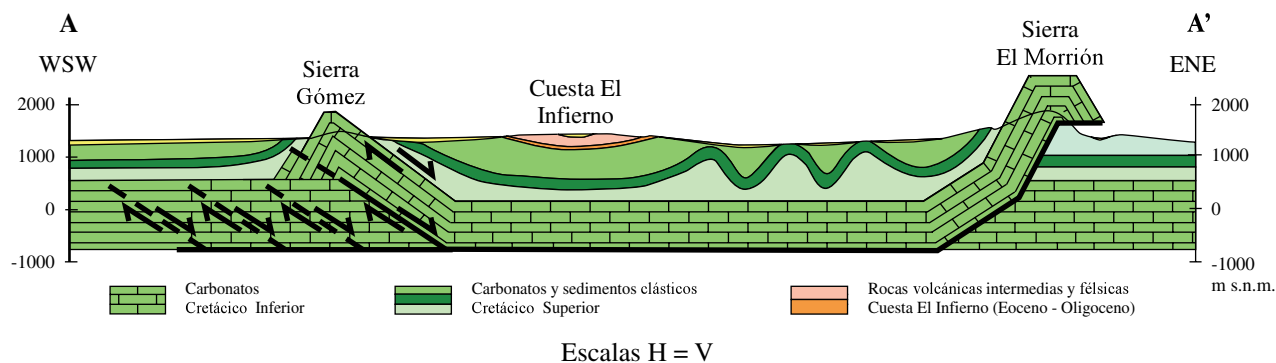


Figura 12. Sección estructural a través de las sierras El Morrión y Cuesta El Infierno. En la figura 4 se muestra la ubicación y orientación de la línea de sección. Modificado de Hennings (1994).

esta rotación desproporcionada con respecto a la magnitud de desplazamiento inferido en estas fallas. Es decir, las rocas piroclásticas con un grado de soldamiento bajo, en presencia de algo de humedad, pudieron comportarse de una manera dúctil y haber funcionado como zonas de despegue. Esto pudo haber ocasionado que las fallas normales, que en superficie son de ángulo alto, a profundidades relativamente someras sean subhorizontales, lo que provocó una rotación de bloques muy notable aún y cuando la extensión total en la región no fuera muy grande.

De acuerdo con los modelos de evolución para pseudoplegamiento en terrenos que han experimentado extensión, la antifirma es un caso característico asociado a zonas de acomodo o de transferencia. Es decir, una zona de acomodo es aquella área entre dos fallas importantes paralelas que se superponen y que pueden transferir desplazamiento y/o deformación de un medio *graben* a otro (Reynolds y Rosendahl, 1984). De acuerdo a la clasificación de Faults y Varga (1998), la antifirma de la zona meridional de la SCI es similar al modelo donde elseudopliegue es paralelo a la zona de acomodo, solo que, en el caso del área de estudio, la antifirma fue rotada por el movimiento lateral a lo largo del sistema de fallas Ojo de León (Figura 13).

Los datos estructurales colectados al sur del sistema Ojo de León sugieren que, a diferencia de la parte norte, ahí la deformación estuvo influenciada principalmente por extensión NE-SW. Cabe señalar que el rumbo promedio de las estructuras en el dominio meridional difiere aproximadamente 25° de la dirección de las estructuras en la zona septentrional de la SCI (Figura 7), y de los pliegues laramídicos (Figura 1) en el cinturón plegado de Chihuahua (Hennings, 1994) y de las fallas normales de la provincia Cuencas y Sierras, que es principalmente NNW a NW en esta parte de la provincia (Stewart, 1998). Estos cambios en la orientación de las estructuras al sur de la SCI y de los paleoesfuerzos inferidos se cree se deben a la influencia del sistema de fallas Ojo de León, que está formado por fallas con rumbo N70°W, con corrimientos sinvolcánicos oblicuos (normal + laterales) y que fue reactivada en varias ocasiones, posiblemente desde la etapa temprana de la deformación extensional asociada a Cuencas y Sierras. De igual forma,

especulamos que este sistema pudo haber acomodado movimiento más antiguo (prevolcánico) y la estructura limitó al borde meridional del levantamiento de Plomasas.

