



Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León

Gabriel Chávez Cabello^{1,*}, Jesús Alberto Torres Ramos², Nelson Damián Porras Vázquez¹, Tomás Cossio Torres¹, José Jorge Aranda Gómez³

¹ Facultad de Ciencias de La Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera a Cerro Prieto km 8, Hacienda de Guadalupe, Apartado Postal 104, Linares, Nuevo León, 67700, México.

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias de La Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera a Cerro Prieto km 8, Hacienda de Guadalupe, Apartado Postal 104, Linares, Nuevo León, 67700, México.

³ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado Postal 1-742, Querétaro, Querétaro, 76001, México.

* gabchave2001@yahoo.com.mx

Resumen

El *software 2D Move* (v. 5.1) se empleó para realizar una restauración estructural (modelado inverso de la deformación) de los pliegues y fallas inversas en el borde del cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMO) en el cañón Santa Rosa, al suroeste de Linares, Nuevo León. La cartografía geológica de detalle permitió reconocer cuatro fallas importantes en la localidad: (a) la falla más joven se propagó desde el basamento y alteró el relieve estructural entre el traspais de la SMO y el frente de montaña, (b) una cabalgadura secundaria en el área del Puente Santa Rosa juxtapuso a rocas del Cretácico Inferior sobre rocas del Cretácico Superior, (c) la cabalgadura principal, con al menos 1900 m de salto estructural, sobrepuso a rocas del Jurásico Superior sobre rocas del Cretácico Superior y, finalmente, (d) una falla lateral izquierda cortó y desplazó por cerca de 2000 m a las estructuras más antiguas como la charnela del anticlinal de Jaures y a la cabalgadura frontal de la SMO. La restauración de la deformación permitió dilucidar la existencia de pliegues tempranos de despegue que crecieron a partir de las evaporitas del Jurásico Superior. Se interpreta que estructuras que originalmente fueron pliegues anticlinales alteraron su geometría con el incremento del acortamiento regional, y se rompieron en su flanco frontal por la propagación de una falla. Finalmente, esas estructuras fueron transportadas sobre ésta misma falla, evolucionando a una geometría de rampa. Con base en la geometría de las estructuras se estimó un acortamiento mínimo de 37 % en la zona con una dirección de transporte tectónico en dirección este-noreste.

Palabras clave: Sierra Madre Oriental, cabalgadura, restauración, *2D Move software*, pliegues de despegue.

Abstract

The *software 2D Move* (v. 5.1) was used to perform the structural restoration (inverse deformation modeling) of the folds and thrust faults exposed at the Santa Rosa Canyon, southwest of Linares (Nuevo León) in the leading edge of the Sierra Madre Oriental (SMO) thrust and fold belt. Based on detailed mapping we recognized four important faults in the study area: (a) the youngest fault is a structure that propagated from the basement and altered the structural relief between the trailing portion of the structures and the range front of the SMO, (b) a secondary reverse fault in the Santa Rosa bridge area, which thrusts Lower Cretaceous against Upper Cretaceous rocks, (c) the main thrust, which has at least 1900 m of structural displacement, and juxtaposes Upper Jurassic atop Upper Cretaceous rocks, and lastly, (d) a left-lateral strike-slip fault that cross-cut and displaces nearly 2000 m older structures, such as the hinge zone of the Jaures anticline and the frontal thrust of the SMO in the area. The structural restoration allowed us to infer the existence of early detachment folds that grew from a weak layer composed by Upper Jurassic evaporites. We interpret that the detachment folds altered

their original geometry as regional shortening increased; thrusting their frontal limbs as a propagating fault and, finally, the structure was transported through the fault and acquired ramp geometry. Using the geometric features of the structures, a minimum shortening of 37 % was estimated in the zone with tectonic transport to the east-northeast.

Keywords: Sierra Madre Oriental, thrust fault, structural restoration, 2D Move, Santa Rosa canyon, detachment folds.

1. Introducción

El análisis de la geometría y cinemática de los frentes de cinturones plegados y cabalgados es de gran importancia por su impacto en la exploración de hidrocarburos en el mundo (Picha, 1996; Meneses-Rocha y Yurewicks, 1999; Jia *et al.*, 2006; Cooper, 2007), dado que el 14% de las reservas mundiales están en este tipo de estructuras geológicas (Cooper, 2007). Algunos de los cinturones más importantes que contienen volúmenes considerables de hidrocarburos son: Zagros (Iran/Iraq/Pakistan; Sepehr y Cosgrove, 2005), la cordillera de USA/Canada (Cooper, 2007), Papua New Guinea (Hill *et al.*, 2004), Taiwan (Hung *et al.*, 1999), Apennines (Mosca *et al.*, 2004), El Chaco (Moretti *et al.*, 1996; Echavarría *et al.*, 2003); entre muchos otros. El cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental es uno de los 37 cinturones plegados y cabalgados expuestos en la superficie en el mundo (Cooper, 2007), lo cual permite analizar con detalle su deformación. Cuando no se cuenta con información sísmica de los frentes de cinturones plegados y cabalgados, que es en la mayoría de los casos, una pregunta a resolver es: ¿hacia dónde se ha ido el desplazamiento en el frente tectónico?, ¿Cuántos niveles de despegue hay en el frente tectónico?, ¿Cuántas veces se ha repetido la columna litológica? y, ¿Cuál es la profundidad del basamento?. La geometría de las estructuras en diferentes frentes tectónicos del mundo son variables y los casos extremos son: 1) la existencia de cabalgaduras expuestas (Figura 1b) y, 2) la ocurrencia de pliegues con flancos frontales sepultados por sedimentos más jóvenes (Figura 1c-f) (Vann *et al.*, 1986). Cuando las cabalgaduras son emergentes todo parece ser más simple (Figura 1b), ya que el desplazamiento puede ser estimado con base en relaciones estratigráficas en el frente de montaña. Sin embargo, cuando se presenta el sepultamiento del flanco frontal del pliegue, no es fácil definir la posición de la cabalgadura frontal y/o interpretar fácilmente hacia dónde se ha ido el desplazamiento (Figura 1c-f). Vann *et al.* (1986) sugirieron cuatro posibles modelos con el fin de solucionar este problema: (1) la existencia de una cabalgadura mayor hacia atrás (*backthrust*), generando una zona triangular de deformación (Jones, 1982; Figura 1c); (2) la ocurrencia de una cabalgadura sepultada bajo el anticlinal, la cual originalmente fue emergente pero hoy en día es inactiva y sepultada por sedimentos más jóvenes del *foredeep* (Figura 1d); (3) que la cabalgadura que transporta al anticlinal pierda desplazamiento rápidamente hacia el *foreland*, con el

gradiente de desplazamiento expresado como acortamiento paralelo a la capa en los sedimentos sobreyacentes (Figura 1e) y, (4) que la estructura presente, donde se observa el cambio de relieve, no corresponda al verdadero frente de montaña, en este caso el desplazamiento bajo la estructura frontal es transferido hacia el *foreland* (Figura 1f).

Considerando estas posibilidades se analizó el borde frontal del cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMO), entre Monterrey, N.L. y Ciudad Victoria, Tamps., el cual corresponde a un cabalgamiento regional no siempre expuesto. Con frecuencia, y de forma general, se publican mapas en los que se infiere la existencia de una cabalgadura frontal emergente con rumbo NNW-SSE con transporte tectónico en dirección ENE (*i.e.* Padilla y Sánchez, 1985; Gray y Johnson, 1995; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Marrett y Aranda-García, 2001), donde el contraste topográfico es imponente entre la SMO y la Planicie Costera del Golfo de México; sin embargo, solamente en escasas localidades es posible observar la cabalgadura frontal y/o estructuras de escala menor desarrolladas hacia el antepaís (*i.e.* entre el cañón Santa Rosa y Cd. Victoria) que sugieren que el frente de deformación se propagó dentro de la cuenca de antepaís y está sepultado dentro de la Planicie Costera del Golfo de México (Figura 2).

En este trabajo se discute la geometría y cinemática del frente cabalgado, los factores que controlaron la geometría de las estructuras y se presenta un análisis de la restauración estructural de la deformación paso por paso empleando el *software 2D Move v. 5.1*, en la localidad conocida como cañón Santa Rosa al SW de Linares, N.L., donde existe una de las secciones mejor expuestas del frente tectónico de la SMO.

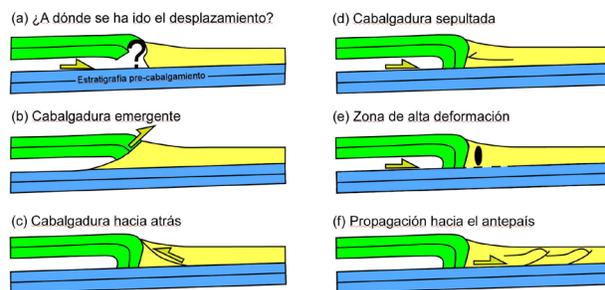


Figura 1. Ilustraciones esquemáticas de explicaciones posibles para el problema de desplazamientos en frentes de montaña, según Vann *et al.* (1986).

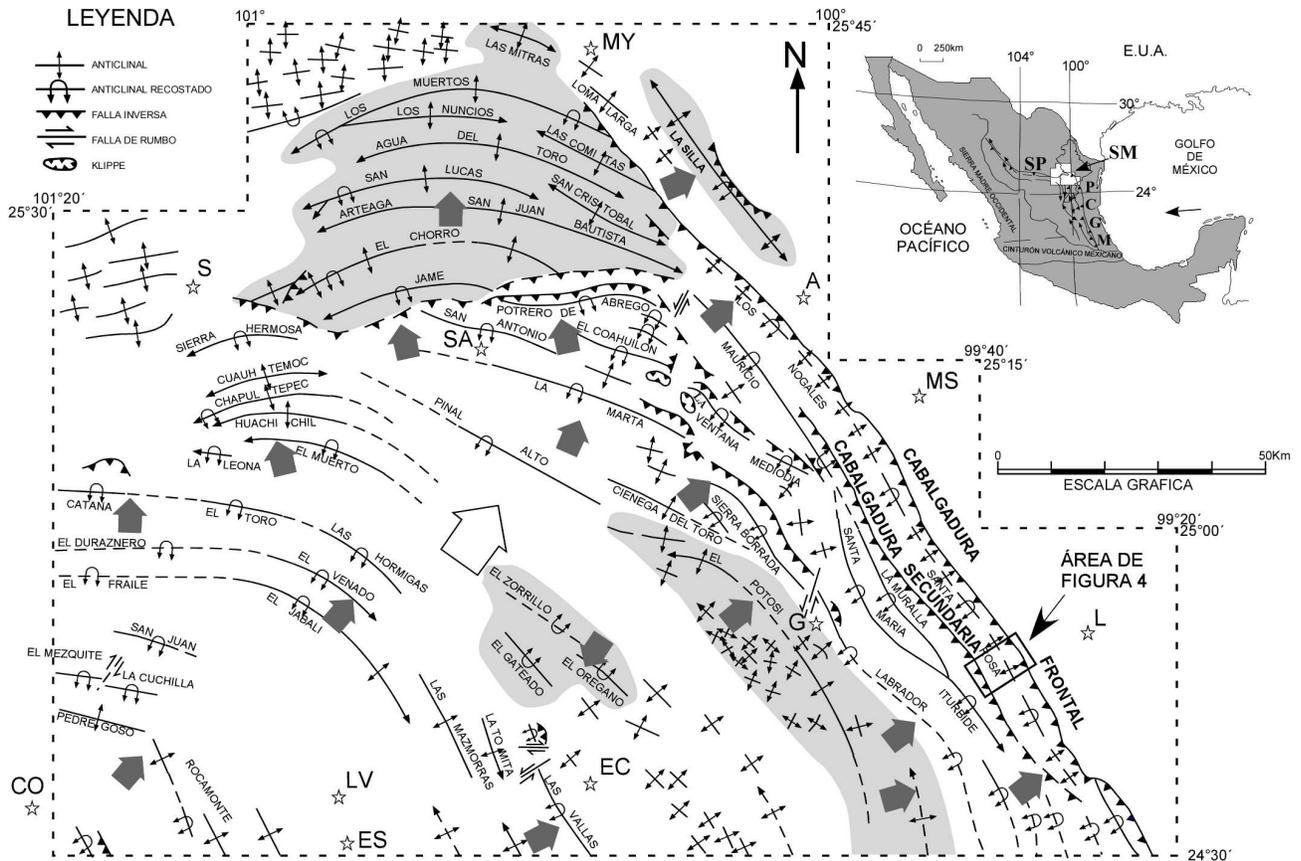


Figura 2. Mapa estructural de la Saliente de Monterrey (Tomado de Padilla y Sánchez, 1985). Abreviaciones: MY: Monterrey, S: Saltillo, A: Allende, SA: San Antonio de las Alazanas, MS: Montemorelos, L: Linares, G: Galeana, EC: El Carmen, LV: La Ventura, CO: Concepción del Oro y ES: El Salvador. El recuadro de la parte derecha enmarca el área de estudio. Flechas grises menores indican transporte tectónico local y flecha blanca mayor indica transporte tectónico regional.

