



Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana

ISSN: 1405-3322

Sociedad Geológica Mexicana A.C.

Eguiluz y de Antuñano, Samuel; Aranda-Gómez, José Jorge; Juárez-Arriaga, Edgar
Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Ahuichila
en el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental
Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 74, núm. 1, e111121, 2022
Sociedad Geológica Mexicana A.C.

DOI: <https://doi.org/10.18268/BSGM2022v74n1a111121>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94375431006>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso
abierto

Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Ahuichila en el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental

Stratigraphy and depositional environments of the Ahuichila Formation in the Transversal Sector of Parras, Sierra Madre Oriental

Samuel Eguiluz y de Antuñano^{1,*}, José Jorge Aranda-Gómez², Edgar Juárez-Arriaga³

¹Geólogo consultor, Rinconada Precolombina 103, Coyoacán, 04700, CDMX, México.

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

³ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX, México.

* Autor para correspondencia: (S. Eguiluz y de Antuñano) seguiluz662@gmail.com

RESUMEN

Las rocas de la Formación Ahuichila han sido objeto de atención en la literatura por casi 80 años. Durante este tiempo sólo se han publicado descripciones estratigráficas generalizadas de la Formación Ahuichila. En este artículo se incluye la descripción de secciones estratigráficas medidas entre el Bajío de Ahuichila (localidad tipo de esta formación) y el Valle Nazareno. Las rocas estudiadas fueron agrupadas en cuatro asociaciones de litofacies: I. Ortoconglomerado que se presenta, dependiendo de la sección, ya sea en la base o en la cima de la formación, pero que en ninguna sección fue observado en ambas posiciones; II. Litarenita-limolita-lutita; III. Yeso-dolomía-limolita-lutita y IV. Caliza con microbialitas. Se interpreta que las cuatro asociaciones se acumularon en una cuenca continental cerrada, con sub-ambientes de pie de monte, fluvial y lacustre somero. La presencia de evaporita y microbialita es consistente con un clima árido durante su depósito. Los icnogéneros *Planolites*, *Palaeophycus* y *Cochlichnus* pertenecen a la icnofacies Mermia indicativa de ambiente lacustre. En el área estudiada no se observa vulcanismo intracuenca, esto contrasta con la litología de otras sucesiones de capas rojas continentales en el centro y norte de México equivalentes a la Formación Ahuichila, en donde las rocas volcánicas de intracuenca son comunes. Tobas intercaladas en la sucesión Ahuichila sugieren vulcanismo extracuenca contemporáneo, al menos, en parte, con la sedimentación. El contacto inferior de la Formación Ahuichila cuando aflora es una superficie de erosión. Según la localidad sus capas pueden ser paralelas a la inclinación de la sucesión sedimentaria marina del Mesozoico, o presentar una clara discordancia angular con ésta. Cuando el contacto es una discordancia paralela, la actitud estructural de las rocas mesozoicas y continentales de la Formación Ahuichila es igual y en lugares llega a ser sub-vertical, por lo que se interpreta que la Formación Ahuichila fue deformada junto con las rocas subyacentes. En donde la discordancia es angular hay evidencias de al menos un pulso de deformación compresiva anterior a la acumulación de Ahuichila. La forma inferida de la paleocuenca de Ahuichila es alargada y paralela a las estructuras en el Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental, el límite occidental de la paleocuenca posiblemente fue el Levantamiento de Villa Juárez, y el límite oriental se cree fue el Levantamiento de San Julián. La deformación documentada en la Formación Ahuichila sugiere interpretar que su depósito fue sin-tectónico, acumulada sobre una cuenca tipo *piggy-back* sobre la Napa de Parras, en el Sector Transversal de Parras.

Palabras clave: cuenca *piggy-back*, ambientes aluvial-fluvial-lacustre, microbialita, modelo de depósito sin-tectónico, sistema endorreico.

ABSTRACT

Rocks in the Ahuichila Formation have been described in the literature for the last 80 years. In this time only generalized descriptions of the Ahuichila Formation have been published up to now. This paper includes the description of stratigraphic logs measured at the Bajío Ahuichila (type locality of this formation) and the Nazareno valley. The studied rocks are grouped into four lithofacies associations: I. Orthoconglomerate, which depending on the locality, occurs as either at the base or at the top of the formation, but never both in the same stratigraphic positions in the same section, II. Litharenite-limolite-shale, III. Gypsum-dolomite-limolite-shale, and IV. Limestone with microbialites. The four lithofacies associations are interpreted as consistent with deposition in a closed continental basin, and correspond to fluvial, alluvial, and shallow lake sub-environments. The occurrence of evaporite and microbialite is consistent with an arid climate at the sedimentation time. The *Planolites*, *Palaeophycus* and *Cochlichnus* ichnogenera belong to the Mermia ichnofacies in a lacustrine environment. Intrabasinal volcanic lava flows are not founded in the Ahuichila Formation at the study area, this feature is a difference with similar lithologies in other continental red beds successions in central and northern Mexico, where intrabasinal volcanic rocks are common. Distal tuffs interlayered in the Ahuichila succession suggest extrabasinal volcanism contemporaneous, at least in part, with the sedimentation. The lower contact of the Ahuichila Formation, where is exposed out is always an erosional surface. Depending on the location, a disconformity with the beds in the underlying Mesozoic marine sedimentary rocks, or a clear angular unconformity can be observed. In those places where the contact is a disconformity, the structural attitude of the Mesozoic marine sediments and the continental Ahuichila rocks is the same, despite the fact that in some places, it might be sub-vertical; this is interpreted as clear evidence that the Ahuichila Formation was deformed together with the Mesozoic rocks. In those places where a clear angular unconformity exists it is obvious that at least one shortening pulse occurred prior to the Ahuichila deposit. The inferred shape of the Ahuichila paleobasin is elongated and parallel to the structures in the Parras Transversal Sector of the Sierra Madre Oriental, the paleobasin limits could be in the west at the Villa Juárez uplift and at the San Julián uplift in the east. The documented deformation in the Ahuichila Formation suggests the assumption of a syn-tectonic deposit, on a *piggy-back* type basin located atop the Parras Nappe, next to the Parras Transversal Sector.

Keywords: *piggy-back* basin, alluvial-fluvial-lacustrine environments, microbialite, syn-tectonic depositional model, endorheic system.

Cómo citar este artículo:

Eguiluz y de Antuñano, S., Aranda-Gómez, J.J., Juárez-Arriaga, E., 2022, Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Ahuichila en el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (1), A111121. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n1a111121>

Manuscrito recibido: August 13, 2021

Manuscrito corregido: October 25, 2021

Manuscrito aceptado: November 5, 2021

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/>)

1. Introducción

Kellum (1932, 1936) describió por primera vez las características litológicas de una sucesión sedimentaria compuesta por conglomerado formado principalmente por bloques y guijas de caliza, capas de ceniza volcánica y tufa (caliza impura), expuesta en varias localidades de los estados de Coahuila y Durango (Bajío de Ahuichila y sierras de Jimulco y España, Figura 1a). Kellum (1936) mencionó que la actitud estructural de los estratos del conglomerado es variable y que en algunos sitios su inclinación llega a ser cercana a la vertical, por lo cual sugirió que su edad podría ser del Cretácico. Imlay (1936, 1937, 1938) correlacionó a la sucesión estratigráfica referida por Kellum (1932, 1936) con sedimentos lacustres de la Formación Mayrán expuestos en el área de Parras de la Fuente (Figura 1a), e interpretó que ambos depósitos podrían ser más jóvenes. Ahora se sabe que la edad de la Formación Mayrán es Plioceno-Pleistoceno (Amezcuca *et al.*, 2012; Eguiluz y Carranza, 2013) y no tiene deformación, por lo que la correlación con la Formación Ahuichila fue impropia. Schulze (1953) describió depósitos sedimentarios y volcánicos del Cenozoico en las sierras de la Comarca Lagunera (Figura 1b) y concluyó que existió vulcanismo previo al depósito de capas de conglomerado compuesto principalmente por clastos de caliza, que durante la acumulación de este conglomerado el vulcanismo cesó y después continuó. Rogers *et al.* (1956) describieron las sucesiones clásticas distribuidas entre la Sierra de Jimulco y Concepción del Oro (Figura 1a), en donde están expuestos los conglomerados referidos. Rogers *et al.* (1956) propusieron el nombre de Formación Ahuichila y consideraron su localidad tipo en el Bajío de Ahuichila (Figura 1a). Para esta formación describieron dos unidades, la unidad inferior, con un espesor de ~30 metros, compuesta por capas de arenisca y tobas interestratificadas con capas delgadas de yeso y estratos ricos con material carbonoso en donde encontraron impresiones de plantas y fragmentos de tallos. La unidad superior muy gruesa (> 200 metros) compuesta por conglomerado aparentemente masivo, formado

mayormente por guijarros y bloques de caliza, con arenisca, pedernal y rocas volcánicas subordinadas. Rogers *et al.* (1956) interpretaron la inclinación del depósito como producto de la acumulación sobre un paleo-relieve y afirman que el plegamiento registrado en la Formación Ahuichila “*es más bien de poca consideración*”. Con base en una comparación subjetiva con el Conglomerado Rojo de Guajuato estudiado por Edwards (1955) y por Fries *et al.* (1955), Rogers *et al.* (1956) dieron a la Formación Ahuichila una edad del Eoceno Tardío (Figura 1b). Trabajos subsecuentes realizados en otras áreas aceptaron la edad inferida del Eoceno para la Formación Ahuichila (McLeroy y Clemons, 1965; Mayer, 1967; Ramírez-Peña, 2014). Tardy (1980) documentó que la Formación Ahuichila en el puerto Carmona, entre la sierra del Yeso y Ventana del Número, del Sector Transversal de Parras (Figuras 1a y 2), se divide en tres miembros (conglomerado en la base, arenisca y lutita con yeso en la parte media y limolita en la cima), con más de 500 m de espesor y agrega que en ese sitio la formación yace en discordancia angular sobre las rocas marinas plegadas del Cretácico, e interpretó a esta formación como una molasa acumulada entre el Paleoceno Tardío y el Mioceno Temprano, época en que fue deformada en pliegues amplios. Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017) argumentan que las relaciones estructurales entre las rocas de la Formación Ahuichila y las rocas del Cretácico en la Sierra de San Julián (Figura 1a) sugieren que esta formación se acumuló en el Paleoceno e interpretaron que en esa localidad la deformación documentada en esta formación es consecuencia de un segundo pulso de deformación laramídica. Esta interpretación coincide con las ideas de Kellum (1936) y Tardy (1980), quienes concluyeron que la Formación Ahuichila fue deformada durante la evolución tectónica por acortamiento (Kellum, 1936.) y/o “tardi-tectónica” flexural (Tardy, 1980) del noreste de México (Figura 1a).

En todos los trabajos previos sólo se describieron de forma general las características litológicas de la Formación Ahuichila, pero ningún trabajo presenta secciones estratigráficas rigurosamente medidas y

descritas que sirvan de base para la correlación entre los afloramientos del Sector Transversal de Parras y en otras localidades en donde esta formación ha sido reconocida. Este trabajo incluye secciones estratigráficas detalladas de los afloramientos entre el Bajío de Ahuichila y Villa Juárez, Dgo. (Figura 1a y Tabla suplemento S1-A). A partir de un abundante conjunto de datos estratigráficos adquiridos en campo esta investigación tiene como objetivos: 1) describir las características litológicas de las unidades que constituyen a la Formación Ahuichila. 2) Documentar las relaciones estratigráficas que tienen las diferentes unidades estratigráficas que la componen. 3) Agrupar las asociaciones de litofacies y proponer un modelo de depósito para la Formación Ahuichila. Con base en estos datos se infiere su significado tectónico en la historia geológica del área estudiada.

2. Método de trabajo

Esta investigación se basa en el estudio de localidades ubicadas en el Bajío de Ahuichila, Valle de Nazareno y puntos intermedios entre ambas (Figuras 1, 2 y 3), en los estados de Coahuila, Durango y Zacatecas. El Bajío de Ahuichila está en el Sector Transversal de Parras y el Valle de Nazareno se ubica en la flexura estructural de Torreón, sitio donde las estructuras cambian de un rumbo dominante ~E-W a un rumbo al NW (Figura 1a). Se midieron con cinta, clisímetro, o báculo, según las circunstancias, 14 secciones estratigráficas que documentan a detalle la litología y variaciones que hay en ésta, así como su arreglo y estructuras sedimentarias que la caracterizan, con énfasis en las superficies de contacto entre las diversas unidades que constituyen a la Formación Ahuichila. La descripción de texturas

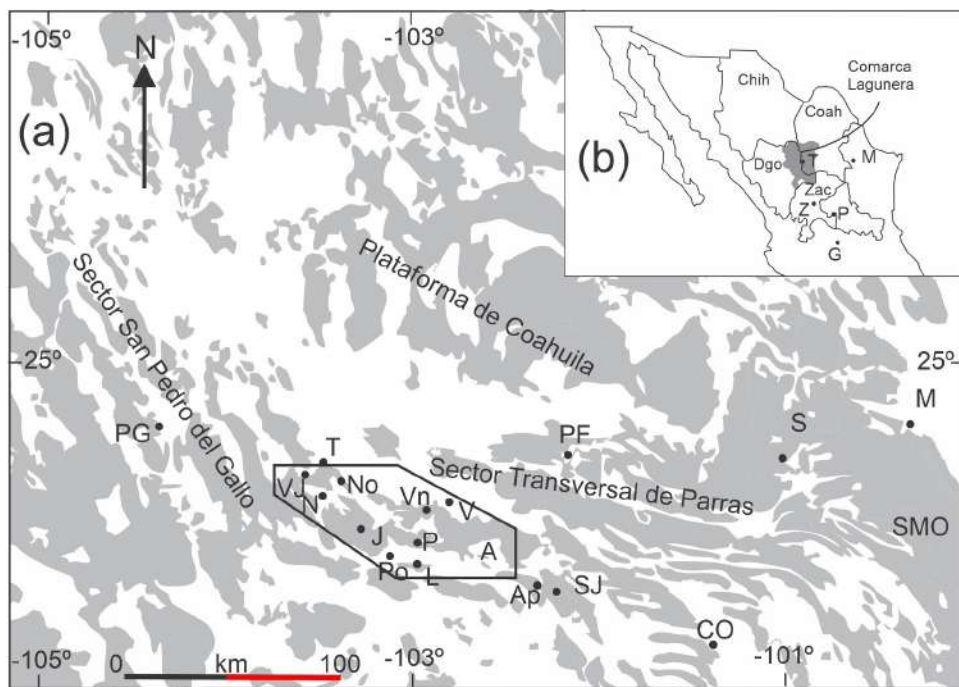


Figura 1 (a) Localidades mencionadas en el texto. Las áreas en gris corresponden a zonas montañosas (simplificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). El polígono incluye áreas de este estudio y localidades intermedias. (b) Región sombreada en gris conocida como la Comarca Lagunera. Acrónimos: A = Bajío de Ahuichila, Ap = Apizolaya, J = Jiménez y Sierra España, L = La Llanta, N = Valle de Nazareno, No = Noas, P = Praderones, Po = Pozo de Calvo, SJ = San Julián (Levantamiento de), V = Viesca, Vn = Ventana del Número-Cerro Matías, SMO = Sierra Madre Oriental, VJ = Villa Juárez (Levantamiento de). Ciudades: CO = Concepción del Oro, G = Guanajuato, M = Monterrey, PF = Parras de la Fuente, PG = San Pedro del Gallo, S = Saltillo, P = San Luis Potosí y Z = Zacatecas.

y mineralogía de los componentes en muestra de mano se realizó con lupa, la estimación porcentual de su composición mineralógica se hizo mediante un patrón de estimación visual. Mediante el diagrama ternario de McBride (1963) se clasificó el tipo de arenisca, que integra la suma de cuarzo, peder-nal y cuarcita en un extremo y segrega al contenido de feldespato y fragmentos de líticos en extremos opuestos. Para conglomerados se utilizó la clasificación de Pettijohn (1975). La clasificación textural de Dunham (1962) se utilizó para rocas carbonatas. Con microscopio petrográfico se identificaron alo-químicos contenidos en caliza lacustre y en clastos de caliza en el conglomerado, así como los compo-nentes de la arenisca. Con un GPS Garmin e-Trex se situó la posición de localidades estudiadas em-pleando el datum G13, WGS84. En el suplemento electrónico de este trabajo hay cuatro tablas que incluyen las coordenadas UTM de la ubicación de localidades estudiadas y datos estructurales (S1-A), datos de fallas (S1-B) y de paleocorrientes (S2-A y S2-B). Dos figuras suplemento (S1 y S2) muestran la ubicación puntual de las localidades estudiadas. La ubicación de secciones estratigráficas descritas en el texto y diagramas de paleocorrientes se presentan

en las figuras 2 y 3. Los datos de paleocorrientes (imbricación de clastos, marcas por objetos en mo-vimiento y estacionarios, etc.) cuando fue necesario debido a la inclinación de las capas, fueron restitui-dos a una posición pre-deformada mediante el pro-grama STERONET (Allmendinger *et al.*, 2012). El número mínimo de medición *n* fue de 8 datos.

3. Descripción de las secciones estratigráficas

En este apartado se describen de forma individual las secciones estratigráficas en cada localidad, moti-vado por las variaciones litológicas particulares que tiene cada sección, por lo general, en sitios conti-guos.

3.1. BAJÍO DE AHUICHILA

En esta área se estudiaron y midieron 12 secciones estratigráficas (Figura 2). La sección estratigráfica L1 está medida en la localidad tipo de la Forma-ción Ahuichila (Figuras 2 y 4). Esta formación está constituida por dos unidades litológicas diferentes:

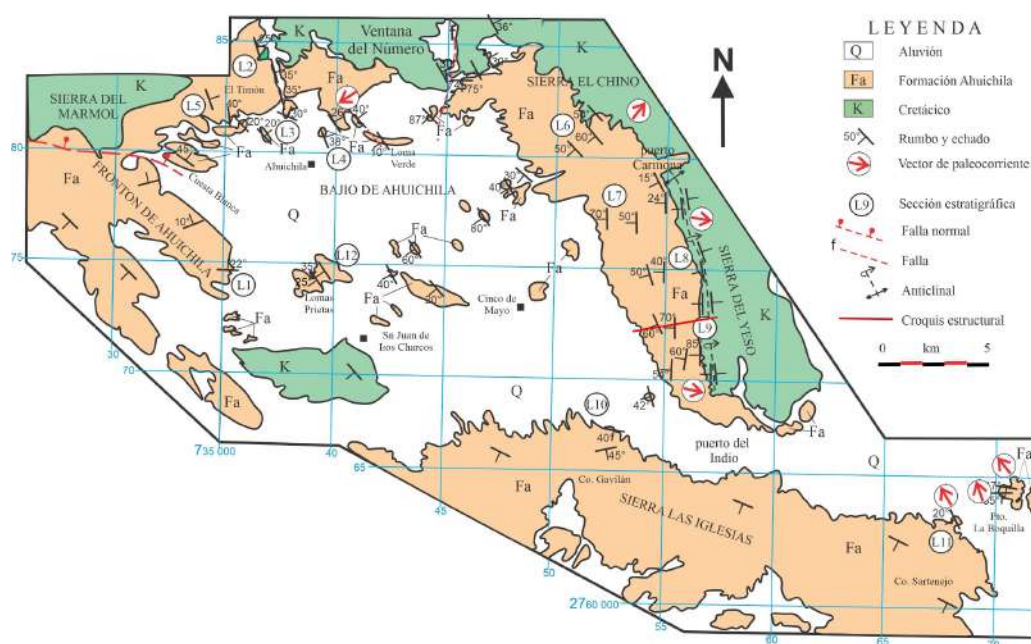


Figura 2 Mapa geológico simplificado del Bajío de Ahuichila y sus alrededores.

la base de la unidad inferior está formada por granos de caliza, arenisca y roca volcánica, feldespato y cuarzo, con biotita, que la clasifica como litarenita feldespática, color beige claro a blanquecino, de grano fino a mediano, cementada por carbonato de calcio, en estratos delgados de 5 a 20 cm de espesor. Sobre estas capas hay estratos de paraconglomerado oligomictico compuesto por guijarros sub-redondeados a sub-angulares de caliza y pedernal, soportados por litarenita de grano grueso, con laminación paralela y laminación cruzada de ángulo bajo (Figura 5a), se observan rizaduras de corriente e icnofósiles esporádicos comúnmente alojados en la base de las capas. Este conjunto de estratos de litarenita conglomerática están intercalados con cuerpos de limolita verde claro a pardo de 20 a 40 cm de espesor, con laminación paralela y laminación cruzada de ángulo bajo y toba (muestra Eas 3011). En la cima de la unidad inferior hay un estrato de travertino verde de 80 cm de espesor, con laminaciones ondulantes, deleznable y poroso, con posibles rizolitos, este estrato se intercala entre capas delgadas de limolita, arenisca de grano fino y toba (muestra Eas 3010). El espesor medido de la unidad inferior es de 30 metros y la base de esa sucesión está sepultada por suelo sin poder observar su contacto inferior.