Cabe señalar que la dispersión de los flujos piroclásticos que formaron a las ignimbritas expuestas en la SCI fue influenciada por la paleotopografía y las estructuras más antiguas, ya que es notable que al oriente de la SCI, sobre el levantamiento de Plomasas, los afloramientos son dominados por rocas sedimentarias marinas prevolcánicas (Figura 1). De igual manera, se considera que la expulsión de las lavas que originaron a la sucesión superior también fue influida por el sistema de fallas Ojo de León, ya que el espesor mayor de estos derrames de lava y la sucesión más completa de los mismos se encuentra justo en la sierra Los Palmares (Figura 4). Por otra parte, el monoclinio de la parte oriental del dominio septentrional y el sistema de fallas El Espanto terminan en el sistema de fallas Ojo de León y el monoclinio es desplazado unos cuantos metros en algunos sitios en forma derecha y en otros en forma izquierda, por lo que se considera que los movimientos más jóvenes hasta ahora reconocidos en el área de estudio fueron laterales y sucedieron en las fallas del sistema Ojo de León (Figura 4).

Por otra parte, la orientación general del sistema Ojo de León es muy similar a la de otras fallas de basamento del norte de México, como San Marcos (McKee *et al.*, 1984) y La Babia (Charleston, 1981) y, en general, con las fallas de basamento con rumbos WNW que se interpretan como parte de la trama estructural prejurásica de la cuenca de Chihuahua (véase figura 3A en Haeggi, 2002). En algunas de estas estructuras, como en la falla de San Marcos, se han documentado varios periodos de reactivación, incluso durante el Plioceno y el Cuaternario (Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Por este motivo, se considera que el sistema Ojo de León puede ser la expresión en la superficie de una falla de basamento multiactivada que no solo controló la deformación durante el Paleógeno, sino que el relieve creado por sus movimientos pudo influir en la dispersión de los flujos piroclásticos de la sucesión inferior. Éstos provinieron, posiblemente, de las regiones ubicadas al sur y al occidente de la SCI, en donde los afloramientos están