2. Geología regional

El cinturón plegado y cabalgado de la SMO corresponde a una cadena montañosa situada en el oriente de México, extendiéndose desde Parral, Chihuahua hasta Zongolica, Veracruz; está compuesta de rocas sedimentarias marinas clásticas y calcáreas del Mesozoico que sobreyacen a rocas del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico que integran el basamento del NE de México (Padilla y Sánchez, 1982; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1991; Michalzik y Schumann, 1994; Goldhammer, 1999; Torres *et al.*, 1999).

Esta cadena montañosa representa a un cinturón plegado y cabalgado generado principalmente por deformación de cobertura temprana y de forma subordinada por la influencia de deformación de basamento tardía (Padilla y Sánchez, 1982; Marrett y Aranda-García, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2006).

El basamento de la SMO y su antepaís presentan rocas que varían en litologías y edades, como gneises de edad Precámbrica, en Peregrina, Tamps. (Carrillo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977, Ramírez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) o el núcleo del anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo,

1965), esquistos de edad preoxfordiana, esparcidos en la región del transpaís (Córdoba, 1965; Kellum, 1932; Imlay, 1937; Carrillo, 1961; Viniegra, 1963). Además, también existen sedimentos del Paleozoico (King, 1934; Carrillo, 1961). Por otro lado, rocas de edad Permo-Triásico en el basamento de los altos estructurales (*i.e.* Bloque de Coahuila y el Arco de Tamaulipas) han sido reconocidos por Mckee *et al.* (1988) y Torres *et al.* (1999) como el producto de subducción en el margen oeste de Pangea.

El paquete sedimentario que compone a la SMO fue depositado durante el desarrollo de una margen pasiva relacionada con la formación del Golfo de México. A partir del Triásico Tardío hasta el Berriasiano en el NE de México, inició la fragmentación de la Pangea que condujo a la generación de fosas y pilares que fueron paulatinamente invadidos por el mar y que controlaron ampliamente las facies sedimentarias marinas a partir del Calloviano, depositándose primero gruesas secuencias de evaporitas y posteriormente rocas calcáreo-arcillosas, calcáreas y finalmente clástico-calcáreas durante la regresión marina regional disparada por el inicio de la orogenia Laramide en el norte de México (Padilla y Sánchez, 1982; Michalzik y Schumann, 1994; Goldhammer *et al.*, 1991; Goldhammer,

1999).

El depósito relacionado al *rifting* consiste de secuencias de capas rojas y acumulaciones volcánicas del Grupo Huizachal (Mixon *et al.*, 1959). La sedimentación marina empezó con el depósito de gruesas secuencias de evaporita dentro del Golfo de México durante el Calloviano (*Sal Werner-Louann*; Humphrey, 1956; Weidie y Wolleben, 1969; Oviarki, 1974; Winker y Buffler, 1988) y se extendieron hasta el mismo Kimmeridgiano en el noreste de México (Minas Viejas-Olvido; Longoria, 1984; Goldhammer y Johnson, 2001). Estos depósitos jugaron un papel importante ya que funcionaron como un despegue regional controlando las geometrías de las estructuras generadas por acortamiento asociadas a la orogenia Laramide (Padilla y Sánchez, 1982; Gray y Johnson, 1995; Marrett y Aranda-García, 1999).

Durante el Kimmeridgiano y Tithoniano, el depósito de la Formación La Casita representa un periodo de influjo clástico mayor, su distribución y espesor varía geográficamente en función de la proximidad con el Bloque de Coahuila (Stone, 1975; Fortunato, 1982; Fortunato y Ward, 1982; Smith, 1987; Salvador, 1987, 1991a, 1991b; Michalzik y Schumann, 1994). Durante el período Berriasiano-Valanginiano inició el depósito de la Formación Taraises constituida de caliza y marga de ambiente de plataforma marina abierta, salvo en el área de Galeana, N.L., donde aflora el miembro Galeana, compuesto de arenisca de estratos medianos a gruesos de ambiente deltáico con sedimentos provenientes de la Isla de Terán (Alvarado-Molina, 2004). Durante el Cretácico Temprano se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas (Wilson, 1990), representadas por la Formación Cupido y su equivalente de cuenca, la Formación Tamaulipas Inferior del Barremiano-Aptiano, y la Formación Aurora y su equivalente de cuenca, la Formación Tamaulipas Superior del Albiano; cada una comprende una serie de parasecuencias cíclicas de somerización separadas por una secuencia transgresiva de lutita de estratificación delgada de aguas profundas, representadas por la Formación La Peña (Goldhammer *et al.*, 1991). La Formación Cuesta del Cura, de edad Albiano tardío al Cenomaniano, consiste de carbonato pelágico de aguas profundas, lutita acumulada enfrente del borde de la plataforma e intercalaciones con bandas de pedernal (Goldhammer *et al.*, 1991). Para finales del Cenomaniano al Turoniano, Eguiluz de Antuñano y Campa (1982) reconocieron cambios en las facies sedimentarias en el NE de México, al parecer relacionadas con un levantamiento regional; lo anterior, dio lugar a la deposición de la secuencia de carbonato de agua profunda con material arcilloso de la Formación Agua Nueva en la SMO. Posteriormente, en el Coniaciano-Santoniano, un ligero cambio en las condiciones tomó lugar y se depositaron carbonatos y lutitas de agua somera de la Formación San Felipe. Finalmente, para el Campaniano-Maastrichtiano, en una etapa sin-orogénica (orogenia Laramídica) se depositaban la lutita de la Formación Méndez, todos estos sedimentos provenientes de las áreas continentales de la

parte oeste de México (Padilla y Sánchez, 1986).

El levantamiento del cinturón de la SMO ha sido interpretado como producto de un *décollement* regional y despegue de la secuencia marina del Mesozoico superior, disparado por la acreción del Terreno Guerrero-Alisitos y la somerización del ángulo de subducción que controló la migración del magmatismo de arco del oeste de México hacia la parte interna del continente en el intervalo de tiempo entre los 80 y 40 Ma, semejante a lo que ocurrió en el SW de los Estados Unidos de Norteamérica (Coney, 1976; Coney y Reynolds, 1977; Dickinson y Snyder, 1978; Clark *et al.*, 1981); lo anterior, aceleró la regresión marina regional en el NE de México. Las estructuras asociadas al *décollement* representan una deformación típica de cobertura culminando con el cabalgamiento de la secuencia sobre altos de basamento hacia el NE en Chihuahua, hacia el norte en el sur de Coahuila y hacia el E-NE entre Monterrey y Teziutlán, Puebla (Ye, 1997).

Durante la etapa tardía de la deformación (46–32 Ma) en el NE de México, fallas de basamento antiguas como la falla de San Marcos y fallas secundarias asociadas a ésta, fueron reactivadas con componente inversa (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Chávez-Cabello, 2005; Zhou *et al.*, 2006). Chávez-Cabello (2005) propuso que la reactivación inversa de las fallas de basamento debió terminar aproximadamente a los 41 Ma, con base en que esta edad corresponde a la edad que separa intrusivos sintectónicos antiguos de intrusivos post-tectónicos más jóvenes del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova en Coahuila.

3. Estilos estructurales

El cinturón de la SMO consiste de una cadena de pliegues elongados, con flancos de verticales a subverticales, con fallas y cabalgaduras en su mayoría con transporte tectónico hacia el antepaís, aunque en ocasiones se presentan vergencias opuestas (Padilla y Sánchez, 1985). El rumbo de las estructuras a nivel regional presenta cambios en su dirección; entre Parral, Chih. y Torreón, Coah., la orientación es NW-SE y cambia a WNW-ESE entre Torreón y Saltillo, Coah., NE-SW entre Saltillo y Monterrey, N.L. y NNW-SSE entre Monterrey y la región de Zongolica, Veracruz; así mismo, se distinguen variaciones en la longitud de onda de sus pliegues y cambios en la amplitud de la cadena deformada. A continuación, se describen los estilos estructurales de zonas cercanas al área de estudio como lo son La Sierra de Parras y la Saliente de Monterrey.

3.1. El Sector Transversal de Parras

Consiste de pliegues orientados N 70° W con inmersión hacia el SE (Figura 2), caracterizados por ser angostos y alargados. La parte sur de la sierra de Parras presenta pliegues de despegue con planos axiales verticales; en su parte central se presenta una zona triangular definida

por pliegues por doblez de falla con transporte opuesto; además, en su parte frontal se observan pliegues de despegue vergentes hacia el NNE, atrás de una zona de cabalgadura intercruzada (Price, 1986 en McClay, 1992), con vergencia de la cabalgadura profunda hacia el NNE y de la más superficial hacia el SSW; finalmente, existe una cabalgadura emergente que corta a los sedimentos del antepaís de la cuenca de Parras, indicando que la deformación es más joven hacia el NNE (descripción de acuerdo a la sección publicada por Eguluz de Antuñano *et al.*, 2000).

De manera subordinada, se presentan pliegues por propagación de falla en el sur (anticlinal sombrero) y en el frente tectónico dentro de la cuenca de Parras. En general, se interpreta que las estructuras están controladas por despegues y propagación de fallas desde el despegue regional compuesto por la evaporita jurásica, acentuándose la deformación en la zona donde las evaporitas se acunian hacia el bloque de Coahuila. En ese punto, las evaporitas son reemplazadas por rocas terrígenas, en las que se desarrolla la zona de cabalgadura intercruzada, emergiendo la cabalgadura hasta cortar niveles estratigráficos más jóvenes dentro de lutita de la Formación Parras del Cretácico Superior. Se ha interpretado que en esta zona el transporte tectónico general es N 18° E; con base en secciones balanceadas restauradas el acortamiento alcanza un 37 % (Eguluz de Antuñano *et al.*, 2000).

3.2. La Saliente de Monterrey

Está definida por un cambio en la dirección de las estructuras plegadas de NNW-SSE, cerca de Linares, a SW-NE, al oriente de Saltillo, Coahuila, incluye los pliegues y cabalgaduras ubicados entre las ciudades de Saltillo, Monterrey, Linares y Concepción del Oro (Padilla y Sánchez, 1985; Figura 2). Se sugiere que factores como: altos de basamento, el depocentro (canal de Monterrey) y el espesor de la secuencia de evaporitas en la base de las rocas sedimentarias marinas, controlaron la geometría y los estilos de la deformación (Padilla y Sánchez, 1982; Marrett y Aranda-García, 1999; Chávez-Cabello *et al.*, 2004).