El contacto entre la unidad inferior con el ortoconglomerado de la unidad superior es abrupto (Figura 5b), marcado por una superficie irregular, sin embargo, ambas unidades se encuentran inclinadas $\sim 22^\circ$ al NNW y no muestran discordancia angular. La unidad superior de la sección L1 es un apilamiento monótono de ortoconglomerado policimético, formado por clastos de caliza, pedernal, arenisca y menor cantidad de fragmentos de cuarzo lechoso, su tamaño varía de guijarros, guijas y guijones y sus formas de sub-redondeados a angulares, con imbricación de orientación imprecisa. El relleno en el espacio intersticial es arenisca de grano grueso y todo el conjunto es cementado por carbonato de calcio. El ortoconglomerado aparenta ser masivo en observación distante, pero a detalle tiene superficies de erosión y canales rellenos amalgamados, en donde el tamaño del clasto decrece hacia la cima. Los estratos individuales así identificados tienen espesores entre 2 a 3 metros y forma sucesiones repetidas de depósito (parasecuencias) que se amalgaman en una agradación (Bohacs *et al.*, 2000). La unidad formada por ortoconglomerado tiene un espesor de más de 250 metros expuestos en el acantilado del Frontón de Ahuichila y su cima está erosionada.

La sección estratigráfica L2 fue medida en el Rincón Colorado (Figuras 2 y 4). Esta sucesión es un

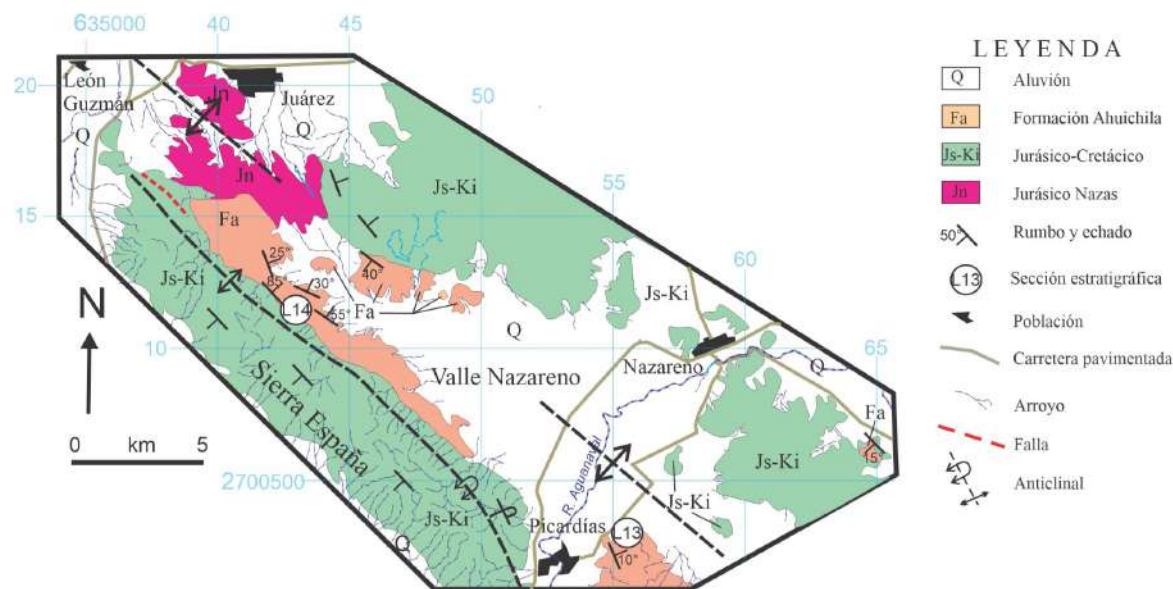


Figura 3 Mapa geológico simplificado del Valle de Nazareno y sus alrededores.

ortoconglomerado polimíctico compuesto principalmente por clastos de caliza, dolomía, pedernal y en menor cantidad por fragmentos de arenisca roja y ocre, los clastos son angulares a sub-redondeados, con diámetro que varía en general entre 5 a 20 cm y escasos bloques, todos ellos con textura soportada entre sí. Los espacios entre los clastos están ocupados por relleno de litarenita de grano grueso. Los clastos en el ortoconglomerado muestran selección pobre con imbricación sin orientación preferente. Los estratos varían entre 0.6 y 1.5 metros de espesor y muestran gradación normal en sucesiones que se repiten. Los contactos entre capas son irregulares con rasgos de corte erosivo en la base de la capa y se acúan lateralmente, dando aspecto de

canales de corte y relleno. El espesor medido es de ~200 metros y en este sitio sus estratos se inclinan entre 25°-35° al ENE (Figuras 2 y 4 L2). En esta localidad la Formación Ahuichila cubre a la Formación Treviño (Garza-González, 1973) a través de una superficie de erosión irregular y forma una discordancia angular notable entre los estratos de las dos formaciones.

La sección estratigráfica L3 se ubica en el Cerro Julio (Figuras 2, 4, 5c y 5d). En esta localidad la Formación Ahuichila tiene litologías contrastantes. En la base es una sucesión de estratos de 2 a 15 cm de espesor, de litarenita compuesta por fragmentos de caliza, cuarzo, pedernal, de grano grueso a muy grueso, de forma angular a sub-redondeado, bei-

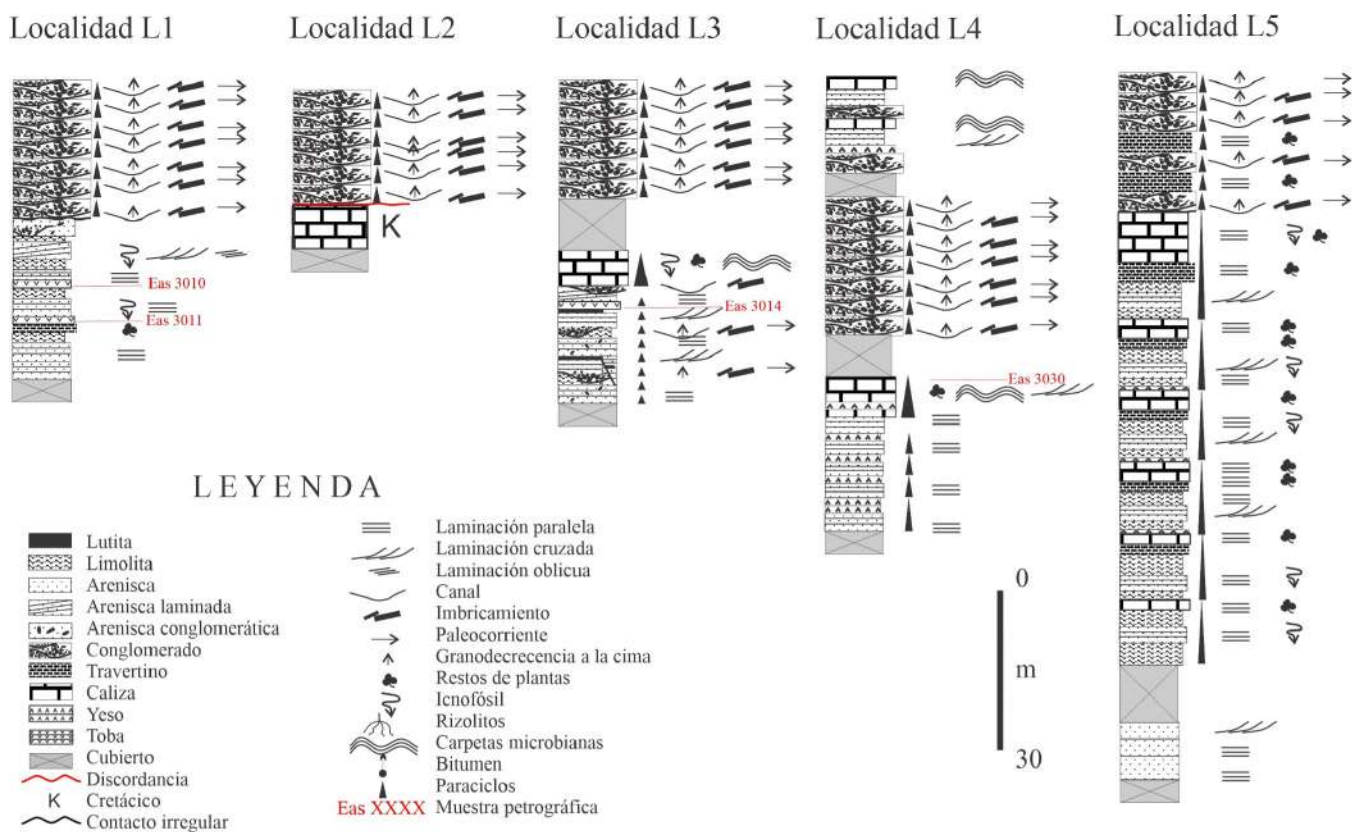


Figura 4 Secciones estratigráficas de la Formación Ahuichila medidas alrededor del Bajío de Ahuichila. Localidad tipo en el Frontón de Ahuichila (L1), Rincón Colorado en cañón Ahuichila (L2), cerro Julio (L3), cerro El Timón (L4), cerro La Santa Cruz (L5). La ubicación de secciones se muestra en la Figura 2. Coordenadas UTM de los puntos de verificación en el campo correspondiente a todas las secciones descritas en este trabajo en la Tabla S1-A en la sección de material suplementario. La clave de Leyenda es válida para las figuras 4, 8, 10 y 13.

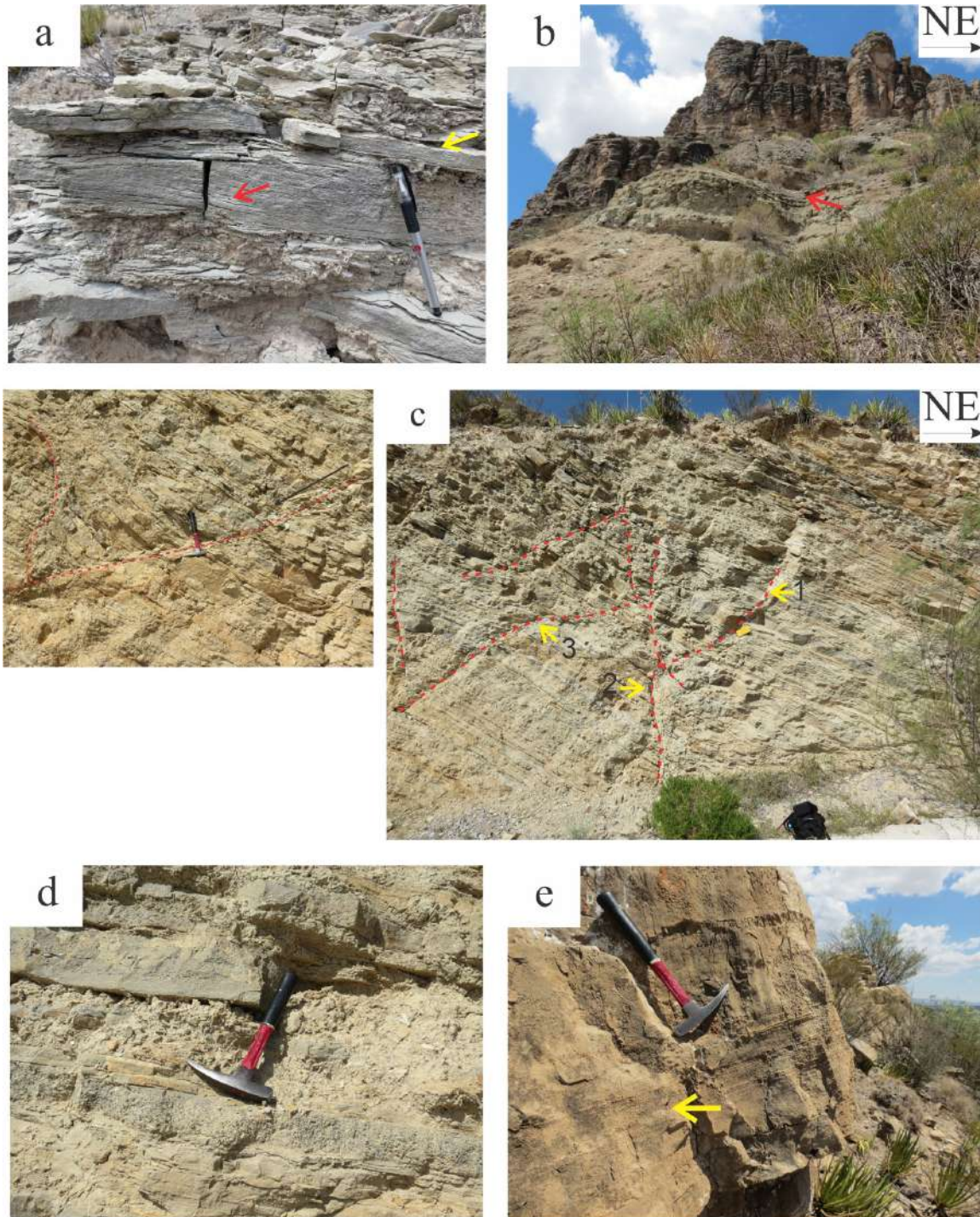


Figura 5 Localidad Frontón de Ahuichila: a) Estratificación laminar cruzada en litarenita (flecha roja) y rizaduras de corriente en la cima de los estratos (flecha amarilla). b) Contacto estratigráfico, indicado por la flecha, entre litarenita y ortoconglomerado de la Formación Ahuichila en su localidad tipo. Localidad cerro Julio: c) capas delgadas de litarenita y paraconglomerado segmentadas por fallas normales de salto pequeño, resaltadas con líneas cortadas y señaladas con flechas amarillas (1, 2, 3). Mochila de escala: 40 cm de altura. El recuadro a la izquierda de c) es un acercamiento en donde se percibe la rotación de estratos sobre el plano sub-horizontal de una falla lístrica. d) Brecha formada por clastos angulosos, soportados por matriz arenosa. La capa de brecha está intercalada entre capas delgadas de litarenita. Cerro La Santa Cruz: e) Capas de caliza *packstone* de peloides (Figura 6), con estratificación laminar-cruzada (señalado con la flecha).

ge, verde o gris cenizo, cementados por carbonato de calcio. Las capas muestran laminación cruzada de ángulo bajo y son separadas por estratos de lutita y limolita de 1 a 2 cm de espesor, interrumpidos por cuerpos lenticulares de parabrecha que está compuesta por los mismos componentes que la litarenita, los clastos son angulares a sub-angulares, de 0.2 a 5 cm de diámetro, con gradación normal en la matriz de arenisca.

A la litología anterior le suceden lentes de paraconglomerado con los mismos componentes descritos para la litarenita, tienen capas de 10 a 40 cm de espesor, pero se acuñan lateralmente. Sobre estas capas hay una toba blanca (muestra Eas 3014) que yace a caliche y láminas de yeso, ambas litologías alcanzan unos 60 cm de espesor. Un intervalo delgado cubierto por suelo separa a un cuerpo con lentes de ortoconglomerado intercalado entre estratos de limolita y lutita, estos estratos pasan de forma gradual a capas caliza parcialmente dolomitizada y lateralmente continuas, con textura *mudstone* y *wackestone* de peloides, con laminación paralela, presenta rizolitos y carpetas microbianas y su color es gris a ocre.

Las capas inferiores de caliza son de 10 a 20 cm de espesor y en la cima las capas llegan a ser de 60 cm. En esta sección se observaron varias fallas normales con planos lístricos (Figura 5c), con desplazamientos de centímetros a metros, con vetillas delgadas de yeso en los planos de falla. La base y cima de esta sección está cubierta por suelo y el espesor medido es de 30 metros. Con base en la actitud estructural de la sucesión expuesta en L3 y relaciones estratigráficas observadas en afloramientos similares cercanos se considera que el intervalo medido subyace a un ortoconglomerado con fragmentos de caliza característico de la Formación Ahuichila, que en este sitio excede los 200 metros de espesor (Figura 4).

La sección estratigráfica L4 (Figuras 2 y 4) se ubica entre la loma La Santa Cruz y colinas aledañas en tres áreas cercanas que comparten actitudes estructurales semejantes, pero que están separadas por zonas cubiertas por suelo. En la loma La Santa Cruz aflora la transición de la sucesión de

litarenita intercalada con capas de yeso, hacia caliza con rizolitos abundantes. La base de la sección está formada por litarenita compuesta por detritos de caliza, pedernal y arenisca de grano fino a mediano, con laminación paralela, en estratos de 15 a 20 cm de espesor. Esta sucesión pasa de manera gradual a estratos alternantes de yeso y caliza con estructura laminar, de 10 a 20 cm de espesor. Las capas de yeso hacia la cima se hacen laminares y se reducen a horizontes delgados, que finalmente desaparecen y predomina caliza con textura *wackestone*, en capas de 15 a 20 cm de espesor, con abundantes tallos de plantas y galerías asignadas a *Planolites* isp., que se concentran en la base de las capas. Sobre este intervalo yacen 10 metros de capas de *wackestone*, *packstone* y *grainstone* de peloides, con laminaciones paralelas o cruzadas (Figura 5e). Son abundantes las capas con carpetas de microbialitas, en estratos de 30 a 50 cm de espesor, pero estas carpetas microbianas están silicificadas con fuerte oxidación. En láminas delgadas de muestras colectadas en este intervalo se reconocieron ostrácodos, peloides y fragmentos de otros organismos micritizados. La presencia de calcita con arreglo de mosaico se interpretó como cemento intergranular (Figuras 6a a 6h). El espesor total expuesto en la loma La Santa Cruz es de 25 metros y los contactos con las unidades infra- y supra-yacentes están cubiertos.

La sección estratigráfica continúa en la parte oriental de la loma, en donde con la misma actitud estructural está expuesto un ortoconglomerado oligomítico rico en clastos de caliza y pedernal, sub-redondeados a redondeados, e incluso hay algunos bien redondeados. El espesor descrito tiene más de 30 metros de espesor (Figuras 7a y 7b). La imbricación de los clastos se empleó para inferir la dirección de la paleocorriente (Figura 2). La base de esta unidad de ortoconglomerado está cubierta por suelo, pero la cima está parcialmente expuesta y su actitud estructural es al noreste. El intervalo en la cima de esta localidad es un ortoconglomerado oligomítico con clastos de caliza, pedernal y arenisca que se presenta en capas delgadas y que cambia de manera gradual a una

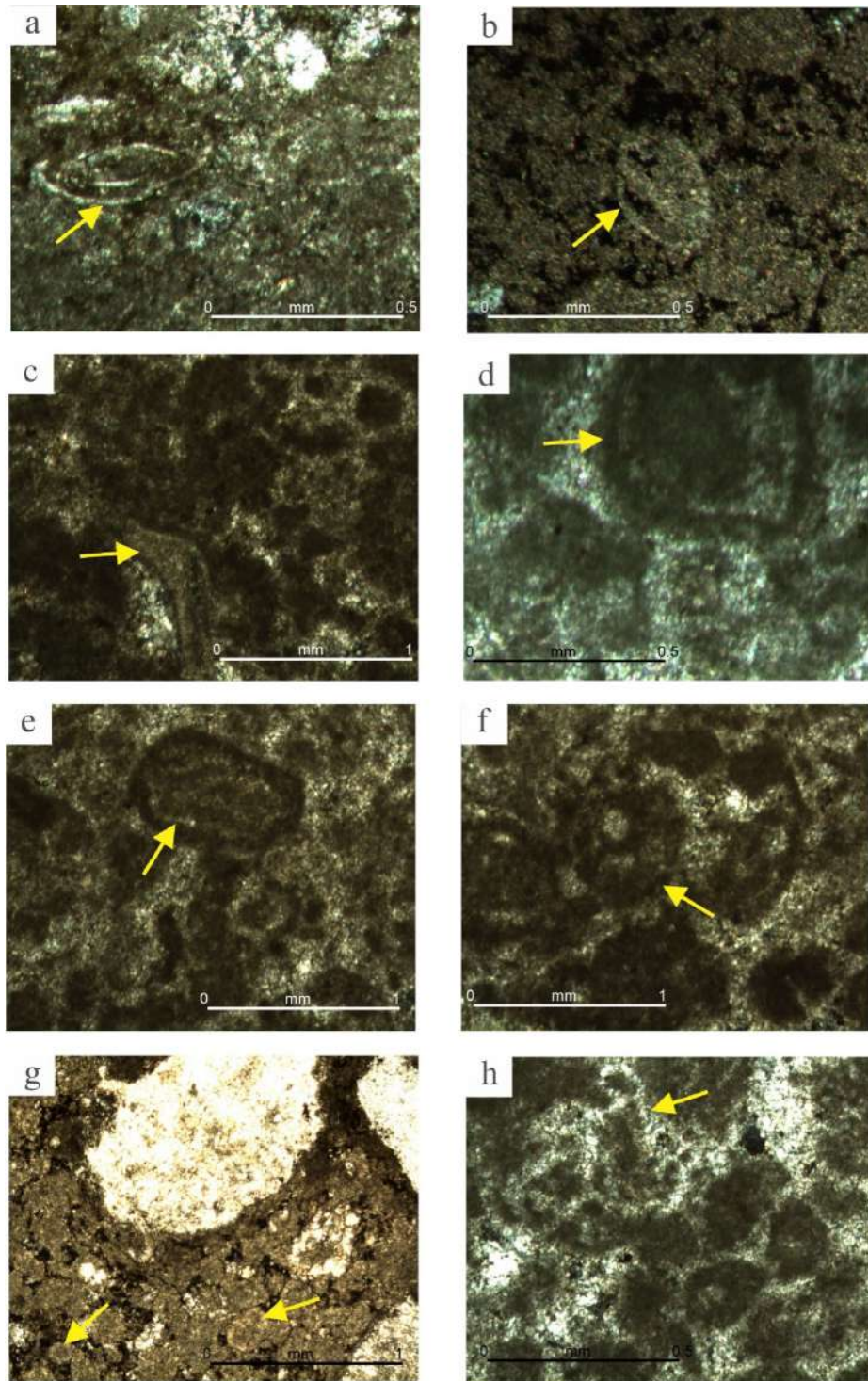


Figura 6 Fotomicrografías que ilustran varios aspectos de caliza (Eas 3030) colectada en el cerro La Santa Cruz (Figuras 2 y 5e). a) *Packstone* de peloides y ostrácodos (flecha), con concha parcialmente micritizada, porosidad ocluida por cemento de espatita. Luz Plana Polarizada (LPP). b) Concha de un ostrácodo formada por espatita (flecha), incluida en *packstone* peloidal con micritización abundante. Nicols cruzados (XP). c) *Packstone* peloidal con bioclastos (flecha); posiblemente son carpetas microbianas con oncoides y abundante micrita (XP). d y h) *Grainstone* de peloides con presencia de posibles carpetas microbianas (LPP). e y f) *Packstone* de peloides con superficie micritizada y porosidad ocluida por mosaico de espatita (LPP). g) *Packstone* de peloides con posibles granos líticos bien redondeados (flechas) y clastos angulares de caliza con micritización marcada (LPP).