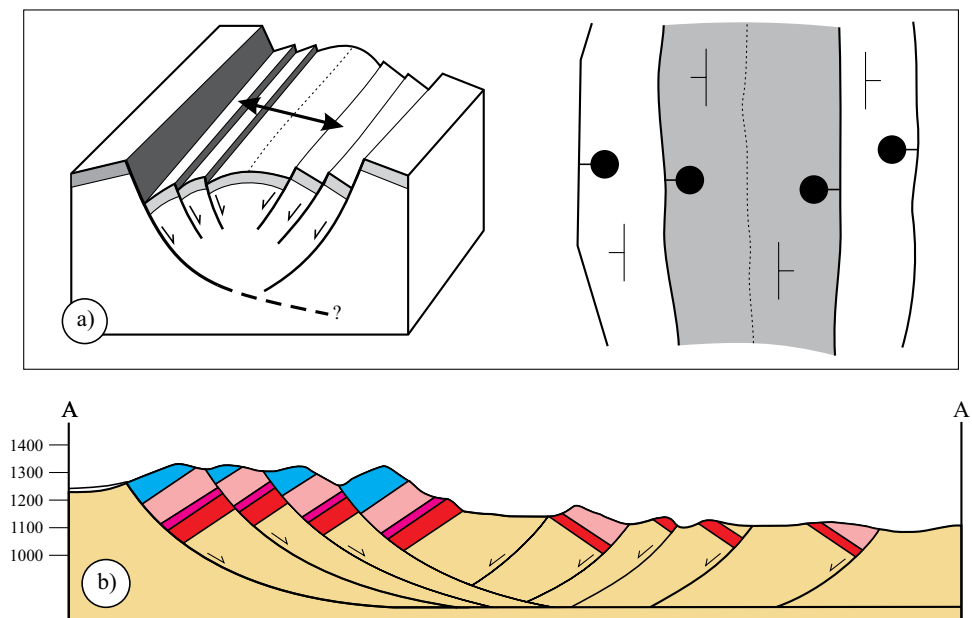


Figura 13. Modelo de evolución del dominio meridional. a) La zona de acomodo entre dos fallas listricas, antitéticas y paralelas entre sí, forman una antifirma (Faulds *et al.*, 2002), acomodando la deformación en medios *grabens*; b) Este tipo de deformación fue posible ya que en esta zona del área de estudio, la base de la sucesión es una ignimbrita de grado bajo que con algo de humedad pudo haberse comportado de una manera dúctil, lo que favoreció a que las fallas en superficie fueran de ángulo alto y subhorizontales en el subsuelo.

dominados por paquetes de rocas volcánicas con espesores considerables. Aranda-Gómez *et al.* (2003) plantearon la hipótesis de que el pliegue en la SCI fue formado por la reactivación de la falla San Marcos en un segmento en donde la falla formó un *restraining bend* durante uno de los pulsos de extensión del Cenozoico. A la fecha, esta hipótesis no ha podido ser evaluada, ya que no existe forma de probar la ubicación de dicha falla debido a que está enmascarada por la sucesión volcánica del Paleógeno, y también es posible que el sistema Ojo de León refleje a otra estructura de basamento distinta a la falla San Marcos.

CONCLUSIONES

La sierra Cuesta El Infierno está compuesta, entre otras, por rocas volcánicas paleógenas que agrupamos en la sucesión inferior (flujos piroclásticos félsicos; <45 Ma, >34 Ma) y la sucesión superior (derrames de lava andesítica-basáltica; ≥ 34 Ma) y que están separadas por una discordancia angular pequeña (5°). La presencia de sedimentos clásticos continentales, intercalados en la sucesión inferior, y formados casi exclusivamente por fragmentos de rocas derivadas del basamento prevolcánico, sugiere que en regiones adyacentes al área de estudio hubo levantamientos importantes y que, por tanto, el volcanismo es, al menos en parte, sintectónico con la extensión. La deformación extensional asociada a Cuencas y Sierras reactivó el frente occidental del levantamiento de Plomosas y a una falla de basamento que subyace al sistema de fallas Ojo de León. Este sistema $N70^\circ W$, con corrimiento oblicuo (normal + lateral) influyó

en la evolución estructural de la región, ya que separa a la zona septentrional, caracterizada por la asociación de un sistema de fallas en dominó, con un anticlinal *roll-over* y un conjunto estructural integrado por un sinclinal y un monoclinal. Todas estas estructuras tienen un rumbo NNW, subparalelo a cabalgaduras laramídicas y fallas normales en las sierras de Gómez y El Morrión. Se propone que el sistema sinclinal/monoclinal es un pliegue por doblez de falla que se formó durante la reactivación con movimiento normal de la falla Solís, una cabalgadura importante que marca el borde occidental del cinturón plegado de Chihuahua en la región. Por otra parte, las fallas normales cenozoicas en el dominio meridional parecen ser más independientes de las estructuras laramídicas, aunque no del sistema Ojo de León, pues fue este sistema de fallas lo que perturbó la orientación de los esfuerzos en el dominio meridional, o rotó las estructuras durante movimientos laterales tardíos, acomodando la trama estructural con rumbo $N45^\circ W$.

AGRADECIMIENTOS

Edgar Oviedo, Paula González y Jorge Cervantes recibieron una beca de CONACYT para realizar estudios de posgrado en el Centro de Geociencias de la UNAM. El trabajo de campo se hizo gracias al apoyo financiero brindado por CONACYT a través del proyecto 47041 a Jorge Aranda, Gabriel Chávez y Roberto Molina. La Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León brindó apoyo logístico para las campañas de campo. Juan Tomás Vázquez colaboró en la preparación de

las láminas delgadas.