Los pliegues de la Saliente de Monterrey son principalmente alargados con longitudes de hasta 65 km (*i.e.* anticlinal Los Muertos), frecuentemente isoclinales, doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o con vergencia ligera hacia el NNE y NE. Se ha interpretado que en la parte occidental de la Saliente los pliegues se escalonan y pueden estar controlados por fallas no emergentes que se propagan o cortan los flancos frontales de los pliegues (Melnyk, 1997; Marrett y Bentham, 1997; Camerlo, 1998; Fischer y Jackson, 1999; Marrett y Aranda-García, 1999), aunque éstas pueden ser visibles entre Monterrey y Aramberri (Díaz *et al.*, 1959; Padilla y Sánchez, 1985; Eguluz de Antuñano *et al.*, 2000). En general, dentro de la saliente de Monterrey predominan los pliegues de despegue nucleados en el paquete de evaporita del Calloviano-Oxfordiano.

Por otro lado, existen dos cabalgaduras bien definidas dentro de la Saliente entre Monterrey y Aramberri, aquí definidas como la cabalgadura frontal, discontinuamente expuesta en el frente de la SMO, y la cabalgadura secundaria, localizada generalmente en el flanco frontal del penúltimo pliegue regional localizado hacia el frente tectónico entre estas mismas localidades (Figura 2). La cabalgadura secundaria está bien expuesta en los cañones Santa Rosa, Hualahuises, Potosí y La Boca, entre Rayones y Linares, N.L. (Torres-Ramos, 2011), mientras que la cabalgadura frontal es emergente en el camino a Rayones, en el Cañón Santa Rosa y entre Aramberri y Villa Hidalgo, Tamaulipas, como lo señalan Eguluz de Antuñano *et al.* (2000), donde rocas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior se sobrepone a rocas del Cretácico Superior. Marrett y Aranda-García (1999) consideran que la cabalgadura frontal pudiera ser un pliegue de despegue roto (*break thrust fold*), debido a que las geometrías observadas en el frente de la sierra no son congruentes con pliegues por doblez o por propagación de falla.

4. Geología Local

4.1 Cartografía

Se integró una carta geológico-estructural detallada del cañón Santa Rosa que cubre una superficie aproximada de 251 km² (Figuras 2 y 4). El objetivo fue caracterizar la evolución estructural de la cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental, reportada ya en algunos trabajos precedentes (Díaz *et al.*, 1959; Padilla y Sánchez, 1982; Eguluz de Antuñano *et al.*, 2000). El mapa se elaboró exclusivamente con cartografía de campo escala 1:10000. Las zonas inaccesibles fueron interpretadas con el apoyo de fotografías aéreas escala 1:70000, con el uso de imágenes satelitales y de Google Earth; además, se integró información disponible y corroborada de mapas publicados. Se elaboró una sección geológica que cruza el área de estudio en su parte central, con dirección paralela al transporte tectónico y perpendicular al rumbo de las cabalgaduras y ejes de pliegues reconocidos, la cual fue afinada en detalle para desarrollar el modelo de restauración estructural paso por paso, utilizado para interpretar la evolución estructural de la zona.

4.2. Estratigrafía

Dentro del área cartografiada afloran rocas de edad Jurásico Superior a Cretácico Superior (Figura 3). La unidad más antigua que aflora corresponde a la caliza de la Formación Zuloaga, definida como una caliza oolítica tipo *wackestone*, variando a *mudstone* con espesores entre 30 y 60 cm, está expuesta en el núcleo del anticlinal Santa Rosa, a lo largo del Arroyo Seco; sobre la carretera número 58500 m al SW del puente Santa Rosa, la roca se presenta

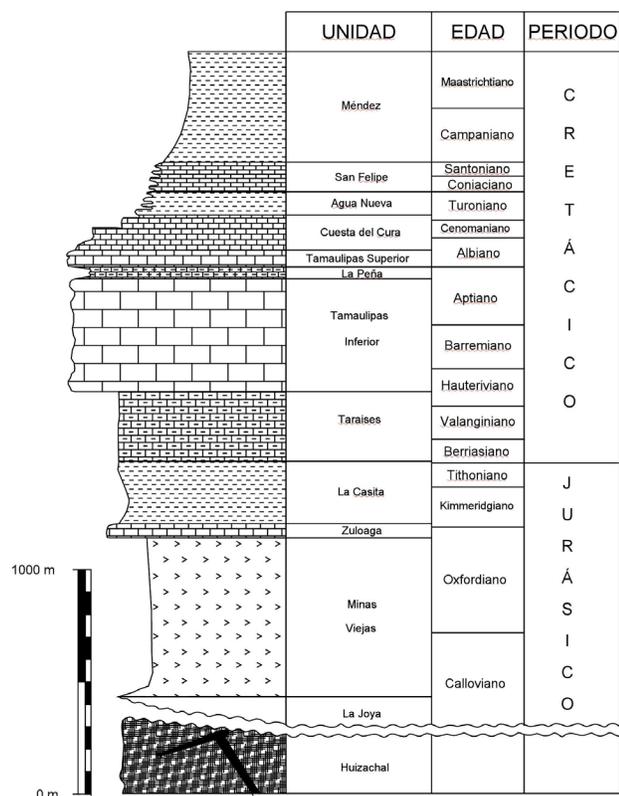


Figura 3. Columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental (Michalzik, 1988).

ampliamente brechada, lo cual es común observarlo en los núcleos de los anticlinales apretados dentro de la SMO, no así en las zonas donde el acortamiento es bajo; lo anterior sugiere que el brechamiento es producto de la deformación durante el despegue y acortamiento en los núcleos de los pliegues (Figuras 4 y 5). Por otro lado, aparece definiendo un pliegue apretado indicando que está despegada estructuralmente de la unidad que le subyace. A escala regional se conoce que la unidad que le subyace es de origen sedimentario marino y corresponde a la evaporita de la Formación Minas Viejas, expuesta ampliamente en la región de Galeana, N.L. (Götte, 1990) y en algunos núcleos de anticlinales brechados como los expuestos en Potrero Prieto, en Iturbide, N.L., aproximadamente a 12 km al NW del área cartografiada, a 15 km al SW en la región de Puerto El Encinal de La Poza, Galeana, N.L., e inclusive ésta unidad ha sido cortada por pozos de PEMEX en la región del antepaís muy cerca de Linares, N.L., por el pozo Trincheras 1 (Eguiluz de Antuñano y Aranda-García, 1984). En general, se ha reportado que la Formación Minas Viejas está compuesta por anhidrita, yeso y en el propio anticlinal de Minas Viejas se reportó halita en el pozo Minas Viejas (Weidie y Martínez, 1970; Laudon, 1984). En el área de Galeana se ha reportado caliza, anhidrita, yeso y hasta estratos clásticos intercalados que componen hasta 700 m de espesor (Götte, 1990; Cross y Marret, 2008), en su conjunto

esta unidad corresponde al despegue regional que controló gran parte de los estilos de deformación observados dentro y en el frente de la SMO.

La otra unidad sedimentaria jurásica expuesta en el área de estudio corresponde a la Formación La Casita. Esta unidad está integrada por dos miembros, el miembro arcilloso más antiguo compuesto de lutita carbonosa y un miembro superior clástico-arenoso fosfatizado, en conjunto presentan 278 m de espesor y subyacen concordantemente a marga (*mudstone*) intercalada con lutita de la Formación Taraises, cuyo espesor medido es de 310 m. A la Formación Taraises le sobreyace concordantemente la Formación Tamaulipas Inferior, correspondiente de cuenca de la Formación Cupido de carácter arrecifal en la plataforma al NW, compuesta de *mudstone* de espesores entre 0.3 y 1.5 m, que se intercalan en la base y cima con horizontes delgados de lutita de espesores < 5 cm. Esta formación presenta hasta 510 m de espesor y configura los relieves más prominentes en el área de estudio y en general dentro de la SMO. Sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Inferior aparece la Formación La Peña, ésta presenta un espesor de 53 m de margas con nódulos de hierro aislados y fósiles de amonites, estas capas se intercalan con lutita calcárea de espesor delgado y caliza hacia su base y cima (Figura 3). La Formación Tamaulipas Superior está compuesta de intercalaciones de caliza con lutita de espesor delgado alcanzando 75 m de espesor. La caliza presenta nódulos de pedernal negro abundantes cerca de su cima hacia la Formación Cuesta del Cura que le sobreyace de manera concordante. Esta última unidad presenta caliza de estratificación ondulada intercalada con lutita calcárea, bandas y lentes de pedernal, su espesor alcanza los 156 m. Otra de las unidades del Cretácico Superior aflorantes es la Formación Agua Nueva, compuesta de lutita gruesa de color negro rica en componentes orgánicos, intemperiza a color beige y se intercala con marga de espesor delgado, característicamente desarrolla un fracturamiento laminar paralelo a la estratificación. Esta Formación subyace a la Formación San Felipe, compuesta de intercalaciones de lutita calcárea intercalada con horizontes verdes de bentonita, caliza blanca silicificada de espesor delgado y limolitas. Finalmente, la secuencia marina termina con la aparición de la Formación Méndez, compuesta de lutita masiva con una foliación bien desarrollada. Las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez se agruparon como una sola unidad en la sección geológica y los espesores utilizados fueron los publicados por Michalzik (1988), quien reportó 103, 131 y más de 500 m respectivamente.

4.3. Superficies de Despegue

La amplitud y la longitud de onda de muchos de los pliegues regionales en la parte Norte de la Sierra Madre Oriental, obedece a la existencia de un paquete potente de evaporita que presentan un espesor mínimo de 600 m en Galeana, N.L. (Götte, 1990) y según Goldhammer y