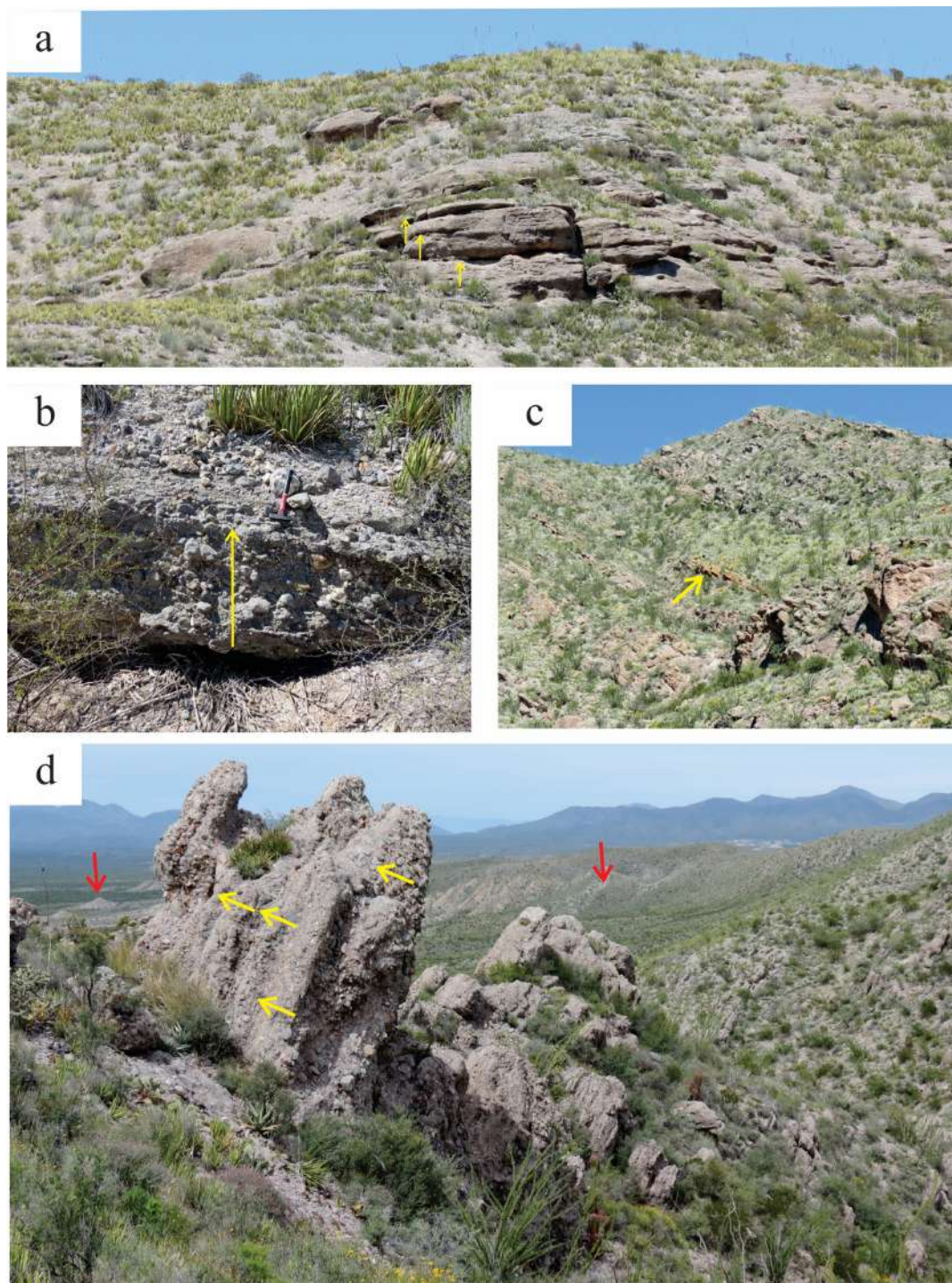


Figura 7 a) Capas de ortoconglomerado expuestas en la sección L4 (localidad 27), con estratificación gradada normal (señalada con las flechas). Los cuerpos individuales de ortoconglomerado tienen superficies de corte amalgamadas y los canales se acúñan lateralmente, formando lóbulos de depósito. b) Canal relleno por ortoconglomerado con gradación normal indicada por la flecha. c) En el cerro El Timón (localidad 70) hay capas de caliza intercalada entre conglomerado (señalada por flecha). d) En los cerros Güeros (localidad 18) hay ortoconglomerado con gradación normal (flechas) y clastos imbricados, en estratos de espesores métricos, apilados con superficies de corte y relleno, con inclinación sub-vertical. Al fondo de la imagen, en el valle, se aprecia el espesor potente de un intervalo formado por arenisca y yeso. El afloramiento del intervalo con evaporita se extiende entre las flechas rojas. Ubicación de las localidades en la Figura S1 y Tabla S1-A.

litarenita conglomerática, intercalada con litarenita de grano grueso, con estratificación cruzada y con laminación interna. Hay capas de yeso que pasan a estratos de caliza *wackestone* y *packstone* con carpetas microbianas laminares. Este arreglo se repite dos veces más y el intervalo alcanza un espesor de 60 metros. El espesor de la sección tripartita alcanza ~115 metros y sus contactos superior e inferior no afloran por estar cubiertos por suelo.

La sección estratigráfica L5 se ubica entre la Cuesta Blanca y los cerros San Cristóbal y El Timón (Figuras 2 y 4). Esta sucesión muestra los cambios laterales y verticales contrastantes entre arenisca, yeso, carbonatos y ortoconglomerado. El intervalo inferior inicia con litarenita de grano fino a grano mediano que pasa a limolita laminar, en capas de 10 a 20 cm de espesor. Estos estratos laminados se acuñan en la cima contra estratos paralelos de caliza *wackestone* y *packstone* con peloides, rizolitos e icnofósiles esporádicos. La caliza tiene porosidad por la disolución de un material no identificado y sus capas ocre a beige varían entre 10 y 40 cm de es-

pesor. Entre la caliza hay capas de yeso de 1 a 5 cm de espesor. La cima del intervalo presenta cuatro a cinco metros de capas de caliza, dolomía y travertino (tufa), con horizontes intercalados de limolita y litarenita de grano fino. Este conjunto subyace a un ortoconglomerado con clastos de caliza y pedernal, en capas de 10 a 20 cm de espesor, con estratificación gradada normal. En la cima aumenta el grosor de los estratos de ortoconglomerado y hay capas de travertino y de dolomía, cuyo espesor luego decrece (Figura 7c), hasta desaparecer y prevalece un intervalo de ortoconglomerado de espesor potente, con características litológicas semejantes al descrito en la sección L2. El contacto inferior de la sección L5 está cubierto por suelo, el contacto entre el intervalo con carbonatos y el ortoconglomerado es gradual tanto vertical como lateralmente. El intervalo compuesto por ortoconglomerado en la cima tiene un espesor de ~250 metros y la parte superior la Formación Ahuichila está erosionada (Figura 4).

Se midieron cuatro secciones estratigráficas ubicadas entre el Bajío de Ahuichila y la parte occi-

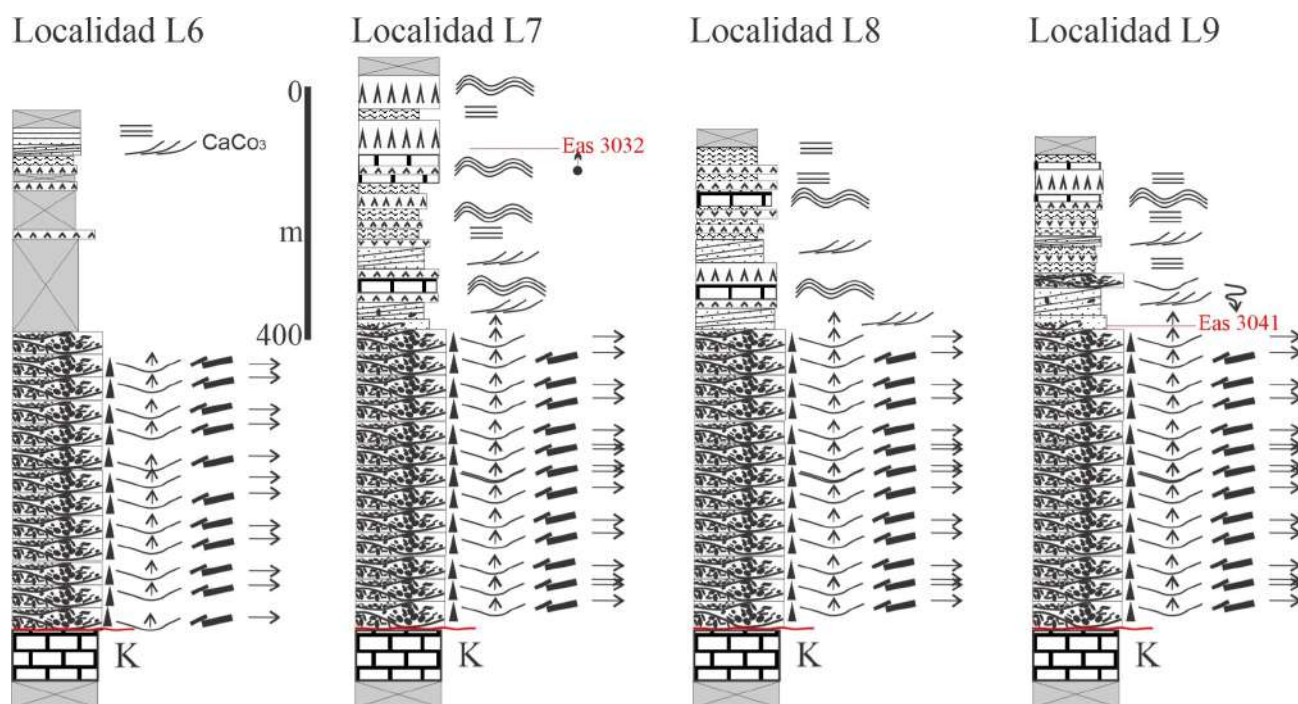


Figura 8 Secciones estratigráficas de la Formación Ahuichila al oriente del Bajío de Ahuichila: L6 arroyo Las Flechas, L7 arroyo La Madrugadora, Puerto Carmona, L8 arroyo El Yeso y cerros Güeros, L9 arroyos Cayetano y Colorado. La ubicación geográfica de las localidades estudiadas se proporciona en la sección de material suplementario Tabla S1-A y Figura S1.

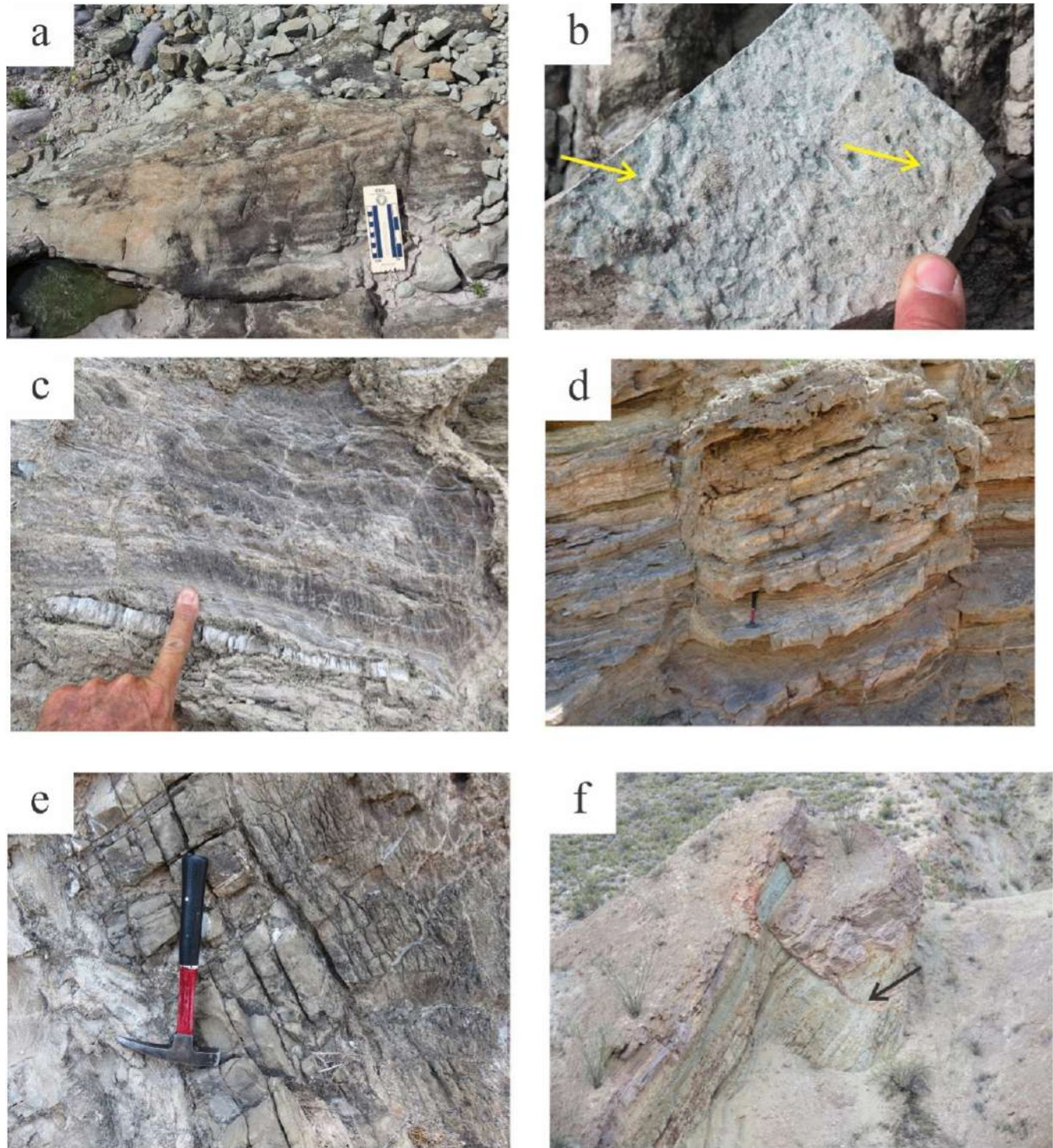


Figura 9 a) Estratificación laminar cruzada cerca del contacto entre la cima del ortoconglomerado con la base de la unidad de litarenita (muestra Eas 3041); capas medianas a gruesas con bioturbación. b) Vista en planta de una capa de litarenita con *Palaeophycus* isp., y *Planolites* isp. El índice de bioturbación de la roca es IB 3 (Taylor y Goldgren, 1993). Nótese la coloración verde característica de algunas de estas rocas. c) Capas de anhidrita y yeso con laminación paralela, cruzada por vetillas de yeso fibroso. d) Capas de yeso interestratificado con argilita laminar, Arroyo La Madrugadora. e) Estratos de dolomía con cristales muy finos entre capas de yeso, arroyo el Yeso. f) Cuerpos de litarenita y posible toba, en capas delgadas, color crema y verde claro. Una falla (¿colapso reciente?) desplaza pocos metros al bloque de la derecha (flecha). Localidad arroyo el Yeso.

dental de la sierra del Yeso (Figuras 2 y 8), dos de ellas cercanas al puerto Carmona, en el arroyo Las Flechas (L6) y en el arroyo La Madrugadora (L7), una tercera sección entre cerros Güeros y el arroyo el Yeso (L8) y otra sección en los arroyos Cayetano y Colorado (L9). Estas secciones presentan características litológicas similares entre sí, por lo que se hace una descripción común para ellas. En la base de estas cuatro secciones hay ortoconglomerado policimctico mal clasificado, formado por clastos de caliza, pedernal y pocos fragmentos de arenisca y de roca ígnea, el tamaño varía desde guijas a bloques, generalmente bien redondeados a redondeados, con menor número de fragmentos angulosos, con relleno intersticial de litarenita de grano grueso, todo el conjunto es de color gris pardo. Las capas del ortoconglomerado están amalgamadas y tienen un aspecto masivo, sin embargo, los estratos son de 1 a 2 metros de espesor y están limitados

por superficies erosivas en la base, pero tienen gradación normal. Los clastos muestran una imbricación bien desarrollada con vectores de dirección mostrados en la Figura 2. El espesor total de esta unidad de ortoconglomerado varía de 350 a 400 metros, dependiendo de la sección (Figura 8).

El contacto inferior del ortoconglomerado es una superficie erosiva desarrollada sobre estratos de caliza del Cretácico (formaciones Cuesta del Cura y Taraies). Aquí es importante hacer notar que la actitud estructural que tienen las capas de ortoconglomerado es compartida con la inclinación subvertical que tienen los estratos del Cretácico (Figura 7d) en las secciones L7-L9, con excepción de la sección L-6, en donde es una discordancia angular que fue reportada por Tardy (1980).

El contacto superior del ortoconglomerado pasa de manera gradual y concordante, en una

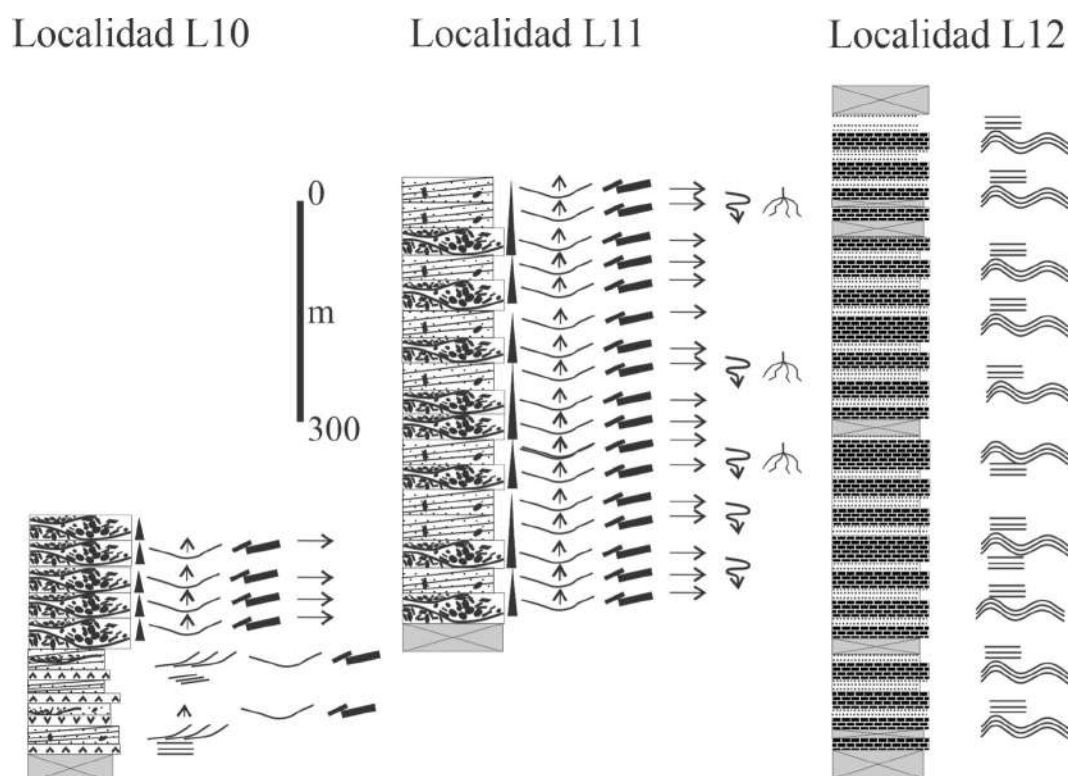


Figura 10 Secciones estratigráficas de la Formación Ahuichila al sur del Bajío de Ahuichila. L10 El Peñasquito, L11 La Boquilla-Cerro Sartenejo, L12 Lomas Prietas. La ubicación geográfica de las localidades estudiadas se proporciona en la sección de material suplementario Tabla S1-A y Figura S1.

transición de unos pocos decímetros, hacia una sucesión de capas de litarenita de grano grueso a muy grueso, con laminación cruzada, color ocre a verdoso (Figura 9a). Los granos de litarenita son de caliza, arenisca, pedernal y roca ígnea y son sub-redondeados a sub-angulares, cementados con carbonato de calcio. En la cima de las capas hay icnofósiles (*Planolites* isp., Figura 9b). Solo en la sección L9 se observa intercalado un segundo intervalo de ortoconglomerado calizo de 3 a 4 metros de espesor. Esta unidad de capas de litarenita tiene un espesor entre 10 y 40 metros, dependiendo de la sección y pasa de manera gradual a un intervalo compuesto por capas interestratificadas de caliza *wackestone* de peloides, carpetas microbianas y capas de yeso con rizolitos, con intercalaciones de láminas de arcilla rojiza, en estratos de espesor variable (Figuras 9c a 9e), así como también se repiten conjuntos de varios metros de espesor de estratos de litarenita, limolita y posible toba (Figura 9f).