A. Iriondo agradece a Mick Kunk y Ryan McAleer del Laboratorio de Termocronología Ar-Ar del *U.S. Geological Survey* en Reston, Virginia, por su ayuda incondicional en la obtención de los datos Ar-Ar presentados en este estudio. Él también agradece a Joe Wooden, Brad Ito, Bettina Wiegand, Frank Mazdab y Ariel Strickland del Laboratorio SUMAC de la Universidad de Stanford por asistirlo en los estudios de U-Pb en circones utilizando el equipo SHRIMP-RG.

APÉNDICE: Técnicas analíticas

⁴⁰Ar/³⁹Ar en cristales de sanidino con láser

Cristales únicos de sanidino de la ignimbrita “inferior” de la sierra Cuesta El Infierno (SCI-13.2) fueron preparados en el laboratorio de Separación Mineral del Centro de Geociencias-UNAM en Juriquilla, Querétaro, utilizando técnicas convencionales de separación magnética y líquidos pesados. Una cantidad de aproximadamente 10 mg de estos cristales fueron irradiados, es decir, expuestos a un campo de neutrones por 20 horas (paquete de irradiación KD48 en cápsulas de aluminio) en la parte central del reactor nuclear tipo TRIGA ubicado en el *U.S. Geological Survey* de Denver, Colorado. El monitor mineral utilizado para controlar la dosis neutrónica en el paquete de irradiación fue el sanidino de la toba Fish Canyon (FCT-3) con una edad de 27.79 Ma (Kunk *et al.*, 1985; Cebula *et al.*, 1986) con respecto a la muestra monitor Mmhb-1 (hornblenda) con una edad K-Ar de 519.4 ± 2.5 Ma (Alexander *et al.*, 1978; Dalrymple *et al.*, 1981). Detalles sobre el procedimiento de irradiación, el tipo de contenedor y la geometría de las muestras, están descritos en detalle en Snee *et al.* (1988).

Los cristales individuales de sanidino de la muestra SCI-13.2 fueron analizados en el Laboratorio de Termocronología del *U. S. Geological Survey* de Reston, Virginia, utilizando un espectrómetro de masas tipo MAP-216 conectado a un multiplicador de electrones. Se empleó la técnica de ⁴⁰Ar/³⁹Ar de fusión total de cristales individuales utilizando un láser de CO₂ marca Synrad de 50 watt. Para información adicional sobre estas técnicas analíticas, se refiere al lector a las publicaciones de Kunk *et al.* (2001) e Iriondo *et al.* (2003, 2004). Los datos isotópicos de los experimentos de fusión total (Tabla 1) fueron reducidos y graficados (Figura 5) con el programa de computación Mass Spec desarrollado por Deino (2001). Por último, se señala que en la reducción de datos se emplearon las constantes de desintegración recomendadas por Steiger y Jäger (1977).

U-Pb en cristales de circón con SHRIMP-RG

El separado mineral de circón también se realizó por métodos convencionales en el laboratorio de Separación Mineral del Centro de Geociencias-UNAM de Juriquilla,

Querétaro. Se trituró y pulverizó una cantidad de muestra de ~2 kg para proceder a su tamizado (<150 μm) y lavado para iniciar la separación de la fracción no-magnética con un separador magnético tipo Frantz. Esta fracción no magnética se introdujo en líquido pesado (ioduro de metileno-MEI, con una densidad de ~3.33 g/cm³) para la recuperación de los minerales pesados, incluido el circón. Los circones de la muestra SCI-26, y pedazos del circón estándar R33, fueron montados en una cinta adhesiva de doble cara para fabricar, utilizando un molde, una probeta de resina epoxi. Esta probeta fue posteriormente desbastada con papel de lija de agua (grado 1500) hasta alcanzar aproximadamente la exposición de la mitad ecuatorial de los granos de circón montados. Posteriormente, la probeta fue pulida utilizando polvo de diamante en suspensión de 6 y 1 μm de diámetro.