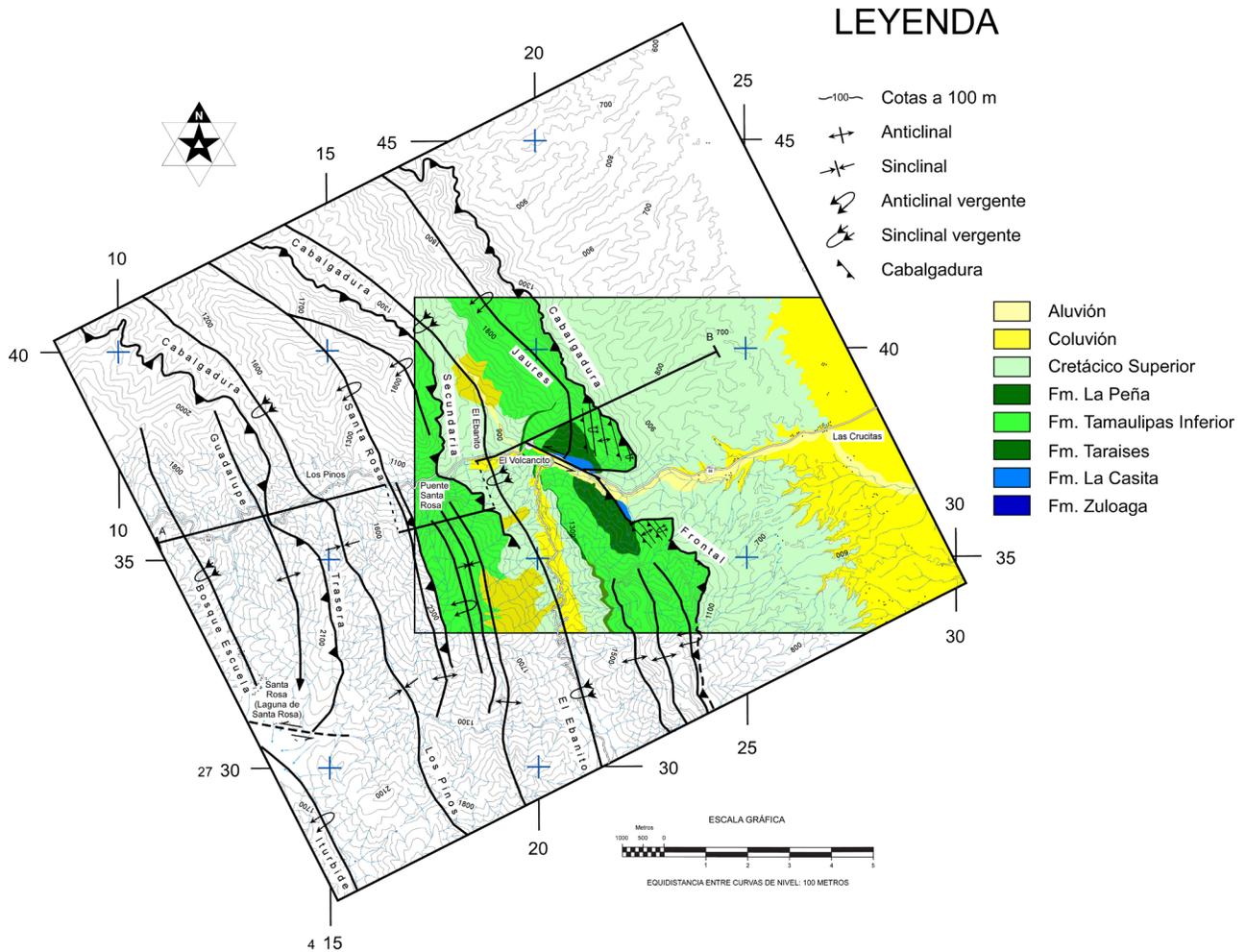


Figura 4. Mapa estructural del área de estudio mostrando las principales estructuras y la sección generada.

Johnson (2001) alcanzan hasta 1000 m en zonas donde la deformación es baja; en general esta unidad subyace a la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico, es discordante a gneises del basamento Precámbrico, a sedimentos del Paleozoico y a Lechos Rojos (Michalzik, 1988; Götte, 1990). Este paquete evaporítico controló, durante la orogenia Laramide, el deslizamiento y despegue de la secuencia hacia el Norte y Noreste (Díaz *et al.*, 1959; Padilla y Sánchez, 1982, 1985, 1986; Meiburg, 1987; Marrett y Aranda-García, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Higuera-Díaz *et al.*, 2005; Wilkerson *et al.*, 2007).

En este trabajo, para el área del cañón Santa Rosa, se propone la existencia de por lo menos tres superficies de despegue más que alteran drásticamente la longitud de onda y la amplitud de los pliegues dentro del paquete deformado. En orden estratigráfico, además de la evaporita de la Formación Minas Viejas, se propone que el miembro arcilloso inferior de la Formación La Casita funcionó como superficie de despegue para controlar el relieve estructural presente en el anticlinal de Guadalupe y en el

propio anticlinal frontal de Jáures, roto por cabalgamiento (Figuras 3 y 5). Otro nivel de despegue notorio lo compone la Formación La Peña (Figura 3), la cual define pliegues de despegue en la Formación Tamaulipas Superior, muy notorios en el flanco trasero del anticlinal de Jáures; por el nivel estratigráfico de esta unidad, la longitud de onda de estos pliegues es de centenas de metros como máximo y su amplitud menor a los 300 m.

Una mención aparte es necesaria para el caso de la Formación Cuesta del Cura, la cual se despega de la Formación Tamaulipas Superior que le subyace, pero a su vez la Formación Cuesta del Cura contiene un plegamiento no armónico con el resto de la secuencia que le sobryace (formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez), ya que particularmente presentan longitudes de onda y amplitudes de pliegues más grandes. En el presente trabajo, para la restauración estructural paso por paso, solamente se consideraron las estructuras plegadas mayores y las fallas principales, las mesoestructuras (estructuras en escala de metros) no fueron tomadas en cuenta.

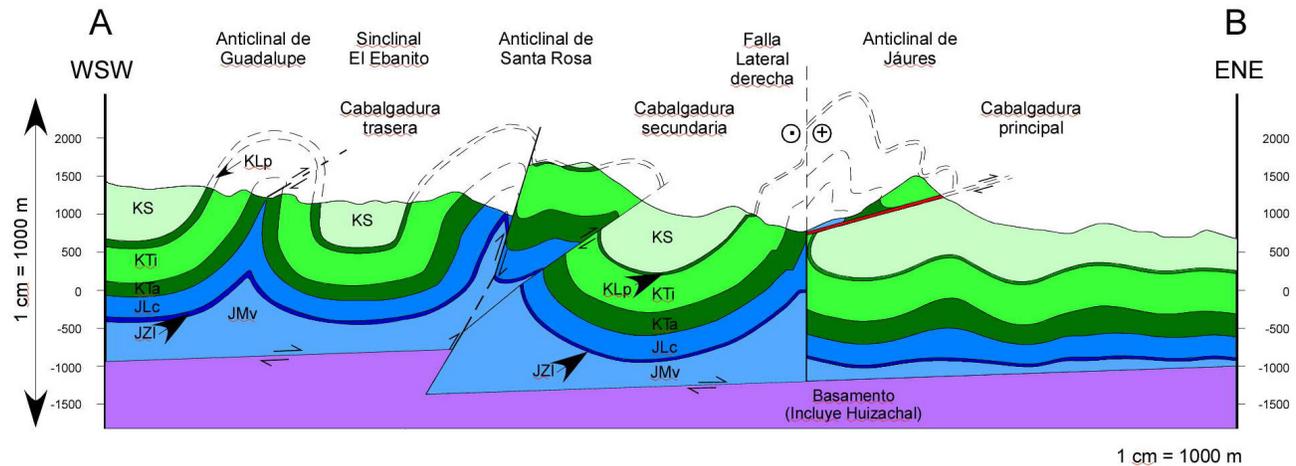


Figura 5. Sección geológica del área de estudio. Clave: JMv = Jurásico, Fm. Minas Viejas; JZl = Jurásico, Fm. Zuloaga; JLv = Jurásico, Fm. La Casita; KTa = Cretácico, Fm. Taraises; KTi = Cretácico, Fm. Tamaulipas Inferior; KTp = Cretácico, Fm. La Peña; KS = Cretácico Superior, Fm. Tamaulipas Superior, Fm. Cuesta del Cura, Fm. Agua Nueva, Fm. San Felipe y Fm. Méndez.

4.4. Estructuras Principales: Pliegues y Fallas

La estratigrafía presente en la zona es altamente heterogénea y condicionó, como es común, el desarrollo de las estructuras principales en el área de estudio. La Figura 4 muestra un mapa estructural general entre el municipio de Iturbide y el frente de la SMO, donde se muestran las trazas de las estructuras principales; dentro de esta misma figura se delinea el área estudiada con detalle y la sección geológica restaurada en este trabajo. Del SW hacia el NE se presentan los anticlinales de Guadalupe, Santa Rosa y Jáures, con sus respectivos sinclinales intermedios (Figura 4). La longitud de onda de estos pliegues varía entre 3.3 y 4.4 km, mientras que la amplitud de 3.6 a 4.2 km. En general, la longitud de onda se reduce hacia el frente de montaña y puede haber longitudes y amplitudes menores cuando ocurren despegues más someros, como el caso del anticlinal de Guadalupe (Figuras 4 y 5). Existen tres cabalgaduras, éstas son: a) cabalgadura trasera, b) cabalgadura secundaria y, c) cabalgadura frontal, las cuales reducen su ángulo de inclinación en dirección del frente tectónico. Además, se muestran dos fallas laterales izquierdas, una de ellas corta el núcleo del anticlinal de Jáures y a la cabalgadura frontal en el frente tectónico y es visualizada como una falla de arrastre típica, y la otra fue reconocida y se muestra en la parte sur de la Figura 4; ésta funciona como una barrera donde termina una cabalgadura y dos pliegues, por lo que se interpreta como una falla de acomodo o transferencia dentro del cinturón. Finalmente, existe un número grande de estructuras plegadas menores desarrolladas en los flancos frontales de los pliegues rotos por cabalgamiento, como lo son las estructuras asociadas a la cabalgadura secundaria y frontal (Figura 4).

En la Figura 5 se muestra la geometría de las estructuras

principales en una sección cercanamente paralela a la dirección del transporte tectónico. Se puede apreciar también que los pliegues incrementan su acortamiento hacia el frente y las fallas reducen su inclinación en esta misma dirección. Las estructuras plegadas en vista en planta definen ejes de pliegues concavos hacia el SW y en sección muestran planos axiales inclinados en la misma dirección, definiendo transporte tectónico hacia el NE (Díaz *et al.*, 1959; Padilla y Sánchez, 1982). A continuación, se hace una descripción más detallada de cada una de las estructuras documentadas en el presente trabajo.

4.4.1. Anticlinal de Guadalupe

Esta estructura contiene en su núcleo lutita del miembro inferior de la Formación La Casita como unidad más antigua, es un pliegue con plano axial inclinado vergente hacia el ENE, flanco trasero inclinado en promedio 67° hacia el WSW y flanco frontal ligeramente invertido con inclinación de 80° hacia el WSW. La amplitud de este pliegue alcanza los 3.5 km. El flanco frontal está cortado por una falla inversa que yuxtapone a la Formación Taraises sobre la Formación Tamaulipas Inferior, definida aquí como la cabalgadura trasera en nuestra área de estudio (Figura 4). Se interpreta, con base en su geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo de esta estructura, que corresponde a un pliegue de despegue clásico fallado tardíamente y despegado en un nivel estratigráfico más alto que corresponde al miembro inferior arcilloso de la Formación La Casita, esto debido a que no contiene en su núcleo a la caliza Zuloaga así como tampoco evaporita del Calloviano-Oxfordiano de la Formación Minas Viejas.

4.4.2. Anticlinal de Santa Rosa

Esta estructura contiene en su núcleo caliza oolítica y mudstone característico de la Formación Zuloaga como

unidad más antigua, es un pliegue con plano axial inclinado vergente hacia el ENE, presenta su flanco trasero inclinado en promedio 72° hacia el WSW y su flanco frontal fallado y complejamente plegado (Figuras 4 y 5). Por el cierre estructural observado en la Formación Zuloaga, se puede inferir que el pliegue antes de romperse en las unidades más jóvenes, el pliegue fue invertido alcanzando una inclinación de su flanco frontal de aproximadamente 75° hacia el WSW. La amplitud de este pliegue alcanza los 3.6 km. El flanco frontal está cortado por dos fallas inversas. La más joven de ellas es de alto ángulo (aproximadamente 60°) y localizada casi en el núcleo de la estructura; se infiere que en profundidad corta a la cabalgadura secundaria, la cual presenta una inclinación promedio de 45°. Esta falla yuxtapone caliza masiva de la Formación Tamaulipas Inferior sobre caliza-lutita-pedernal de la Formación Cuesta del Cura (Figura 4 y 5).

Con base en la geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo y flanco de ésta estructura, se interpreta que corresponde a un pliegue de despegue fallado tardíamente pero despegado en el nivel estratigráfico regional que corresponde a la evaporita de la Formación Minas Viejas. La falla inversa más antigua presente en esta estructura, se interpreta que fue generada durante el incremento del acortamiento en la zona que derivó que el pliegue de despegue se rompiera en su flanco frontal. La falla tardía de ángulo alto en la estructura y localizada muy cerca del núcleo, y cercanamente paralela al plano axial, se interpreta que representa una falla propagada desde el basamento, producto de su reactivación en la etapa tardía de la deformación; esto se fundamenta en que el relieve estructural del sinclinal de Los Pinos, ubicado hacia el WSW, es más somero que el relieve estructural del sinclinal El Ebanito, localizado hacia el ENE de esta falla (Figura 5).