Ascendiendo estratigráficamente predominan cuerpos de yeso y anhidrita de 5 a 8 metros de espesor, con laminaciones intercaladas de arcilla, estructuras tipi (*teepee structures*), carpetas microbianas, rizolitos y capas delgadas de dolomía interestratificadas. Cabe señalar que en la sección L7 la dolomía presenta un olor intenso a hidrocarburo al golpear la roca (muestra Eas 3032) y hay impregnación de asfalto (“aceite muerto”) en ellas. Las secciones L6 a L9 tienen espesores medidos de más de 1,000 m y sus afloramientos tienen pocos intervalos cubiertos por suelo. La actitud estructural entre las capas de litología diversa, incluyendo a las capas de yeso, es concordante, con inclinación de estratos desde 30° a 80°. La cima de la Formación Ahuichila en las secciones L6 a L9 no está expuesta debido a la cobertura de suelo o aluvión.

La sierra Las Iglesias (Figura 2) es un rasgo fisiográfico orientado WSW constituido por la Formación Ahuichila. En esta sierra se midió la sección estratigráfica L10 ubicada en el Peñasquito, al norte del cerro El Gavilán y la sección estratigráfica L11, situada entre la base del cerro Sartenejo y el puerto La Boquilla (Figura 10). La

sección L10 está formada en la base por litarenita de grano grueso de caliza, arenisca rojiza, roca ígnea y en menor cantidad esquisto, pedernal y cuarzo, con biotita, las capas son de 10 a 15 cm de espesor. Hay capas intercaladas con paraconglomerados con clastos de componentes iguales a la litarenita, éstos son gránulos, guijas y guijarros, subredondeados y subangulares. La litarenita tiene estratificación sub-paralela, festonada, en capas de 10 a 15 cm de espesor, que forman una sucesión monótona con más de 5 metros de espesor. Esta litología se presenta en tres intervalos, separados por cuerpos de paraconglomerado con gradación normal caracterizados por tener bases erosivas que socavan a la litarenita. Capas de toba blanca se interestratifican en la sucesión. En esta sucesión hay capas de yeso de 30-50 cm de espesor, interestratificadas con capas de limolita gris laminada y con estratos de arenisca verde a pardo. En su conjunto la sucesión descrita tiene un espesor de ~70 metros.

Esta unidad es sobreyacida concordantemente y en paso gradual por estratos de ortoconglomerado polimítico compuesto por caliza, pedernal, arenisca rojiza, rocas volcánicas y esquisto, clastos de forma angulosa a sub-redondeada y su tamaño varía de 3-20 cm de diámetro. Las capas del ortoconglomerado son irregulares, su espesor varía de 1 a 5 metros, con bases erosivas y presentan gradación normal, pero aparentan un aspecto masivo con espesor de ~100 metros. Tanto la unidad inferior, compuesta por litarenitas y yeso, como el ortoconglomerado tienen una inclinación entre 40° y 50° con el echado de capa hacia el suroeste. En el puerto La Boquilla la Formación Ahuichila está compuesta por ortoconglomerado policimítico constituido por clastos de caliza, pedernal, arenisca roja, roca ígnea, cuarzo lechoso y esquisto. Los clastos son angulosos a sub-redondeados, desde 2 a 10 cm de diámetro. El ortoconglomerado tiene relleno intersticial de litarenita de grano grueso. Los estratos varían de 15 a 25 cm de espesor, tienen gradación normal, están bien cementados y limitados en la base por superficies irregulares de corte y relleno. Las capas se apilan

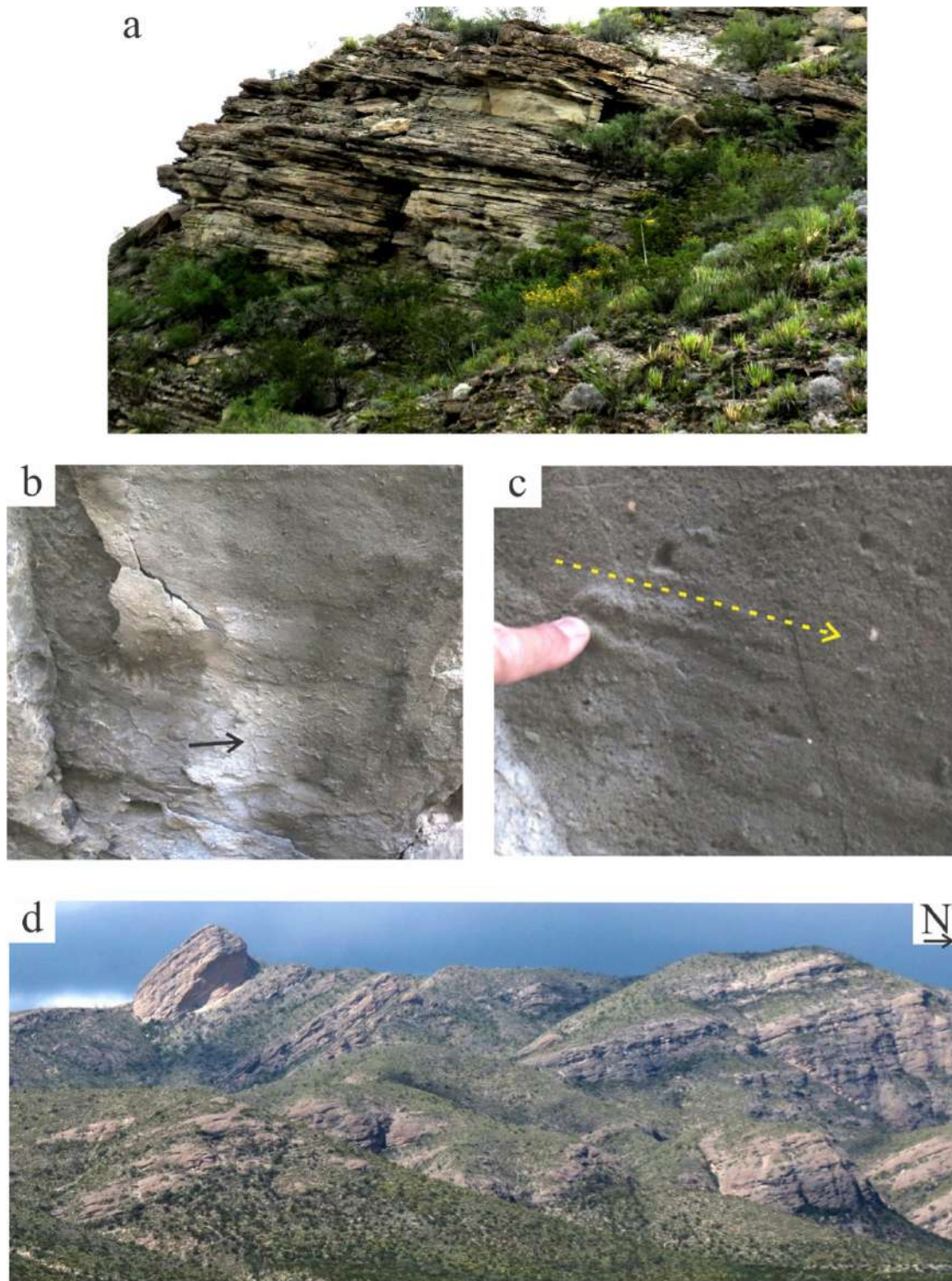


Figura 11 a) Capas delgadas de ortoconglomerado, separadas por estratos de litarenita de grano muy grueso. La base de los cuerpos de conglomerado tiene superficies de erosión y éstos presentan cambios laterales y verticales a capas más gruesas. Localidad La Boquilla. b) Icnofósiles (*Planolites* isp., y *Cochlichnus* isp.) expuestos en la base de estratos de litarenita en la misma localidad. c) Marcas de flujo de corriente (*obstacle crescent casts* y *multiple bounce marks*) en la base de estratos de litarenita, misma localidad. La flecha indica la dirección inferida de paleocorriente al NNE. d) Apilamiento de capas acrecionadas, limitadas por superficies de corte y relleno. El espesor del intervalo es mayor a 200 m.

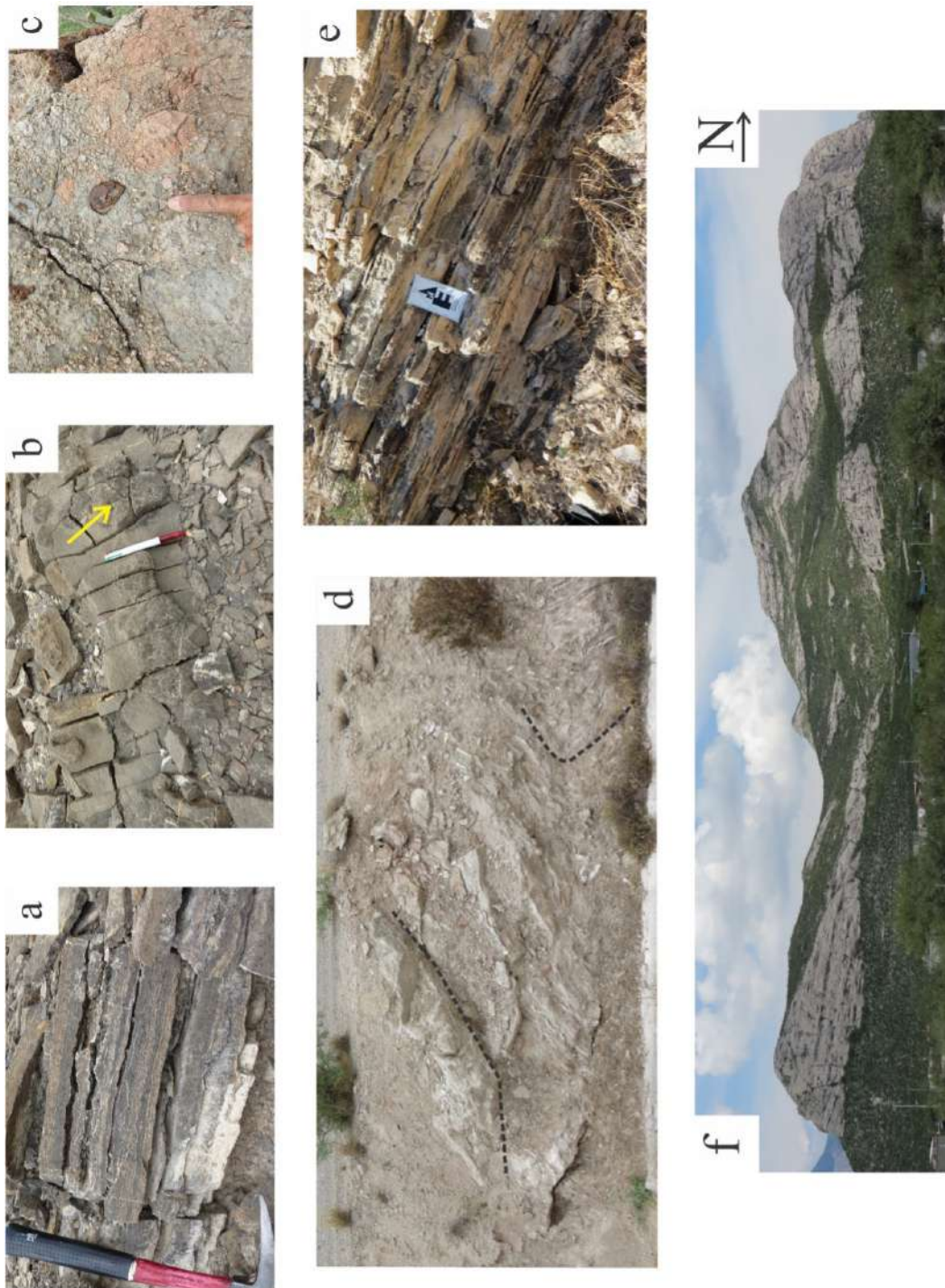


Figura 12 Localidad Lomas Prietas: a) Capas de caliza parcialmente dolomitizada con textura de *packstone* y *wackestone* con carpetas de oncoides. Los estratos son delgados y están separados por láminas de argilita. Este conjunto forma cuerpos de uno a tres metros de espesor, dispuestos en ciclos que se alternan con intervalos de limolita y lutita laminar, con espesores similares y b) Cima de capas de caliza con estructuras (flecha) interpretadas como posibles trombolitos. Localidad cerro Santa Cruz, cerca de Picardías-La Ventana: c) Ortobrechas con clastos angulares de pedernal, arenisca roja, dolomía y caliza: d) Meso-pliegue métrico asociado en el campo con una falla inversa desarrollada entre capas de yeso y argilita. Localidad Las Lajas, noreste de la Sierra España: e) Capas de caliza *wackestone* y *packstone* con carpetas microbianas en la unidad que forma la base de la Formación Ahuichila. Levantamiento de Villa Juárez: f) Las capas de la Formación Ahuichila forman un sinclinal al noreste de León Guzmán (Figura 3).

en intervalos de decenas de metros que son separadas por cuerpos de 2 a 3 metros de espesor de estratos de litarenita de grano grueso, en capas de 20 a 30 cm (Figura 11a). Estas capas son tabulares, color gris pardo o blancas. En la base de los estratos de arenisca hay rizolitos e icnofósiles (*Palaephycus* isp. y *Cochlichnus* isp., Figura 11b), que se presentan en galerías horizontales y sub-verticales. Hay la presencia de indicadores de dirección de corriente (Figura 11c), como turboglifos (*flute marks*), saltación de clastos, huellas de obstáculo (*obstacle scours*) y estratificación cruzada, con dirección de transporte señalada en la Figura 2. Esta sucesión de capas de litarenita son socavadas por capas de ortoconglomerado con las características similares a las capas descritas en las secciones L6 a L9 al poniente de la sierra del Yeso.

En el ortoconglomerado del puerto La Boquilla se colectaron clastos de los que se obtuvieron láminas delgadas. En el microscopio petrográfico se observan clastos que corresponden a caliza *mudstone* y *wackestone* con fragmentos de equinodermos y moluscos. En otros clastos hay radiolarios calcificados. Hay clastos con textura de *grainstone* de peletoides con *Faverina salevensis* y evidencias de bioturbación. Los fósiles observados en las láminas delgadas de los clastos varía en edad entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. Los clastos de arenisca carecen de fósiles. El espesor de la sección descrita es de ~200 metros.

Continuando con la sección de este sitio, en la base del cerro El Sartenejo (Figuras 2), el intervalo expuesto tiene las mismas características litológicas que las observadas en La Boquilla, se compone de conjuntos de cuerpos de litarenita de 10 a 20 metros de espesor, separados por paquetes de 20 a 30 metros de ortoconglomerado (Figura 11d). En su conjunto en ambas localidades el espesor de la Formación Ahuichila en esta área excede 400 metros, sin observar su base por estar cubierta por suelo, ni su cima por estar erosionada.

La litología de la Formación Ahuichila en Lomas Prietas en la sección estratigráfica L12 (Figura 10) contrasta con las observadas en las secciones L1 a L11. La sucesión estratigráfica en este sitio

está formada por varios conjuntos de capas de caliza con textura *wackestone* y *packstone* de peloides, parcialmente dolomitizados, color gris oscuro a negro, con laminación paralela o laminación ondulante (Figura 12a) y abundantes carpetas microbianas (Figura 12b) y posibles rizolitos, compuestas por estratos de 30 a 50 cm de espesor, que forman cuerpos de 3 a 5 metros de grosor. Estas capas no contienen fósiles de moluscos ni icnofósiles y las capas de caliza se separan en láminas paralelas a los planos de estratificación. Estos conjuntos de estratos de caliza pasan de manera gradual a capas compuestas de grano muy fino, que cambia a limolita, color gris cenizo a beige o blanquecino, con laminación paralela, y finalizan con lutita, en conjuntos de 4 a 5 metros de espesor. La cima de este conjunto clástico culmina abruptamente y sobre él yace a un conjunto de capas de caliza que inicia otro ciclo de depósito. Las capas de caliza identificadas en L12 son similares a los estratos de caliza documentados en otras secciones alrededor del Bajío de Ahuichila, sin embargo, en las Lomas Prietas los conjuntos de caliza-arenisca-limolita-lutita, tienen un espesor de más de 700 metros (Figura 10). Tanto la cima como la base de la Formación Ahuichila en este sitio están cubiertas por suelo.

En la parte norte del Bajío de Ahuichila, entre la Ventana del Número y la sierra El Chino (Localidades 73 - 75, Tabla S1-A) existen vestigios de ortoconglomerado similares al descrito en las secciones L6 a L9, que presentan clastos imbricados incluidos en estratos sub-verticales. La base del intervalo expuesto descansa en discordancia angular sobre capas sub-horizontales de lutita y caliza arcillosa con fósiles de *Inoceramus* sp. de la Formación Indidura. Sobre estas rocas mesozoicas también hay afloramientos de arenisca, yeso y caliza de la Formación Ahuichila, pero los contactos de estas litologías dispersas con rocas del Mesozoico están cubiertos por suelo.

En la porción central del Bajío de Ahuichila (Figura 2), en lomas poco conspicuas de unos cuantos metros de elevación, afloran vestigios pequeños constituidos por conjuntos repetitivos de lutita, li-

molita y arenisca de grano fino, con laminación paralela, en estratos de 5 a 10 cm de espesor. Estas rocas de color rojizo o verde pistache no presentan fósiles y tienen un espesor estimado de 50 metros, sin observar su base y cima por estar cubiertas de suelo. Cabe señalar que estas características litológicas no concuerdan con las litologías observadas en las formaciones del Cretácico en el área de estudio, ni con las de la Formación Ahuichila expuestas en la región. La posición estratigráfica y significado de estas rocas quedan como un asunto por resolver.

3.2. ÁREA DE NAZARENO

La sección estratigráfica L13 (Figuras 3 y 13) se ubica al oriente del poblado Picardías (Figura 3) en donde aflora la Formación Ahuichila. La base de esta sección es un intervalo compuesto por litarenita de grano mediano constituida por fragmentos de caliza, cuarzo, feldespato, arenisca roja y mica blanca, en capas de 15 a 20 cm de espesor. Las capas de litarenita se suceden de manera repetida intercaladas con estratos de limolita y arenisca de grano muy fino beige a gris claro, con horizontes de yeso laminar que forman estratos de 30 cm de espesor. En su conjunto el intervalo tiene un espesor de 8 a 10 metros. La sucesión previamente descrita subyace a capas de yeso que alcanzan espesores individuales de uno a dos metros, el yeso tiene laminaciones paralelas de terrígenos de grano fino gris claro a beige. Este segundo intervalo tiene un grosor de 10 metros y presenta micro-pliegues decimétricos y meso-pliegues de un par de metros y hay una falla inversa con su plano inclinado al SW, así como también los estratos de la sección descrita se inclinan al SW.

Sobre el intervalo anterior hay un cuerpo de 20 metros de espesor, parcialmente cubierto por suelo, formado por capas laminadas de limolita y arenisca de grano fino, con estratificación cruzada de ángulo bajo que no contiene capas de yeso y culmina con un intervalo de limolita y arenisca de grano fino bajo una sucesión potente de capas de brecha. El espesor total de este intervalo es de ~40 metros, sin conocer su base por estar cubier-

ta. La brecha está formada por clastos de caliza, dolomía, arenisca roja, pedernal y andesita gris y verde, el conjunto tiene selección pobre, con formas angulares a sub-angulares, de guijas, guijarros y bloques. La roca es grano-soportada, con matriz de arena de grano grueso y está bien cementada por CaCO_3 (Figuras 12c, 12d). Las capas son de 4 a 8 metros de espesor, tienen bases irregulares y están amalgamadas mostrando gradación normal. Esta brecha se estima con espesor de 100 metros con la cima erosionada.

La sección estratigráfica L14 (Figura 13) se ubica al sur del poblado de Ciudad Juárez, Dgo. (antes Villa Juárez) y, geológicamente, se encuentra en lo que se ha llamado el Levantamiento de Villa Juárez (Figura 3). En la base de la sucesión expuesta hay un conjunto de estratos de 5 a 40 cm de grosor de caliza dolomitizada, con textura *wackestone* y *packstone* de litoclastos y peloides, pardo o beige oscuro, con abundantes carpetas microbianas. Estas capas de caliza están parcialmente silicificadas y a lo largo de las capas hay bandas ocreas, que son continuas lateralmente por decenas de metros. Entre los estratos de caliza se observan capas de limolita y lutita laminar blanquecino, en estratos delgados (Figura 12e). También hay intervalos delgados de arenisca y capas casi blancas que posiblemente pueden ser tobas, similares a otras capas en el área del Bajío de Ahuichila.

En el flanco noreste de la sierra España (Figura 3) y hacia el sureste de L14 las capas de caliza forman conjuntos con espesores de decenas de metros y se intercalan con cuerpos de ortoconglomerado y ortobrecha (i.e. brecha clasto-soportada) compuestos por clastos angulares a redondeados, con tamaños desde guijarro a bloque, de caliza, pedernal, arenisca roja y roca ígnea. Los intervalos de ruditas forman cuerpos amalgamados que alcanzan decenas de metros de espesor. El cambio de ortoconglomerado/ortobrecha al siguiente conjunto de capas de caliza es gradual, mediante la presencia de capas de arenisca conglomerática. En el Valle Nazareno el espesor de la Formación Ahuichila es variable, pero en L14 excede 400 metros (Figura 13). La base de la Formación Ahuichila descansa en discordancia erosiva sobre caliza de

la Formación Cupido, pero los estratos de caliza con textura de *packstone* de la Formación Ahuichila y los de la caliza marina tienen la misma actitud estructural, que es sub-vertical (85°) y rumbo paralelo. Asimismo, en otros sitios en el valle, la Formación Ahuichila sobreyace en discordancia a la Formación Nazas del Jurásico y la actitud estructural de las capas entre ambas formaciones también es

sub-paralela. La cima de la Formación Ahuichila está erosionada en esta localidad.

