

Estimación de desplazamiento mínimo en fallas inversas de alto ángulo: caso de estudio en la Falla de San Marcos, Coahuila

Minimum displacement estimation in high-angle reverse faults: case study in the San Marcos Fault, Coahuila

Fausto Alonso-Manuel^{1*}, Elisa Fitz-Díaz², Rodrigo Gutiérrez-Navarro³

¹ Posgrado en Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, CDMX, México.

² Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, CDMX, México.

³ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, CDMX, México.

* Autor para correspondencia: (F. Alonso-Manuel) faustalonso90@gmail.com

Cómo citar este artículo:

Alonso-Manuel, F., Fitz-Díaz, E., Gutiérrez-Navarro, R., 2020, Estimación de desplazamiento mínimo en fallas inversas de alto ángulo: caso de estudio en la Falla de San Marcos, Coahuila. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 72 (1), A 031019. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2020v72n1a031019>

Manuscrito recibido: Mayo 23, 2018
Manuscrito corregido: Abril 3, 2019
Manuscrito aceptado: Abril 15, 2019

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

La Falla de San Marcos (FSM) es una estructura que atraviesa al estado de Coahuila con rumbo general NW-SE. Esta estructura forma parte de un sistema de fallas normales en el Jurásico Medio con una reactivación en el Jurásico Tardío, condicionó el depósito de unidades carbonatadas durante el Cretácico Temprano y se reactivó como falla inversa posiblemente en el Paleógeno. El límite nororiental de la plataforma de Coahuila coincide con la traza de la FSM y en la localidad de Las Palomas, Coahuila, es donde mejor se expone. En este sitio las capas de la Formación Cupido cabalgan sobre lutitas calcáreas pelágicas, a las cuales nos referimos informalmente como Capas Cerro La Bruja (CCLB). Esta unidad se correlaciona con la Formación *Eagle Ford* en la cuenca de Sabinas al norte y con la Formación Indidura en la cuenca de Parras, al sur. Las CCLB se observan sub-horizontales sobre la plataforma de Coahuila, ya que sólo se acortaron en los 400 metros más próximos a la traza de la FSM. La actividad de la falla provocó el desarrollo de pliegues tipo *chevron*, los cuales se disponen en una cuña de deformación limitada por una falla basal que separa a las rocas plegadas de aquellas no plegadas. Un análisis detallado de pliegues permitió estimar un acortamiento horizontal de alrededor de 500 metros. Considerando que sólo hay una generación de pliegues en las CCLB y que el acortamiento fue causado por la actividad de la FSM. Basado en la estimación de este acortamiento, se propone un nuevo método para estimar el desplazamiento mínimo de la traza frontal del sistema de la FSM, el cual toma en cuenta el acortamiento de las CCLB y la inclinación de la falla. Dicho método permitió estimar un desplazamiento mínimo de 1300 m sobre el plano frontal de la falla, lo cual es consistente con las estimaciones de más de 3000 m, realizadas por autores previos para todo el sistema de fallas. La estimación de desplazamiento a lo largo de fallas mayores siempre ha sido un reto en el análisis estructural, por lo cual consideramos que nuestro nuevo método puede ser una valiosa herramienta para determinar desplazamiento sobre fallas mayores.

Palabras clave: Desplazamiento falla inversa, pliegues chevron, falla de San Marcos, Capas Cerro La Bruja.

ABSTRACT

The San Marcos fault (SMF) cuts across Coahuila state along a NW-SE trend. This long-lived structure is part of a Middle Jurassic normal fault system, with a Late Jurassic reactivation, which constrained the deposition of Early Cretaceous red beds and carbonate deposits and was reactivated as reverse fault during Paleogene. The SMF coincides with the northwestern boundary of the Coahuila platform, with its best exposure at Las Palomas village. The Cupido Formation thrust over pelagic limestone, in a locality which was studied in detail and informally referred as Cerro La Bruja beds (CCLB). This unit correlates with the Eagle Ford Formation (EFF) in the Sabinas Basin to the north and with the Indidura Formation in the Parras Basin, to the south, all of Turonian age. The CCLB are involved in kilometer scale folding in both basins. However, these rocks are sub-horizontal in the Coahuila platform, where they were shortened only 400 m in the closest position to the SMF, showing chevron folds within a deformation wedge limited by a basal fault separating folded rocks from unfolded rocks underneath. Near the fault plane and along the thicker portion of the wedge, folds are tighter compared to the furthestmost portion. Based on a detailed fold shortening analysis in the CCLB, a horizontal shortening of about 500 meters was estimated for these beds. If we assume that only one folding generation is present in the CCLB and that this shortening event was the result of the SMF activity, we propose a new method to estimate the minimum displacement on the frontal fault, which considers folds of CCLB and the fault plane inclination. A minimum displacement of 1300 m is calculated along the fault plane, showing consistency with estimations of at least 3000 m suggested by previous authors for the entire fault system. Fault displacement estimates have always been a challenge in structural analysis, and that is the reason why we consider that our new method has potential to become a valuable tool in fault kinematic analysis.

Keywords: Thrust fault displacement, chevron folds, San Marcos fault, Capas Cerro La Bruja.

1. Introducción

La estimación del desplazamiento a lo largo de fallas es un parámetro muy relevante en los estudios geológicos, ya que no sólo ayuda a cuantificar la deformación, sino también la extensión de límites de cuencas, diques, altos o bajos topográficos, etc. En las fallas inversas, las relaciones entre la longitud de las fallas y sus desplazamientos proporcionan información sobre su mecánica y pueden servir como herramientas útiles para caracterizar las magnitudes y la tasa de deformación tectónica en ellas (Williams y Chapman, 1983). Algunas metodologías para estimar el desplazamiento de fallas inversas, como aquellas descritas en el trabajo clásico de Dalhstrom (1970) permiten observar que el desplazamiento en una cabalgadura disminuye hacia el frente cabalgado.

A su vez, Williams y Chapman (1983) estudiaron variaciones en la deformación interna de los bloques de techo en función del desplazamiento a través del análisis cuidadoso de relación distancia-desplazamiento. Sin embargo, en esos trabajos se analizan estructuras bien expuestas, donde es relativamente fácil cuantificar el desplazamiento utilizando marcadores estratigráficos, y medir cuanto se separan en función de la distancia desde las partes más someras (Rowan y Ratliff, 1988; Hedlund, 1997; Bergen y Shaw, 2010). A diferencia de estos estudios, en el presente estudio se propone un nuevo método para estimar desplazamiento mínimo total sobre una falla inversa poco expuesta, considerando el acortamiento local en el bloque de piso causado por su desplazamiento.

La cuenca de Sabinas es limitada por fallas inversas de alto ángulo: La Falla La Babia en la margen norte de la cuenca de Sabinas (Charleston, 1981), y la Falla de San Marcos en la margen sur (Figura 1, McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Bolaños-Rodríguez, 2006). Esta última es una estructura regional de alto ángulo que involucra a rocas del basamento, y cuya traza se extiende más de 300 km a través de la zona centro-sur del estado de Coahuila pasando entre las ciudades de Monclova y Torreón con rumbo

WNW e inclinación hacia el WNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). La FSM coincide con el límite entre dos elementos paleogeográficos cretácicos: hacia el sur la plataforma de Coahuila, y hacia al norte la cuenca de Sabinas (Figura 1). Basados en cartografía y estratigrafía cuidadosa McKee *et al.* (1990), propusieron que esta falla se formó en el Jurásico Tardío (pre-Tithoniano) como una falla de tipo normal, y que posiblemente ha experimentado por lo menos dos reactivaciones: una en el Cretácico Temprano con cinemática normal, y en el Paleógeno con cinemática inversa (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

La disposición de sucesiones de lechos rojos del Jurásico Tardío y del Cretácico Temprano expuestos alrededor de la falla en el valle de San Marcos y en Potrero Colorado, sugieren que su actividad normal puede ser una expresión tardía de la extensión asociada con la apertura del Golfo de México (McKee *et al.*, 1990). En lo que respecta a la segunda reactivación en el Paleógeno, ésta se evidencia por la yuxtaposición de lechos jurásicos sobre rocas marinas del Cretácico a lo largo de la falla (Figura 1). Por esta razón, se considera que la FSM no es un simple plano de falla, sino más bien forma parte de un sistema de fallas regional, el cual incluye un arreglo anastomosado de fallas con bloques tectónicos de cientos de metros de anchura, subverticales y ligeramente inclinados hacia el NE (McKee *et al.*, 1990). El presente estudio se centra en la traza más meridional de la FSM, la cual aflora en las inmediaciones del poblado de Las Palomas, al occidente del valle de San Marcos (Figura 1). En esta área la estructura se encuentra muy bien expuesta, permitiendo así realizar el análisis detallado que se presenta a continuación.