4.4.3. Anticlinal de Jaures

Esta estructura corresponde al anticlinal regional más externo del cinturón, contiene en su núcleo lutita negra característica del miembro inferior de la Formación La Casita: ese trata de un pliegue complejo con geometría escalonada en su flanco trasero y un flanco frontal intensamente deformado (Figura 5). Las inclinaciones de las capas en el flanco trasero pasan de sub-horizontales hasta 80° hacia el WSW. El flanco frontal de esta estructura está cortado por una falla inversa mayor conocida como la cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental, muestra una inclinación promedio de 22° al WSW y, a partir de ésta, se propagan por lo menos dos fallas más que generan plegamiento complejo en el flanco frontal (Figura 5). El fallamiento en el flanco frontal yuxtapone lutita negra de la Formación La Casita sobre marga, caliza, lutita negra y pedernal de las Formaciones Cuesta del Cura y Agua Nueva, presentes en la transición de estas unidades litológicas. La zona de falla tiene un espesor de aproximadamente 100 m, observándose brecha de falla, rocas cataclásticas y salbanda alternadas en la zona de deformación (Figura 6).

Finalmente, el pliegue anticlinal y la cabalgadura frontal están cortados por una falla lateral izquierda que desplaza a estas estructuras cerca de 500 m, interpretándose esta falla como una falla de arrastre tardía en la deformación.

Se interpreta, por la geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo y flancos de ésta estructura, que corresponde a un pliegue de despegue fallado tardíamente, despegado originalmente en la Formación Minas Viejas y con la secuencia transportada sobre el miembro arcilloso inferior de la Formación La Casita, la cual aflora cabalgando al Cretácico Superior en la cabalgadura frontal. La falla inversa más antigua presente en esta estructura se interpreta que fue generada durante el incremento del acortamiento en la zona que derivó que el pliegue de despegue se rompiera en su flanco frontal. Las fallas tardías que generan deformación compleja del flanco frontal pudieron ser sincrónicas al inicio del fallamiento y la alteración de la geometría del flanco trasero haber sido producto del transporte de la secuencia sobre una rampa escalonada sepultada (Figura 5). A continuación se ilustra y discute la restauración llevada a cabo en el análisis estructural del frente de montaña de la SMO en el cañón Santa Rosa.

5. Restauración secuencial

El desarrollo de nuevos conceptos y técnicas en la geología estructural ha llevado a lograr un mejor entendimiento en la evolución geométrica y cinemática de pliegues y cabalgaduras en los frentes de montaña (Marshak y Woodward, 1988; Homza y Wesley, 1997; Wilkerson *et al.*, 2002; Sans *et al.*, 2003; Bahroudi y Koyi, 2003; Poblet, 2004; Massoli *et al.*, 2006; Tozer *et al.*, 2006). La metodología de restauración, empelada en este trabajo, consistió en remover la deformación paso a paso hacia atrás hasta alcanzar el estado no deformado de la sección geológica (Vergés *et al.*, 1996). Si se asume una deformación plana, la restauración estructural se efectúa como una transformación que invierte la deformación y mueve cada punto (x, y) en la sección actual a una posición restaurada (paleo-x, paleo-y) (Figura 7a y 7b; Nunns, 1991). La trayectoria de la deformación y la deformación neta pueden ser descritas por vectores de plegamiento, los vectores de restauración que deben ser elegidos son los inversos de los vectores de plegamiento (Figura 7b; Suppe *et al.*, 1997). Como no se puede observar en forma directa el vector de plegamiento, se necesita construirlo a partir de criterios geológicos razonables (Novoa *et al.*, 2000). La restauración involucra la propagación de los vectores de restauración hacia abajo desde la superficie de depósito (Nunns, 1991), la elección de vectores incorrectos producirá inconsistencias en la restauración lograda (Nunns, 1991; Suppe *et al.*, 1997). Cuando se detectan éste tipo de inconsistencias, es cuando se realizan las modificaciones pertinentes a la interpretación original de la sección pre-restauración.

Para restaurar la sección del área de estudio se utilizaron

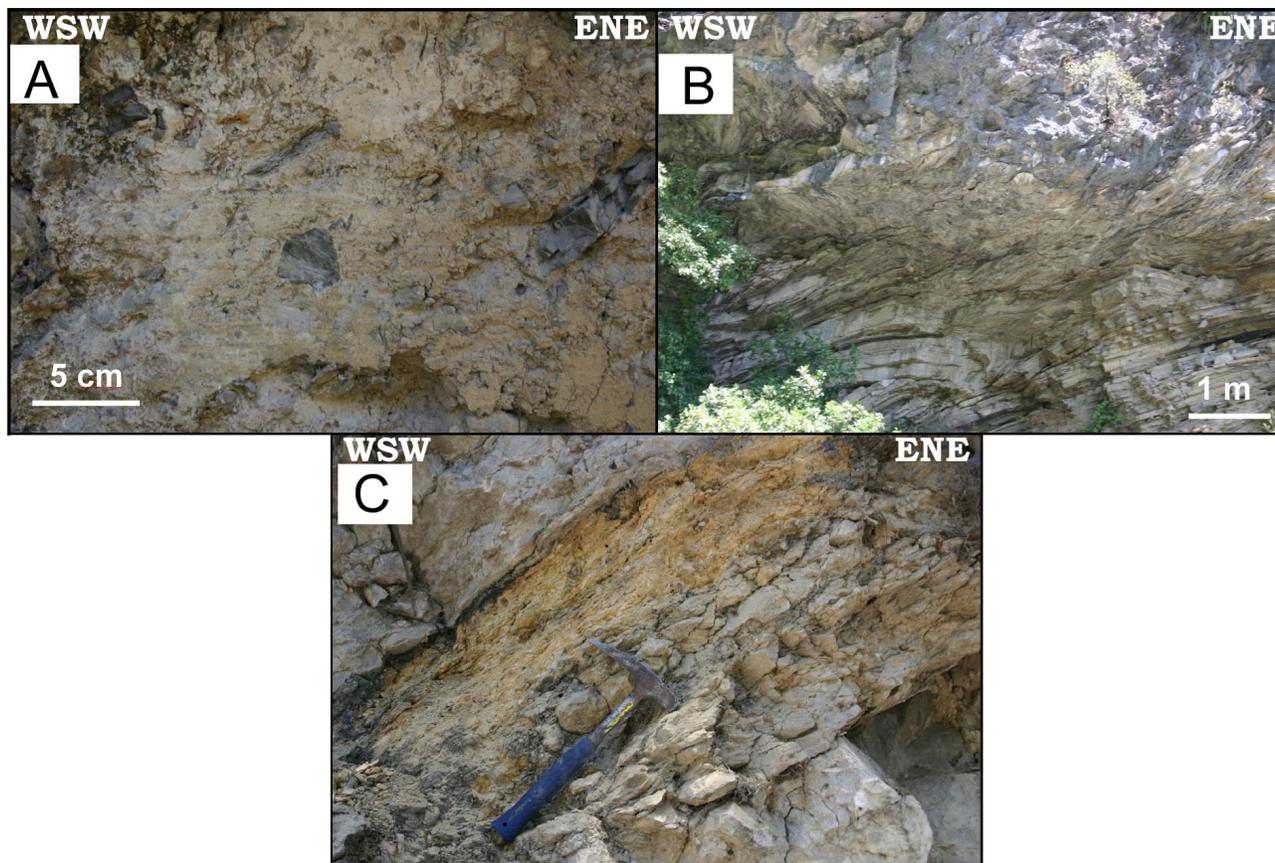


Figura 6. Aspecto de la zona de deformación presente en la cabalgadura frontal en el área de estudio.

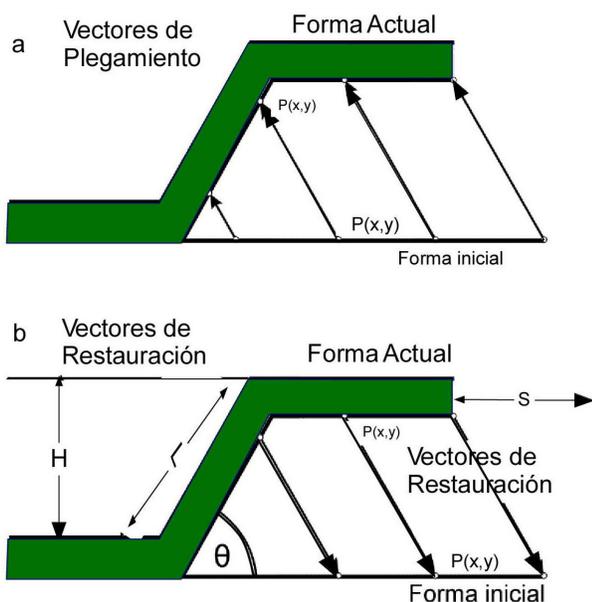


Figura 7. Vectores de plegamiento y de restauración utilizados en procesos de restauración de pliegues. (a) Vectores de plegamiento definen el movimiento de las partículas durante la deformación. (b) Vectores de restauración deben tener una dirección idéntica a los vectores de plegamiento, pero con sentido inverso (tomado de Novoa *et al.*, 2000). Notación de los términos que se utilizan durante el proceso de restauración para obtener valores de deformación como: H = altura de la cresta; S = acortamiento; L = largo del limbo, y θ = ángulo de rotación.

vectores paralelos a la superficie axial de las estructuras (Figura 7b), por estar comprobada su efectividad para pliegues de cobertura (Novoa *et al.*, 2000). Esto generó como resultado una reconstrucción estructuralmente coherente. La relación geométrica entre las superficies axiales y los estratos varía según el modelo cinemático adoptado, aquí se consideró que las superficies axiales fueron, en todo momento, bisectrices de los estratos. En la sección utilizada para la restauración (Figura 5) se ignoraron los efectos de la compactación, ya que la restauración sin tomar en cuenta la descompactación produce aún configuraciones estructurales correctas (Nunns, 1991).

La restauración provee la base para evaluar si la interpretación estructural generada mediante datos de afloramiento, sísmicos o de pozo, son geológicamente razonables, permitiendo reducir riesgos a la hora de definir trampas o localizaciones en pozos para hidrocarburos. Este método es útil para definir la cinemática y geometría de estructuras en varias etapas de su historia, así como definir la historia de migración y entrapamiento de hidrocarburos, por otro lado, también permite entender los sistemas estructurales ligados, reconociendo sobreposición de edades de deformación en una sola provincia geológica.

Para llevar a cabo la restauración se utilizó el *software 2D Move*, el cual es un programa diseñado para hacer

restauración de secciones geológicas y se basa en el balance de longitud de línea y de área. En este programa el usuario le ordena la ubicación y cantidad de desplazamiento en cada falla (Robinson, 2008). De esta manera, el uso de *2D Move* es un proceso iterativo para obtener la geometría más correcta de las estructuras encontradas en campo. Una premisa importante del software, y que fue seguida en este trabajo, es la de reconstruir la deformación a su estado inicial, considerando que las capas tienen espesores constantes antes y después de la deformación, que son paralelas y que la deformación se acomodó por desplazamiento paralelo a las fallas y a las capas.

Las fallas en el área de estudio no permiten ver completos los pliegues más externos del cinturón; sin embargo, es posible su reconstrucción a partir de una restauración paso por paso. La construcción de la sección del área de estudio se llevo a cabo de manera perpendicular al tren estructural de la SMO, a lo largo de la carretera Linares-San Roberto. La interpretación de la sección se fundamentó en un mapeo a escala 1:50000 y 1:10000, éste último en el sector frontal donde la deformación es más compleja (Porrás-Vázquez, 2008).