También se realizó la caracterización de los circones a partir de microscopía de luz transmitida y reflejada (no mostrada) para ayudarnos en la elección de los puntos de análisis. Además, se obtuvieron imágenes de microscopía electrónica en la Universidad de Stanford en California utilizando un detector de catodoluminiscencia (SEM-CL en un instrumento JEOL 5600) para facilitar el proceso de elección de los puntos de muestreo (Figura 6d). Estas imágenes se utilizaron para revelar zonación interna en los circones (variaciones de composición química) para evitar posibles áreas problemáticas de los granos. La probeta fue limpiada en 1N HCl y agua destilada para minimizar la presencia de Pb común en la superficie de los granos y, por último, fue recubierta con una película fina de Au para obtener una máxima conductividad de la superficie de los granos.

Los procedimientos analíticos con el equipo SHRIMP-RG (*Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe-Reverse Geometry*) empleados en este estudio son similares a los reportados por Williams (1998) y Nourse *et al.* (2005). De forma breve, cabe mencionarse que los análisis de U-Th-Pb se realizaron en 14 circones de la muestra SCI-26 utilizando el instrumento SHRIMP-RG albergado en la Universidad de Stanford, California. El SHRIMP-RG opera con un haz de iones primario de oxígeno de ~2-4 nA, excavando un área de ~25-30 μm de diámetro (ajustable dependiendo del tamaño del circón) y con una profundidad de ~1-2 μm. El instrumento cuenta con un detector sencillo de una sensibilidad de detección de 5-30 cuentas por segundo (cps) por ppm de Pb. Los datos generados son el resultado de cinco ciclos de contabilización en el detector. De forma secuencial, se miden nueve picos que indican la proporción isotópica del circón analizado: ⁹⁰Zr, ¹⁶O, ²⁰⁴Pb, (²⁰⁴Pb, *background*), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²³⁸U, ²⁴⁸Th, ¹⁶O, y ²⁵⁴U ¹⁶O. Las relaciones de ²⁰⁶Pb/²³⁸U se normalizan con los análisis del circón estándar R33 que tiene una edad U-Pb concordante de 418.9 ± 0.4 Ma (2σ) (Black *et al.*, 2004) obtenida utilizando la técnica de dilución isotópica y espectrometría de masas por ionización térmica (ID-TIMS). Para obtener un control analítico de las relaciones de Pb/U, el estándar de circón (R33) es analizado después de analizar cuatro a cinco circones desconocidos. Las concentraciones de uranio se monitorean por medio del

análisis del estándar CZ3 con ~550 ppm. La concentraciones de U y Pb están reportadas a una precisión de 10–20 %. Los datos fueron reducidos (Tabla 2) y graficados (Figura 6) usando los programas computacionales Squid e Isoplot/Ex, respectivamente (Ludwig, 2001, 2003).