2. Marco geológico

El evento orogénico Cretácico-Paleógeno, el cual dio prácticamente la forma actual a la mayor parte del territorio mexicano, es responsable del origen del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras

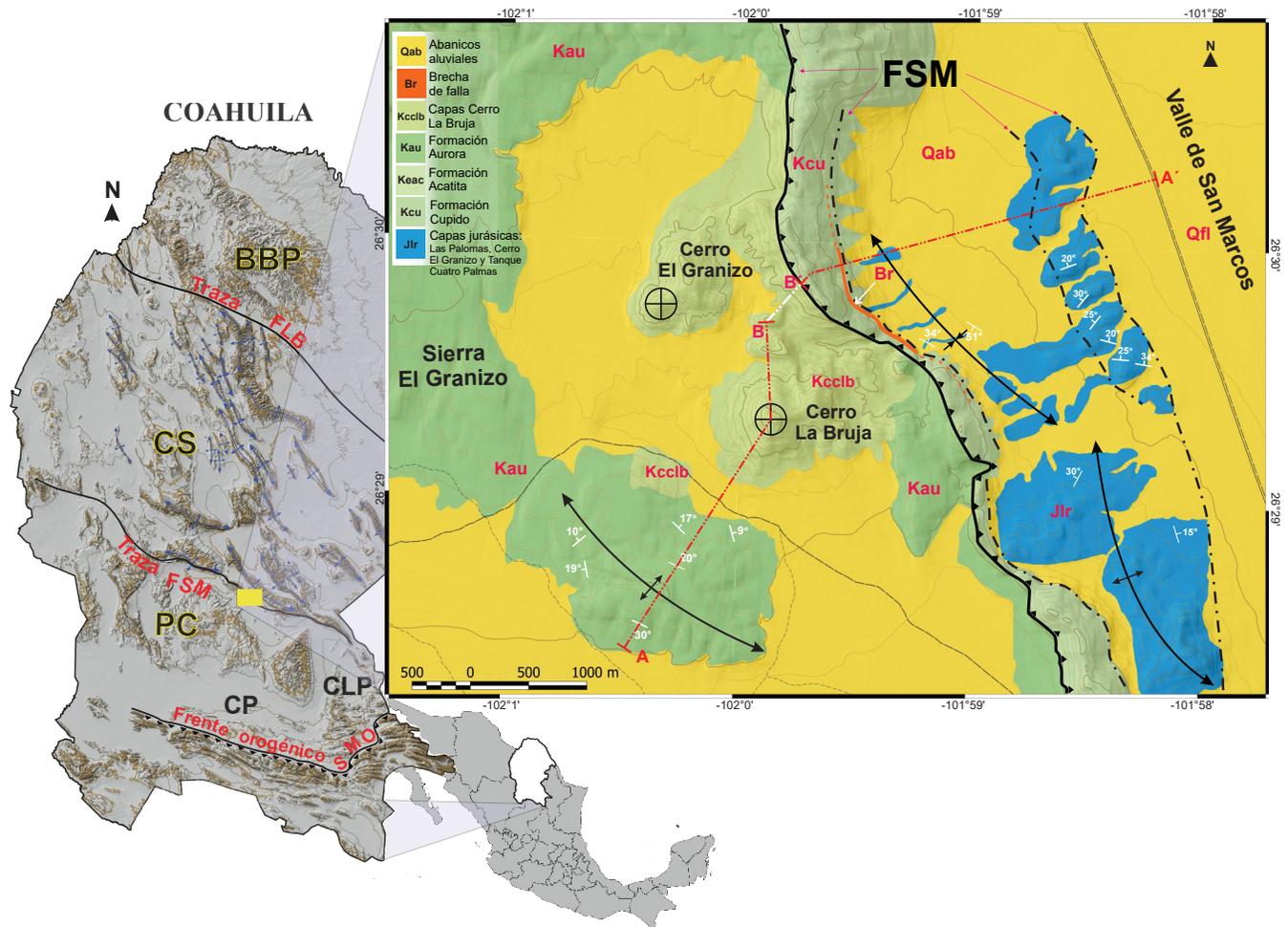


Figura 1 Modelo digital de elevación (MDE) del estado de Coahuila y mapa geológico del área de estudio. En el MDE se muestran los elementos paleogeográficos más importantes del noreste de México: Plataforma de Coahuila (PC), cuenca de Sabinas (CS), bloque de Burro-Peyotes (BBP), cuenca de Parras (CP) y cuenca La Popa (CLP). De igual manera, las trazas de las estructuras regionales más importantes: Falla La Babia (FLB), Falla de San Marcos (FSM), parte del frente orogénico del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. En el mapa geológico se muestra la traza del sistema de fallas de San Marcos (FSM), la disposición estratigráfica y las secciones geológicas A-A' y B-B'.

Mexicano (CPCM, Campa-Uranga, 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Dicho cinturón resultó del acortamiento de la cubierta sedimentaria mesozoica en el centro y oriente de México, desde la frontera norte y hasta la frontera sur de México y comparte su historia con los orógenos Sevier y Laramide en el SW de los EE.UU. (Armstrong, 1968). El CPCM tiene su expresión topográfica más importante en la Sierra Madre Oriental, la Mesa Central, Sierras y Cuencas del Norte y Sierra Madre del Sur (Lugo-Hubp, 1990), y su arquitectura interna fue

heredada de la estructura del basamento (Campa-Uranga y Coney, 1983; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). La disposición del basamento controló en gran medida la topografía y batimetría de México en el Mesozoico, y con ello la distribución espacial de elementos paleogeográficos jurásicos y cretácicos (Goldhammer, 1999). Los cambios de facies en la estratigrafía se traducen en variaciones mecánicas tanto lateral como verticalmente. Dichos cambios controlan la localización de horizontes de despegue sub-horizontales y de fallas inversas de alto ángulo, así como las diferencias en los estilos de

deformación dentro del CPCM (Fitz-Díaz *et al.*, 2011, 2012; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

A grandes rasgos, la deformación del CPCM se puede describir como:

1. Dominada por deformación de piel delgada, formando una cuña orogénica que se adelgaza hacia el oriente a lo largo de secciones transversales con orientación SW-NE (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).
2. Las rocas involucradas en la deformación de piel delgada son intensamente afectadas por acortamiento interno en el centro y sur de México. Éstas, además, tienen un menor engrosamiento tectónico en el norte de México (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).
3. La mayor parte de las estructuras de piel delgada tienen vergencia hacia el Oriente (Carrillo-Martínez, 1990).
4. Aunque existen fallas de alto ángulo en varias partes del orógeno las cuales se superponen a estructuras de piel delgada, es la deformación de piel gruesa caracterizada por la inversión de cuencas sedimentarias, la que domina la porción NE de México (Gray *et al.*, 2001; Haenggi *et al.*, 2002).

La cuenca de Sabinas muestra un claro ejemplo de un estilo de acortamiento por inversión de cuencas, pues está delimitada por dos fallas inversas de alto ángulo con vergencia opuesta, y esto a su vez permitió el levantamiento de un bloque cortical central entre ellas. Dichas fallas son: la Falla La Babia ubicada en la margen norte (Charleston, 1981) y la Falla de San Marcos (FSM) ubicada en la margen sur de la cuenca de Sabinas (Figura 1, Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

La FSM pertenece a un sistema de fallas que se instauró durante el Jurásico Tardío (pre-Tithoniano) con cinemática normal y presumiblemente asociada con etapas tardías de la apertura del Golfo de México. Coincide también con la frontera entre dos elementos paleogeográficos del Cretácico: la plataforma de Coahuila y la cuenca de Sabinas, cuya batimetría fue fuertemente controlada por la disposición de los altos y bajos de

basamento (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Durante la instauración de dicha falla, se depositaron en los bordes de la cuenca de Sabinas abanicos aluviales y depósitos fluviales (lechos rojos pertenecientes a las capas Las Palomas, Cerro El Granizo y Tanque Cuatro Palmas; McKee *et al.*, 1990), los cuales entre el Jurásico Medio y Jurásico Tardío sumaron una cuña clástica de casi 2000 metros de espesor. Esta configuración ocurrió de manera contemporánea con la sedimentación de evaporitas en el centro de la cuenca de Sabinas (Eguiluz de Antuñano, 2001). De acuerdo con McKee *et al.* (1990), la FSM sufrió su primera reactivación con cinemática normal durante el Neocomiano provocando el depósito de lechos rojos continentales correspondientes a la Formación San Marcos, seguido de sedimentación carbonatada que rellenó subsecuentemente a la cuenca de Sabinas en una etapa de subsidencia regional sin actividad de la FSM (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fue hasta el Albiano en que los mares lograron inundar completamente a la paleoisla de Coahuila. La cual evolucionó a la Plataforma de Coahuila, con depósitos de caliza arrecifal correspondientes a la Formación Aurora (Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001). Más tarde, durante el Cenomaniano Tardío y hasta el Turoniano Tardío, se depositan las capas Cerro La Bruja (Alonso-Manuel, 2016). Después del Turoniano la cubierta sedimentaria cretácica de México experimentó un fuerte acortamiento que no cesó sino hasta finales del Eoceno, y fue durante ese intervalo de tiempo que la FSM sufrió su segunda reactivación en sentido inverso, provocando la inversión tectónica del límite sur de la cuenca de Sabinas y la deformación de las CCLB.