5.1. Caso de estudio

Con base en los estilos estructurales, mecanismos de plegamiento, secuencia del fallamiento y niveles de despegue, se presenta la restauración secuencial de la sección del cañón Santa Rosa (Figura 8). Esta sección restaurada cinemáticamente, permitió validar nuestra interpretación estructural, apoyada principalmente en observaciones de campo, e ilustrar la evolución de los pliegues y fallas presentes en el frente tectónico de la SMO en el transecto del cañón Santa Rosa. A continuación, se describe paso por paso la restauración en el área de estudio, la cual se fundamentó en las relaciones de corte reconocidas en campo entre las estructuras y la sección inicial interpretada, removiéndose en su caso primero a la deformación o estructuras más jóvenes y posteriormente a las más antiguas.

Primer Paso: Se removió el desplazamiento de la falla de basamento que se interpreta se reactivó y generó un relieve estructural diferente entre los sinclinales al WSW y ENE del núcleo del anticlinal Santa Rosa (Figura 8a y 8b), esto porque se consideró que corresponde a la falla más joven que afectó a la secuencia en estudio.

Segundo Paso: Se removió la deformación generada por el arrastre de la falla lateral izquierda que cortó al núcleo del anticlinal de Jáures y a la cabalgadura frontal (Figura 8c). Desde el punto de vista geométrico, esta falla pudo haberse restaurado antes que la falla de basamento, debido a que no se cortan; sin embargo, se interpreta que fue generada en la etapa tardía del acortamiento asociado a la deformación de cobertura en la zona y no durante la deformación más joven que involucró la reactivación de fallas de basamento de alto ángulo.

Tercer Paso: Se restauró el desplazamiento de la

cabalgadura frontal. Esta se restauró después de la falla lateral izquierda ya que fue cortada por la falla lateral (Figura 8d).

Cuarto Paso: Se restauró el desplazamiento de la cabalgadura secundaria. Aunque no existe relación de corte entre la cabalgadura secundaria y frontal, se interpretó que la cabalgadura secundaria es más antigua que la frontal. Lo anterior, con base en el modelo general de generación de cabalgaduras en cinturones plegados y cabalgados, donde la deformación se propaga hacia el antepaís, controlando la rotación sobre un eje horizontal de las cabalgaduras más antiguas, generándoles mayor inclinación hacia el transpaís (*hinterland*). En este punto es clara la apreciación de que antes de la generación de las fallas, las estructuras originales debieron representar a pliegues de despegue (Figura 8e), finalmente.

Quinto Paso: Se restauró el desplazamiento menor de la cabalgadura trasera en el flanco frontal del anticlinal de Guadalupe (Figura 8f).

Sexto Paso: Las capas fueron llevadas a su posición preplegamiento (Figura 8g), determinándose un acortamiento total mínimo de 37 % para generar la deformación reconocida.

6. Discusión

Este trabajo representa el primer análisis de detalle de la deformación en el frente de montaña y muestra que la deformación en este sector de la SMO, a lo largo del cañón Santa Rosa, es compleja. La secuencia de restauración que se propone aquí podría ser alterada en algunos de los casos y llegar al mismo resultado; sin embargo, la propuesta hace honor a las relaciones de corte en campo y a lo que se esperaría si la deformación de cobertura es más antigua y con progresión hacia el antepaís. La única estructura que podría generar dudas en su interpretación por su relación geométrica y cinemática con respecto al resto de las estructuras, es la falla más joven de alto ángulo que corta el núcleo del anticlinal Santa Rosa (Figura 8a). Esta falla podría ser interpretada como una falla inversa clásica de cobertura más antigua, que fue progresivamente rotada hacia la vertical durante la generación de las fallas más frontales, como típicamente ocurre en cinturones plegados y cabalgados en los que la deformación es más joven hacia el antepaís (Boyer y Elliott, 1982; Mitra, 1986; Butler, 1987; Evans, 1989), este tipo de relaciones también han sido obtenidas durante experimentos en cajas de arena (Turrini *et al.*, 2001; Costa y Vendeville, 2002; Agarwal y Agrawal, 2002). Sin embargo, lo que nos permite no interpretarla como una falla asociada a la deformación de cobertura, es que se observó que esta estructura coloca al flanco trasero del anticlinal Santa Rosa, y al resto de las estructuras hacia el WSW, en una posición estructuralmente más elevada. Esto permite interpretar que esta falla es el resultado de la propagación de un desplazamiento, dentro de la secuencia

marina, relacionado con la reactivación de una falla de basamento de alto ángulo con componente inversa (Figura 8a y b). Al remover la deformación de la falla de basamento propagada dentro del núcleo del anticlinal de Santa Rosa, así

como de la cabalgadura secundaria, resulta una estructura plegada con una charnela más plana, semejante a un pliegue tipo caja (Figuras 8b y 8e).

Posteriormente, se removió el desacople generado por el

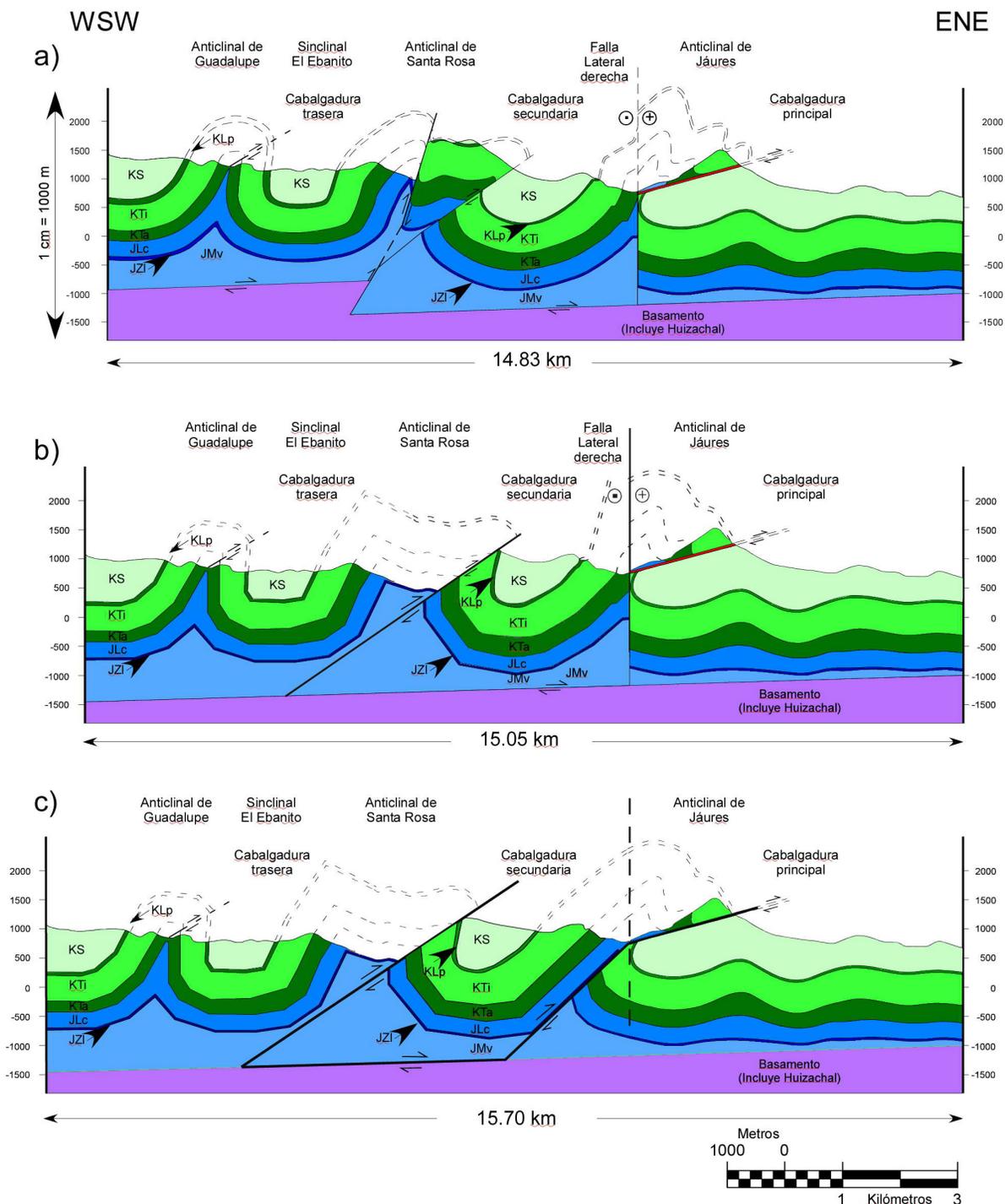


Figura 8. Secciones restauradas del área de estudio. (a) Sección geológica interpretada del cañón Santa Rosa. (b) Restauración de la falla de basamento que corta el núcleo del anticlinal Santa Rosa. (c) Restauración de la falla lateral que corta el flanco trasero del anticlinal de Jaures y a la cabalgadura principal. (d) Restauración de la cabalgadura principal que corta el flanco frontal del anticlinal de Jaures. (e) Restauración de la cabalgadura secundaria que corta el flanco frontal del anticlinal Santa Rosa. (f) Restauración de la cabalgadura trasera que corta el flanco frontal del anticlinal Guadalupe. (g) Restauración a la horizontal de las capas plegadas que configuraron los pliegues de despegue iniciales que controlaron el relieve principal en la zona. La estratigrafía es como la descrita en la Figura 5.

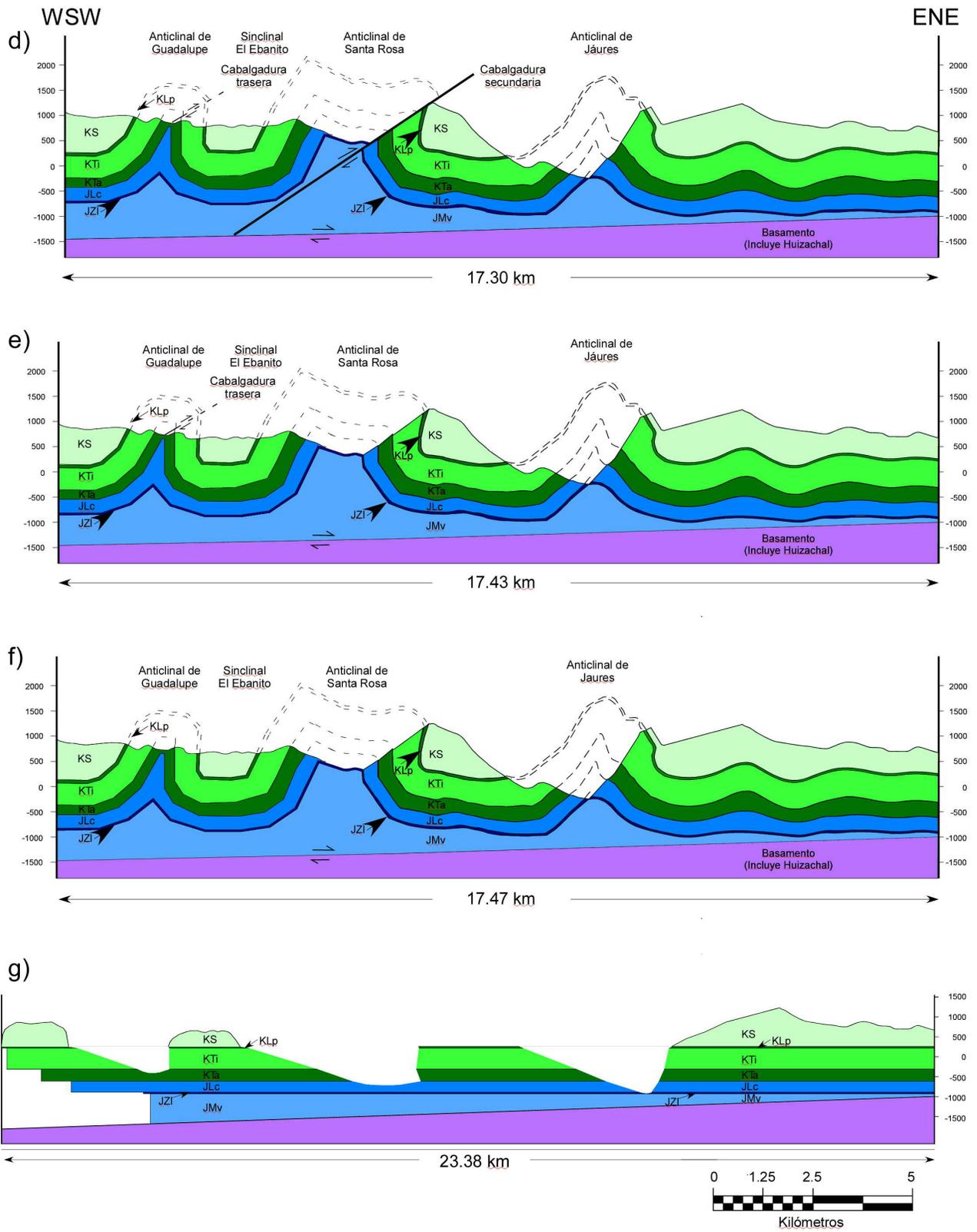


Figura 8. Continuación.