REFERENCIAS

- Alexander, E.C.Jr., Mickelson, G.M., Lanphere, M.A., 1978, Mmhb-1: A new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, in Zartman, R.E. (ed.), Short papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology: United States Geological Survey, Open-File Report 78-701, 6-8
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear - Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 393, 1-50.
- Angelier, J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III A new rapid direct inversion method by analytical means: *Geophysical Journal International*, 103(2), 363-376.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Becker, T., Solorio-Munguía, J.G., Martínez, E., 2001, Timing of multiphasic deformation based on the study of continental clastic deposits and volcanic rocks, east-central Chihuahua, México: *GEOS*, 21(3), 204.
- 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, in Anderson, T.H., Nourse, J. A., McKee, J. W., Steiner, M. B. (eds.) The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 393, 509-521.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004, Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards: *Chemical Geology*, 205(1-2), 115-140.
- Branney, M.J., Barry, T.L., Godchaux, M., 2004, Sheathfolds in rheomorphic ignimbrites: *Bulletin of Volcanology*, 66(6), 485-491.
- Brown, M.L., Dyer, R., 1987, Mesozoic geology of northwestern Chihuahua, Mexico, in Dickinson, W.R. (ed.), Mesozoic Rocks in Southern Arizona and Adjacent Areas: *Arizona Geological Society Digest* 18, 381-394.
- Cebula, G.T., Kunk, M.J., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Obradovich, J.D., Sutter, J.F., 1986, The Fish Canyon Tuff: A potential standard for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission track dating methods: *Terra Cognita*, 6(2), 139-140.
- Chapin, C.E., 1971, The Rio Grande rift, part I: Modifications and Additions: United States, New Mexico Geological Society Guidebook, 22nd Field Conference, San Luis Basin, Colorado, 191-202.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, in Katz, S.B., Smith, C.I. (eds.), Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication 81-74, 28-36.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis doctoral, 226 p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossio-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I., González-Naranjo, G.A., 2005, La Falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 27-52.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossio-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2007, The San Marcos Fault: A Jurassic multi-reactivated basement structure in north-eastern Mexico, in Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 422, 261-286.
- Dalrymple, G.B., Alexander, E.C., Lanphere, M.A., Kraker, G.P., 1981, Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor: U.S. Geological Survey Professional Paper 1176, 55 pp.
- Dasch, E.J., Armstrong, R.L., Clabaugh S.E., 1969, Age of Rim Rock dike swarm, Trans-Pecos Texas: *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1819-1823.
- Decker, E.R., Smithson, S.B., 1975, Heat flow and gravity interpretation across the Rio Grande rift in southern New Mexico and West Texas: *Journal of Geophysical Research*, 80(B17), 2542-2552.
- DeFord, R.K., 1964, History of geologic exploration in Chihuahua, in *Geology of the Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico*: United States, West Texas Geological Society Publication 64-50, 116-129.
- Deino, A.L., 2001, Users manual for Mass Spec 5.02: Berkeley, Geochronology Center Special Publication 1a, 119 pp.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee basin (USA-Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 14(5), 475-504.
- Drewes, H., 1981, Tectonics of southeastern Arizona: United States Geological Survey Professional Paper 1144, 1-96.
- Faulds, J.E., Varga, R.J., 1998, The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes, in Faulds, J.E., Stewart, J.H. (eds.), *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*: Reno, Nevada, Geological Society of America Special Paper 323, 1-46.
- Faulds, J.E., Olson, E.L., Harlan S.S., McIntosh, W.C., 2002, Miocene extension and fault-related folding in the Highland Range, Southern Nevada: a three-dimensional perspective: *Journal of Structural Geology*, 24(4), 861-886.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubí, A., 2007, Estratigrafía del noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 43-62.
- Goodell, P.C., 1981, Geology of the Peña Blanca uranium deposit, Chihuahua, Mexico, in Goodell, P.C., Waters, A.C. (eds.), *Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks*: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 13, 275-291.
- Gries, J.F., Haenggi, W.T., 1970, Structural evolution of the eastern Chihuahua Tectonic Belt, in *The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt: Symposium in honor Professor Ronald K. DeFord*: University of Texas at Austin, West Texas Geological Society, 119-137.
- Haenggi, W.T., 2001, Tectonic history of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA: Part I, the pre-Mesozoic setting: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54(1), 28-66.
- Haenggi, W.T., 2002, Tectonic history of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 38-94.
- Hardy, S., McClay, K., 1999, Kinematic modeling of extensional fault-propagation folding: *Journal of Structural Geology*, 21(7), 695-702.
- Hennings, P.H., 1994, Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico: *Tectonics*, 13(6), 1445-1460.