2.1. ESTRATIGRAFÍA DE LAS CAPAS CERRO LA BRUJA (CCLB)

Las CCLB es una unidad sedimentaria marina predominantemente calcárea depositada en un ambiente pelágico de cuenca con influencia de terrígenos, del Cenomaniano Tardío hasta el Turoniano Tardío (Alonso-Manuel, 2016). Dicha unidad, con un espesor preservado de poco

más de 200 m, está conformada principalmente por una intercalación de lutita calcárea y caliza arcillosa, con horizontes de lutita negra tanto en la base como en la cima de la unidad, así como horizontes de caliza con microbrecha de restos de peces hacia la cima y escasos horizontes de material volcánico y yeso (Alonso-Manuel, 2016; Figura 2). En un trabajo paralelo a este, se realizó un análisis de microfácies e interpretación de las estructuras sedimentarias presentes, con lo que se logró demostrar que el ambiente y las condiciones paleoambientales de depósito de las CCLB eran de rocas pelágicas de cuenca, depositadas en un margen pasivo local, antes de la reactivación inversa de la FSM (Alonso-Manuel, 2016). Las CCLB se correlacionan hacia el norte en la cuenca de Sabinas con la Formación *Eagle Ford* (Eguiluz de Antuñano, 2001; Harbor, 2011), y hacia el sur en la cuenca de Parras con la Formación Indidura (Kelly, 1936; Imlay, 1936; Duque-Botero, 2008). Las tres unidades se depositaron durante el Cenomaniano al Turoniano, sobreyacen a rocas calcáreas y comparten ciertos taxones de amonites e inoceramidos (Alonso-Manuel, 2016). Sin embargo, las CCLB no comparten exclusividad litológica ni de estructuras sedimentarias con alguna de las dos formaciones. Considerando las microfácies, se concluyó que la sucesión de capas CCLB estudiadas muestran una transición de cuenca (Fm. *Eagle Ford*) a plataforma (Fm. Indidura), ubicada probablemente entre la plataforma profunda y/o pie de talud, pues para este tiempo posiblemente tenían una batimetría similar entre sí (Alonso-Manuel, 2016, Figura 2).

2.2. ESTRUCTURAS LOCALES

2.2.1. PLIEGUES

2.2.1.1. Sierra de San Marcos y Pinos (SSMP)

Al noreste del área de estudio se encuentra la sierra de San Marcos y Pinos (SSMP), la cual alcanza altitudes mayores a los 2100 m.s.n.m. y está formada por dos anticlinales asimétricos que unen sus ejes para formar una sola estructura orientada NNW-SSE. Ambas estructuras tienen ejes que varían su buzamiento de E-W hacia el NNW y tienen vergencia al WSW (Chávez-Cabello *et al.*,

2005). Bolaños-Rodríguez (2006) definió en la parte norte de la SSMP dos anticlinales menores, Atalaya y Churince, en cuyo núcleo se aloja la Formación San Marcos.

2.2.1.2 Sierra La Fragua (SLF)

La sierra La Fragua se localiza al noroeste del área de estudio con una altitud de al menos 1700 m.s.n.m. Es una anticlinal asimétrico con el eje del pliegue orientado WNW-ESE y un plano axial inclinado hacia el norte (Bolaños-Rodríguez, 2006). El flanco sur de esta estructura tiene una inclinación de 30°S en su extremo oriente mientras que en Potrero Colorado la inclinación es vertical e incluso invertido (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Este flanco, dominado por la Formación Cupido, muestra pliegues por doblez de falla que duplican localmente la sucesión indicando una vergencia hacia el NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). El flanco norte se inclina entre 8° a 14° hacia el NNE. Según Chávez-Cabello *et al.* (2005) en Potrero Colorado el núcleo expuesto de la estructura está conformado por arenisca y limolita correlacionables con las capas Tanque Cuatro Palmas del Jurásico Tardío en el valle de San Marcos.

2.2.1.3. Sierra El Granizo (SEG)

El área de estudio se localiza en el límite sureste de la sierra El Granizo, la cual está formada por un anticlinal asimétrico con su eje orientado NW-SE y plano axial inclinado hacia el norte, con su flanco corto inclinado 36° hacia el sur y el flanco largo con 10° también hacia el sur (Bolaños-Rodríguez, 2006). La SEG alcanza altitudes de hasta 1800 m.s.n.m. y está conformada por rocas calcáreas del Cretácico Tardío en núcleos de sinclinales en trenes de pliegues por doblez de falla que indican vergencia hacia el NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). La reactivación inversa de la Falla de San Marcos, cortó el flanco largo del anticlinal, y desplazó al mismo nivel estratigráfico las rocas clásticas del Jurásico del valle de San Marcos con el paquete calcáreo del Cretácico Tardío de la sierra El Granizo (Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Alonso-Manuel, 2016).

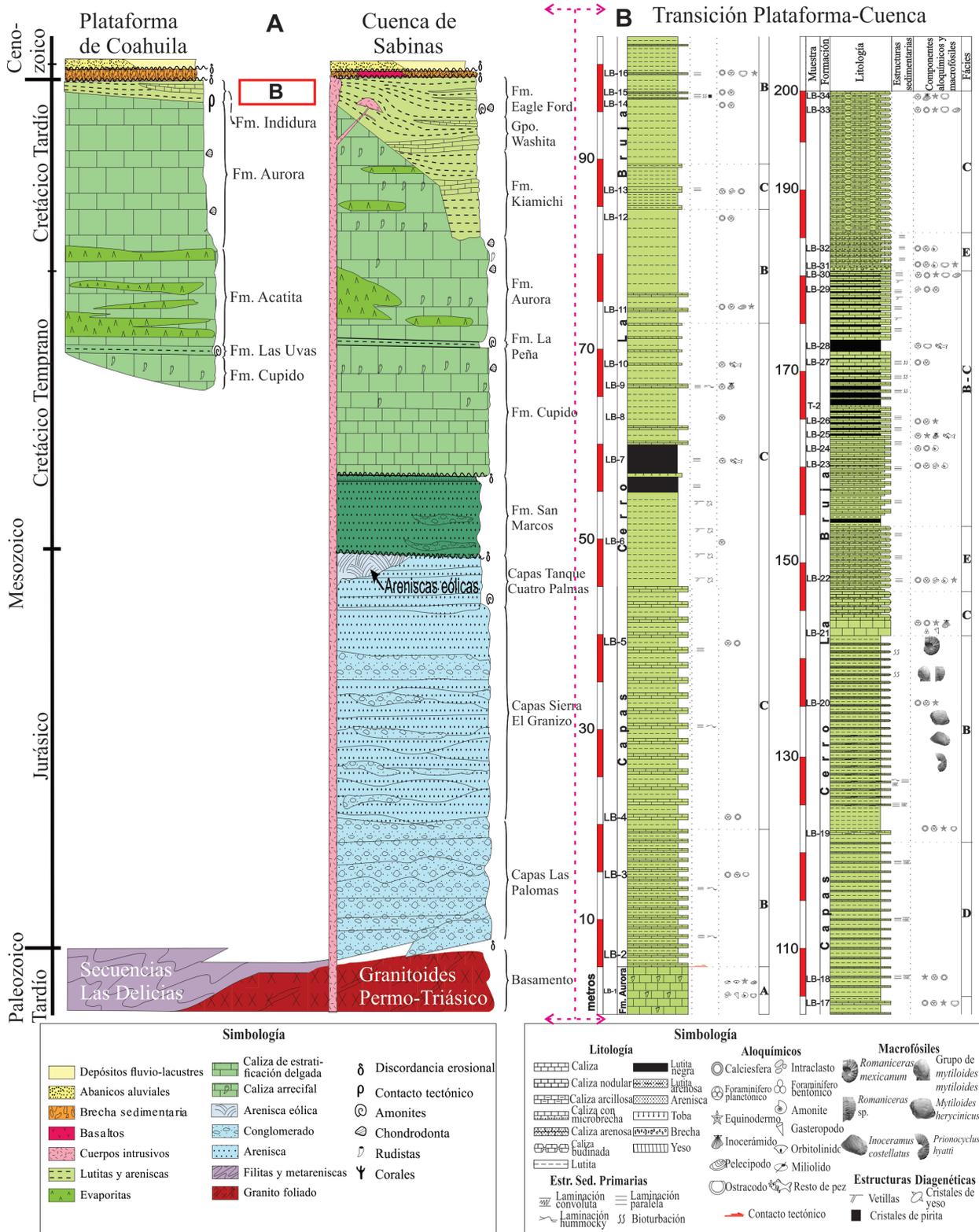


Figura 2 Columnas estratigráficas del área de estudio. En a) se muestra la columna estratigráfica sintetizada de la plataforma de Coahuila y la cuenca de Sabinas, modificada de Bolaños-Rodríguez (2006) en el área de Sierra de San Marcos y Pinos, Sierra El Granizo, valle de San Marcos y Sierra La Fragua. En b) columna estratigráfica a detalle de las Capas Cerro La Bruja, las cuales representan un ambiente de transición entre la plataforma y la cuenca, ilustrado con el recuadro en rojo.