desplazamiento lateral izquierdo de la falla lateral cercana al frente tectónico que corta a la cabalgadura frontal. La restauración de éste movimiento lateral permitió descubrir la geometría del anticlinal de Jáures, el cual fue truncado por esta falla y la longitud cercanamente a lo real que pudo haber tenido la cabalgadura principal antes del desplazamiento lateral (Figuras 8b y 8c). Es importante aclarar que el software no realiza este tipo de restauración; es decir, no restaura ni genera de manera directa deformación fuera del plano, solamente en sentido paralelo a la dirección de deformación y en sentido perpendicular a la geometría de las estructuras. Sin embargo, por la necesidad de tener una restauración aproximada de la sección, incluyendo este acortamiento oblicuo producto de la falla lateral izquierdo, se llevó a cabo un ajuste geométrico de los contactos sobre la falla de cabalgadura principal, removiendo el desplazamiento generado por esta falla lateral izquierda (Figuras 8b y 8c).

El origen de esta falla lateral izquierda puede ser muy diverso: a) falla de arrastre; b) zona de relevo entre dos cabalgaduras frontales o, c) falla generada por una inflexión del basamento, entre otras posibilidades; sin embargo, por la relación de corte de esta falla sobre la brecha de falla de la cabalgadura frontal es utilizada aquí para interpretar que esta falla funcionó como una falla de arrastre, por lo menos en su última actividad; se infiere que la falla se generó durante deformación progresiva de la cobertura sedimentaria en su etapa tardía, después de la duplicación de la secuencia en el frente tectónico; bajo estas condiciones sería viable una inversión local de esfuerzos (σ_2 por σ_3 en la vertical), para acomodar desplazamientos horizontales más que verticales durante la etapa avanzada de la deformación.

Después, se restauró la deformación generada por la falla de cabalgadura principal, la cual cortó el flanco frontal del anticlinal de Jáures en el acceso al cañón Santa Rosa (Figuras 8c y 8d). En ésta etapa de restauración se observa la geometría más cercana que debió adquirir el anticlinal de Jáures antes de ser roto por la cabalgadura. La restauración de esta falla muestra a un pliegue de despegue clásico, con rocas dúctiles en su núcleo (evaporitas y lutitas de las formaciones Minas Viejas y La Casita, respectivamente), el cual fue posteriormente roto en su flanco frontal con el incremento del acortamiento.

La siguiente estructura restaurada fue la falla denominada cabalgadura secundaria, localizada en el puente Santa Rosa, la cual corta el flanco frontal del anticlinal del puente Santa Rosa y separa a éste último del sinclinal El Ebanito (Figuras 8d y 8e). Después, se hizo la restauración de un desplazamiento menor generado en el flanco frontal del anticlinal de Guadalupe, debido al desplazamiento menor de la cabalgadura trasera (Figuras 8e y 8f).

Finalmente, con el apoyo del mismo *software 2D Move*, se restauraron a la horizontal las capas que configuraron los pliegues de despegue del puente Santa Rosa y Jáures (Figura 8g). La longitud inicial estimada para la sección después de remover toda la deformación presente en el

área de estudio fue de 23.38 km, con la anterior longitud estimada y con la longitud inicial de la sección deformada, que corresponde a 14.83 km, se determinó que el frente de montaña experimentó un acortamiento mínimo de ~37 %, ya que en este análisis no se cuantificó el acortamiento pre-plegamiento que de acuerdo a algunos autores puede alcanzar cerca de un 10% en cinturones plegados y cabalgados (Hossack, 1979; Averbuch *et al.*, 1992; Mitra, 1994; Sans *et al.*, 2003). El acortamiento general reportado entre Monterrey y Aramberri utilizando metodologías similares a la presentada en este trabajo es de 33% (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000), por lo que el estimado en la sección del área de estudio es ligeramente mayor en aproximadamente 4%.

La importancia de la aplicación de esta metodología de análisis de la deformación, que consistió en la restauración de la deformación paso a paso, radica en que permitió determinar el tipo de pliegues relacionados con falla que fueron generados al inicio de la deformación, concluyéndose que éstos son del tipo pliegues de despegue (*detachment folds*; Figura 8f). Otra conclusión importante fue que con el incremento del acortamiento en la zona, los flancos frontales de los pliegues de despegue experimentaron rotura producto de la propagación de una falla a partir del núcleo de los anticlinales, hasta ser transportados y adquirir geometrías similares a las de pliegues tipo rampa, cortadas por fallas de rumbo tardías asociadas a la deformación de cobertura (Figura 8).

La reconstrucción cinemática a partir de la restauración paso a paso de esta sección robustece el modelo de McClay (2004), quien propone que durante la evolución progresiva de un cinturón plegado y cabalgado, con el incremento del acortamiento y desplazamiento de las secuencias, los pliegues de despegue pueden evolucionar a pliegues por propagación de falla, que con mayor acortamiento pueden ser transportados a lo largo de rampas y despegues, hasta alcanzar a imitar geometrías cercanas a pliegues por doblez de falla con flancos frontales de inclinación fuerte, en los que pueden reconocerse cabalgaduras emergentes, como se observa en el frente de la Sierra Madre Oriental en el acceso al cañón Santa Rosa.

7. Conclusiones

La restauración de la deformación paso por paso en la zona, permitió concluir que las estructuras generadas durante las etapas tempranas de la deformación de cobertura desarrollada durante la orogenia Laramide, correspondieron a pliegues de despegue que, con el incremento del acortamiento, fueron truncados por fallas inversas en sus flancos frontales, desarrollándose primero la cabalgadura secundaria y, posteriormente, la cabalgadura frontal. Esta última fue cortada después por una falla lateral izquierda en una etapa más avanzada de la deformación; finalmente, ocurrió la inversión de una falla de basamento

que modificó el relieve estructural regional dentro del transpaís, representando este evento a la fase tardía de la orogenia Laramide dentro de este sector de la Sierra Madre Oriental. Con base en el análisis estructural conducido en este trabajo se logró estimar un acortamiento mínimo de 38 % en la zona; finalmente, se concluye también que las estructuras principales iniciaron como pliegues de despegue, disparados a partir de la secuencia basal de evaporita de la Formación Minas Viejas del Calloviano y/o a partir de un paquete de lutita de espesor considerable de la Formación La Casita del Kimmeridgiano-Tithoniano.

Agradecimientos

El primer autor y José Jorge Aranda Gómez agradecen el financiamiento de esta investigación el cual fue proporcionado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología con el proyecto clave: 47071 y 129550; por la Universidad Autónoma de Nuevo León con el proyecto PAICYT clave: CT-1707-07 otorgado a Gabriel Chávez C. Los autores agradecen las revisiones de Susana Alaniz Álvarez y Rolando Heberto Peterson Rodríguez por sus contribuciones para mejorar el manuscrito. Los estudiantes Jesús Alberto Torres Ramos (posgrado) y Nelson Damián Porras Vázquez (licenciatura), agradecen al CONACyT el apoyo obtenido para realizar estudios de posgrado y la beca tesis de licenciatura obtenida del proyecto, respectivamente, así como los apoyos para trabajo de campo de los dos proyectos mencionados.

Referencias

- Agarwal, K.K., Agrawal, G.K., 2002, Analogue sandbox models of thrust wedges with variable basal frictions: *Gondwana Research*, 5, 641-647.
- Álvarado-Molina, J.B., 2004, Estudio mineralógico y geoquímico en las formaciones La Casita, Taraises y Carbonera, NE de México: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura, 112 p.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Kissel, C., 1992, Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France): *Journal of Structural Geology*, 14, 461-474.
- Bahroudi, A., Koyi, H., 2003, Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach: *Journal of the Geological Society*, 160, 719-733.
- Boyer, S.E., Elliott, D., 1982, Thrust Systems: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.
- Butler, R.W.H., 1987, Thrust sequences: *Journal of the Geological Society*, 144, 619-634.
- Camerlo, R.H., 1998, Geometric and kinematic evolution of detachment folds, the Monterrey salient, Sierra Madre Oriental, Mexico: Austin, Texas, Estados Unidos, The University of Texas at Austin, tesis de maestría, 399 p.
- Carrillo, B.J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13, 1-98.
- Carrillo, B.J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 73-96.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, México, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 266 p.
- Chávez-Cabello, G., Cossio-Torres, T., Peterson-Rodríguez, R.H., 2004, Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, northeast México, *en* Sussman, A.J., and Weil, A.B. (eds.), *Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses*: Geological Society of America Special Paper, 383, 145-159.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Shafiquillah, M., Ponce, B.F., Cárdenas, D., 1981, Sección geológica-estructural a través de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, entre Fresnillo y la costa de Nayarit: *Asociación Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica*, XIV, 69-99.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide Orogeny: *New Mexico Geological Society Special Publication*, 6, 5-10.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.
- Cooper, M., 2007, Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review, *en* Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (eds.), *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*: Londres, Geological Society of London Special Publication, 272, 447-472.
- Córdoba, D.A., 1965, Hoja Apizolaya 13R-1 (9), Geología de los Estados de Zacatecas y Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie 1:1000000, 1 mapa con texto.
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2002, Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: *Journal of Structural Geology*, 24, 1729-1739.
- Cross, G.E., Marrett, R., 2008, Structure and stratigraphy within the evaporite décollement of the Sierra Madre Oriental, northeastern México (resumen), *en* Geological Society of America, Joint Annual Meeting Houston, Texas, E.U.A., Geological Society of America, 266.
- De Cserna, Z., Grat, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 1, 33-43.
- Díaz, T., Mixon, R., Murray, G., Weidie, A.E.J., Wollenben, J., 1959, Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo-Galeana areas, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico: San Antonio, Texas, South Texas Geological Society, field trip guidebook, 1-106.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny, *in* Matthews III, V. (ed.), *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir, 151, 355-366.
- Echavarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R., Reynolds, J., 2003, Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87, 965-985.
- Eguiluz de Antuñano, S., Campa, M.F., 1982, Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34, 5-42.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., 1984, Economic oil possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the southern margin of the Coahuila Island, *en* Wilson, J.L., Ward, W.C., Finneman, J.M. (eds.), *A Field Guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Saltillo area, northeast Mexico*: San Antonio, Texas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 43-51.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.