Con relación a la estructura regional, cabe señalarse que al noreste del poblado León Guzmán (Figura 3) el ortoconglomerado de la Formación Ahuichila tiene más de 80 metros de espesor, es similar al descrito en el Valle Nazareno y está plegado, formando un sinclinal con su eje paralelo al

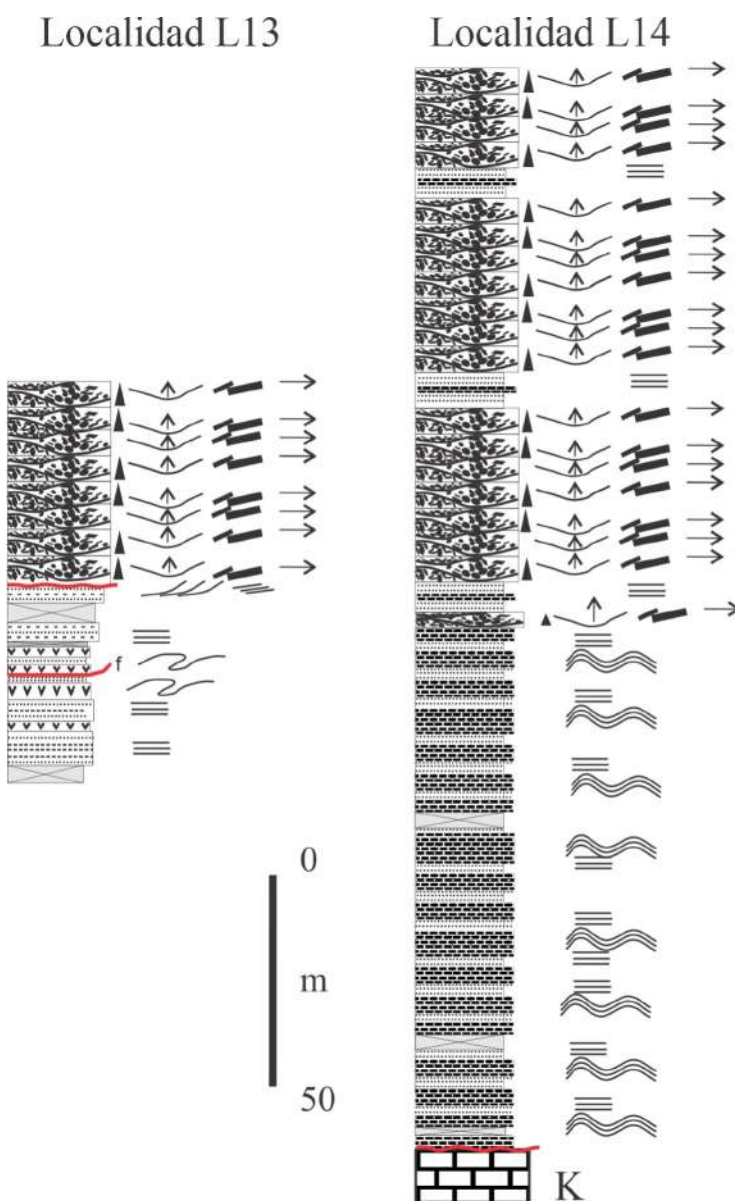


Figura 13 Secciones estratigráficas de la Formación Ahuichila alrededor del Valle Nazareno: L13 Picardías-La Ventana, Cerro Santa Cruz, L14 Sierra España. La ubicación geográfica de las localidades estudiadas se proporciona en la sección de material suplementario Tabla S1-A y Figura S2.

de las estructuras en las unidades mesozoicas expuestas en el área. Este sinclinal (Figura 12f) está en disarmonía estructural con relación al anticlinal que forma el Levantamiento de Villa Juárez.

3.3. OTRAS LOCALIDADES EN DONDE ESTÁ EXPUESTA LA FORMACIÓN AHUICHILA

Al sur del cerro Los Gatos, en el camino antiguo entre Pozo de Calvo y Viesca (Figuras 1a y S1b), en el arroyo Las Enramadas o Gatuño, situado ~50 km al S54°E del poblado Nazareno (Figura 1a, localidad 101), aflora una sucesión con un espesor de 40 metros (Mayer, 1967) que inicia en la base con capas de litarenita y limolita color gris y crema, con estratificación laminar y cruzada de ángulo bajo, con algunas capas delgadas de toba verde que contienen mica. Estas litologías se intercalan en la parte media de la sección con capas de arenisca conglomerática que es de grano fino en la base y grueso hacia la cima y con capas de caliza arenosa de grano grueso, hay lentes de ortoconglomerado en estratos de 1 a 5 metros de grosor, con clastos imbricados. En la sección expuesta se repiten varias sucesiones de arenisca, limolita y ortoconglomerado, pero hacia la cima termina en un paquete grueso de ortoconglomerado, con clastos sub-angulares a sub-redondeados, compuesto por bloques, guijas y guijarros de caliza, pedernal y arenisca, con un espesor mayor de 100 metros.

El contacto inferior de la Formación Ahuichila en este sitio es con caliza del Cretácico (posiblemente de la Formación Cupido), a través de una superficie de erosión. La cima de la Formación Ahuichila está erosionada. Kellum (1936) observó en esta localidad, adentro de la litarenita inferior, un fragmento de *Inocermus* sp. lo que lo motivó a sospechar que la sucesión descrita pudiera ser del Cretácico Superior, sin embargo, este fósil probablemente es redepositado.

Cercano al afloramiento anterior, en el extremo nororiental de la sierra La Llanta (Figura S1b), en el arroyo La Boquilla (Localidad 102), hay un afloramiento de la Formación Ahuichila que muestra las relaciones estratigráficas y estructurales con las rocas del Mesozoico. En esta sierra las capas del

Jurásico y Cretácico forman un anticlinal recostado al norte con capas invertidas. La Formación Ahuichila constituida por ortoconglomerado tiene un espesor pequeño y está en contacto por discordancia paralela con capas de la Formación Cuesta del Cura. Los estratos de ambas unidades litoestratigráficas están estructuralmente invertidos.

4. Discusión

4.1. LITOFACIES EN LA FORMACIÓN AHUICHILA

Las características litológicas de la Formación Ahuichila en los afloramientos del Bajío de Ahuichila y en el Valle Nazareno permitieron reconocer cuatro litofacies. Los criterios usados para definir las litofacies son litología, tamaño de grano, estructuras sedimentarias primarias, estructuras sedimentarias biogénicas y tipo de estratificación. A continuación, se describen las cuatro asociaciones de litofacies mayores reconocidas en la Formación Ahuichila y se discute su posible ambiente de depósito.

4.1.1. ASOCIACIÓN DE LITOFACIES I: CONGLOMERADOS

La litofacies FI está constituida por ortoconglomerado y ortobrecha, cuyo espesor es de ~400 m cuando está en la base de la sección (L6-L9) y de más de > 250 m cuando se sitúa en la cima (L1-L5, L10-L11 y L13-L14). Los conglomerados documentados en las secciones estratigráficas medidas en este trabajo tienen en común que son cuerpos lenticulares, limitados en la base por superficies de corte que se interpretan como productos de erosión por tracción de fondo por corrientes fluviales. Los canales así formados están rellenos por ortoconglomerados, con gradación normal y mal clasificados. Los clastos están orientados de manera que su eje mayor (orientación del eje mayor "a": Gough, 2021) define imbricación (Figura 7b y 7d), causada por transporte hidráulico por tracción y/o saltación. El espesor métrico de estos cuerpos lenticulares y su apilamiento son interpretados como el producto de eventos repe-

titivos de corta duración y alta frecuencia, en una cuenca que experimentaba subsidencia al tiempo de la sedimentación, lo que creaba espacio para acomodar los espesores potentes que tienen estos ortoconglomerados.

El tamaño de rudita y grado de redondez de los clastos sugiere en la mayoría de los casos, cercanía a la fuente que aportó los sedimentos. Es de destacar que en algunas de las secciones descritas la unidad formada por ortoconglomerado y ortobrecha se encuentra en la base de la formación Ahuichila (L2, L6, L7, L8 y L9), mientras que en otros sitios las ruditas se ubican en la cima de las columnas expuestas (L1, L3, L4, L5, L10, L11, L13 y L14). En el primer arreglo estratigráfico mencionado, el ortoconglomerado y ortobrecha yacen sobre una superficie que es una discordancia erosiva sobre las rocas preexistentes. En el segundo arreglo, el ortoconglomerado y ortobrecha yacen de manera concordante a capas subyacentes, en la mayoría de los casos en contactos graduales sobre intervalos de la misma Formación Ahuichila, en donde dominan capas de arenisca o caliza.

Existe un contraste marcado entre las secciones del valle Nazareno (L13 y L14), en donde las ruditas son más cercanas a una brecha que a un conglomerado, por tener predominio de clastos angulosos, mientras que en las secciones del Bajío Ahuichila (L6, L7, L8 y L9) las ruditas tienen clastos que son mayormente sub-angulosos a sub-redondeados. A pesar de esto se cree que ambos sitios de acumulación se situaban cerca del área de aporte inferido en base al tamaño de los clastos que tienen. Los clastos en el conglomerado en la base de las secciones L2, L11, L13 y L14 son angulosos a sub-angulosos y son de dolomía y arenisca roja. Su tamaño y litología es congruente con una fuente de sedimentos ubicada en áreas inmediatas al Bajío de Ahuichila (Ventana del Número) o al Levantamiento de Villa Juárez, sitios donde afloran las rocas que subyacen a la discordancia erosiva (*unconformity*) o angular (*disconformity*), dependiendo de la sección, debajo de la Formación Ahuichila.

De acuerdo con las texturas y estructuras sedimentarias observadas en los conglomerados de la Formación Ahuichila y conforme a los criterios

propuestos por Miall (1978, 2006), una posible interpretación es considerar su depósito como sedimentos acumulados en abanicos aluviales compuestos por gravas masivas (Gm) que rellenaron canales someros. Las gravas clasto-soportadas y burdamente estratificadas (Gt y Gh) pueden indicar sobreposición de barras fluviales longitudinales sobre los abanicos aluviales. Estos depósitos se forman a partir de corrientes de baja viscosidad, confinados a canales en la parte superior a media de los abanicos aluviales. Las gravas clasto-soportadas con fragmentos más angulosos (Gci) pueden indicar la presencia de flujos de escombros. Todos estos depósitos posiblemente están vinculados con corrientes fluviales, en zonas aledañas o al menos cercanas a terrenos elevados, en un lapso con pulsos de levantamiento (tectónica activa). En el caso de Gci el transporte de los clastos pudo asociarse a un régimen turbulento y de alta densidad (Tucker, 2001). Hay criterios que en general asocian los depósitos de abanico aluvial con condiciones climáticas de aridez (e.g. Cohen, 2003), sin embargo, Blair y McPherson (2009) han cuestionado esa interpretación simple de la relación entre abanico aluvial y aridez. En el caso de la Formación Ahuichila hay en su registro litológico elementos como la presencia de horizontes abundantes con yeso y anhidrita y sucesiones carbonatadas con microbilitas, son congruentes con acumulación de abanicos y sedimentos lacustres en un clima árido. Otro posible ambiente sedimentario de acumulación puede ser la asociación de abanicos aluviales con corrientes fluviales trenzadas, en donde las litofacies de gravas masivas (Gm) se amalgamaron rápidamente, por remoción asociada a erosión de la facies de terminación de barra y desbordamiento de canal (litofacies Fl y Fm). El modelo de depósito para el río Scott (Tucker, 2001; Miall, 2010) puede ser un análogo válido para explicar el conglomerado presente en las secciones L6-L9 en la Formación Ahuichila.

Los clastos de caliza en el ortoconglomerado son semejantes a litologías que presentan las formaciones Zuloaga, Cupido, Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura, mientras que los clastos de arenisca roja, esquisto y andesi-

ta son más similares a las rocas de la Formación Nazas, expuestas en la Ventana del Número (Figura 2) y en los levantamientos de San Julián y de Villa Juárez (Figura 1a). La textura angular que presentan los clastos indica un transporte cercano de la fuente de aporte (L2, L13 y L14). El hecho de que esas rocas mesozoicas estén expuestas en áreas cercanas a las secciones estratigráficas documentadas es muy importante para el análisis del contexto tectónico en que se acumuló la Formación Ahuichila. Las unidades de ortoconglomerado y ortobrecha que se presentan, ya sea en la base o en la cima de la Formación Ahuichila, pueden ser congruentes con pulsos de acomodo (Ramírez-Peña, 2014), asociados a levantamiento tectónico en áreas cercanas y esto lleva a considerar de forma preliminar a esta unidad como una posible aloformación.

La opinión de los autores de este trabajo es considerar que en la asociación de litofacies I coexisten los dos modelos de depósito. El modelo de corrientes fluviales trenzadas se sustenta cuando los ortoconglomerados con mayor madurez (más redondez) tiene discordancia paralela sobre rocas previas; mientras que el modelo de abanicos aluviales existe cuando el ortoconglomerado y ortobrecha tiene menor madurez, mayor angularidad de los clastos y el contacto estratigráfico inferior está en discordancia con rocas previas, pero ambos ambientes sujetos a una tectónica activa.

4.1.2. ASOCIACIÓN DE LITOFACIES II: LITARENITA-LIMOLITA-LUTITA

La sucesión de litarenita, limolita y lutita en capas bien definidas, delgadas a medianas lateralmente continuas, con estratificación laminar o cruzada de ángulo bajo (Figura 9a), forma la asociación II. El contacto entre esa sucesión con litarenita de grano grueso a mediano con los cuerpos de ortoconglomerado es una transición rápida a través de capas de litarenita conglomerática. En algunos sitios en las dos áreas estudiadas hay capas delgadas de conglomerado con clastos angulares soportados por arena con varios tipos de marcas de corriente (Figuras 9a, 9b, 11b y 11c), que su-

gieren flujo hidrodinámico que varía de laminar a uno turbulento. La variación, vertical y lateral de unidades dominadas por litarenita a otras formas principalmente por caliza y/o yeso se da por la interdigitación de capas delgadas de dichas litologías, que en algunos sitios también se interdigitan con ortoconglomerado (sección estratigráfica L9). Las coloraciones gris claro, beige y verde claro, así como la ausencia de pirita en las rocas aquí descritas sugieren oxigenación en la sedimentación. La unidad dominada por litarenita ha sido cartografiada en otros trabajos como Formación Indidura (e.g. Mayer, 1967; Servicio Geológico Mexicano, 2011), sin embargo, aquí se hace notar que la Formación Indidura se acumuló en un ambiente marino, como lo revelan sus fósiles planctónicos (Imlay, 1936; Kelly, 1936; Alonso-Manuel, *et al.*, 2020), y, por lo tanto, se concluye que esas rocas son diferentes a la litarenita de la Formación Ahuichila.

En general, existen cuatro categorías de canalización fluvial que se presentan en abanicos aluviales, en ríos trenzados, en corrientes con meandros y en corrientes anastomosadas (Tucker, 2001). Algunos de estos rasgos pueden estar estrechamente ligados con la evolución de cuencas fluvio-lacustres. Con base en la fábrica de la litarenita y sus relaciones estratigráficas en la Formación Ahuichila se infiere que esta asociación es un depósito sub-acuoso, de planicie aluvial distal, y/o de planicie fluvial y/o de planicie lacustre (Miall, 1978). Con la información colectada es posible plantear la hipótesis de una planicie fluvial intermontana (Miall, 2006), donde se acumulaban sedimentos detríticos y que pudo en algunas partes ser dominada por corrientes entrecruzadas que finalizaban en un lago somero, sujeto a la precipitación de carbonatos y formación de microbialitas, en donde periódicamente, por evaporación, precipitaba yeso. Elementos que apoyan esta interpretación son las litofacies de arena fina a muy gruesa con guijas aisladas, en capas con estratificación cruzada (St), arenisca muy fina a gruesa, con laminación paralela o cruzada de ángulo bajo (Sh y Sl), y la presencia de surcos y canales de corte abandonados (Figuras 5b y 5d), a su vez rellenos con brecha y arenisca fina a gruesa (Ss y Fl).

Los icnofósiles *Planolites* isp; *Paleophycus* isp; *Cochlichnus* isp., y otros no identificados, son escasos (Figuras 9b, 11b), pero cuando los hay indican índices de bioturbación bajos, de 2 a 3 según la clasificación de Taylor y Goldring (1993), lo que es congruente con una tasa de sedimentación moderada, en una cuenca que experimentaba subsidencia constante. En las muestras de lutita colectadas en este trabajo no hay palinomorfos para inferir las condiciones paleoclimáticas o edad de la Formación Ahuichila.

Las capas verdes o blancas en esta asociación son tobas de caída retrabajadas como se ha descrito en trabajos previos (e.g. Rogers *et al.*, 1956), por lo que es de relevancia el aporte volcánico extracuenca en el depósito. Claramente este aporte volcánico de extracuenca hace diferente a los afloramientos de la Formación Ahuichila en el Sector Transversal de Parras, de otros conglomerados continentales en el centro y norte de México que tienen coladas de lava intercaladas que indican fuentes cercanas, posiblemente de intracuenca (e.g., miembro inferior del Conglomerado Rojo de Guanajuato, Aranda-Gómez y McDowell, 1998; o en el Bolsón de Mapimí según Schulze, 1953).

4.1.3. ASOCIACIÓN DE LITOFACIES III: CALIZA LACUSTRE

Los carbonatos descritos en este trabajo son mayormente caliza lacustre con texturas *wackestone* o *packstone* de peloides (Figura 6a-h). En varios estratos hay microbialitas con morfologías diversas, como desarrollo laminar (Figura 5e), crecimiento botroidal (Figura 12b) y posibles trombolitos, la presencia de *Planolites* isp. y rizolitos apoya la idea de un ambiente lacustre. Otro grupo de carbonatos está constituido por dolomías que usualmente se presentan como estratos delgados entre los cuerpos de yeso (Figura 9e), pero al pie de montaña (L5), la dolomía también se presenta como capas gruesas que se acuan entre capas de conglomerado (Figura 7c) y se asocian con travertino. Por último, capas de caliche (posiblemente primario) se encuentran esporádicamente sobre cuerpos de evaporita y arenisca, la identificación del caliche

se basa en su asociación vinculada con litología de ambiente subaéreo somero. Con base en las características litológicas de estos carbonatos y sus relaciones estratigráficas verticales y laterales se interpreta que su depósito se relaciona con un ambiente lacustre somero o con superficies expuestas, al menos temporalmente, en un clima cálido, en el que el aporte hídrico sucedía en periodos pluviales intermitentes, que producían de manera alternante encharcamientos por inundaciones efímeras, separados por lapsos más prolongados con evaporación marcada que causaban la formación de salmueras (Lowenstein y Hardie, 1985) y/o formación de horizontes en el perfil de suelo en donde precipitaba carbonato de calcio. Al pie de las montañas estos carbonatos también pudieron precipitar y acumularse cerca de manantiales como sucedió durante el depósito de la Formación Mayrán (Amezcuza *et al.*, 2012).

En la sucesión estratigráfica de la Formación Ahuichila no se reconocen facies que sugieran la presencia de depósitos fluviales que haya alimentado a un lago perenne, de lo que se infiere que la asociación de carbonatos se acumuló en una cuenca cerrada (Boggs, 1995). El espesor más potente de caliza asociada con sedimentos detríticos finos se documentó en Lomas Prietas en donde existe esta asociación con terrígenos finos con espesor mayor a 700 m (sección estratigráfica L12).

Un dato significativo es la relación estratigráfica que guarda la caliza en la Formación Ahuichila con las rocas marinas preexistentes. En el valle Nazareno, en el flanco noreste de la sierra España (L14), la caliza de la Formación Ahuichila yace en discordancia erosiva sobre caliza del Cretácico Inferior, pero ambas formaciones tienen inclinaciones sub-verticales y rumbos semejantes (Figuras 3, 14). Estas relaciones (estructural y estratigráfica) son similares a la documentada en el Bajío de Ahuichila, en el flanco poniente de la sierra del Yeso (Figuras 2 y 15), en donde se observa la unidad inferior de ortoconglomerado de la Formación Ahuichila en contacto erosivo con la Formación Cuesta del Cura del Cretácico Inferior. Ahí la inclinación y rumbo de los estratos en ambas unidades también son coincidentes.