2.2.2. FALLA DE SAN MARCOS

La Falla de San Marcos (FSM) es un lineamiento estructural regional con una traza de más de 300 km de longitud, rumbo general hacia el WNW y con inclinación hacia NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), la cual separa a la plataforma de Coahuila de la cuenca de Sabinas en el noreste de México. Dicha falla se instauró en el Jurásico Tardío como una falla de basamento tipo normal (McKee *et al.*, 1990) y se interpreta ha sufrido dos reactivaciones, durante el Cretácico Temprano y durante el Paleógeno (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

La evidencia de la activación de la FSM en el Jurásico Tardío (Pre-Titoniano) es una cuña de sedimentos clásticos marinos de 2000 m de espesor que corresponde a las capas; Las Palomas, sierra El Granizo y Tanque Cuatro Palmas (McKee *et al.*, 1990). Esta última es de edad Titoniana y se interpreta como una etapa de quietud tectónica. Para el Cretácico Temprano (Neocomiano), McKee *et al.* (1990) propone la primera reactivación de la FSM como una falla normal de escala kilométrica, basándose en el cambio drástico de ambiente de depósito, pasando de sedimentos clásticos marinos del Jurásico Tardío a sedimentos continentales (conglomerado y arenisca fluvial) de la Formación San Marcos. En Potrero Colorado Chávez-Cabello *et al.* (2005) discute fallas normales que cortan el contacto entre las capas Colorado (eolianita) y la Formación San Marcos sin cortar a la Formación Cupido. Esto acota a la primera reactivación en tiempos neocomianos y evidencia un periodo de extensión que ayudó al crecimiento de la cuenca de Sabinas. La segunda reactivación de la Falla de San Marcos se debe a la deformación por acortamiento del evento Cretácico Tardío-Paleógeno, con una primera fase de deformación de piel delgada que deformó la cubierta sedimentaria del Mesozoico. Posteriormente, la reactivación con cinemática inversa de la FSM permitió el ascenso de las rocas de la cuenca de Sabinas sobre las rocas de la plataforma de Coahuila, para permitir una

configuración muy cercana a la actual (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

2.2.2.1. La Falla de San Marcos en el área de estudio

En el área de estudio la traza de la FSM tiene una longitud de aproximadamente 6 km con una geometría sinuosa, la cual se extiende con rumbo casi N-S desde el extremo oriente de la sierra El Granizo hasta el límite norte del cerro El Granizo. Sobre el flanco oriental del cerro El Granizo y cerro La Bruja la traza de falla cambia a un rumbo NW-SE hasta el extremo sureste del cerro La Bruja donde nuevamente presenta rumbo casi N-S, para finalmente seguir el rumbo general NW-SE hasta el poblado Estanque Las Palomas (ver mapa geológico de la Figura 1).

En el mapa geológico (Figura 1), se observa un sistema de fallas asociadas con la Falla de San Marcos, dichas fallas controlan los contactos litológicos en el extremo norte del área de estudio, ya que sobreponen a la Formación Cupido (Kcu) de edad Aptiano sobre las Capas Cerro La Bruja (Kclb) de edad Turoniano, y otra falla subparalela yuxtapone, a su vez, a lechos rojos del Jurásico Tardío (Jlr) con la Formación Cupido. Más al norte, McKee *et al.* (1990) sugieren la presencia de otra falla subparalela a estas dos que sobrepone a rocas metasedimentarias del basamento, sobre las capas clásticas del Jurásico.

El análisis estereográfico y las relaciones estratigráficas y de contacto de todas las unidades que afloran en el área de estudio se muestran a lo largo de la sección geológica A-A' (Figura 3). Cabe destacar que en dicha figura se muestra la deformación por acortamiento de las CCLB, la cual se manifiesta en trenes de pliegues tipo *chevron* delimitado por fallas en la cima y en la base. El análisis del acortamiento de las CCLB es objeto de estudio en el presente trabajo, por lo que será descrito con mayor detalle en la sección posterior.

3. Deformación de las Capas Cerro La Bruja

El acortamiento subhorizontal relacionado con la última reactivación de la FSM, permitió que una porción de la secuencia de las CCLB acomodara acortamiento mediante el desarrollo de un tren de pliegues tipo *chevron*. En dicho tren, los pliegues tienen una vergencia al suroeste, afloran sobre una franja de 400 m desde la traza de falla y se localizan en una cuña de deformación, encontrándose esta última acotada tanto en la cima como en la base por dos zonas de despegue (Figura 3).

El despegue inferior, localizado en niveles de lutita negra, asciende estratigráficamente desde la traza de falla hacia el vértice de la cuña en el poniente. Todo ello a través de segmentos subhorizontales (*flats*) y rampas (*ramps*), para conectarse con un despegue (falla) de techo subhorizontal localizado a lo largo de una capa de bentonita altamente cizallada. En el interior de la cuña, en las capas de lutita y caliza se desarrollaron pliegues con un plano axial promedio de $322^{\circ}/86^{\circ}$, en los cuales las capas competentes de caliza formaron pliegues predominantemente paralelos (clase 1B de Ramsay, 1967), mientras que los horizontes incompetentes forman geometrías irregulares para acomodar problemas de espacio. Por abajo y arriba de las zonas de despegue, las capas se mantienen subhorizontales y no muestran evidencia de distorsión interna (ver sección geológica de la Figura 3).

Un análisis detallado de la geometría y orientación de los pliegues muestra un cambio gradual en su geometría en función de la distancia a la traza de la FSM. En la proximidad de la falla los pliegues son subverticales y apretados, tipo *chevron* con un ángulo interflanco promedio de 27° y con una amplitud de onda relativamente alta comparada con la longitud de onda. Conforme nos alejamos de la falla, el ángulo interflanco incrementa gradualmente hasta 77° y la amplitud disminuye hasta alcanzar eventualmente la horizontalidad en los estratos hacia el poniente de la sección (Figura 4). Este cambio geométrico indica que hay un

gradiente de acortamiento en función de la distancia hacia la traza de la falla.

En el extremo suroeste de la cuña, los pliegues muestran geometría de caja y se asocian con fallas, es decir, que la geometría y disposición de los pliegues son controladas por la geometría y desplazamiento de las fallas que los subyacen, como en el caso de los pliegues por doblez de falla y pliegues por propagación de falla (Suppe, 1983; Suppe y Medwedeff, 1990). Sin embargo, hacia la proximidad con la traza de falla, este dominio de acortamiento desaparece paulatinamente para dar lugar ahora sólo al plegamiento tipo *chevron* por *buckling* (Ramsay, 1967 y 1974). Dicho mecanismo amplifica los pliegues como consecuencia de la aplicación de esfuerzos contraccionales paralelos a las capas (Johnson y Fletcher, 1994). Esta variación espacial sistemática en la geometría de las estructuras puede reflejar una evolución de pliegues abiertos directamente relacionados con la actividad de fallas, a pliegues más apretados por *buckling*, conforme se acumula mayor deformación (Figura 4). Cabe mencionar que la transición entre uno y otro mecanismo no se había reportado con anterioridad en la literatura, y de hecho se consideran como mecanismos independientes y no como parte de un proceso de acortamiento continuo y acumulativo (Figura 4).

Es importante resaltar que el plano axial promedio de los pliegues y el rumbo de la traza de la FSM son muy parecidos, indica por tanto la consistencia cinemática entre ambas estructuras. Dicha consistencia apoya la posibilidad de que los pliegues en las CCLB son el resultado de la actividad de la falla, ya que la dirección de acortamiento de los pliegues y el desplazamiento de la falla coinciden (Figura 3a y 3b). Esta interpretación es además sustentada en el hecho que las CCLB sólo presentan una generación de estructuras de acortamiento con un gradiente que se incrementa hacia la traza de la FSM. De esta forma, si consideramos que el acortamiento horizontal total acumulado (cateto adyacente de un triángulo rectángulo) en las CCLB es resultado de desplazamiento sobre la FSM (hipotenusa);

medimos la inclinación promedio de la falla (α), y consideramos las razones trigonométricas en un triángulo rectángulo, como se ilustra en la Figura 5, podríamos calcular el desplazamiento vertical o el desplazamiento resultante sobre el plano de falla.

$$(e2+I) = lf / lo \tag{1}$$

Donde:

- ($e2+I$): fracción de acortamiento
- lo : longitud inicial de la capa
- lf : longitud final de la capa

3.1. CÁLCULO DE ACORTAMIENTO EN LAS CCLB

Un método fácil para calcular el acortamiento de capas plegadas es el método de la cuerda. Dicho método compara la longitud horizontal inicial y longitud horizontal final de la capa plegada para determinar la cantidad de acortamiento total por medio de la Ecuación 1 (Ramsay, 1967).

Sin embargo, en la sección estudiada no aflora una capa plegada continua desde la traza de la falla hasta el ápice de la cuña de deformación que nos permita calcular el acortamiento total. Por tal motivo, se aplicó el método de la cuerda sólo en algunos segmentos, y en otros segmentos menos expuestos se aplicó el método descrito por Vásquez-Serrano (2010).