- 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.
- Hernández-Noriega, L., Ramírez-Tello, E., Ávila-Lugo, F., Carrizales-Aguilar, A., 2000, Carta geológico-minera, esc. 1:250,000 Ciudad Delicias H13-11, Chihuahua: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): U.S. Geological Survey Open File Report OF-03-020, 79 pp.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2004, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II): U.S. Geological Survey Open File Report OF-04-1444, 46 p.
- Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Sharp I.R., 2006, Style and sequence of deformation during extensional fault-propagation folding: examples from the Hammam Faraun and El-Qaa fault blocks, Suez Rift, Egypt: *Journal of Structural Geology*, 28(3), 519-535.
- Janecke, S.U., Vandenburg, C.J., Blankemau, 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.
- Jin, G., Groshong, R.H.Jr., 2006, Trishear kinematic modeling of extensional fault-propagation folding: *Journal of Structural Geology*, 28(1), 170-183.
- Kunk, M.J., Sutter, J.F., Naeser, C.W., 1985, High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine, biotite, hornblende, and plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan Volcanic Field South-Central Colorado: *Geological Society of America, Abstract with Programs*, 17, 636 p.
- Kunk, M.J., Winick, J.A., Stanley, J.O., 2001, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectrum and laser fusion data for volcanic rocks in west central Colorado: U.S. Geological Survey, Open-File Report 01-472, 94 p.
- Ludwig, K.R., 2001, SQUID 1.02, A user's manual: Berkeley Geochronology Center Special Publication 2, 19 pp.
- Ludwig, K.R., 2003, ISOPLOT; A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 70 pp.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: *Geology*, 12(2), 103-107.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., 1988, Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: *Geology*, 16(1), 37-40.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 102(5), 593-614.
- Muehlberger, W.R., 1980, Texas lineament revisited, in Dickerson, P.W., Hoffer, J.M. (eds.), *The Trans-Pecos Region: New Mexico Geological Society, 31st Field Conference Guidebook*, 113-121.
- Muehlberger, W.R., Belcher, R.C., Goetz, L.K., 1978, Quaternary faulting in Trans-Pecos Texas: *Geology*, 6(6), 337-340.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 393*, 123-182.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaníz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Oviedo-Padrón, E.G., 2008, Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua y su relación con el Levantamiento de Plomasas: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de maestría, 98 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey: Austin, Texas, University of Texas, tesis doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986, Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México: *Geofísica Internacional*, 25(1), 157-206.
- Ramberg, I.B., Cook, F.A., Smithson, S.B., 1978, Structure of the Rio Grande rift in southern New Mexico and west Texas based on gravity interpretation: *Geological Society of America Bulletin*, 89(1), 107-123.
- Reynolds, D.J., Rosendahl, B.R., 1984, Tectonic expressions of continental rifting: *American Geophysical Union Transactions*, 65, 1116.
- Schlische, R.W., 1995, Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79(11), 1661-1678.
- Seager, W.R., 1983, Laramide wrench faults, basement-cored uplifts, and complementary basins in southern New Mexico: *New Mexico Geology*, 5, 69-76.
- Snee, L.W., Sutter, J.F., Kelly, W.C., 1988, Thermochronology of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite: *Economic Geology*, 83(2), 335-354.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extension history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, in Faulds, J.E., Stewart, J.H. (eds.), *Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province: Reno, Nevada, Geological Society of America Special Paper 323*, 47-74.
- Varga, R.J., Faulds, J.E., Snee, L.W., Harlan, S.S., Bettison-Varga, L., 2004, Miocene extension and extensional folding in an anticlinal segment of the Black Mountains accommodation zone, Colorado River extensional corridor, southwestern United States: *Tectonics*, 23(TC1019).
- Webb, D.S., 1969, Facets of the geology of the Sierra del Presidio area, north-central Chihuahua, in *The Border Region: New Mexico Geological Society, 29th Field Conference Guidebook*, 182-185.
- White, I.R., Crider, J.G., 2006, Extensional fault-propagation folds: mechanical models and observations from the Modoc Plateau, northeastern California: *Journal of Structural Geology*, 28(7), 1352-1370.
- Williams, I.S., 1998, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, in McKibben, M.A., Shanks, W.C. (eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Reviews in Economic Geology* 7, 1-35.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México - a review, in *Miocene extension and extensional folding in an anticlinal segment of the Black Mountains accommodation zone, Colorado River extensional corridor, southwestern United States: Contribuciones al Cretácico de México y América Central: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, México*, 4, 5-45.
- Withjack, M.O., Schlische, R.W., 2006, Geometry and experimental models of extensional fault-bend folds: *Geological Society of London Special Publication 253*, 285-305.

Manuscrito recibido: Septiembre 21, 2009

Manuscrito corregido recibido: Diciembre 18, 2009

Manuscrito aceptado: Mayo 31, 2010