Con base en los argumentos presentados se constata: 1) que existe un cambio de asociación de facies lateral en la base de la Formación Ahuichila con intervalos con caliza (de ambiente lacustre) *versus* sucesiones de conglomerado (de ambiente

aluvial y fluvial), 2) que en ambos casos la Formación Ahuichila descansa en discordancia erosiva sobre rocas del Jurásico y/o del Cretácico y 3) la Formación Ahuichila y las rocas marinas del Mesozoico comparten la deformación estructural

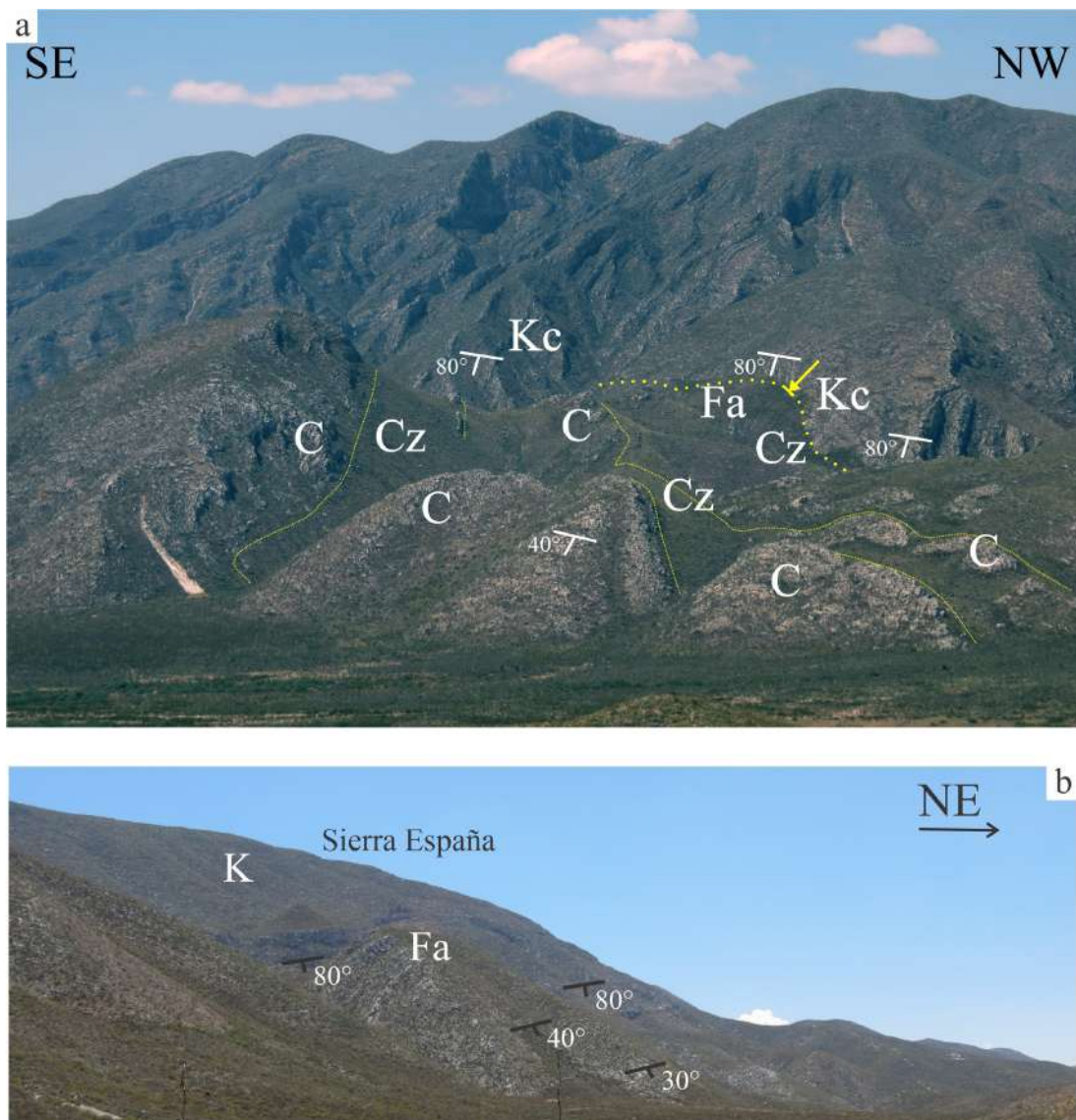


Figura 14 a) Flanco NE de la Sierra España. Contacto entre las capas gruesas de caliza de la Formación Cupido (Kc) y capas delgadas de caliza en la unidad basal de la Formación Ahuichila (Fa), con discordancia paralela (línea punteada) entre ambas unidades. El contacto puede seguirse gracias al cambio de tono en la imagen entre las dos litologías. En la Formación Ahuichila los intervalos de capas de caliza (Cz) están separados por cuerpos de ortoconglomerado (C). Nótese que la inclinación de los estratos de la Formación Ahuichila cambia, de la base a la cima, de 80° a 40° respectivamente. Este flanco anticlinal gradualmente se transforma al NE, en el valle Nazareno a un sinclinal. b) Pliegue anticlinal recostado al NE expuesto en la Sierra España, con echados subverticales (inclinados 80° hacia el lector) en las formaciones Ahuichila (Fa) y Cupido (K). El contacto inter-formacional en esta localidad es una discordancia erosiva y los estratos en ambas unidades litoestratigráficas comparten la misma actitud estructural. El echado en los estratos de la Formación Ahuichila más cercanos al observador es menor (30°) y el cambio de actitud se da en una distancia corta. El observador se encuentra en un valle sinclinal que no se aprecia en la foto (véase Figura S2, Localidad 87).

que, por el echado semejante en las capas, parece ser contemporánea y de intensidad similar (Figuras 14 y 15). Sin embargo, en algunos sitios en el Bajío de Ahuichila y en el valle Nazareno el rumbo de las capas fuertemente inclinadas es diferente. También cabe señalarse que en la parte nororiental del Bajío de Ahuichila (localidades 73 y 74, Figura S1) el ortoconglomerado de la Formación Ahuichila tiene un echado sub-vertical y está en contacto a través de una discordancia angular con capas sub-horizontales de la Formación Indidura (*sensu stricto* de Tardy, 1972, 1973, 1980). Se infiere que esa relación estratigráfica y estructural se debe a la presencia de una falla inversa, ya sea en un pliegue por propagación de falla (*fault-propagation fold*) o en un pliegue por doblez de falla (*fault-bend fold*) que afectó a la Formación Ahuichila y a las rocas mesozoicas. Ambas estructuras son comunes

en cinturones de pliegues y cabalgaduras y generan la relación geométrica observada (Suppe, 1985; Suppe y Medwedeff, 1990), especialmente en cuencas *piggy-back* (Papani *et al.*, 1991; Leturmy *et al.*, 2000; Martín-Martín, 2002; Suriano *et al.*, 2015).

4.1.4. ASOCIACIÓN IV: EVAPORITA-DOLOMÍA-DETRITOS FINOS SUBORDINADOS

La Formación Ahuichila generalmente tiene vetillas de yeso fibroso de grosor milimétrico. Las fibras están dispuestas de manera sub-vertical o son paralelas a estratos de caliza o litarenita. Existen estratos decimétricos agrupados en conjuntos que varían en grosor de metros a decámetros que en algunas secciones tienen un espesor agregado potente, de más de 500 m de la asociación de evaporita con dolomía y detritos finos subordinados. Esta evaporita se identificó como yeso y anhidrita que se caracterizan

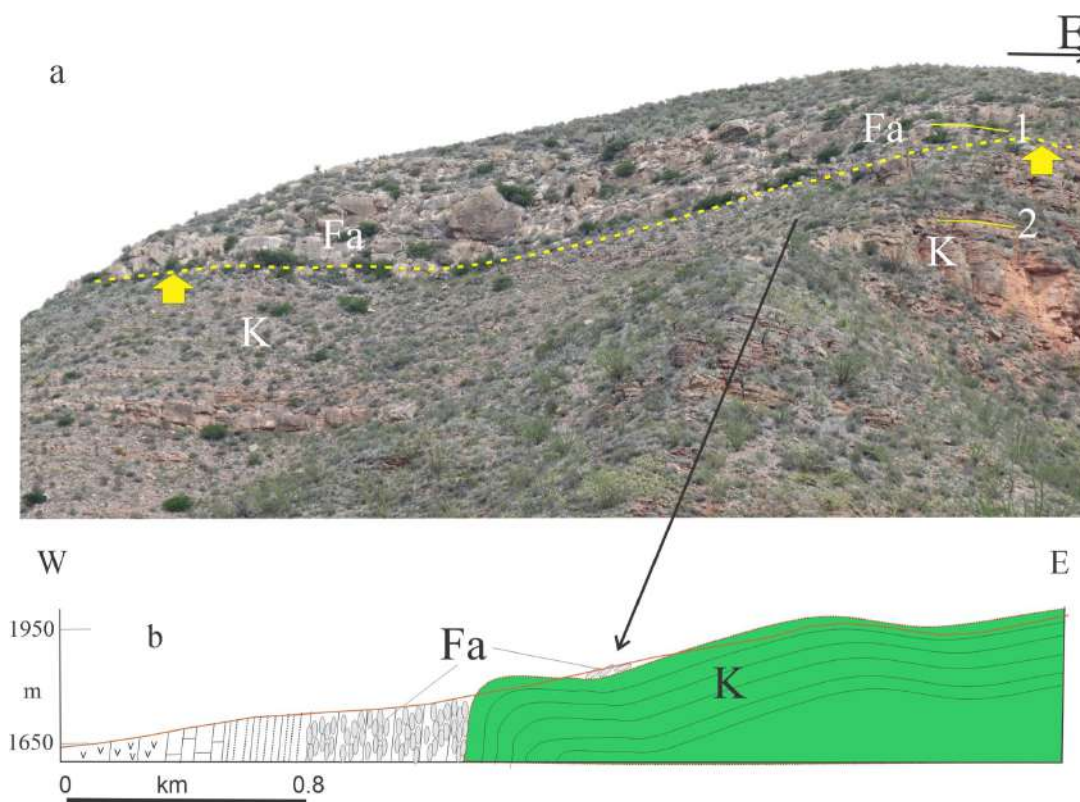


Figura 15 a) Capas de ortoconglomerado de la Formación Ahuichila (Fa) están en discordancia erosiva (flecha amarilla) sobre la Formación Cuesta del Cura (K). Nótese que en este sitio las capas 1 y 2 en ambas unidades litoestratigráficas son paralelas. La forma de la superficie de contacto sugiere la posible existencia de un canal somero relleno en la base de la Formación Ahuichila. b) A corta distancia hacia el oeste del sitio en donde se obtuvo la imagen los estratos en ambas unidades son sub-verticales y forman un anticlinal recostado al poniente. Localidad Arroyo Colorado, sierra del Yeso (ubicación de la sección en la Figura 2).

por presentar estructuras de tela de gallinero (*chicken wire*), enterolítica, tipi (*teepee structure*) y/o polígonos de desecación. La evaporita también muestra laminaciones paralelas de limolita y está intercalada con capas delgadas de dolomía y microdolomía (Figuras 9c a 9e). En estos afloramientos también existen rizolitos y *Cochlichnus* isp., y carpetas microbianas delgadas, con capas detríticas milimétricas contorsionadas que interrumpen los estratos de yeso.

En algunos sitios también hay estratos decimétricos de limolita que se interpretan como ciclos de depósito entre el yeso. Estas características litológicas, en conjunto con las relaciones estratigráficas con otras litologías en la Formación Ahuichila, inducen a interpretar que el ambiente de depósito de esta asociación también está relacionado con una cuenca cerrada, con uno o más lagos hipersalinos; las capas y laminación de sedimentos detríticos finos pueden representar sedimentación en planicies cubiertas por arcilla introducida desde el margen de la cuenca.

La dolomía y microdolomía son carbonatos acumulados bajo condiciones de introducción de magnesio, probablemente por soluciones de materiales lixiviados por agua meteórica provenientes de manantiales después de las lluvias. Las estructuras tipi y los polígonos de desecación fueron formados por evaporación y deshidratación, mientras que las superficies irregulares contorsionadas sugieren superficies de disolución (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010; Boggs, 1995; Lowenstein y Hardie, 1985; Bohacs *et al.*, 2000) y/o horizontes deformados por acortamiento sin-sedimentario (Figura 12d).

En la asociación IV de evaporita, dolomía, caliza y limolita es congruente con un clima cálido y seco, en un lago poco profundo, pero con subsidencia considerable para poder acumular más de 500 m de sedimentos (Figura 8). La presencia de carpetas microbianas indica inundaciones estacionales en uno o varios lagos alcalinos someros, propicios para el desarrollo de organismos extremófilos. Potencialmente la materia orgánica vinculada a los tapetes microbianos puede ser una fuente impor-

tante para la generación de hidrocarburos. Una observación importante de este trabajo es la presencia de trazas de hidrocarburos en la sección L8.

4.2. PALEOCORRIENTES Y DIRECCIONES DE TRANSPORTE

Durante el estudio de algunas de las secciones estratigráficas se obtuvieron datos discretos que permitieron analizar de manera preliminar, la dirección y sentido (i.e. el vector) de las paleocorrientes que depositaron las facies detríticas de la Formación Ahuichila. Los datos medidos, principalmente a partir de los clastos imbricados en ortoconglomerado (Tabla S2-A) y en menor proporción de otras estructuras asociadas al flujo de corriente en canales de conglomerado y en arenisca (Tabla S2-B), proporcionan una primera visión que complementa las inferencias acerca de la procedencia de los sedimentos basadas en la naturaleza de los clastos (tamaño, litología y grado de redondez).

En este trabajo se obtuvieron vectores de paleocorrientes en siete estaciones de campo, con un número limitado de mediciones en cada una. Todas las mediciones se hicieron en localidades del Bajío de Ahuichila (Figura 2). Los vectores de imbricación y de marcas de corriente (Tablas S2-A, S2-B), como se indicó en la metodología, muestran que en la localidad 27 (Figura S1), inmediatamente al noreste de la loma La Santa Cruz (sección L3), el vector promedio de imbricación de los clastos de conglomerado ($n=12$) sugiere un sentido de paleocorriente dirigida al SW $\sim 220^\circ$ (Figura 2). En Loma Verde (localidad 80, Figura S1), un par de turboglifos en la base del conglomerado tienen una orientación de flujo similar a la anterior. Entre el puerto La Boquilla y el cerro Sartenejo (L11), en las localidades 45, 46 y 47 (Figura S1), se obtuvieron datos de imbricación y de marcas de flujo de corriente (saltación, turboglifos y estructuras de arrastre, con $n = 30, 29$ y 27 , respectivamente) y se estimaron vectores de flujo dirigidos al NW entre $\sim 300^\circ$ a $\sim 340^\circ$ (Figura 2). En los arroyos Puerto Carmona y Colorado, cercanos a la sierra del Yeso (localidades 34 y 58, Figura S1, $n = 8$ y $n=41$ res-

pectivamente), la imbricación de los clastos en el ortoconglomerado es consistente con un vector al SE $\sim 115^\circ$ (Figura 2), mientras que en el arroyo Las Flechas (localidad 49, Figura S1, $n=31$) el vector está al SE $\sim 015^\circ$ (Figura 2). En estas tres últimas localidades la dirección de flujo es contraria a la esperada al suponer que los clastos en el ortoconglomerado provienen de la parte alta de la sierra del Yeso. Una explicación posible de estos datos es que el ortoconglomerado se depositó antes o simultáneo al levantamiento de la sierra del Yeso y que la actitud concordante entre las capas pre- y post-discordancia, entre la Formación Ahuichila y las rocas sedimentarias marinas es resultado de un evento de deformación que ambas litologías comparten.

4.3. AMBIENTES DE DEPÓSITO

Las depresiones que crean lagos pueden formarse por diferentes procesos (Platt y Wright, 1991): tectónicos en cuencas de *rift*, como el Lago Victoria en el centro-este de África; en cinturones de pliegues y cabalgaduras (Sobel *et al.*, 2003), como en las cuencas de antepaís, como la Formación *Green River* en EUA (Cohen, 2003); en cuencas intra-arco, como el lago Titicaca, en Perú y Bolivia (Cohen, 2003). También hay lagos asociados a procesos glaciales como los Grandes Lagos entre Canadá y EUA (Picard y High, 1972), o en el *Lake District*, Cumbria, U.K. Finalmente, se forman lagos en terrenos volcánicos, en calderas o en cráteres, como el *Crater Lake* de Oregón (Matter y Tucker, 2009).

La vida de los ambientes lacustres puede ser efímera o ser muy prolongada, con espesores acumulados de sedimentos pequeños o muy potentes que llegan a ser de más de 8,000 m (Bohacs *et al.*, 2000). En las cuencas lacustres hay numerosos sub-ambientes de depósito en donde se acumulan sedimentos de naturaleza muy diversa, como turbiditas, sedimentos de delta, de abanico aluvial y de varios ambientes fluviales (Bohacs *et al.*, 2000). La sedimentación en los lagos es controlada principalmente por la tectónica y/o el clima, que son factores que regulan el balance de agua y la carga

de sedimentos en ésta (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010). Los lagos pueden ser sistemas abiertos, en donde el flujo hídrico, superficial y subterráneo y la precipitación pluvial anual mantienen un equilibrio dinámico con la salida de agua y la evaporación. También hay lagos cerrados en donde la entrada de agua y precipitación pluvial son menores a la evaporación y a la salida de agua subterránea de la cuenca, lo que origina condiciones muy variables de sedimentación y propician la formación de salmueras por evaporación hasta llegar a la precipitación de evaporitas en climas cálidos y secos (Bohacs *et al.*, 2000). Los modelos de facies lacustres pueden tener su borde con líneas de costa dominadas por sedimentos detríticos o por carbonatos y el centro del lago puede contener depósitos de ambiente profundo o permanecer con un ambiente somero, por lo tanto, la interpretación de los ambientes lacustres o fluvio-lacustres es compleja (Bohacs *et al.*, 2000; Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

La Formación Ahuichila es un depósito continental que presenta litologías, granulometrías, texturas y estructuras sedimentarias que son congruentes con una cuenca cerrada, al menos en parte lacustre. Además de las rocas epiclásticas, la formación contiene rocas sedimentarias acumuladas por precipitación química (evaporitas) y bioquímica (microbialitas). Imlay (1938) y Rogers *et al.* (1956) han señalado la presencia en esta cuenca de tobas interestratificadas con litologías de grano fino presentes en la formación. En esta investigación no se encontraron evidencias de fuentes volcánicas adentro del área de estudio por lo que se infiere que las capas de toba son de origen extracuenca, más no hay registro de su procedencia. Las secciones estratigráficas documentadas en este trabajo (Figuras 4, 8, 10 y 13) tienen cambios de facies laterales y verticales variables en distancias cercanas entre sí. Las unidades de rudita se presentan ya sea en la base de algunas de las secciones estudiadas o en la cima de otras, sin observarse en ninguna de las secciones descritas más de una unidad de rudita. También se observaron sucesiones de litarenita en capas medianas a delgadas que

subyacen o se interdigitan con espesores potentes de yeso y/o anhidrita, pero en la misma unidad también existen intervalos, sin un orden consistente, de capas de caliza, dolomía, y/o travertino (tufa). Se interpretan cuatro asociaciones de litofacies en la Formación Ahuichila, que corresponden a una distribución compleja de facies continentales desarrolladas en ambientes de pie de monte, fluvial y lacustre. Las unidades de rudita, en la base o en la cima de esta formación, junto con las sucesiones asociadas de grano más fino, posiblemente se relacionan con pulsos de deformación (Blair y Bilodeau, 1988) o bien, períodos con reducción de la tasa de subsidencia en la cuenca (Heller y Paola, 1992). La cuenca continental donde se acumuló la Formación Ahuichila posiblemente fue limitada por orografía asociada a levantamiento activo, que no sólo suministró material detrítico, sino que creó el espacio de acomodo en donde se acumularon diferentes sedimentos en una o más sub-cuencas fluvio-lacustres cerradas, vinculada a subsidencia local capaz de alojar espesores que exceden 1,000 metros.

La presencia de icnofósiles *Palaeophycus* isp., *Planolites* isp. y *Cochlichnus* isp. han sido descritos para sucesiones sedimentarias de ambiente lacustre. Melchor (2004) tipifica a la icnofacies Mermia en sedimentos detríticos bien oxigenados de planicies de inundación y litoral lacustre.

Los afloramientos estudiados de la Formación Ahuichila se extienden desde el sur de Torreón hasta el Levantamiento de San Julián y se concibe que la formación fue depositada en una región con redes de drenaje endorreicas y con forma alargada en sentido E-W. A la fecha, en un sentido estricto, no hay datos paleontológicos o edades isotópicas publicadas para establecer el intervalo estratigráfico representado por estas rocas. La Formación Ahuichila yace claramente sobre una superficie de erosión discordante, en algunas localidades es angular, ya sea sobre rocas continentales de la Formación Nazas o marinas del Cretácico Inferior como la Formación Acatita o del Cretácico Superior como la Formación Indidura. En otras localidades es una disconformidad sobre rocas mari-

nas del Cretácico Inferior (formaciones Cupido y, Cuesta del Cura), con las que comparte similar deformación estructural. Se infiere que la Formación Ahuichila comparte la deformación tectónica del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018: Cretácico Tardío-Eoceno), en el Sector Transversal de Parras.

4.4. LA PALEOCUENCA AHUICHILA

Como se mencionó en la introducción, hay conglomerados continentales de diferente edad que se han correlacionado con base en semejanza litológica (presencia de lechos rojos) y/o posición estratigráfica con la Formación Ahuichila, como es el caso de afloramientos similares en la comarca de La Laguna (Schulze, 1953; Aranda-Gómez *et al.* 2019), en San Luis Potosí, Nuevo León y Guanajuato (Rogers *et al.*, 1956; Ferrusquia-Villafranca, 1987; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Miranda-Avilés *et al.*, 2016), en Durango y Zacatecas (Ledezma-Guerrero, 1981; Ramírez-Peña, 2014, entre otros), su vinculación con la Formación Ahuichila requiere estudios adicionales. Aquí se propone que el empleo del término “Formación Ahuichila” se restrinja a rocas expuestas a una franja relativamente angosta con orientación ~E-W, que se extiende desde el área al sur de Torreón, Coah. hasta el área de Apizolaya (Figura 1a). La Formación Ahuichila *sensu stricto* no se presenta al norte del lineamiento estructural definido por las sierras de Noas, Jimulco y La Ventana del Número (Figuras 1a-3). Estructuralmente la Formación Ahuichila se encuentra en un manto de corrimiento tectónico conocido como la Napa de Parras y la evidencia de la sobreposición alóctona de este manto está expuesta entre el cerro Matías y en la Ventana del Número (Tardy, 1972, 1973, 1980).