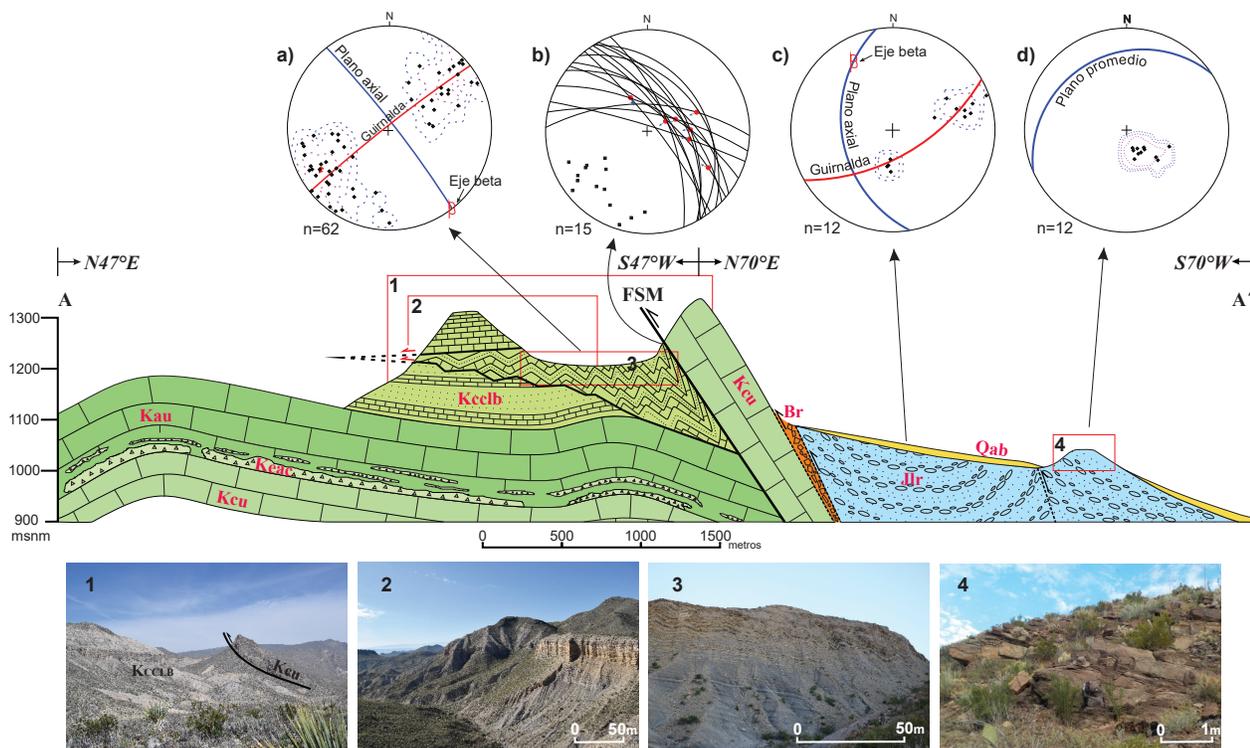


Figura 3 Sección geológica A-A' (Figura 1) del área de estudio donde se muestra la disposición de la FSM y la deformación en las Capas Cerro La Bruja (CCLB) en la proximidad de la falla. Nótese el tren de pliegues dentro de una cuña limitada hacia la base y cima por fallas (despegues). Se muestran además fallas inferidas a partir de discontinuidades estratigráficas con líneas punteadas. En la parte inferior de la figura se muestran fotografías representativas de los afloramientos: 1) vista panorámica de la FSM y parte del Cerro La Bruja; 2) el lugar donde se levantó la sección estratigráfica detallada de las Capas Cerro La Bruja; 3) la sección con el mejor afloramiento de pliegues en la cuña de deformación; y 4) los lechos rojos de las capas Las Palomas. En la parte superior se muestran resultados del análisis estructural de cuatro puntos estratégicos de la sección. En a) y en c) se muestran diagramas de polos a estratificación mostrando el plano axial promedio, la guirnada, el eje beta y de las CCLB y lechos rojos jurásicos, respectivamente. Nótese también que tienen la misma dirección de acortamiento: en b) se muestran las trazas ciclográficas del plano de falla con sus polos, así como estrías sobre el plano, las cuales indican la dirección de desplazamiento del bloque de piso; y en d) se muestra el plano de estratificación promedio de capas rojas medidas al norte de la sección.

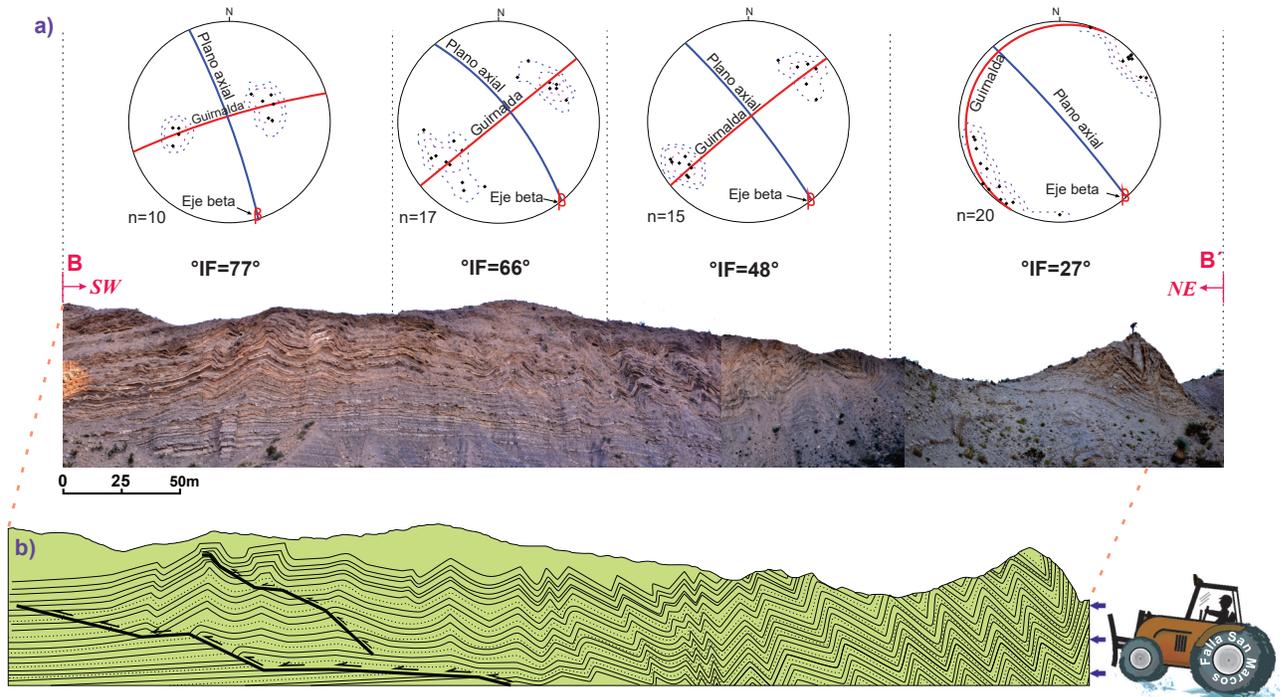


Figura 4 Cuña de deformación B-B' localizada en el mapa geológico. En a) se muestra una fotografía de una sección de la cuña de pliegues *chevron* dividida en cuatro segmentos. En cada segmento de pliegues se realizó un análisis de los datos estructurales de pliegues, permitiendo así calcular la guirnalda del pliegue, el plano axial, el eje beta y el ángulo interflanco (°IF) promedio, el cual aumenta hacia el del NE al SW. En b) tenemos una caricatura representativa de la cuña de pliegues *chevron*, en donde se observa la zona de despegue basal que asciende hacia el SW. Nótese la disminución del ángulo interflanco (°IF) y el aumento de la amplitud de pliegue hacia el NE. El *bulldozer* representa el empuje horizontal inducido por la Falla de San Marcos (FSM).

Para la aplicación del método de Vásquez-Serrano (2010), fue importante la separación de segmentos o dominios de acortamiento, basado en la afinidad geométrica de los pliegues. Dicha afinidad fue definida considerando amplitud, longitud de onda, y ángulo interflanco de pliegues similares, en varias porciones de la cuña de deformación. De forma que el análisis de cualquier pliegue individual en dicho segmento sea representativo de la fracción de acortamiento promedio para algún segmento. Teniendo como base esta premisa, se analizaron la mayor cantidad de pliegues individuales dentro de cada segmento utilizando el programa *ChevronASv1* (Vásquez-Serrano, 2010), el cual permitió determinar un acortamiento para pliegues individuales, para finalmente estimar un promedio representativo para cada segmento.

El programa *ChevronASv1* calcula el acortamiento en pliegues *chevron* individuales formados durante una primera etapa de deformación activa,

durante la cual se generan pliegues clase 1B de Ramsay, y además de acortamiento acumulado en una etapa subsecuente de plegamiento pasivo (*flattening*) donde los pliegues cambian a clase 1C y/o clase 2 de Ramsay (Lisle, 1992). Según el trabajo de este mismo autor (Ramsay, 1974), en los pliegues *chevron* clase 1B, el acortamiento se puede estimar usando el ángulo interflanco (α), el espesor de la capa competente plegada (t_1) y la longitud del flanco (l), de acuerdo con su modelo geométrico y en conjunto con la Ecuación 2.

$$1 + e_2 = \left(1 - \frac{\alpha t_1}{l}\right) \cos \alpha + \frac{t_1 \sin \alpha}{l} \quad (2)$$

Donde:

- e_2 : acortamiento horizontal
- α : ángulo de inclinación del flanco
- t_1 : espesor del estrato
- l : longitud del flanco

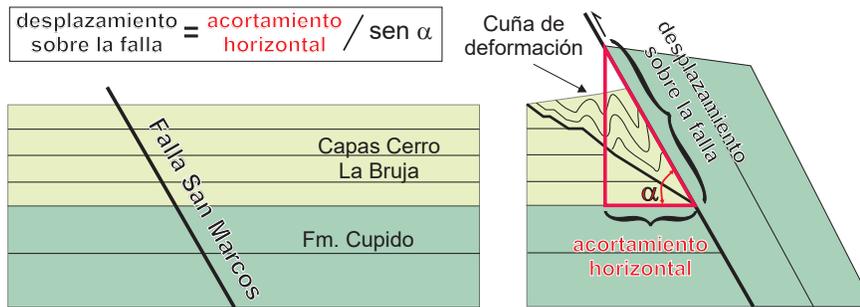


Figura 5 Esquema que ilustra cómo el acortamiento de las Capas Cerro la Bruja pudo haber sido causado por desplazamiento a lo largo de la Falla de San Marcos, y del mismo modo, cómo dicho acortamiento mediante razones trigonométricas se puede utilizar para determinar el desplazamiento total de la falla.