- Evans, M.A., 1989, The structural geometry and evolution of foreland thrust systems, northern Virginia: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 339-354.
- Fischer, M.P., Jackson, P.B., 1999, Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, 21, 613-633.
- Fortunato, K.S., 1982, Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic–lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico: New Orleans, Louisiana, EUA, University of New Orleans, tesis de maestría, 198 p.
- Fortunato, K.S., Ward, W.C., 1982, Upper Jurassic–Lower Cretaceous fan-delta complex, La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 32, 473–482.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: Houston, Texas - New Orleans, Louisiana, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic–Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., (eds.), *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 45-81.
- Götte, M., 1990, Halotektonische Deformationsprozesse in Sulfatgesteinen der Minas Viejas Formation (Ober-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nordost Mexiko: Darmstadt, Hesse, Alemania, Technischen Hochschule Darmstadt, tesis doctoral, 270 p.
- Gray, G., Johnson, C.A., 1995, Structural and tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo–Monterrey corridor (fieldtrip guidebook), *en* American Association Petroleum Geologists, 10th Annual Convention: Houston, Texas, American Association Petroleum Geologists, 1-17.
- Higuera-Díaz, I.C., Fischer, M.P., Wilkerson, M.S., 2005, Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico: *Tectonics*, 24, TC4010.
- Hill, K.C., Keetley, J.T., Kendrick, R.D., Sutriyono, E., 2004, Structural and hydrocarbon potential of the New Guinea fold belt, a review, *en* McClay, K.R. (ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*: Tulsa, Oklahoma, E.U.A., American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 82, 494-514.
- Homza, T.X., Wallace, W.K., 1997, Detachment folds with fixed hinges and variable detachment depth, northeastern Brooks Range, Alaska: *Journal of Structural Geology*, 19, 337-354.
- Hossack, J.R., 1979, The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review: *Journal of the Geological Society*, 136, 705–711.
- Humphrey, W.E., 1956, Tectonic framework of northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 6, 25-35.
- Hung, J.H., Wiltschko, D.V., Lin, H.C., Hickman, J.B., Fang, P., Bock, Y., 1999, Structure and motion of the southwestern Taiwan fold and thrust belt: *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 10, 543-568.
- Imlay, R.W., 1937, Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico: *Journal of Paleontology*, 11, 552-574.
- Jia, D., Wei, G., Chen, Z., Li, B., Zeng, Q., Yang, G., 2006, Longmen Shan fold-thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China: New insights from hydrocarbon exploration: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 1425–1447.
- Jones, P.B., 1982, Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills, Canada, *en* Powers, R.B. (ed.), *Geological studies of the Cordilleran thrust belt*: Publications of Rocky Mountain Association of Petroleum Geologists, 1, 61-74.
- Kellum, L.B., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 43, 541-564.
- King, R.E., 1934, The Permian of southwestern Coahuila: *American Journal of Science*, 27, 98-112.
- Laudon, R.C., 1984, Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo León, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1219–1225.
- Longoria, J.F., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin, *en* Ventres, W.P.S., Bebout, D.G., Perkins, B.F., Moore, C.H., (eds.), *The Jurassic of the Gulf Rim*: Austin Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Proceedings of the Third Annual Research Conference, 171-193.
- Marrett, R., Aranda-García, M., 1999, Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt México, *en* Wilson, J.L., Ward, W.C., Marrett, R., *Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental, a field book and related papers*: San Antonio, Texas, South Texas Geological Society, 69-98.
- Marrett, R., Aranda-García, M., 2001, Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico, *en* Marrett, R., (ed.), *Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, México*: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, Guidebook, 28, 31-55.
- Marrett, R., Benthams, P.A., 1997, Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds: *Journal of Structural Geology*, 19, 243–248.
- Marshak, S., Woodward, N., 1988, Introduction to cross-section balancing, *en* Marshak, S., Mitra, G., (eds.), *Basic methods of structural geology, Part II*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 303-332.
- Massoli, D., Koyi, H.A., Barchi, M.R., 2006, Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy): *Journal of Structural Geology*, 28, 185-199.
- McClay, K.R., 1992, Glossary of thrust tectonics terms, *en* McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*: Londres, Reino Unido, Chapman & Hall, 419-433.
- McClay, K.R., 2004, Introduction, *en* McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*: Tulsa, Oklahoma, EUA, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 667 p.
- 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, 37-40.
- Meiburg, P., 1987, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México, *en* El Cretácico de México y América Central: Simposio Internacional: Linares, N.L., México, Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 2, 197-199.
- Melnyk, M.J., 1997, Structural geology of the Sierra Rancho Nuevo area, Sierra Madre Oriental, Northeastern Mexico: Hattiesburg, Mississippi, E.U.A., University of Southern Mississippi, tesis de maestría, 157 p.
- Meneses-Rocha, J., Yurewicz, D.A., 1999, Petroleum exploration and production in fold and thrust belts: ideas from a Hedberg research symposium: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 889–897.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko—Fazielle Entwicklung eines passive Kontinental randes: Darmstadt, Hesse, Alemania, Technischen Hochschule Darmstadt, tesis doctoral, 247 p.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994, Lithofacies relations and palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: *Sedimentology*, 41, 463-477.
- Mitra, S., 1986, Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential: *American Association and Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 1087-1112.

- Mitra, G., 1994, Strain variation in thrust sheets across the Sevier fold-and-thrust belt (Idaho- Utah-Wyoming): implications for section restoration and wedge taper evolution: *Journal of Structural Geology*, 16, 585– 602.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Diaz-Gonzalez, T.E., 1959, Age and correlation of Huizachal group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 757–771.
- Moretti, I., Baby, P., Mendez, E., Zubieta, D., 1996, Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean zone from 18 to 22 degrees S, Bolivia: *Petroleum Geoscience*, 2, 17-28.
- Mosca, F., S. Sassi, S.W., Rudkiewicz, J.-L., Gambini, R., 2004, Predicting hydrocarbon generation and expulsion in the southern Apennines Thrust belt by 2D integrated structural and geochemical modeling: Part II - Geochemical modeling, *en* Swennen, R., Roure, F., Granath, J.W. (eds.), *Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: Heidelberg, Baden-Wurtemberg, Alemania*, American Association of Petroleum Geologists Series, 1, 69-77.
- Novoa, E., Suppe, J., Shaw, J.H., 2000, Inclined-shear restoration of growth folds: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84, 787-804.
- Nunns, A.G., 1991, Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 278-297.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23, 1127–1130.
- Ovianki, S.M., 1974, Paleodepositional environments in the upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 24, 258–278.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico: Austin, Texas, E.U.A., The University of Texas at Austin, tesis doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 6, 1-20.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Picha, F.J., 1996, Exploring for hydrocarbons under thrust belts: a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 1547–1564.
- Poblet, J., 2004, Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos: Oviedo, España, Universidad de Oviedo, trabajo de geología, 127-146.
- Porras-Vázquez, N.D., 2008, Análisis estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el área cañón Santa Rosa: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura, 142 p.
- Price, R.A., 1986, The southeastern Canadian Cordillera: Thrust faulting, tectonic wedging and delamination of the lithosphere: *Journal of Structural Geology*, 8, 239-254.
- Ramírez-Ramírez, C., 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 31-36.
- Robinson, D.M., 2008, Forward modeling the kinematic sequence of the central Himalayan thrust belt, western Nepal: *Geosphere*, 4, 785-801.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419–451.
- Salvador, A., 1991a, Origin and development of the Gulf of Mexico basin, *en* Salvador, A. (ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, J, 389-444.
- Salvador, A., 1991b, Triassic-Jurassic, *en* Salvador, A. (ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, J, 131–180.
- Sans, M., Vergés, J., Gomis, E., Parés, J.M., Schiattarella, M., Travé, A., Calvet, F., Santanach, P., Doucet, A., 2003, Layer parallel shortening in salt-detached folds: constraint on cross-section restoration: *Tectonophysics*, 372, 85-104.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., 2005, Role of the Kazerun fault zone in the formation and deformation of the Zagros fold-thrust belt, Iran: *Tectonics*, 24, TC5005, doi:10.1029/2004TC001725.
- Smith, C.R., 1987, Provenance and depositional environments of the La Casita Formation, Sierra Madre Oriental southwest of Monterrey, northeastern Mexico: New Orleans, Louisiana, E.U.A., University of New Orleans, tesis de maestría, 143 p.
- Stone, S.W., 1975, The Jurassic of the Gulf Coast: Houston, Texas, Exxon Production Research Company, reporte inédito, 57 p.
- Suppe, J., Sábata, F., Muñoz, J.A., Poblet, J., Roca, E., Vergés, J., 1997, Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, 19, 443-461.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper*, 340, 191-196.
- Torres-Ramos, J.A., 2011, Análisis geométrico y cinemático del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental entre los cañones La Boca y Santa Rosa, Estado de Nuevo León: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 117 p.
- Tozer, R.S.J., Butler, R.W.H., Chiappini, M., Corrado, S., Mazzoli, S., Speranza, F., 2006, Testing thrust tectonic models at mountain fronts: where has the displacement gone?: *Journal of the Geological Society*, 163, 1-14.
- Turrini, C., Ravaglia, A., Perotti, C.R., 2001, Compresional structures in a multilayered mechanical stratigraphy: Insights from sandbox modeling with three-dimensional variations in basal geometry and friction, *en* Koyi, H.A. y Mancktelow, N. (eds.), *Tectonic modeling: A volume in honor of Hans Ramberg: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir*, 193, 153-178.
- Vann, I.R., Graham, R.H., Hayward, A.B., 1986, The structure of mountain fronts: *Journal of Structural Geology*, 8, 215-227.
- Vergés, J., Burbank, D.W., Meigs, A., 1996, Unfolding: An inverse approach to fold kinematics: *Geology*, 24, 175-178.
- Viniegra, F., 1963, Geología del Macizo de Teziutlán y de la Cuenca cenozoica de Veracruz: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 18, 145-171.
- Weidie, A.E., Martínez, J.D., 1970, Evidence for evaporate diapirism in northeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 655–657.
- Weidie, A.E., Wolleben, J.A., 1969, Upper Jurassic stratigraphic relations near Monterrey, Nuevo Leon, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53, 2418-2420.
- Wilkerson, M.S., Apotria, T., Farid, T., 2002, Interpreting the geologic map expression of contractional fault-related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradients: *Journal of Structural Geology*, 24, 593-607.
- Wilkerson, M.S., Fischer, M.P., Apotria, T., 2002, Fault-related folds: The transition from 2-D to 3-D: *Journal of Structural Geology Special issue*, 24, 4.
- Wilkerson, M.S., Smaltz, S.M., Bowman, D.R., Fischer, M.P., Higuera-Díaz, I.C., 2007, 2-D and 3-D modeling of detachment folds with hinterland inflation: A natural example from the Monterrey Salient, northeastern Mexico: *Journal of Structural Geology*, 29, 73-85.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México - a review, *en* *Contribuciones al Cretácico de México y América Central: Linares, Nuevo León, México, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*, 4, 5-45.

- Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic evolution of early deep water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 53, 318-346.
- Ye, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin, en Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico: Dallas, Texas, American Association of Petroleum Geologists Field Trip, 10, 85-115.
- Zhou, Y., Murphy, M.A., Hamade, A., 2006, Structural development of the Peregrina-Huizachal anticlinorium, Mexico: Journal of Structural Geology, 28, 494-507

Manuscrito recibido: Enero 25, 2010.

Manuscrito corregido recibido: Julio 23, 2010.

Manuscrito aceptado: Septiembre 8, 2010.