Las relaciones estratigráficas entre la Formación Ahuichila y rocas más antiguas del Arco Nazas y de las formaciones Cupido, Cuesta del Cura e Indidura, indican que la Formación Ahuichila se depositó sobre una superficie de erosión profunda, causada por la exposición y erosión de

rocas marinas del Cretácico Inferior y Superior a condiciones sub-aéreas durante un lapso en que se desarrollaba acortamiento tectónico notable y levantamiento. Por su ubicación con relación al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano aquí consideramos que la acumulación de sedimentos de la Formación Ahuichila posiblemente sucedió en una cuenca tipo *piggy back*, que migró hacia el antepaís. El espesor (>1000 m) que alcanzó en algunos sitios la Formación Ahuichila indica que debió existir subsidencia considerable durante su acumulación para crear el espacio de acomodo en una cuenca controlada por tectónica.

5. Deformación estructural

5.1. FALLAS NORMALES

En este trabajo se identificaron fallas normales esporádicas que afectan a la Formación Ahuichila. En el cerro Julio y en el cañón de Ahuichila (localidades 3 y 43, Figura S1) se observaron algunas fallas normales con desplazamientos de unos

cuantos centímetros hasta de un par de metros. En el cerro Julio hay varios planos de falla, unos son planos de fallas listricas, otros son planos de fallas cubiertas por estratos continuos sin desplazar, también hay arreglos de planos que sugieren pequeñas fallas con arreglos antitéticos y sintéticos (Figuras 4 y 5c), lo anterior sugiere que existió deformación sin-sedimentaria. En las dos localidades citadas el conjunto de fallas tiene actitudes estructurales que no permiten inferir de manera consistente el vector de extensión en que se formaron. Con base en la actitud que tienen los planos de las fallas, en el cerro Julio se presenta una orientación de extensión al norponiente, y en la localidad 43 la orientación inferida para la extensión es al nororiente (Figura 16). Una posible interpretación de las fallas observadas en estas dos localidades es que éstas son contemporáneas, al menos en parte, a la acumulación de los sedimentos ubicadas en áreas no compartidas. Otra opción es que sean posteriores a su depósito y debidas al colapso por inestabilidad del pie de la montaña en que se encuentran expuestas o extensión regional discreta. En la lo-

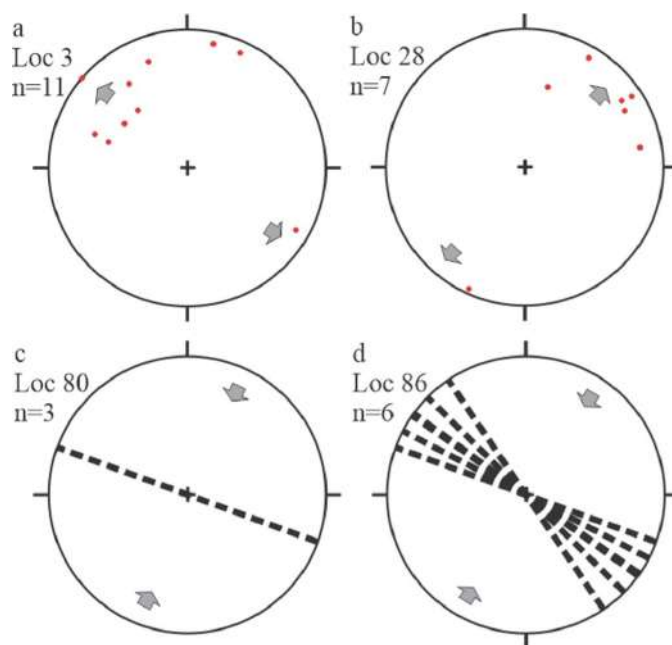


Figura 16 Proyección polar de planos de falla normal en la Formación Ahuichila: a) Cerro Julio y b) Cañón de Ahuichila. La flecha indica la dirección y sentido de la deformación por extensión. Orientación de ejes de pliegues en la Formación Ahuichila: c) Loma Verde y d) Picardías. La flecha gris indica la dirección y sentido de la deformación por acortamiento.

calidad 18 (Figura S1) se observa otra falla normal que se interpreta como producto de colapso de un bloque pequeño por erosión reciente (Figura 9f). Al norte del Frontón de Ahuichila por medio de imágenes satelitales se interpretó un lineamiento orientado E-W, lo mismo ocurre en la Ventana del Número con un alineamiento N-S (falla el Caballo, Eguiluz, 1984), en ambos casos no hay datos para dilucidar su comportamiento cinemático.

5.2. ESTRUCTURAS POR ACORTAMIENTO

En la Loma Verde (localidad 80, Figura S1) está expuesto un pliegue con dimensión de un par de metros, su eje tiene un azimut $\sim 110^\circ$. Las capas de un flanco tienen una actitud $\sim 115^\circ / 45^\circ \text{SW}$ y las capas de otro flanco $\sim 125^\circ / 88^\circ \text{NE}$. Este pliegue es consistente con una dirección local de acortamiento de $\sim 020^\circ$ (Figura 16). Al este de Picardías se documentó una falla inversa con su plano inclinado al surponiente. La falla afecta a capas de yeso intercaladas con argilita que tienen pliegues asimétricos en tamaños que varían de decímetros a varios metros, con ejes sub-horizontales, con azimut $\sim 120^\circ\text{-}158^\circ$ (Figuras 12d y 16), todos los pliegues son asimétricos con vergencia $\sim 045^\circ$.

En los sitios en donde se observó que en el contacto estratigráfico entre la base de la Formación Ahuichila y rocas previas las capas comparten la misma actitud estructural; sin embargo, vistos en contexto regional, los pliegues observados tienen orientaciones diferentes. En la sierra del Yeso (Figura 2) el rumbo de las capas es NNW y la estructura tiene vergencia al WSW (Figura 15). La cartografía del anticlinal del Yeso confrontado con las observaciones realizadas en campo y la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano (2011) es diferente. En la sierra España (Figura 3) el rumbo de las capas es NW-SE y la vergencia de las estructuras regionales es al NE (Servicio Geológico Mexicano, 2000). En la sierra La Llanta (Figura 1a, Localidad 102) el rumbo de las capas es E-W en un anticlinal recostado al norte (Servicio Geológico Mexicano, 2000), las capas del Cretácico y la Formación Ahuichila están invertidas al NE, por lo que se considera que ambas

formaciones comparten la deformación estructural. Es notable que, cualquiera que sea la causa de la variación de la orientación de los pliegues en las rocas mesozoicas, esta característica en varias localidades es compartida con la base de la Formación Ahuichila.

Las observaciones de la deformación por acortamiento que presenta la Formación Ahuichila en las localidades del levantamiento de Villa Juárez (Kellum 1932, 1936; Schulze 1953), la sierra del Yeso (Tardy 1980) y la estructura de San Julián (Ramírez-Peña *et al.*, 2019), coincide con nuestros datos, el problema que persiste es reconocer la edad de depósito de esta formación para establecer cuando ocurrió su deformación, pues hasta ahora, no hay certeza de la edad de este depósito y la edad de deformación de la Formación Ahuichila.

Regionalmente pozos profundos han documentado de manera irrefutable la extensión regional de la Napa de Parras (Eguiluz y Campa, 1982; Martínez-Reyes, 1989; Aranda-García, 1991; Eguiluz, 2011), en donde la Formación Nazas y su cubierta sedimentaria tectónicamente traslapan a la cubierta sedimentaria de la Plataforma de Coahuila. Se interpreta como un mecanismo de acortamiento progresivo dirigido hacia el antepaís, con expulsión ascendente de segmentos estructurales (*pop-up*), que fue propio para alojar en ellas a cuencas *piggy-back*, donde posiblemente se depositó la Formación Ahuichila (Figura 17).

5.3. MODELO GEODINÁMICO

Las rocas del Jurásico del Arco Nazas, del Cretácico Inferior (formaciones Treviño, Cuesta del Cura) y del Cretácico Superior (Formación Indidura), que subyacen en discordancia angular a la Formación Ahuichila son consistentes con un pulso de acortamiento y erosión previo a la acumulación de esta formación que yace sobre la discordancia. La relación estratigráfica y estructural que muestran los estratos de caliza y de evaporita en la base de la Formación Ahuichila, en discordancia paralela (*unconformity*) sobre estratos de rocas Mesozoicas, estando ambos conjuntos fuertemente inclinados

en varios lugares (Figuras 12d, 12f, 14, 15), o incluso invertidas como en la sierra La Llanta, indica: a) un periodo de erosión profunda sobre la que se dio un depósito lacustre inicial con litologías heterogéneas, b) la subsidencia considerable para crear el espacio de acomodo que tiene el espesor de la Formación Ahuichila, c) posterior diastrofismo que afectó a ambos paquetes de roca. Por tanto, las relaciones documentadas demandan al menos dos pulsos de acortamiento como lo propuso Kellum (1936). En estos periodos pudieron crearse la(s) barrera(s) estructural(es) que confinaron el espacio de acomodo para acumular el depósito Ahuichila.

La ausencia de fallas normales con gran desplazamiento en las áreas de estudio indica que el origen de la paleocuenca de Ahuichila parece no está asociada con extensión cortical importante, además las fallas normales son más propias de acomodo sinsedimentario. En el área inmediata al Bajío de Ahuichila y en el Valle Nazareno no hay fallas normales importantes, como mencionaron Rogers *et al.*, (1956) o Ramírez-Peña *et al.*, (2017) para las regiones de Concepción del Oro y Teyra, respectivamente. Por tanto, en la porción investigada del Sector Transversal de Parras no hay datos para sustentar los efectos de la tectóni-

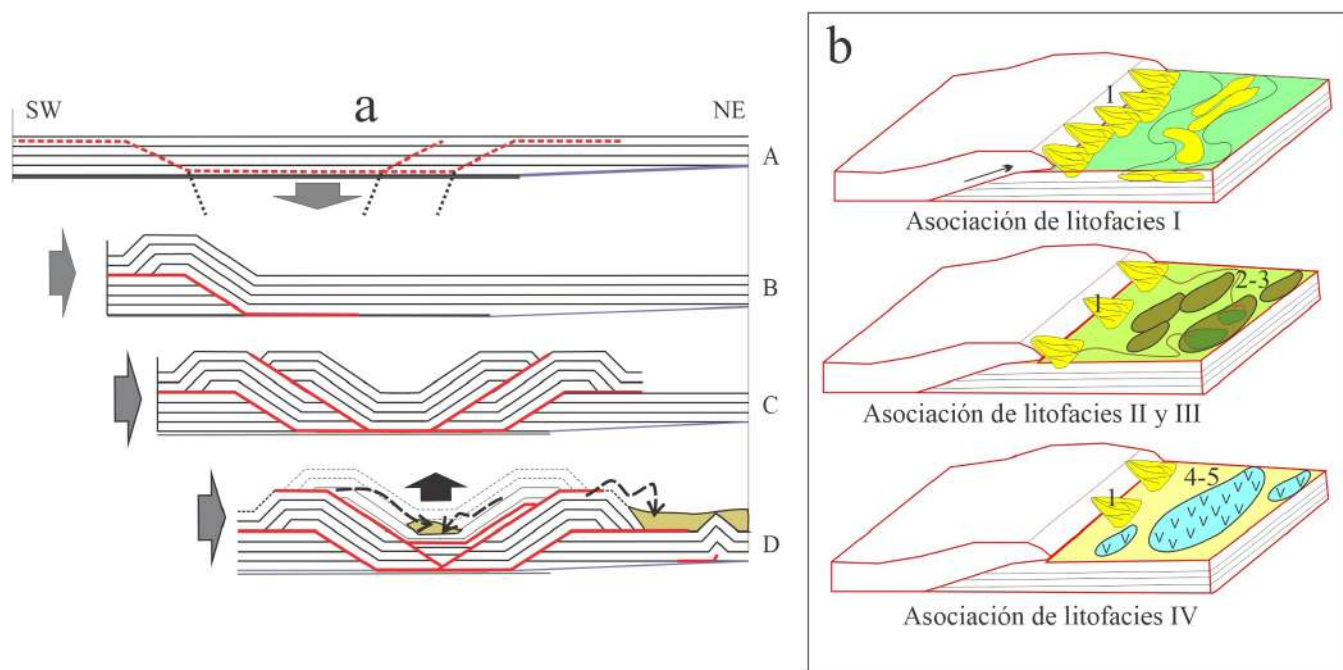


Figura 17 a) Modelo tectónico de los sectores San Pedro del Gallo y Transversal de Parras: La cuenca se rellena con sedimentación marina, las fallas precursoras del rift son zonas potenciales futuras de reactivación. (A). El modelo tectónico de cuña crítica (Davis *et al.*, 1983) con la pala mecánica ubicada en el SW inicia el acortamiento con vergencia opuesta al transporte (B). El acortamiento mayor induce deformación bipolar divergente con escamas tectónicas (C). Mayor acortamiento expulsa bloques *pull-up* y crea cuencas *piggy-back* (se deposita la Formación Ahuichila y otras sucesiones similares) sobre el manto de corrimiento o napa, así como depósitos de antepaís, ambos depósitos, continentales o marinos indicados con las flechas (D). b) Modelo sedimentario para la asociación de facies en la Formación Ahuichila (Suriano *et al.*, 2015, modificado en este trabajo). Los pulsos de inestabilidad provocan el depósito de la asociación de litofacies I con depósitos aluviales y corrientes fluviales, mientras que periodos de relativa calma se asocian a las litofacies II y III, con ambiente fluvial y planicie intermitente fluvial. La litofacies IV es representada por depósitos lacustres efímeros de carbonatos y evaporita-terígenos y tobas de extracuenca. Este modelo representa los ambientes sedimentarios inferidos para la Formación Ahuichila. 1 facies aluvial al pie de monte. 2 y 3 facies de planicie aluvial y fluvial trenzada. 4 y 5 facies de planicie de inundación intermitente y facies lacustre estacional. Las relaciones de contacto entre la Formación Ahuichila y las unidades estratigráficas subyacentes indican que la acumulación fue, al menos en parte, contemporánea a un pulso importante de acortamiento, que se ilustra diagramáticamente con una falla inversa y un pliegue por propagación de falla cercanos al frente de montaña.

ca de Cuencas y Sierras, ya que parecen estar ausentes o su presencia es sutil y pasa desapercibida.

Consideramos como una opción que la Formación Ahuichila es un depósito genéticamente relacionado a una cuenca de tipo *piggy-back*, vinculada a la deformación del Orógeno Mexicano, en un proceso de evolución por acortamiento y levantamiento tipo *pull-up* como parte de la Napa de Parras (Figura 17a), o bien, esta deformación corresponde a una deformación “tarditectónica” sugerida por Tardy (1980) en el Oligoceno o Mioceno, u originada a fallas de transcurrencia post-Eoceno (Eguiluz, 1984). La Formación Ahuichila presenta varias asociaciones de facies, los ortoconglomerados y calizas en la base de esta formación, en discordancia paralela con rocas del Jurásico y Cretácico, inducen interpretar un depósito fluvial y lacustre simultáneo, vinculado a exhumación y erosión de un primer pulso orogénico (Figura 17 b). Las litofacies II, III y IV sugieren el proceso de subsidencia y relleno de la cuenca transportada en un lapso sin deformación mayor, pues los contactos estratigráficos entre estas litofacies son concordantes. La litofacies I de la Formación Ahuichila en discordancia angular con rocas del Cretácico y Jurásico sugiere la posible evolución del acortamiento (Figura 17 b). Investigar la edad de la Formación Ahuichila es un reto pendiente de resolver.

6. Conclusiones

En la Formación Ahuichila hay cuatro litofacies constituidas por: I) ortoconglomerado dispuesto en la base o en la cima de la sucesión, II) litarenita-limolita-lutita, III caliza lacustre y IV evaporita-dolomía-detritos finos subordinados, sin vulcanismo de intracuenca, no obstante, hay tobas de origen extracuenca. El conjunto de litofacies y su distribución indica un depósito fluvio-lacustre, con más de 1,000 m de espesor. La presencia de yeso y anhidrita abundantes en la sucesión, así como de capas de microbialita, es consistente con condiciones de evaporación intensa y de formación de salmueras en uno o más lagos someros en un clima

árido. Las dos unidades de rudita en esta formación posiblemente representan pulsos de deformación y levantamiento tectónico, mientras que las sucesiones de grano más fino se interpretan como períodos de tranquilidad relativa. Las características particulares de este depósito y su distribución nos hacen proponer el nombre de Paleocuenca Ahuichila.

Se interpreta que el entorno tectónico para el depósito de la Formación Ahuichila corresponde a una cuenca *piggy-back* ubicada sobre la Napa de Parras. La deformación en el Sector Transversal de Parras del Orógeno Mexicano fue multiepisódica, habiéndose documentado en este trabajo al menos dos pulsos de acortamiento.

La edad de deformación de la Formación Ahuichila parece ser contemporánea con el acortamiento del Orógeno Mexicano; sin embargo, dicha deformación pudiera ser más joven, incógnita que queda pendiente mientras no se determine la edad de depósito de esta formación, como han sugerido trabajos previos.

Contribución de los autores

La conceptualización del tema, el análisis de datos preliminares, trabajos de campo y manuscrito inicial fue labor del primer autor. El desarrollo técnico, diseño gráfico y redacción mejorada fue trabajo compartido con el primer co-autor. Un intercambio de ideas y revisión crítica del contenido fue compartido con el segundo co-autor. El financiamiento de este trabajo fue realizado por el primer autor.

Conflicto de intereses

El autor y co-autores declaramos que no hay conflicto de intereses.

Agradecimientos

Se agradece a los revisores de este trabajo Dr. Alberto Vázquez Serrano y Dr. Raúl Miranda Avilés, que contribuyeron con acertadas opiniones

para publicar lo aquí expresado. Gracias a la Maestra María Isabel Hernández Ocaña que participó en la identificación de icnofósiles. Al Dr. Fernando Núñez y autoridades del Instituto de Geología UNAM por las facilidades para el acceso al laboratorio de petrografía. Nuestro reconocimiento al Proyecto PAPIIT IN106820 por su apoyo. Asimismo, agradecemos a los señores Bernardino, Martín, Rafael y Oscar Sandoval residentes del ejido Cinco de Mayo por su soporte como guías de campo. Al Dr. Antoni Camprubi, Editor del Boletín y a Salvador Vázquez asistente editorial, por su ardua labor para difundir lo aquí expresado.

Referencias

- Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías J.L., 2010, Dynamics of the ca. 4965 yr ^{14}C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 192, 212–231.
- 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), 1-18. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2020v72n1a031019>
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012, Structural geology algorithms: Vectors and tensors in Structural Geology: Cambridge University Press, 302 p.
- Amezcu, T.M., Gawthorpe, R.L., Macquaker, J.H.S., 2012, Cascadian carbonate lakes of the Mayrán Basin System, Northeast Mexico: The interplay of inherited structural geometry, bedrock lithology and climate: Geological Society of America Bulletin, 124(5-6), 975-988. <http://dx.doi.org/10.1306/51652Amezcu2020>.
- Aranda-García, M., 1991, El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, estado de Durango: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 41, 18-36.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico; syndepositional tilting of Eocene Red Beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: International Geology Review, 40(2): 116–134. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819809465201>.
- Aranda-Gómez, J.J., Yutis, V., Juárez Arriaga, E., Ortega-Obregón, C., González-Cervantes, N., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Peña, C.F., Torres-Gaytán, D.E., 2019, Reconnaissance geology and geophysics of the Mercurio structural dome, Chihuahua, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 36(3), 357-377. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1340>
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 2009, Processes and forms of alluvial fans, in Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (eds.), Geomorphology of desert environments, 2nd ed.: Springer Dordrech, Science and Business Media, 413-467. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9_14
- Blair, T.C., Bilodeau, W.L., 1988, Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism: Geology, 16(6), 517-520. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0517:DOTCIR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0517:DOTCIR>2.3.CO;2)
- Boggs, S., 1995, Principles of sedimentology and stratigraphy: Prentice Hall, New Jersey, 774 p.
- Bohacs, K.M., Carroli, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000, Lake basin type, source potential and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework, in Gierlowski-Kordesch, E.H., Keits, K.R. eds. Lake basins through space and time: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 46, 3-33.
- Cohen, A.S., 2003, Paleolimnology: The history

- and evolution of lake systems: Oxford University Press, 528 p. DOI:10.1093/oso/9780195133530.001.0001
- Davis, D.M., Suppe, J., Dahlem, F.A., 1983, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Journal Geophysics Research*, 88, 1153-1172.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: in Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico : U.S. Geology Survey Professional, 264, 153-185.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1984, Tectónica cenozoica del norte de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34 (1), 43-62.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 2011, Estratigrafía y ambientes de depósito de capas continentales del Jurásico en la sierra de Atotonilco, Durango, México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Boletín del Instituto de Geología No. 120*, 52-70.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Campa, M.F., 1982, Problemas tectónicos del sector de 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., Carranza-Castañeda, O., 2013, Revisión estratigráfica y edad de la Formación (Aloformación) Mayrán en el área de Parras, Coahuila, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(2), 397-404. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2013v65n2a19>
- Ferrusquia-Villafranca, I., 1987, Reubicación geocronológica del Conglomerado Guanajuato basada en nuevos mamíferos. In: Programa, resúmenes y guía de excursión del simposio sobre la geología de la región de la sierra de Guanajuato, Guanajuato, 28-30 de abril: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, 21-23.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, 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>.
- Fries, C., Jr., Hibbard, C.W., Dunkle, D.H., 1955, Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerate at Guanajuato, Mexico: *Smithsonian Miscellaneous Collections* 123(7): 1-25.
- Garza-González, R., 1973, Modelo sedimentario del Albiano, Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25, 311-340.
- Gough, A., 2021, Sedimentary structures, in Elias, S., Alderton, D. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed., 787-808.
- Heller, P.L., Paola, C., 1992, The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2: Application to syntectonic conglomerate: *Basin Research*, 4, 91-102. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1992.tb00145.x>
- INEGI, 2015a, Carta topográfica Nazareno G13D35, 1:50,000. <https://www.inegi.org.mx/temas/topografia/>
- INEGI, 2015b, Carta topográfica Viesca G13D37, 1:50,000. <https://www.inegi.org.mx/temas/topografia/>
- INEGI, 2017a, Carta topográfica Bajío de Ahuichila G13D48, 1:50,000. <https://www.inegi.org.mx/temas/topografia/>
- INEGI, 2017b, Carta topográfica Salitrillo G13D47, 1:50,000. <https://www.inegi.org.mx/temas/topografia/>
- INEGI, 2018a, Carta topográfica Caopas G13D59, 1:50,000. <https://www.inegi.org.mx/temas/topografia/>
- INEGI, 2018b, Carta topográfica Pendencia G13D58, 1:50,000. <https://www.inegi.org.mx/temas/topografia/>
- Imlay, W.R., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of