Para los pliegues de la clase 1C con flancos atenuados y charnela abultada, el programa usa la relación del plegamiento de Vásquez-Serrano (2010) para el cálculo de la deformación por aplastamiento (*post-buckling*) en los pliegues *chevron*. En donde el arco externo de la charnela dibuja una elipse con centro en el arco interno. Dicha elipse representa el *strain* debido a aplastamiento. Una vez estimado el aplastamiento el programa calcula el acortamiento debido a la deformación activa (*buckling*) mediante los métodos de Ramsay (1967 y 1974). Posteriormente, se suman ambos tensores, $(e_2+1)_B$ (acortamiento por *buckling*) y $(e_2+1)_A$ (acortamiento por aplastamiento) para calcular el acortamiento total del pliegue $(e_2+1)_T$ (Figura 6).

Finalmente, una vez calculado el acortamiento horizontal para cada pliegue, se calculó la media aritmética para cada segmento. Considerando la longitud horizontal final de cada segmento y la fracción de acortamiento promedio, y posteriormente, considerando la longitud de cada segmento, se determinó el acortamiento total en metros, el cual fue de aproximadamente 500 metros (Figura 7). Dichos cálculos fueron comparados, validados y/o complementados donde fue posible con el método de la cuerda, descrito previamente en la Figura 7.

3.2. ESTIMACIÓN DE DESPLAZAMIENTO DEL PLANO FRONTAL DEL SISTEMA DE FALLA DE SAN MARCOS

El análisis de desplazamiento de la FSM tiene como base la premisa de que el acortamiento

horizontal de las CCLB se puede correlacionar con su causa: el desplazamiento sobre el plano de la FSM a través de un triángulo rectángulo (Figura 8). Dado que estimamos el acortamiento horizontal de la cuña de pliegues *chevron* en las CCLB (cateto adyacente del triángulo), y el ángulo entre este cateto y la hipotenusa corresponde al ángulo de echado promedio del plano de falla, entonces el cateto opuesto es el acortamiento vertical de la falla y la hipotenusa correspondería al desplazamiento sobre el plano de falla (Figura 8).

Utilizando la cantidad de acortamiento en metros, el ángulo de inclinación promedio del plano de falla de 65° y la función trigonométrica coseno se despeja la hipotenusa y se resuelve un desplazamiento a lo largo de la falla de 1300 metros (Ecuación 3).

$$\cos \alpha = \frac{\text{cateto adyacente}}{\text{hipotenusa}} \tag{3}$$

$$\cos 65^\circ = \frac{500 \text{ m}}{\text{hip}}$$

$$\text{hip} = \frac{500 \text{ m}}{\cos 65^\circ}$$

hip = 1300 m = desplazamiento a lo largo de la falla

Por último, el desplazamiento vertical de la falla se calcula utilizando la función trigonométrica seno (Ecuación 4). De esta ecuación se despeja

el cateto opuesto (co) y se resuelve que el desplazamiento vertical de la FSM tiene un resultado de 1100 metros (Figura 8).

$$\text{sen } \alpha = \frac{\text{cateto opuesto}}{\text{hipotenusa}} \quad (4)$$

$$\text{sen } 65^\circ = \frac{c o}{1300 \text{ m}}$$

$$c o = \text{sen } 65^\circ * 1300 \text{ m}$$

co=1100 m = desplazamiento vertical de la falla

4. Discusión

La estimación de desplazamiento de fallas inversas basado en el análisis de su geometría y relaciones estratigráficas representa un reto en la geología estructural, sobre todo en fallas regionales parcialmente expuestas. En el área de estudio las CCLB

se encuentran plegadas debido al desplazamiento de la FSM, con un gradiente de acortamiento que disminuye hacia el SW conforme se alejan del plano de falla. Con el método descrito en este artículo se estimó un desplazamiento de 1300 metros para la falla más occidental del sistema San Marcos, basado en la cantidad de acortamiento del bloque de piso, que corresponden con los pliegues chevron de las CCLB. Es posible aplicar este método cuando se preservan y exponen en superficie unidades sedimentarias que han sido acortadas por desplazamiento de fallas inversas y que sólo hayan experimentado un evento de deformación. Se debe tener en cuenta que es un método de estimación mínima de desplazamiento y que requiere de buen acoplamiento entre el plano de falla y las sucesiones que se acortan en el bloque de piso.

Con la intención de validar las magnitudes de desplazamiento estimadas sobre el plano de la FSM estudiado, se comparó el resultado obtenido con las estimaciones de McKee *et al.* (1990), quienes consideran los espesores medidos de las

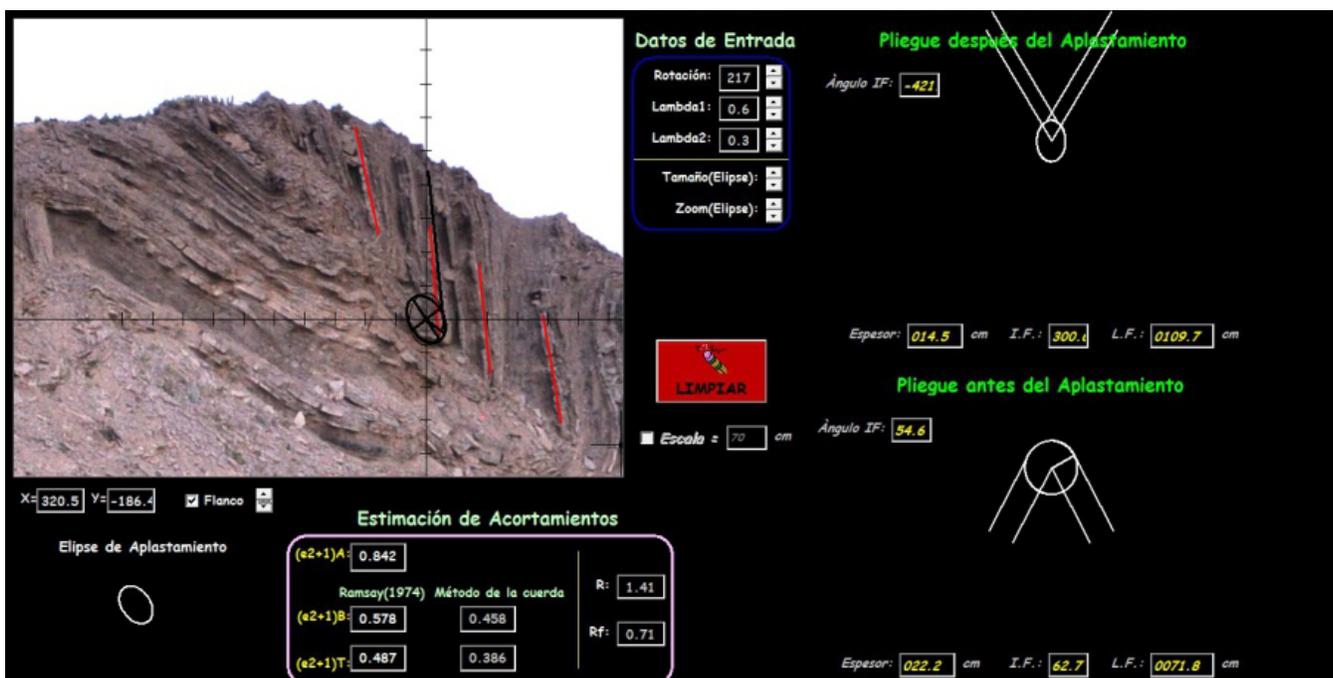


Figura 6 Ejemplo del análisis de un pliegue individual que forma parte de la sección de pliegues chevron utilizando el programa ChevronASv1 desarrollado por Vásquez-Serrano (2010). El programa resume y compara las cantidades de acortamiento causadas por buckling y por aplastamiento para después estimar un acortamiento total. Cabe mencionar que la cantidad de acortamiento (e₂+1) se da entre 0 y 1, en donde 1 equivale a cero por ciento de acortamiento, mientras que 0 equivale al cien por ciento.

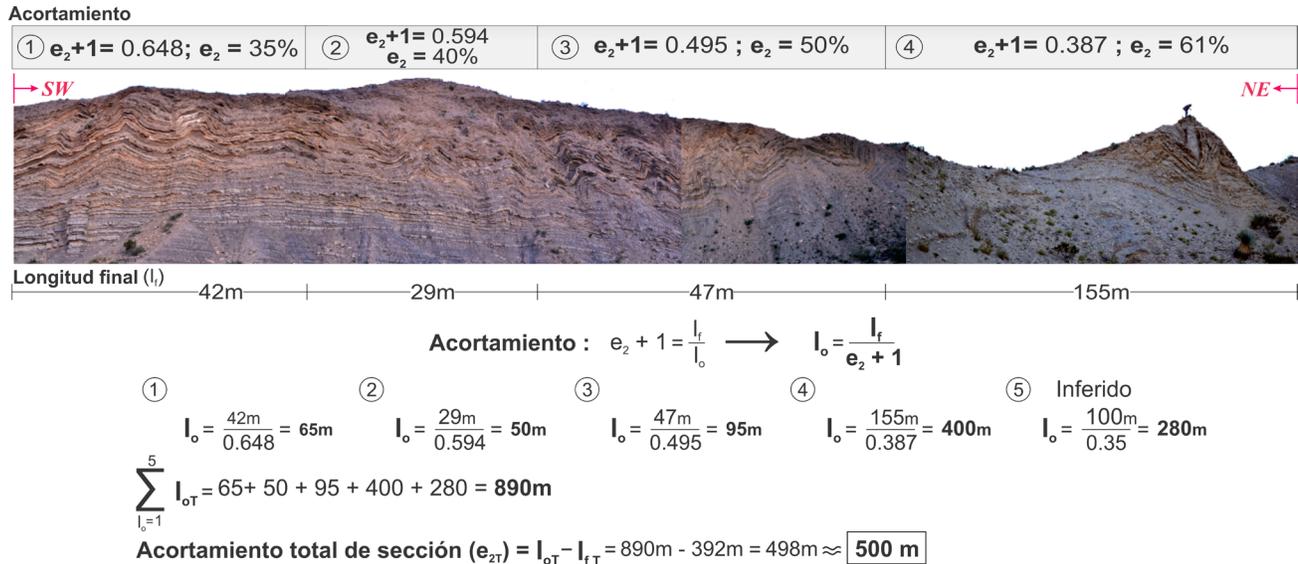


Figura 7 Análisis de la estimación de acortamiento de los pliegues *chevron*. En la parte superior se muestra una fotografía de dicha cuña separada en cuatro segmentos. Cada segmento contiene el análisis estereográfico correspondiente, la cantidad de longitud final (l_f) que es equivalente a la longitud real en afloramiento y la cantidad de acortamiento en términos de e_2+1 y e_2 que fueron calculados previamente en el programa *ChevronASv1*. La parte inferior de la figura muestra el análisis numérico para calcular el acortamiento total del tren de pliegues *chevron* utilizando la teoría de Ramsay (1967). Las longitudes de acortamiento para los cinco segmentos fueron sumadas en una longitud inicial total (l_{oT}), y ésta a su vez fue restada con la longitud final total (l_{fT}) para obtener el acortamiento total (e_{2T}) para toda la cuña de pliegues.

unidades estratigráficas del área y la separación de los contactos litoestratigráficos de éstas a través del sistema de fallas de San Marcos (Figura 9A). Los autores estimaron un total de 4200 metros de espesor para la columna sedimentaria Jurásico-Cretácico Tardío en el valle de San Marcos (Figura 9B). Tomando en cuenta la magnitud de estos espesores, se infiere que en el área de estudio el sistema de fallas de San Marcos durante su reactivación inversa, pudo acomodar desplazamientos de algunos miles de metros, dado que ubica sobre la misma curva de nivel (a 1000 m.s.n.m.) a capas jurásicas con capas del Cretácico tardío. Ejemplo de ello es la total ausencia de la Formación San Marcos en el área de estudio, así como afloramientos discontinuos de las capas jurásicas y de los carbonatos del cretácico, los cuales reducen sus espesores a menos de cien metros sobre la sección estudiada (Figura 9C). Por lo tanto, no es desatinado considerar que la falla más occidental del sistema San Marcos pudiera acumular un desplazamiento total de 1300 metros, como lo indica el presente estudio. Más aún, si consideramos que

dicho sistema facilitó la inversión de una cuenca con un relleno de más de 11 kilómetros de espesor en su depocentro (Goldhammer, 1999), no es excesivo pensar que todas las fallas asociadas al sistema San Marcos acomodaron desplazamientos kilométricos.

5. Conclusiones

Se presenta un método cuantitativo para relacionar la estimación de acortamiento en un tren de pliegues en las CCLB, el cual asociado al desplazamiento del bloque de techo sobre el plano de la Falla de San Marcos, se incluyen los resultados obtenidos de esta estructura kilométrica. La excelente exposición de la traza de la falla en esta localidad, nos muestra evidencia clara de su última reactivación importante como falla inversa, con estructuras muy bien preservadas en el bloque de techo (Formación Cupido) y en el bloque de piso (Capas Cerro La Bruja-CCLB), hacia el SW.

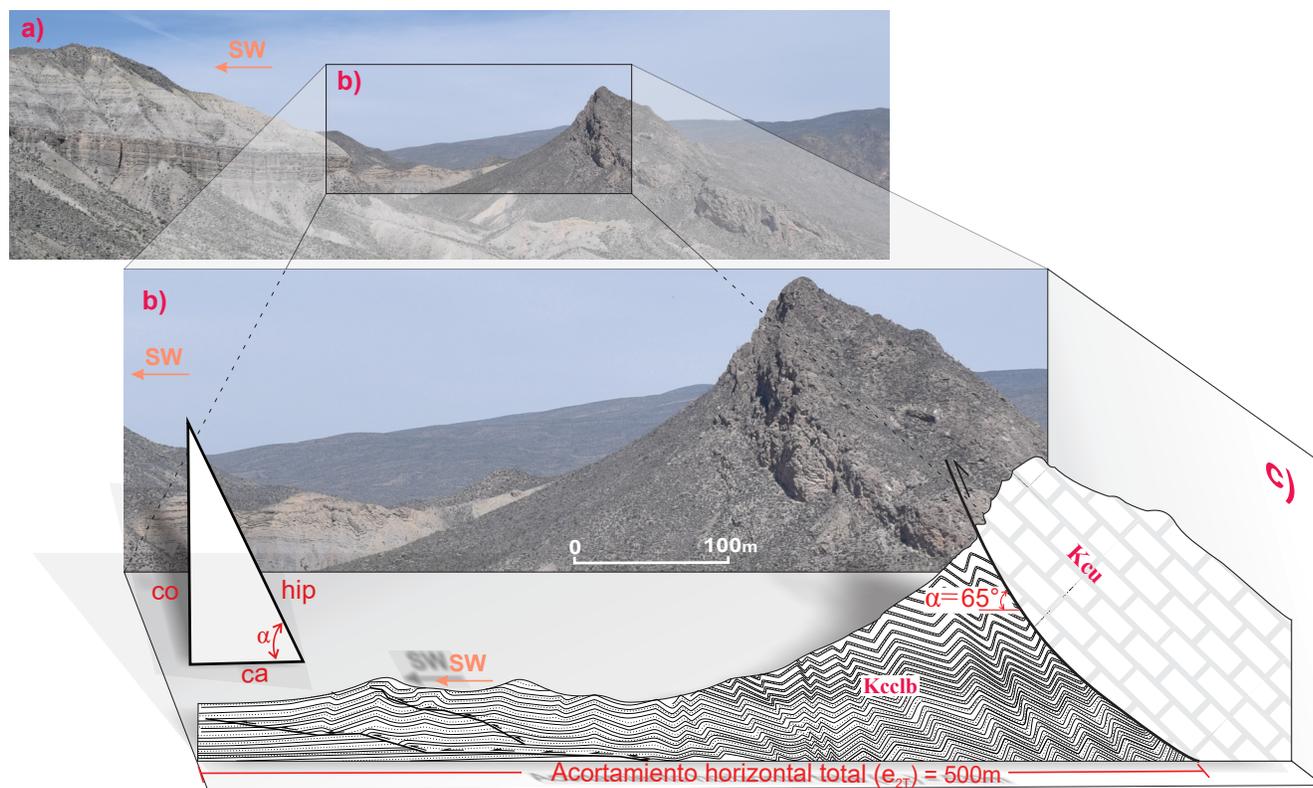


Figura 8 Estimación del desplazamiento de la FSM. En a) panorámica del cerro la bruja; b) acercamiento de la FSM; y en c) caricatura que muestra la relación de contacto entre la Formación Cupido (Kcu) y las Capas Cerro La Bruja (Kcclb) a través de la FSM. Además, la relación geométrica entre la FSM y la cuña de pliegues *chevron*, el análisis se realiza por medio de un triángulo rectángulo usando la función trigonométrica ($\cos \alpha$) que involucra al cateto adyacente (ca) y a la hipotenusa (hip). Esta última representa la distancia en metros de desplazamiento sobre el plano de la FSM. De igual forma, el cálculo del desplazamiento vertical de la FSM es representada por el cateto opuesto (co) y utiliza la función trigonométrica ($\sin \alpha$).

Las observaciones realizadas en este estudio sugieren que el evento de reactivación con cinemática inversa más importante del sistema de fallas de San Marcos fue posterior al depósito de las Capas Cerro La Bruja, es decir, fue post-Turoniano. Muy probablemente la edad de este evento de deformación es Paleógeno, como lo sugiere la edad del plegamiento en el frente de la curvatura de Monterrey (Fitz-Díaz *et al.*, 2016), y de capas del Maestrichtiano y del Paleógeno en la cuenca de la Popa (Gray y Lawton, 2011), algunas decenas de kilómetros al SE del área de estudio.

La aplicación de los métodos de la cuerda y análisis de pliegues tipo *chevron* (Vásquez-Serrano,

2010) permitió calcular un acortamiento horizontal total de las CCLB de alrededor de 500 m en las inmediaciones de la FSM. Se utilizó esta cantidad de acortamiento, la inclinación promedio de la falla y razones trigonométricas para estimar una distancia de desplazamiento mínima sobre el plano de la FSM de 1300 m. Dicha estimación es válida sólo para la falla frontal del sistema. Aun así, es consistente con los cálculos de desplazamiento realizados por McKee *et al.* (1990) para todo el sistema de fallas. Consideramos que este nuevo método puede ser aplicado en otras estructuras similares, donde no haya buenos marcadores estratigráficos preservados para hacer la estimación.