- the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.
- Imlay, W.R., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, México : Geological Society of America Bulletin, 48, 587-630. <https://doi.org/10.1130/gsab-48-587>
- Imlay, R.W. 1938, Studies of the Mexican Geosyncline : Geological Society of America Bulletin, 49, 1651-1694. <https://doi.org/10.1130/gsab-49-1651>
- Kellum, L.B., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco , Mexico: Geological Society of America Bulletin. 43, 541-564. <https://doi.org/10.1130/gsab-43-541>
- Kellum, L.B., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part III, Geology of the mountains west of the Laguna District: Geological Society of America, Bull., 47, 1039-1090. <https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1039>
- Kelly, W. A., 1936, Geology of the Mountains bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias , Part II: Geological Society of America Bulletin, 47, 1009-1038. <https://doi.org/10.1130/gsab-47-1009>
- Ledezma-Guerrero, O., 1981, Hoja Camacho 13R-1(12), con Resumen de la geología de la Hoja Camacho estados de Durango y Zacatecas, Carta geológica de México Serie 1:100,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 21 p.
- Leturmy P, Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P. Colletta, B., Chabron, E., 2000, Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia): Tectonophysics 320,45-67.
- Lowenstein, T.K., Hardie, L.A., 1985, Criteria for the recognition of salt-pan evaporites: Sedimentology, 32, 627-644. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00478.x>
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A., 2002, Thrust Sequence and Syntectonic Sedimentation in a Piggy-Back Basin: The Oligo-Aquitania Mula-Pliego Basin (Internal Betic Zone, SE Spain): Comptes Rendus Geosciences, 334(5), 363-370. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01757-1](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01757-1)
- Martínez-Reyes, J., 1989, Interpretación estructural del frente de la Napa de Parras en el área de Viesca, Estado de Coahuila: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 8(2): 123-133.
- Matter, A., Tucker, Maurice E., 2009, Modern and ancient lake sediments: John Wiley & Sons, 368 p.
- Mayer Pérez Rul, F.A., 1967, Hoja Viesca 13-1 (5) con resumen de la Geología de la Hoja Viesca, Estados de Coahuila y Durango, Carta Geológica de México Serie 1:100, 000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- McBride, E.F., 1963, Classification of common sandstones: Journal of Sedimentary Research, 33, 664-669. <https://doi.org/10.1306/74D70EE8-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- McLeroy, D.F., Clemons, R.E., 1965, Hoja Pedriceñas Hoja 13R-1(4), con resumen de la Geología de la Hoja Pedriceñas, Estados de Coahuila y Durango, Carta Geológica de México Serie 1:100, 000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Melchor N.R., 2004, Trace fossil distribution in lacustrine deltas: examples from the Triassic rift lakes of the Ischigualasto-Villa Unión basin, Argentina. En McLeroy, D. (ed.), The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis: Geological Society, London, Special Publications, 228, 335-354. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.228.01.15>
- Miall, A.D., 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary, in Miall, A.D., ed., Fluvial

- sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 597-604.
- Miall, A.D., 2006, How do we identify big rivers? And how big is big?: Sedimentary Geology, 186(1-2), 39-50. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.10.001>
- Miall, A.D., 2010, Alluvial deposits, Facies Models 4, en James, N.P., Dalrymple, R.W., (eds.), Canadian Sedimentology: Geological Association of Canada, 105-137.
- Miranda-Avilés, R., Puy-Alquiza, M.J., Omaña, L., Loza-Aguirre, I., 2016, Los depósitos clásticos pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato: Implicaciones de su composición en la evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica: Estudios Geológicos 72(2): e058. <https://doi.org/10.3989/egol.42480.417>
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, 5a. ed.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa a colores esc. 1:2,000,000.
- Papani, G., Tellini, C., Torelli, L., 1991. A Piggy-Back Basin Tectono-Sedimentary Evolution in a Post-Collisional Setting: An Example from the Northern Apennines Accretionary Wedge: Terra Researchs, 3(1), 271-291. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90102-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90102-3)
- Pettijohn, F.J., 1975, Sedimentary Rocks. 3rd Edition: Harper and Row, New York, 628 p.
- Picard, M.D., High, L.R., 1972, Criteria for recognizing lacustrine rocks, en Rigby, J.K., Hamblin, W.K., (eds.), Recognition of ancient sedimentary environments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub. 16, Tulsa, OK, 108-145.
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1991, Lacustrine carbonates, facies, facies distributions and hydrocarbon aspects: Special Publication International Association Sedimentologists, 13, 57-74. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch3>
- Ramírez-Peña, C.S., 2014, Análisis del contexto tectónico del emplazamiento de intrusivos en el transpaís de la Sierra Madre Oriental: Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas, 160 p.
- Ramírez-Peña, C.S., Gabriel Chávez-Cabello, 2017, Age and evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas, Mexico: Sevier orogeny evidence in the Mexican Fold-Thrust Belt: Journal of South American Earth Sciences, 76, 101-114. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.01.007>
- Ramírez-Peña C.S, Chávez-Cabello, G., Fitz-Díaz, E., Aranda-Gómez, J.J., Sosa, R., 2019, Uplift and syn-orogenic magmatism in the Concepción del Oro Block: A thick skinned (Laramide-style?) contractional structure in the Mexican Fold and Thrust Belt: Journal of South American Earth Sciences, 93, 242-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.012>
- Renaut, W.R., Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010, Lakes, Facies Models 4, en James, N.P., Dalrymple, R.W., (eds.), Geotex 6, Canadian Sedimentology, 541-575.
- Rogers, C.L., de Cserna, Z., Tavera-Amezcu, E., Ulloa, S., 1956, Geología general y depósitos de fosfatos del distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Instituto Nacional de Investigación de los Recursos Minerales, 38, 129 p.
- Schulze, G., 1953, Conglomerados terciarios continentales en la Comarca Lagunera de Durango y Coahuila y sus relaciones con fenómenos ígneos, geomorfológicos y climatológicos: Instituto Nacional Para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 30, 52 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 2000, Carta geológico-minera Torreón G13-9, Coahuila, Durango y Zacatecas, esc. 1:250,000. <https://>

- www.gob.mx/sgm/articulos/descargas-las-cartas-impresas-editadas-por-el-sgm-70622?idiom=es
- Servicio Geológico Mexicano, 2011, Carta geológico-minera Bajío de Ahuichila, G13-D48, Coahuila, Durango y Zacatecas, escala 1:50,000. <https://www.gob.mx/sgm/articulos/descarga-las-cartas-impresas-editadas-por-el-sgm-70622?idiom=es>
- Sobel, E.W., Hilley, G.E., Strecker, M.R., 2003, Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision: *Journal of Geophysical Research* 108(B7), 1-23. <https://doi.org/10.1029/2002JB001883>
- Suppe, J., 1985, *Principles of structural geology*, Englewood Cliffs: Prentice Hall, 537 p.
- Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Eclogae Geol. Helv.*, 83(3), 409-454.
- Suriano, J., Limarino, C. O. , Tedesco, A. M., Alonso, M. S., 2015, Sedimentation model of piggyback basins: Cenozoic examples of San Juan Precordillera , Argentina, en Sepúlveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G. D., Farías, M. (eds.), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*: Geological Society, London, Special Publication 399, 221-244. <https://doi.org/10.1144/sp399.17>
- Tardy, M., 1972, Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras Coahuila: distinción de las series Coahuilense y Parrense: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 33 (2), 51-70. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1972v33n1a3>
- Tardy, M., 1973, Sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila: El cabalgamiento de la Serie Parrense: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 34(1-2), 63-70. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1973v34n1a5>
- Tardy, M., 1980, *Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique*: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 459 p.
- Taylor, A.M., F. Goldgring, R., 1993, Description and analysis of bioturbation and ichnofabric: *Journal of the Geological Society of London*, 150, 141-148. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0141>
- Tucker, E.M., 2001, *Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*, third edition: Blackwell Publishing, 262 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756802266510>

Material suplementario

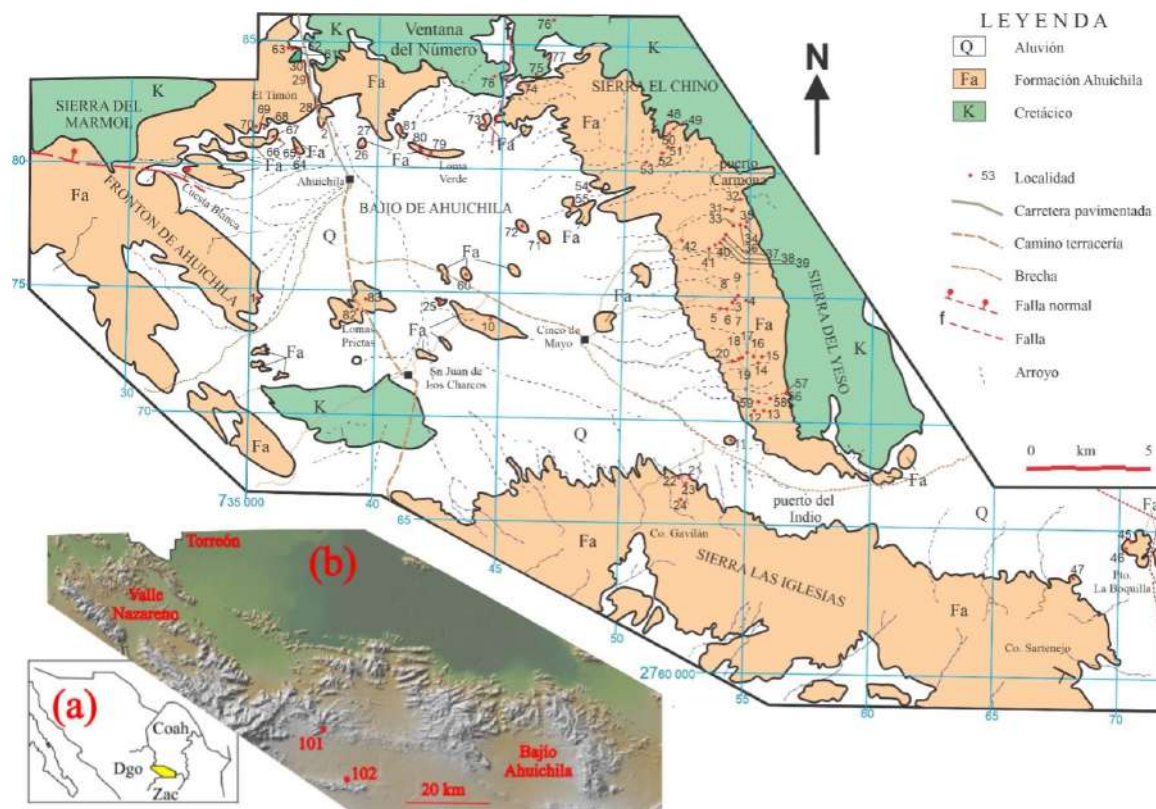


Figura S1 Mapa geológico simplificado del Bajío de Ahuichila y sus alrededores. Se muestra la ubicación de las localidades estudiadas en el campo. El inserto (a) señala la ubicación del mapa en el norte de México. (b) Mapa de elevación digital generado con *Geomap App* que incluye la localización de las dos áreas investigadas, así como la de las localidades 101 y 102 mencionadas en el texto.

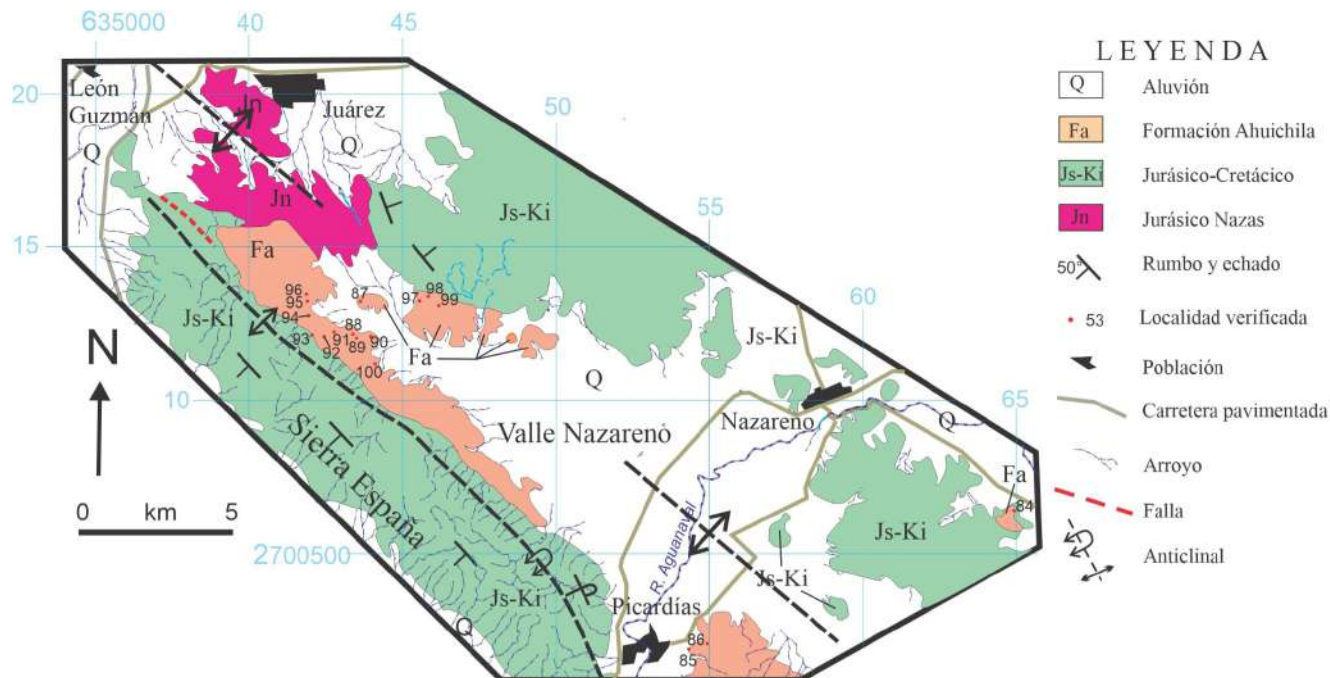


Figura S2 Mapa geológico simplificado del Valle Nazareno, muestra la ubicación de las localidades estudiadas en el campo.

Tabla S1-A. Localidades (Loc), X y Y coordenadas UTM (DATUM WGS84), Zona 13R y datos estructurales expresados como el azimut del echado (E) y su inclinación (i°).

Loc	X	Y	Echado E	i°	Loc	X	Y	Echado E	i°	Loc	X	Y	Echado E	i°
1	735076	2774625	002	22	35	754887	2778208	270	24	70	734964	2781984	080	40
2	737854	2781987	025	30	36	754703	2778094	247	32	71	747454	2777736	050	80
3	754143	2774919	252	50	37	753960	2777590	310	25	72	747050	2777785		
4	754801	2775150	270	40	38	753933	2777507	235	40	73	744276	2781530	210	87
5	753822	2774736	280	60	39	753817	2777383	290	50	74	745612	2782816	182	75
6	754058	2774728	270	82	40	753644	2777344	270	50	75	746766	2784075	232	72
7	754199	2775064	270	40	41	753458	2777259	220	60	76	747015	2787070	060	36
8	754362	2775102	262	40	42	752200	2777450	270	70	77	747002	2784715	052	30
					43	754348	2769484	250	42	78	745041	2783625	065	30
10	744578	2774115	222	20	44	772004	2756841	025	18	79	742022	2780615	220	10
11	754348	2769484	250	42	45	770452	2765404	195	17	80	741899	2780618	205	45
12	755784	2770649	275	54	46	770218	2765268	180	35	81	740913	2781390	045	40
13	755640	2770625			47	768264	2764038	232	20	82	739166	2774636	240	25
14	755387	2772545	268	70	48	751709	2782210	215	50	83	739685	2774983	242	35
15	755213	2772827	250	72	49	751872	2781969	200	60	84	664860	2806480	222	15
16	755094	2772862	240	65	50	751695	2781821	225	60	85	654551	2802853	053	35
17	755001	2772903	240	65	51	751608	2781377	228	60	86	654984	2803089	098	10
18	754895	2772762	222	60	52	751363	2780863			87	643659	2813340		
19	754728	2772716	242	60	53	750805	2780664	228	50	88	643412	2812208	026	30
20	754605	2772655			54	748522	2779429	220	30	89	643444	2812088	212	50
21	752922	2766862	185	22	55	747878	2778767	232	40	90	642981	2812123	201	48
22	752853	2766748	190	40	56	756469	2771300	270	85	91	642701	2812316		
23	752684	2766839	170	50	57	756514	2771437	225	40	92	642404	2812194	035	60
24	752523	2767048	160	45	58	755877	2771163	285	60	93	642101	2812157	045	85
25	742566	2774730	245	40	59	755453	2771092	280	62	94	642040	2812130	045	30
26	739382	2780890	075	38	60	743574	2775880	230	60	95	641897	2813267	060	25
27	739807	2781545	065	26	61	736677	2784830			96	641835	2813469		
28	737473	2782579	072	35	62	736534	2784910	082	30	97	645515	2813366	195	20
29	737180	2783921	072	35	63	736458	2784913	072	25	98	645867	2813380	160	40
30	737047	2784351			64	736728	2780767	260	15	99	646128	2813047		
31	754255	2778695	252	24	65	736608	2780930	030	20	100	644089	2811192	035	55
32	754437	2779095	240	15	66	735803	2781332	165	20	101	699405	2780194	190	20
33	754439	2778134	270	38	67	735416	2781500	030	20	102	703775	2770545	190	75
34	754750	2778135	270	20	68	735093	2781876	020	15					
35	754887	2778208	270	24	69	735142	2781950	040	40					

Tabla S1-B. Azimut de dirección de inclinación de planos de falla (E) y ángulo de inclinación (i°). So azimut del echado de estratos en las localidades 2 y 28.

Loc	So	Azimut E	i°	Loc	So	Azimut E	i°
2	025/30			28	072/35		
		108	50			235	72
		125	45			025	90
		140	45			195	50
		130	90			236	80
		145	62			260	72
		110	60			210	80
		300	80			240	70
		152	80				
		205	80				
		160	70				
		090	25				

Tabla S2-A. Echado de las capas (So) y orientación azimuthal del vector de inclinación de clastos imbricados en ortoconglomerado (E) y su ángulo de inclinación (/i). Localidades estudiadas (Loc).

PALEOCORRIENTES

Loc	So	E	/i	Loc	So	E	/i	Loc	So	E	/i	Loc	So	E	/i
27	So 65/26			46	So 180/35	130	50	47	So 232/20	330	25	58	So 285/60	294	80
		090	32			130	50			330	25			294	80
		090	32			130	50			330	25			294	80
		15	30			130	50			330	25			294	80
		040	55			130	70			330	25			294	80
		050	60			130	60			330	25			294	80
		044	20			110	40			330	25			294	80
		242	30			110	40			330	25			294	80
		068	15			130	50			330	25			294	80
		068	10			130	50			330	25			294	80
		065	20			130	50			330	25			290	65
		048	30			130	50			330	25			290	65
		042	40			130	70			330	25			290	65
		074	60			130	60			330	25			290	65
						110	40			330	25			290	65
						110	40			330	25			290	65
34	So 270/20					130	50	49	So 200/60	220	80			290	65
		255	35			130	50			220	80			290	65
		242	48			130	50			220	80			290	65
		320	38			130	50			220	80			290	65
		286	25			130	50			220	80			290	65
		285	30			130	70			220	80			288	80
		270	28			130	60			220	60			252	65
		208	20			110	40			220	60			252	65
		265	25			110	40			220	60			252	65
						092	60			220	60			252	65
45	So 195/17	170	42			092	60			220	60			090	90
		120	80			092	60			220	60			090	90
		160	32			090	60			220	60			090	90
		010	45			090	60			220	60			090	90
		165	28			130	70			182	72			090	90
		150	38			130	60			182	72			090	90
		128	30			110	40			182	72			090	90
		192	40			110	40			182	72			090	90
		172	40			092	60			182	72			090	90
		140	40			092	60			182	72			090	90
		140	40							182	72			090	90
		140	40							182	72			090	90
		230	60							182	72			090	90
		140	40							182	72			090	90
		150	40							226	60			090	90
		136	45							226	60			090	90
		110	25							226	60			090	90
										226	60				
										226	60				
										188	70				
										188	70				
										188	70				

Tabla S2-B. Localidad estudiada (Loc). Azimut de la dirección del echado y su inclinación (So). Orientación azimutal de dirección de paleocorriente (C).

Loc	So	C
47	232/20°	330
		328
		332
		330
		330
		325
		328
		330
		336
		332
		330
		325
		334