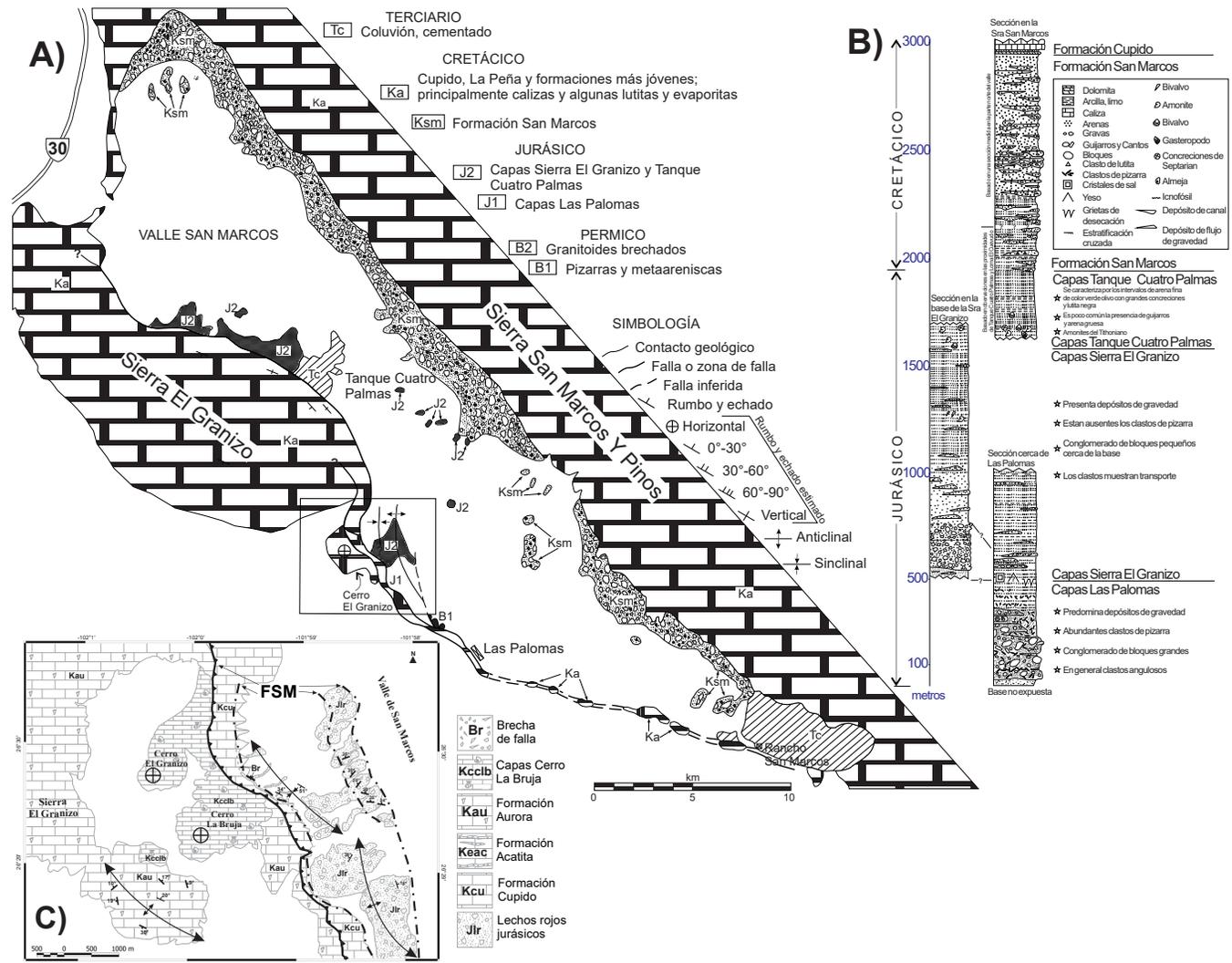


Figura 9 A) Mapa geológico del Valle de San Marcos. B) Columna estratigráfica de la zona del valle de San Marcos, propuesto por Mckee *et al.* (1990). C) Mapa geológico simplificado del área de estudio de las Capas Cerro La Bruja (modificado de Mckee *et al.*, 1990). Nótese las dimensiones de los espesores estratigráficos desfasados a lo largo de la traza del sistema de fallas de San Marcos, al pie de la sierra El Granizo.

Agradecimientos

El presente trabajo fue apoyado por el proyecto CONACyT 240662 dirigido por la Dra. Elisa Fitz Díaz. Los autores expresan su gratitud a los revisores Dres. Alberto Vasquez Serrano y Gabriel Chávez Cabello, además agradecen de manera especial al colega y amigo Alberto por su minuciosa

revisión que sin duda aportó mucho para pulir este artículo. Al Instituto de Geología de la UNAM por el apoyo económico a la tesis de licenciatura de la cual deriva este trabajo de investigación. A Sandra Ramos Amézquita por sus comentarios y sugerencias durante la revisión editorial. A nuestros colegas que nos apoyaron en campo, Timothy F. Lawton, Fernando Núñez, Josep Moreno, Marisa Vidal y Edgar Juárez, muchas gracias.

Referencias

- Alonso-Manuel, F., 2016, Estratigrafía y deformación de las Capas Cerro la Bruja, cerca de la Falla de San Marcos, Las Palomas, Coahuila, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de Licenciatura, 110 p.
- Armstrong, R.L., 1968, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah: Geological Society of America Bulletin, 79(4), 429–458. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[429:so bina\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[429:so bina]2.0.co;2)
- Bergen, K., Shaw, J.H., 2010, Displacement profiles and displacement-length scaling relationships of thrust faults constrained by seismic reflection data: Geological Society of America Bulletin, 122, (7–8), 1209–1219. <https://doi.org/10.1130/b26373.1>
- Bolaños-Rodríguez, D., 2006, Análisis estructural en el puerto de las sierras la Fragua, El Granizo, San Marcos-Pinos y áreas aledañas en la parte central de Coahuila: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 74 p.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20(6), 1040–1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Campa-Uranga, M.F., 1985, The Mexican thrust belt. Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region, *en* Howell, D.G. (ed.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas: Earth Science Series, 1, 299–313.
- Carrillo-Martínez, M., 1990, Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peñamiller y Jalpan, Estado de Querétaro. Revista Mexicana Ciencias Geológicas, 9, 62–70.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, *en* Schmidt, C.I., Katz, S.B. (eds.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, Publication, 28–36.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(1), 27–52. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a2>
- Dahlstrom, C.D., 1970, Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 18(3), 332–406.
- Duque-Botero, F., Maurrasse, F.J.-M.R., Hickey-Vargas, R., Melinte, M.C., Jaffe, R., López-Oliva, J.G., 2008, Microspheroid Accumulations and Geochemical Characteristics of a Cenomanian-Turonian Anoxic Basin: The Record of the Indidura Formation, NE Mexico, *en* Demchuk, D., Gary, A.C. (eds.), Geologic Problem Solving with Microfossils: A Volume in Honor of Garry D. Jones: SEPM Special Publication, 93, 1–16.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 241270.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 1–26. <https://doi.org/10.18268/bsgm2000v53n1a1>
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011, Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt: The Geological Society of London,

- Special Publications, 349(1), 149–167. <https://doi.org/10.1144/sp349.8>
- Fitz-Díaz, E., Tolson G., Hudleston P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vázquez-Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, 8(4), 931–949. <https://doi.org/10.1130/ges00759.1>
- Fitz-Díaz, E., Hall, C.M., van der Pluijm, B., 2016, XRD-based $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age correction for fine-grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey Salient (northern Mexico): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 181, 201–216. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.004>
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2017, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: *Geological Society of America. Special Paper*, 340, 1–58. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-x.1>
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001, Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico, *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, 159–181.
- Gray, G.G., Lawton, T.F., 2011, New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2) 333–343. <https://doi.org/10.18268/bsgm2011v63n2a13>
- 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. <https://doi.org/10.18268/bsgm2002v55n1a4>
- Harbor, R.L., 2011, Facies Characterization and Stratigraphic Architecture of Organic-Rich Mudrocks, Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, South Texas: Austin, United States of America, The University Texas at Austin, tesis de maestría, 195 p.
- Hedlund, C.A., 1997, Fault-propagation, ductile strain, and displacement-distance relationships: *Journal of Structural Geology*, 19(3–4), 249–256. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00091-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00091-0)
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. *Geology of the Western Part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091–1152.
- Johnson, A.M., Fletcher, R.C., 1994, Folding of viscous layers, Columbia University Press, New York, 461 p.
- Kelly, W.A., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. *Geology of the Mountains Bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin*, 47, 1009–1038.
- Lisle, R.J., 1992, Strain estimation from flattened buckle folds: *Journal of Structural Geology*. 14(3), 369–371. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90093-c](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90093-c)
- Lugo-Hubp, J., 1990, El relieve de la República Mexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9, 82–111.
- 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, 593–614. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0593:sa posa>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0593:sa posa>2.3.co;2)
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks: New York, McGraw-Hill, 568 p.
- Ramsay, J.G., 1974, Development of Chevron Folds: Geological Society of America Bulletin, 85, 1741–1754. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<1741:docf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1741:docf>2.0.co;2)
- Rowan, M.G., Ratliff, R.A., 1988, Use of fault cut-offs and bed travel distance in balanced cross-sections: Discussion 1: Journal of Structural Geology, 10(3), 311–316. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90065-x](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90065-x)
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of science, 283, 684–721. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.684>
- Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: Eclogae Geologicae Helveticae, 83(3), 409–454.
- Vásquez-Serrano, A., 2010, Estimación de acortamiento a través del análisis de pliegues tipo chevron en la sección Vizarrón-Tamazunchale: Estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí: Puebla, México, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, tesis de licenciatura, 84 p.
- Vásquez-Serrano, A., Tolson, G., Diaz, E.F., Cabello, G.C., 2018, Influence of pre-tectonic carbonate facies architecture on deformation patterns of syntectonic turbidites, an example from the central Mexican fold-thrust belt: Journal of Structural Geology, 109, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.02.004>
- Williams, G., Chapman, T., 1983, Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: A dislocation model: Journal of Structural Geology, 5(6), 563–571. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90068-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90068-8)